

Kapitel 3

Bestimmung der Wärmestromdichte im NEDB

3.1 Datenlage im NEDB und Auswahl der Lokationen zur Bestimmung der Wärmestromdichte

Die zahlreichen tiefen Bohrungen im NEDB, die die Grundlage für die vorliegende Arbeit bilden, sind als Erkundungsbohrungen im Zuge der Erdöl-/Erdgasexploration vor allem in den Jahren 1962-1990 abgeteuft worden (s. z.B. Hoth et al., 1993a). Um vor allem die Eigenschaften potentieller Speichergesteine gezielt untersuchen zu können, sind mit großem Aufwand Bohrkernkerne aus diesen Bohrungen gewonnen worden. Dadurch hat sich in den drei Jahrzehnten ein einmaliger Bestand an Kernmaterial gebildet, der heute größtenteils noch bei den jeweiligen Landesämtern verfügbar ist. Diese Ausgangslage stellt die Basis für die Bewertung der terrestrischen Wärmestromdichte im NEDB dar.

Die Auswahl der Bohrungen zur Bestimmung der Wärmestromdichte orientierte sich in erster Linie an der Qualität der Temperaturmessungen. Als zweites Kriterium mussten aus den entsprechenden Bohrungen Bohrkernkerne verfügbar sein, damit die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine bestimmt werden konnte. Diese Bohrkernkerne sind wiederum auf bestimmte Tiefenintervalle bzw. stratigraphische Einheiten konzentriert, so dass sich alleine aus der Datenlage eine Konzentration auf geologische Einheiten ergab.

3.1.1 Temperaturmessungen

Für die Bestimmung von Temperaturgradienten im NEDB liegen sowohl BHT-Daten als auch kontinuierliche Temperaturprofile vor. Aufgrund der starken Störung der BHT-Daten und ihrer problematischen Korrektur (s. Kap. 1.2) wurde auf eine Nutzung dieser Datensätze verzichtet und stattdessen nur die kontinuierlichen Temperaturprofile, welche mit analogen Thermistorsonden aufgezeichnet wurden, betrachtet.

Die Genauigkeit der kontinuierlichen Temperaturmessungen, die in Intervallen von 50 m vorliegen und im Rahmen der Erdöl-/Erdgasexploration aufgezeichnet wurden, wird von Fricke

& Schlosser (1980) mit ± 1 °C angegeben¹. Dennoch ist es wahrscheinlich, dass während des langen Einsatzes der Thermistorsonden der Fehler der Absolutwerte durch unterschiedliche Kalibrierung auch größer ist (Förster, 2001). Dadurch erhöht sich jedoch nicht der Fehler der aus diesen Temperaturen bestimmten Gradienten. Eine Bewertung der Temperaturmessungen aus 106 Bohrungen des NEDB ergab, dass die Mehrzahl der Temperaturprofile jedoch aufgrund unzureichender Standzeiten teilweise stark gestört sind (Förster, 2001).

Für die vorliegende Analyse wurden nur tiefe Bohrungen mit kontinuierlichen Temperaturprofilen berücksichtigt, die möglichst ungestört vom Bohrvorgang sind. Die Auswahl fiel damit zunächst auf die Temperaturprofile der Bohrungen *GrSk 3/90* (Messung vom 06.06.2002), *Gs 2/67*, *RmwL 11a/69* und *Sam 101/62* (Abb. 3.1). Allerdings sind die Temperaturprofile im oberen Bereich (bzw. bei der Bohrung *Sam 101/62* das gesamte 2000 m lange Profil) durch paläoklimatische Effekte beeinflusst (s. Kap. 3.3). Eine zweite Kategorie von Bohrungen ist durch annähernd im thermischen Gleichgewicht vorliegende Temperaturprofile gekennzeichnet. Es handelt sich um die Bohrungen *Barth 1/63*, *Chi 1/71*, *Pw 2/70* und *Sw 2/64*. Hier weicht die registrierte Temperatur am tiefsten Punkt des Temperaturlogs von der erwarteten ungestörten Temperatur weniger als 5 °C ab. Die dritte Kategorie wird durch die Bohrungen *Binz 1/73*, *FdlN 2/70*, *Gap 1/86* und *Gv 1/78* gebildet, in denen die Abweichung von der Gebirgstemperatur vermutlich zwischen 5 und 7 °C beträgt. Alle anderen Temperaturprofile der Bohrungen in Abb. 3.1 weisen eine Abweichung von gemessener Temperatur und Gebirgstemperatur am tiefsten Punkt des Temperaturprofils von mehr als 7 °C auf. Die Bestimmung der Wärmestromdichte erfolgte an den Bohrungen in den oben genannten Kategorien und an einer weiteren Bohrung, der Bohrung *Pnl 1/75* (s. Kap. 3.5).

3.1.2 Thermische Gesteinsparameter

Zur Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des NEDB finden sich bei Becher & Meincke (1968) und Hurtig & Schlosser (1976) Zusammenstellungen von Messergebnissen. Jedoch handelt es sich nur um eine geringe Anzahl von Messungen (Becher & Meincke, 1968) oder die Messwerte der Proben sind ohne Bezug zu ihrer Tiefe und faziellen Ausbildung zusammengestellt (Becher & Meincke, 1968; Hurtig & Schlosser, 1976). Zusätzlich muss beachtet werden, dass die zugrunde liegende Messmethodik nicht klar dokumentiert ist, so dass teilweise unklar ist, ob und wie die Proben für die Messung der Wärmeleitfähigkeit gesättigt worden sind. Diese Daten bilden daher eine ungünstige Basis zur Abschätzung von Wärmeleitfähigkeiten zur Bestimmung der Wärmestromdichte und für thermische Modellierungen.

Just (1991) hat für einige Gesteine des NEDB die radiogene Wärmeproduktion aufgeführt, die sich jedoch nicht einer bestimmten Lithologie, Stratigraphie oder Lokalität zuordnen lassen.

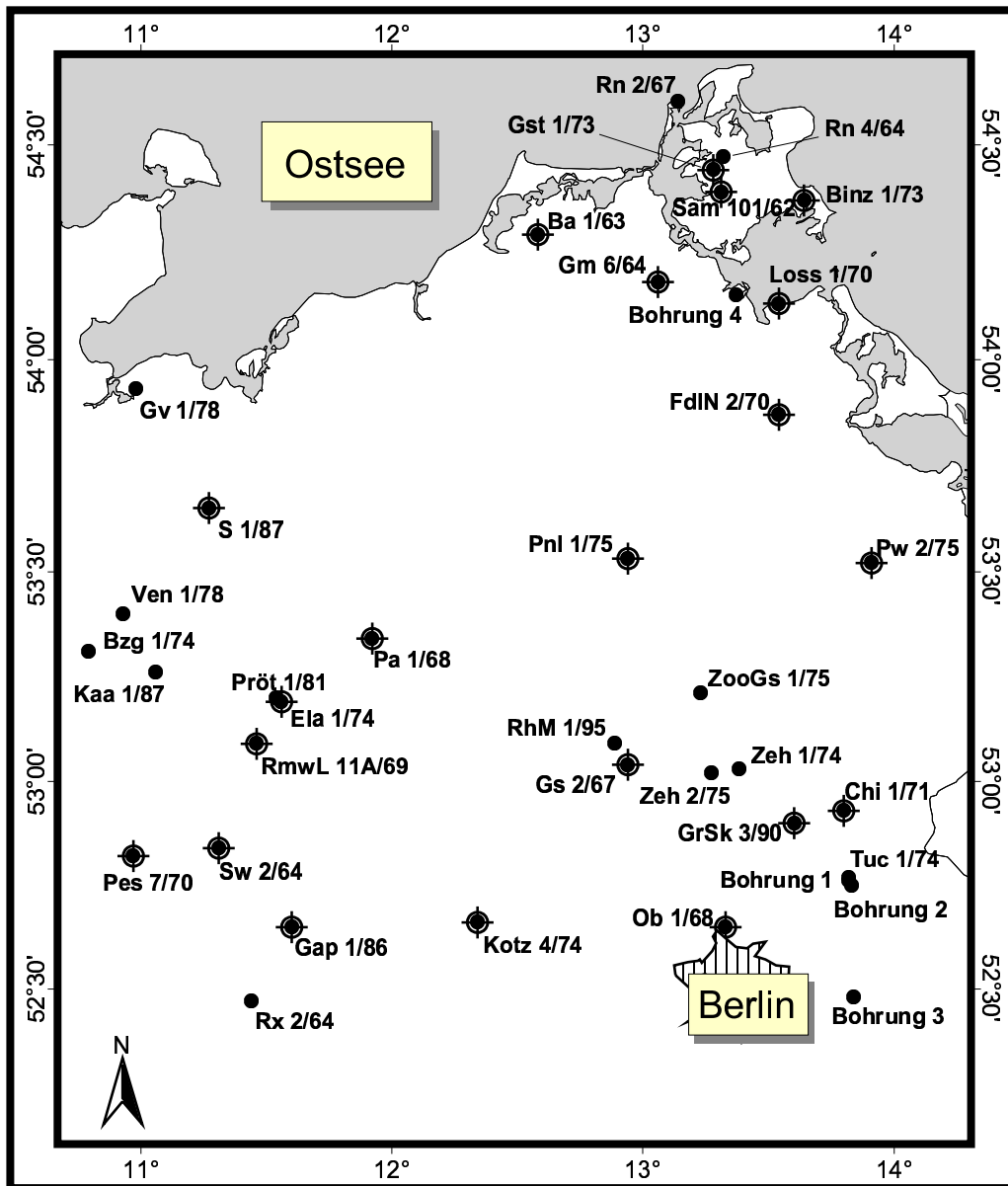
Aufgrund der unsicheren bzw. im Falle der Wärmeproduktion nicht vorhandenen Kenntnis der thermischen Eigenschaften der Gesteine im NEDB ist eine Neubestimmung der thermischen Eigenschaften nötig (s. Kap. 3.2).

¹Einzige Ausnahme stellt die im Jahr 2000 vertiefte und seitdem mehrfach neu vermessene Bohrung *GrSk 3/90* dar; hier beträgt die Genauigkeit der Temperaturmessungen 0,1 °C (Huenges & Hurter, 2002).

3.1.3 Bohrkerne und Bohrungsunterlagen

Für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmeproduktion der Gesteine des NEDB wurden Bohrkerne aus dem verfügbaren Kernprobenbestand ausgewählt. Die Beprobung war dabei auf Bereiche fokussiert, in denen auch ein Temperaturprofil gemessen worden war. Wie sich herausstellte, weicht der Kernprobenbestand in den Landesämtern teilweise erheblich von dem primären in den Bohrungsunterlagen angegebenen Bestand ab. Ein hoher Grad der Beprobung als auch einfach Kapazitätsprobleme bei der Einlagerung mögen dafür verantwortlich sein. Jedenfalls standen damit für einige Bohrungen nur wenige zusammenhängende Kernmärsche für die Beprobung und Messung petrophysikalischer Eigenschaften zur Verfügung. Da vor allem die Speichergesteine des Rotliegend (Unteres Perm) über Jahrzehnte den Mittelpunkt der Untersuchungen bildeten und von der Industrie in den Bohrungen gekernt wurden, konzentriert sich in dieser Arbeit die Bestimmung der petrophysikalischen Eigenschaften zu einem Großteil auf die entsprechenden stratigraphischen Einheiten. Nur untergeordnet wurden auch Proben der Trias und des Zechsteins, des Karbons sowie des Devons untersucht. Eine relativ große Anzahl von Proben sind permokarbonische Vulkanite. Abb. 3.1 zeigt die Lokationen, an denen Kernproben zur Untersuchung entnommen worden sind.

Aufgrund der überwiegend geringen Auflösung der Temperaturprofile kann die Gradientenbestimmung i.d.R. nur über Intervalle mit mehr als 50 m Mächtigkeit erfolgen. Um für die Bestimmung der Wärmestromdichte die Wärmeleitfähigkeiten von Tiefenintervallen mit mehreren hundert Metern Mächtigkeit, in denen die Lithologie stark variieren kann, abschätzen zu können, reichen die nur punktuell und in Abhängigkeit von dem vorhandenen Kernmaterial durchgeführten Wärmeleitfähigkeitsmessungen nicht aus. Die notwendigen Informationen zur lithologischen Variabilität wurden den Schichtenverzeichnissen und geophysikalischen Bohrlochmessungen der Bohrungen entnommen (Abb. 3.1). Die Bohrlochmessungen (ausgenommen die Temperaturmessungen) weisen dabei von Bohrung zu Bohrung eine stark unterschiedliche Qualität auf. Zum einen sind immer nur bestimmte Tiefenintervalle vermessen worden, zum anderen liegen die recht alten Messungen überwiegend nur analog vor und sind zudem allein optisch häufig von schlechter Qualität, welches eine schnelle Auswertung und Qualitätsanalyse dieser Messungen verhindert. Erschwerend kommt hinzu, dass vielfach die Informationen über eingesetzte Mess-Sonden, Bohrspülungen oder die Fahrtgeschwindigkeit nicht oder nur unzureichend recherchierbar sind. Da eine Digitalisierung sehr zeit- und kostenintensiv ist, wurden Bohrlochmessungen wie die Messungen zur akustischen Laufzeit und Neutron-Gamma-Messungen nur im Einzelfall genutzt, wo bereits digitalisierte Daten vorlagen. Mit ihnen wurde versucht, die Wärmeleitfähigkeit indirekt zu bestimmen (Kap. 3.2.1.2). Eine Ausnahme bilden die Messungen zur natürlichen Gammastrahlung (GR-Log) und des Bohrlochdurchmessers (Kalibers). Diese analogen Aufzeichnungen wurden von den in der Abb. 3.1 gekennzeichneten Bohrungen digitalisiert und unter Einbeziehung der zugänglichen Messprotokolle für die Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion (Kap. 3.2.2.2) und für die qualitative Ansprache des lithologischen Profils (Kap. 3.2.1.2) genutzt.



- Bohrlochmessungen (GR-Logs)
- ⊕ Kernproben

Abbildung 3.1: Karte der Bohrungen, von denen Kernproben und Daten von geophysikalischen Bohrlochmessungen bearbeitet wurden. Es bedeuten:

Ba 1/63, Barth 1/63; **Bzg 1/74**, Boizenburg 1/74; **Chi 1/71**, Chorin 1/71; **Ela 1/74**, Eldena 1/74; **FdIN 2/70**, Friedland 2/70; **Gap 1/86**, Garlipp 1/86; **Gm 6/64**, Grimmen 6/64; **GrSk 3/90**, Groß Schönebeck 3/90; **Gs 2/67**, Gransee 2/67; **Gst 1/73**, Gingst 1/73; **Gv 1/78**, Grevesmühlen 1/78; **Kaa 1/87**, Kaarssen 1/87; **Kotz 4/74**, Kotzen 4/74; **Ob 1/68**, Oranienburg 1/68; **Pa 1/68**, Parchim 1/68; **Pes 7/70**, Peckensen 7/70; **Pnl 1/75**, Penzlin 1/75; **Pröt 1/81**, Pröttlin 1/81; **Pw 2/75**, Pasewalk 2/75; **RhM 1/95**, Rheinsberg 1/95; **RmwL 11A/69**, Rambow 11A/69; **Rn 2/67**, Rügen 2/67; **Rn 4/64**, Rügen 4/64; **Rx 2/64**, Roxförde 2/64; **S 1/87**, Schwerin 1/87; **Sam 101/62**, Samtens 101/62; **Sw 2/64**, Salzwedel 2/64; **Tuc 1/74**, Tuchen 1/74; **Zeh 1/74**, Zehdenick 1/74; **Zeh 2/75**, Zehdenick 2/75; **ZooGs 1/75**, Zootzen 1/75. Die Bohrungen 1-4 sind vertraulich.

3.1.4 Weitere relevante Daten

Für die Berechnung der radiogenen Wärmeproduktion konnten die Ergebnisse chemischer Analysen permokarbonischer Magmatite von Benek et al. (1995, 1996) genutzt werden (Kap. 3.2.2). Kopietz et al. (1995) geben Wärmeleitfähigkeitswerte für Salzgesteine an, welche in der vorliegenden Arbeit nicht beprobt werden konnten. Publierte seismische, gravimetrische und magnetotellurische Untersuchungsergebnisse und Modelle bilden schließlich die Grundlage für die Interpretation des Wärmestroms im krustalen Kontext (Kap. 4).

3.2 Neudaten thermischer Gesteinsparameter

3.2.1 Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit (und Porosität)

Die Wärmeleitfähigkeit (λ) wurde an 363 Kernproben untersucht. 196 Proben sind Sedimentgesteine des Rotliegend, 53 entstammen dem sedimentären Präperm und 80 Proben sind permokarbonische Magmatite. Weitere 34 Proben sind aus Ablagerungen des Zechsteins und der Trias entnommen.

Die Messungen sind in mehreren Richtungen an Bohrkernen durchgeführt worden, um die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit abschätzen zu können. Zum einen wurde entlang der prinzipiellen Richtung der Wärmestromdichte auf der gesägten Ober- bzw. Unterseite des Kerns (ct, cb in Abb. 3.2) gemessen. Der in dieser Richtung bestimmte Wert wird λ_{\perp} genannt. Zum anderen erfolgten Messungen senkrecht zu dieser Richtung (auf einer Ebene entlang der vertikalen Kernachse). Die Messwerte dieser Richtung werden mit λ_{\parallel} bezeichnet. Für die meisten Rotliegend Sedimente ist λ_{\perp} gleich bedeutend mit der Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung, und λ_{\parallel} entspricht der Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schichtung der Sedimente². Die Anisotropie (An) wird definiert durch das Verhältnis von maximaler Wärmeleitfähigkeit (λ_{max}) zu minimaler Wärmeleitfähigkeit (λ_{min}) gemessen in diesen beiden Richtungen. Da einige Proben ein geringes Einfallen der Schichtung aufweisen, entspricht die so bestimmte Anisotropie nicht zwangsläufig der maximalen Anisotropie des Gesteins.

An trockenen Gesteinen gemessene Wärmeleitfähigkeiten wurden nach dem geometrischen Mittel (s. Seite 12) auf wasser-gesättigte Verhältnisse umgerechnet. Die Porositätswerte, die für diese Berechnungen benötigt werden, wurden nach dem Archimedischen Prinzip durch Gewichtsveränderung zwischen getrockneter und gesättigter Probe bestimmt. Dazu wurden die Proben bei 60 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und anschließend unter Vakuum mit Wasser gesättigt. Gesteine

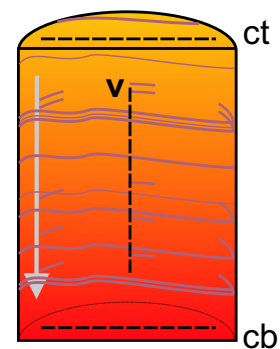


Abbildung 3.2: Orientierung der Wärmeleitfähigkeitsmessungen auf den Proben. Gestrichelte Geraden entspr. Messlinien; $v = \lambda_{\parallel}$; ct, cb = λ_{\perp} . Weißer Pfeil = Ausrichtung des Bohrkerns in der Bohrung, Spitze weist in Richtung Bohrkrone.

²Die Wärmeleitfähigkeit wird senkrecht zur Messlinie bestimmt.

mit erkennbar höherer Porosität wurden zudem direkt unter saturierten Bedingungen gemessen. So konnten gemessene wassergesättigte Wärmeleitfähigkeiten (λ_{satm}) direkt mit kalkuliertsaturierten Werten der Wärmeleitfähigkeit (λ_{satc}) verglichen werden.

Die Messung der Wärmeleitfähigkeit wurde für einige wenige Vulkanitproben anfangs mit der Halbraumlinienquelle am GFZ Potsdam durchgeführt. Die Mehrzahl aller Proben wurde jedoch mit der „*Optical Scanning*“-Methode gemessen (vgl. Kapitel 1.3.1, S. 9). Genutzt wurden zwei Apparaturen der Fa. Lippmann & Rauen GbR: zunächst die TCS-Apparatur am GGA in Hannover und später aufgrund einer Neuanschaffung die TCS-Apparatur am GFZ in Potsdam. Die an den verschiedenen Apparaturen erhobenen Daten sind konsistent (s. auch Popov et al., 1999).

Messungen mit der Halbraumlinienquelle Benutzt wurde das Wärmeleitfähigkeitsmessgerät TK04 der Firma TeKa Berlin. Das Auswerteprogramm (Version 3.46) beinhaltet einen Algorithmus, der automatisch beurteilt, ob der Verlauf der Temperaturkurve sich zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit eignet oder nicht. Mit einer kleinen Halbraumlinienquelle, die eine runde Auflagefläche von etwa 5 cm benötigt und dem GFZ nur leihweise für begrenzte Zeit zur Verfügung stand, konnten Messungen an Bohrkernen der Bohrung *Oranienburg 1/68* durchgeführt werden, die ebenfalls nur kurzfristig zur Verfügung standen. Hier wurden 8 Proben vermessen, jedoch aufgrund des kleinen Durchmessers der Proben nur eine davon auch auf einer Endfläche (Proben Ob-G02 und Ob-K01 bis -K07, siehe Anhang A.2, S. 211).

Messungen mit der TCS-Apparatur Da die zur Verfügung stehenden Kerne überwiegend einen Durchmesser von weniger als 8 cm aufwiesen, wurde die TCS-Apparatur für die weitere Bestimmung eingesetzt. Damit kann auch bei den Bohrkernen mit kleinerem Durchmesser die Wärmeleitfähigkeit in Richtung der Tiefenachse bestimmt werden. Die Proben sind zur Vorbereitung auf die Messung gesägt und anschließend mit einem etwa 10–15 mm breiten und ca. 30 μm dicken Streifen schwarzen Acryllacks entlang der Messlinien versehen worden. Es wurde darauf geachtet, dass die lackierten Flächen in der Ausbildung (Art des Lacks, Breite und Dicke der Farbschicht) denen der Standardproben entsprechen. Durch diese Prozedur haben alle Oberflächen, die mit der Apparatur gemessen werden, dasselbe Reflexions- und Absorptionsverhalten. Die Probendurchmesser waren alle größer als 3 cm. Der Fehler, der unter diesen Bedingungen für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit unter trockenen oder saturierten Bedingungen zu erwarten ist, beträgt $< 3 \%$ (s. Popov et al., 1999; Popov et al., 2003).

3.2.1.1 Anisotropie, Porosität und Mineralogie

Die gemessene Wärmeleitfähigkeit variiert innerhalb der Gesteinstypen und in Abhängigkeit von der Probenorientierung beträchtlich (Tab. 3.1 und Tab. 3.2, sowie Tab. A.2 im Anhang). In den klastischen Gesteinen und den Karbonaten weisen die Ton- und Siltsteine die niedrigsten mittleren Wärmeleitfähigkeiten auf. Die Werte liegen für die Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur

Schichtung (λ_{\perp} , Tab. 3.1A) zwischen 2,3 und 3,6 W/m/K, einzelne Proben erreichen Werte von 0,9 bzw. 4,6 W/m/K. Die Wärmeleitfähigkeit von Konglomeraten liegt mit 3,2–3,4 W/m/K am oberen Ende des Bereiches von Ton- und Siltsteinen. Die weitaus größte Variabilität der mittleren Wärmeleitfähigkeit wurde in den Sandsteinen nachgewiesen (2,6–4,8 W/m/K). Die höchsten Wärmeleitfähigkeitswerte wurde in den Anhydrit- und Dolomitgesteinen des Zechsteins gemessen (5,3 W/m/K). Die beprobten Kalk- und Mergelsteine zeigen mittlere Wärmeleitfähigkeiten zwischen 2,5 und 3 W/m/K. Die Wärmeleitfähigkeit jeder Gesteinsgruppe variiert beträchtlich in Abhängigkeit von der jeweiligen Mineralogie (Zementation) und Porosität.

A Sedimentgesteine

Stratigraphie	Tonstein			Siltstein			Sandstein			Konglomerat			Kalk- / Mergelstein			Anhydrit / Dolomit				
	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N		
Keuper																				
Muschelkalk	2,3		1					2,9	1											
Buntsandstein	1,9	2,7	2,3	6	1,8	3,2	2,5	2	3,5	1										
Zechstein	0,9		1					3,3	56				2,1	4,2	3,0	9	4,3	5,8	5,3	12
Elbe Subgruppe	1,5	3,8	2,3	18	1,7	5,5	2,9	25	1,9	5,3	4,0	56	2,4	3,4	3,2	6				
Havel Subgruppe	1,9	4,2	2,8	6	2,3	3,9	2,9	13	2,3	5,3	4,2	30	2,7	4,2	3,3	6				
Müritz Subgruppe								2,5	2,7	2,6	2	2,4	3,9	3,2	9					
Altmark Subgruppe					2,3		1					2,6	4,3	3,4	2					
Stefan								4,3	5,5	4,7	5									
Westfal	2,9	4,6	3,6	3	2,6	4,1	3,4	11	2,7	6,0	4,6	18								
Namur					3,0		1	3,3	4,0	3,6	4									
Visé	2,7		1																	
Frasne												2,2	2,7	2,5	2					
Givét												2,0	3,0	2,5	3					
Eifel					3,6		1													

B Permokarbonische Magmatite

Rhyolith			Trachyt			Dazit			Andesit			Basalt			Dolerit			Granit									
Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N	Bereich	$\bar{\lambda}$	N							
2,2	3,4	2,9	25	2,1	3,0	2,5	2	2,1	2,4	2,3	4	1,9	2,9	2,3	21	1,9	2,7	2,2	6	1,7	2,3	2,0	5	2,9	3,5	3,1	8

Tabelle 3.1: Wärmeleitfähigkeit λ_{\perp} (in W/m/K) für wassergesättigte Proben. (A) Sedimentgesteine, (B) Magmatite. λ_{\perp} aus saturiert gemessenen und saturiert kalkulierten Werten (auf der Basis des geometrischen Mittels mit λ_{\perp} , trocken gemessen, und der Porosität). Einzelne Messungen im Anhang, Tab. A.2, S. 211. N = Anzahl der Messwerte.

Die untersuchten permokarbonischen Magmatite (Tab. 3.1B) umfassen plutonische und vulkanische Gesteine. Die granitischen Gesteine weisen mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von 3,1 W/m/K (senkrecht zur Foliation) die höchsten Werte auf. Ihnen folgen die Rhyolithe mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von 2,9 W/m/K. Die niedrigsten Werte weisen Basalte (2,2 W/m/K) und Dolerite (2,0 W/m/K) auf. Die Höhe der Wärmeleitfähigkeit kann mit dem Gehalt an SiO₂ korreliert werden: er beträgt in Rhyolithen $72,1 \pm 1,7$ Gew.-% (N=15), in Trachyten und Daziten um $65,2 \pm 1,8$ Gew.-% (jeweils zwei Proben), in Andesiten $55 \pm 2,6$ Gew.-% (N=10) und in Basalten $46,8 \pm 1,1$ Gew.-% (N=4). Die Dolerite (Bohrung *Gst 1/73* auf Rügen; Benek et al., 1995) haben SiO₂-Gehalte von etwa 43,2 Gew.-%.

Die Tabelle 3.2 führt die Messungen parallel zur Schichtung bzw. Foliation an (λ_{\parallel}). Für die klastischen Gesteine und die Karbonate werden in der Regel höhere Messwerte erreicht als in Tab. 3.1A. Die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit ist im allgemeinen jedoch relativ niedrig (s. Tab. 3.3).

Die höchste Anisotropie wurde erwartungsgemäß in den Ton- und Siltsteinen festgestellt

A Sedimentgesteine

Stratigraphie	Tonstein			Siltstein			Sandstein			Konglomerat			Kalk- / Mergelstein			Anhydrit / Dolomit			
	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	
Keuper Muschelkalk Buntsandstein	2,3			1															
Zechstein	1,5			1									2,7 3,8 3,0 5			4,8 5,7 5,3 5			
Elbe Subgruppe	2,5	3,6	2,7	14	2,1	4,8	3,2	24	2,8	5,8	4,1	47	2,7	3,6	3,1	5			
Havel Subgruppe	2,5	4,1	3,1	6	2,9	4,5	3,6	13	3,0	5,7	4,4	22	2,5	4,4	3,2	4			
Müritz Subgruppe																			
Altmark Subgruppe				2,7			1												
Stefan										4,5 5,8 5,1 5									
Westfal	3,4	4,3	3,8	3	3,2	4,2	3,7	10	3,2	6,3	4,8	18							
Namur										3,5 4,5 3,9 5									
Visé													2,5 2,7 2,6 2						
Frasne													2,4 3,2 2,8 4						
Givét										4,0 5,7 4,7 3									
Eifel				3,9			1												

B Permokarbonische Magmatite

Rhyolith				Trachyt			Dazit			Andesit			Basalt			Dolerit			Granit							
Bereich	Ø	N		Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N					
2,1	3,3	2,9	17	2,1	1		2,5	3,6	2,9	3	1,9	3,0	2,3	24	1,8	2,7	2,1	4	1,9	2,3	2,1	4	2,2	3,5	3,0	5

Tabelle 3.2: Wärmeleitfähigkeit $\lambda_{||}$ (in W/m/K) für wassergesättigte Proben. (A) Sedimentgesteine, (B) Magmatite. $\lambda_{||}$ aus saturiert gemessenen und saturiert kalkulierten Werten (auf der Basis des geometrischen Mittels mit $\lambda_{||}$, trocken gemessen, und der Porosität). Einzelne Messungen im Anhang, Tab. A.2, S. 211. N = Anzahl der Messwerte.

A Sedimentgesteine

Stratigraphie	Tonstein			Siltstein			Sandstein			Konglomerat			Kalk- / Mergelstein			Anhydrit / Dolomit			
	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	
Keuper Muschelkalk Buntsandstein	1,03			1															
Zechstein	1,76			1									1,01 1,18 1,09 5			1,00 1,04 1,02 5			
Elbe Subgruppe	1,02	1,65	1,27	13	1,00	1,53	1,15	21	1,00	1,71	1,10	40	1,00	1,18	1,08	5			
Havel Subgruppe	1,03	1,39	1,15	6	1,01	1,47	1,23	12	1,00	1,36	1,10	21	1,04	1,16	1,08	4			
Müritz Subgruppe																			
Altmark Subgruppe				1,14			1												
Stefan										1,01 1,06 1,03 5									
Westfal	1,02	1,17	1,08	3	1,02	1,29	1,11	10	1,01	1,15	1,07	17							
Namur										1,02 1,16 1,09 4									
Visé													1,00 1,10 1,05 2						
Frasne													1,03 1,26 1,13 3						
Givét										1,00 1,04 1,02 3									
Eifel				1,10			1												

B Permokarbonische Magmatite

Rhyolith				Trachyt			Dazit			Andesit			Basalt			Dolerit			Granit							
Bereich	Ø	N		Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N					
1,00	1,12	1,04	16	1,01	1		1,14	1,50	1,27	3	1,00	1,14	1,04	17	1,00	1,12	1,04	4	1,00	1,02	1,01	4	1,00	1,35	1,08	5

Tabelle 3.3: Anisotropie der wassergesättigten Proben. (A) Sedimentgesteine, (B) Magmatite. Der Anisotropiewert wurde aus saturiert gemessenen bzw. saturiert kalkulierten Werten (auf der Basis des geometrischen Mittels mit $\lambda_{||}$ und λ_{\perp} , trocken gemessen, und der Porosität) bestimmt. Einzelne Messungen im Anhang, Tab. A.2, S. 211. N = Anzahl der Messwertpaare.

(1,08–1,27 bzw. 1,10–1,26). Tonige Gesteine enthalten in hohem Maße Phyllosilikate, die entlang ihrer Silikat-Schichten eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit als senkrecht dazu aufweisen. Da sich die Phyllosilikate während der Kompaktion des Gesteins dem Druck entsprechend ausrichten, kann mit einer höheren Wärmeleitfähigkeit entlang der Schichtung gerechnet werden.

Weniger ausgeprägt ist die Anisotropie der Karbonate (1,05–1,13), der Sandsteine (1,02–1,10), der Konglomerate (1,03–1,08) und der Anhydrit- und Dolomitgesteine (1,02). Im Gegensatz zu den Ton- und Siltsteinen wird die Anisotropie von Sandsteinen und Konglomeraten mehr durch die Ausbildung und Struktur der Körner und der Porenräume bestimmt als durch die Orientierung der Phyllosilikate (s. Hurtig, 1965). Die Magmatite weisen geringe mittlere Anisotropiewerte auf. Einzige Ausnahme bilden mit einer mittleren Anisotropie von 1,27 die Dazite.

Die Häufigkeitsverteilung der Anisotropiewerte (Abb. 3.3) unterstreicht, dass die Anisotropie für alle Gesteinstypen überwiegend niedrig ausgebildet ist. Magmatite haben in 67 % der Fälle einen Wert $<1,1$ (Mittelwert: 1,06; StAbw: 0,09; N: 51). Dies stimmt mit dem äußerlichen Erscheinungsbild der Proben überein, welches keine besonders ausgerichteten strukturellen Merkmale erkennen lässt. Sandsteine und Konglomerate zeigen eine ähnliche Verteilung, wobei immerhin 26 % eine Anisotropie $>1,1$ (Magmatite: 16 %) aufweisen. Die mittlere Anisotropie dieser Gesteine wird mit 1,08 (StAbw: 0,10; N: 110) bestimmt. Tonsteine zeigen ein leicht anderes Anisotropieverhalten: in 57 % der Fälle ist der Wert der Anisotropie $\geq 1,2$. Im Vergleich zu anderen veröffentlichten Daten, sind die bestimmten Anisotropiewerte der Tonsteine (Mittelwert: 1,18; StAbw: 0,16; N:66) niedrig (s. z.B. Schön, 1983).

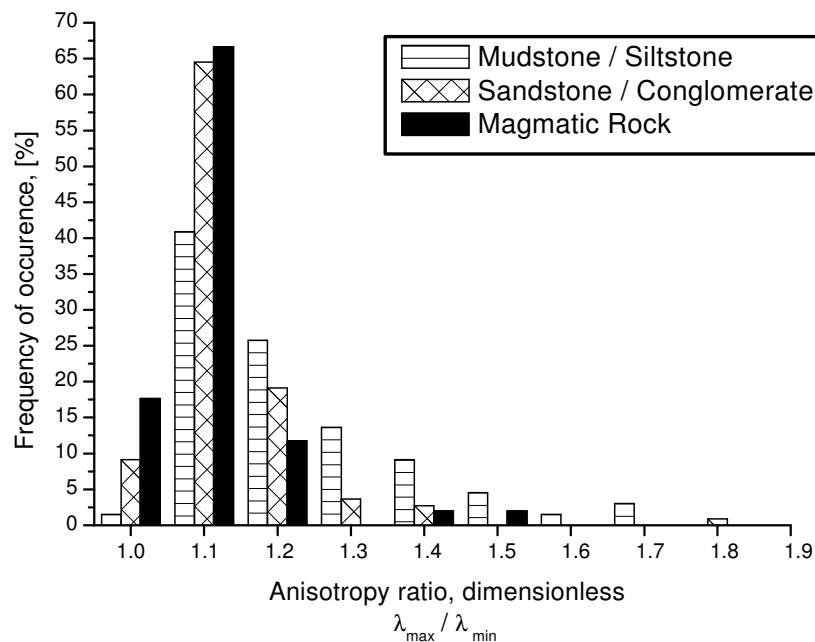


Abbildung 3.3: Häufigkeitsverteilung der Anisotropiewerte in Abhängigkeit vom Gesteinstyp. Betrachtet wurden nur Gesteine des Präechsteins.

In Anlehnung an Karl (1965), der geschichtete Gesteine anhand ihrer Anisotropiewerte in schwach geschichtete Gesteine (1,00–1,20), geschichtete Gesteine (1,30–1,40) und stark geschichtete Gesteine (1,50–2,00) unterteilte, sind die untersuchten Proben als überwiegend schwach geschichtet einzustufen. Die Wahl eines isotropen Gesteinsmodells (wie das geometrische Mittel) zur Berechnung von saturierten Wärmeleitfähigkeiten aus der trocken gemessenen Wärmeleit-

fähigkeit scheint damit auch aus diesem Grund gerechtfertigt.

Porosität und Mineralogie Die überwiegende Anzahl der sedimentären Kernproben kommt aus Tiefen zwischen 3000–5000 m und stellt konsolidiertes Gestein dar. Daher sind nur geringe Änderungen der Porosität mit der Versenkungstiefe zu erwarten. Gleichwohl lässt sich für die Rotliegend Sedimente ein schwacher Trend abnehmender Porosität mit zunehmender Tiefe erkennen (Abb. 3.4A), jedoch scheint die Wärmeleitfähigkeit der Proben nicht mit der Tiefe zu korrelieren (Abb. 3.4B).

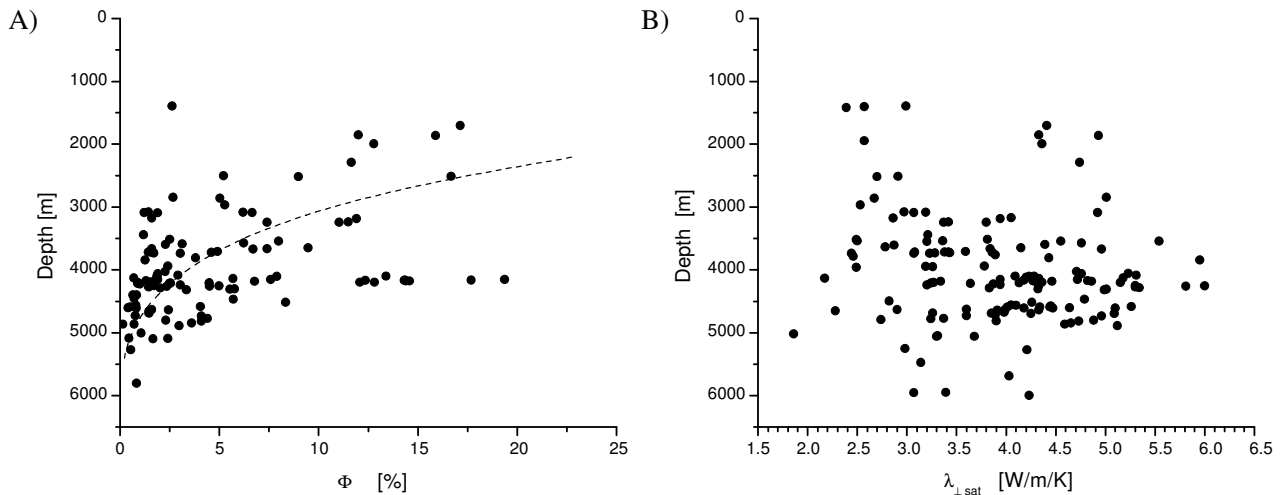


Abbildung 3.4: Einfluss der Tiefe auf Porosität und Wärmeleitfähigkeit der Rotliegend Sand- und Siltsteine. (A) Porosität (Φ , in %) gegen Tiefe (in m), (B) Wärmeleitfähigkeit ($\lambda_{\perp, sat}$, in W/m/K) gegen Tiefe (in m). λ_{\parallel} ist nicht dargestellt, zeigt aber eine noch geringere Korrelation.

Lithologie	Quarz-Zemente			Ton-/Matrix-Zemente			Abweichung WLF [W/m/K]
	WLF [W/m/K]	StAbw	N	WLF [W/m/K]	StAbw	N	
Sandstein	4,6	0,7	54	3,2	0,5	15	1,4
Siltstein	3,5	0,5	13	3,0	0,5	9	0,5
Tonstein	3,4	0,7	4	2,4	0,3	10	1,1

Tabelle 3.4: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Hauptzementart. Die Wärmeleitfähigkeit ist der Mittelwert von λ_{\parallel} und λ_{\perp} , siehe Anhang A.2.

Die Variabilität der Wärmeleitfähigkeit dieser Gesteine ist daher in erster Linie auf Änderungen des Mineralbestandes (von Körnern und Zement) zurückzuführen. Von besonderem Einfluss ist dabei der Gehalt an Quarz. In der Tabelle 3.4 sind die mittleren Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen mit überwiegend tonigen Zementen den Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen mit Quarz-dominierten Zementen gegenübergestellt. Neben diesen beiden Zementarten sind variable Zusammensetzungen von Anhydrit-, Kalzit- und Hämatitzementen mitverantwortlich für die Variation der Wärmeleitfähigkeit in Abb. 3.4B (s. Anhang A.9, S. 228).

Wie Jöeleht et al. (2002) zeigen, nimmt die Wärmeleitfähigkeit von quarzreichen Proben mit dem zunehmenden Anteil von Schichtsilikaten, Karbonaten und Feldspäten zu. Sandsteinproben der Elbe Subgruppe der Bohrung *Ob 1/68* (Ob-N07 und Ob-N08, s. Anhang A.2) zeigen bei annähernd gleicher Porosität (7,4 % und 6,7 %) ein ähnliches Verhalten. Sie weisen Wärmeleitfähigkeiten von $\lambda_{\perp sat} = 3,4$ W/m/K (Ob-N07) bzw. 5,0 W/m/K (Ob-N08) auf. Modalanalysen dieser Proben belegen einen eindeutigen Zusammenhang von Wärmeleitfähigkeit und Gehalt an Quarzkörnern und Quarzzementen. Während die Probe Ob-N08 einen Quarzgehalt_{Korn} von 66,7 % und einen Quarzgehalt_{Zement} von 16,7 % besitzt, weist die Probe Ob-N07 59,1 % Quarzgehalt_{Korn} und nur 1 % Quarzgehalt_{Zement} auf. Daneben hat die Probe Ob-N07 einen deutlich höheren Gehalt von Matrixmineralen (wie Illit), während diese Minerale bei dem Sandstein Ob-N08 fast vollständig fehlen (12,4 % zu 0,9 %). Unter Berücksichtigung der im Durchschnitt niedrigeren Wärmeleitfähigkeit der anisotropen Schichtsilikate im Vergleich zu Quarz (siehe Brigaud & Vasseur, 1989; Clauser & Huenges, 1995) und des höheren Quarzzementgehaltes der Probe Ob-N08, kann der deutliche Wärmeleitfähigkeitsunterschied dieser beiden Proben auf ihre unterschiedliche Mineralzusammensetzung zurückgeführt werden.

Vergleich gemessener und berechneter Wärmeleitfähigkeiten Obwohl die untersuchten Proben eine durchschnittliche Porosität von < 3 % aufweisen, kann die Porosität in Abhängigkeit von der Porenfüllung den Wert der Wärmeleitfähigkeit beeinflussen. Um diesen Effekt zu untersuchen, wurde das Verhältnis der Wärmeleitfähigkeit gemessen an wassergesättigten Proben zu der gemessenen an trockenen Proben (mit Luft gefüllte Poren) gegen die Porosität aufgetragen (Abb. 3.5).

Vier wesentliche Schlussfolgerungen ergeben sich aus Abbildung 3.5: (1) die Wärmeleitfähigkeit von wassergesättigten Proben ist höher als die von luftgesättigten (d.h. das Verhältnis ist > 1), (2) die berechneten Verhältnisse der gemessenen Werte sind mit der Porosität positiv korreliert (sie folgen dabei eher einem linearen oder logarithmischen Trend), (3) die beobachteten Werte sind generell höher als die theoretischen Werte des geometrischen Mittels und (4) die Abweichung sind für λ_{\perp} größer als für λ_{\parallel} . Diese größere Abweichung zwischen kalkulierten und gemessenen λ_{\perp} -Werten ist höchstwahrscheinlich ein Effekt von Mikrorissen in den Proben, welcher nicht im Detail untersucht worden ist. Popov et al. (2003) zeigen, dass die Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schichtung besser mit anderen physikalischen Eigenschaften korreliert als die Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung. Sie führen dies auf einen signifikanten Einfluss von Haarrissen, die parallel zur Schichtung orientiert sind, zurück.

Daten von Brigaud & Vasseur (1989) zeigen einen ähnlichen Trend. Auch hier sind für den entsprechenden Porositätsbereich von 0–20 % die Werte der gemessenen wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit überwiegend höher als die nach dem geometrischen Mittel berechneten Werte. Die Autoren konstatieren dennoch eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Wärmeleitfähigkeitswerten im Porositätsbereich von 0–50 %. Die Gründe für die Diskrepanz zwischen berechneten und beobachteten Werte der Wärmeleitfähigkeit im niedrigeren

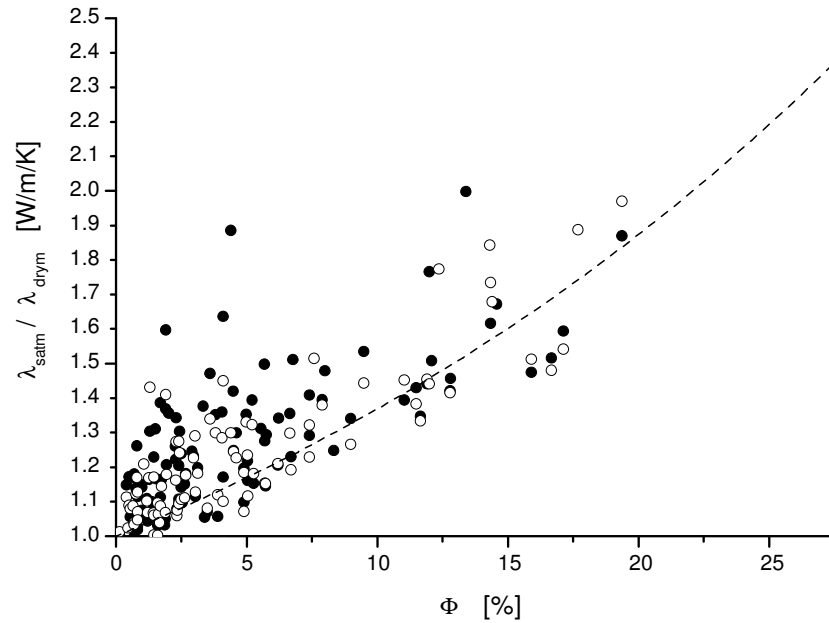


Abbildung 3.5: Einfluss der Porenfüllung auf die Wärmeleitfähigkeit (λ , W/m/K). Das Verhältnis von wassergesättigter (λ_{satm}) zu luftgesättigter (λ_{drym}) Wärmeleitfähigkeit ist als Funktion der Porosität (Φ , %) aufgetragen. Ausgefüllte Kreise: Messwerte von λ_{\perp} , unausgefüllte Kreise: Messwerte von λ_{\parallel} . Die gestrichelte Linie stellt die Abschätzung von λ berechnet nach dem geometrischen Mittel dar (Gleichung 1.10).

Porositätsbereich sind nicht geklärt. Vermutlich wird die Diskrepanz durch verschiedene Porengeometrien hervorgerufen, die durch das Modell des geometrischen Mittels nicht berücksichtigt werden.

Die Abweichungen sind allerdings nicht sehr hoch. Wie die Abb. 3.6A zeigt, ist sie in der Mehrzahl der Fälle ($N=201$) geringer als $\pm 10\%$ (für λ_{\perp} in 81,6 % und für λ_{\parallel} in 92,3 % der Fälle). Die Abweichung scheint nicht vorrangig von der Porosität der Probe abhängig zu sein (Abb. 3.6B). Die berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerte zeigen für Proben mit geringer Porosität ($\Phi < 5\%$) die größten Abweichungen von den gemessenen Werten: es werden zu niedrige Werte berechnet. Für Proben mit höherer Porosität sind die berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerte beides, sowohl zu hoch, als auch zu niedrig. Die mittlere Abweichung zwischen den gemessenen wassergesättigten und den berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerten beträgt $\pm 0,35\%$, wobei 29 % der Werte eine geringe Abweichung von weniger als $\pm 0,1\%$ aufweisen. In den weiteren Betrachtungen wurden die gemessenen wassergesättigten Werte gegenüber den aus trockenen Messungen berechneten Werten bevorzugt. Die berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerte wurden nur da benutzt, wo Proben lediglich trocken gemessen worden sind.

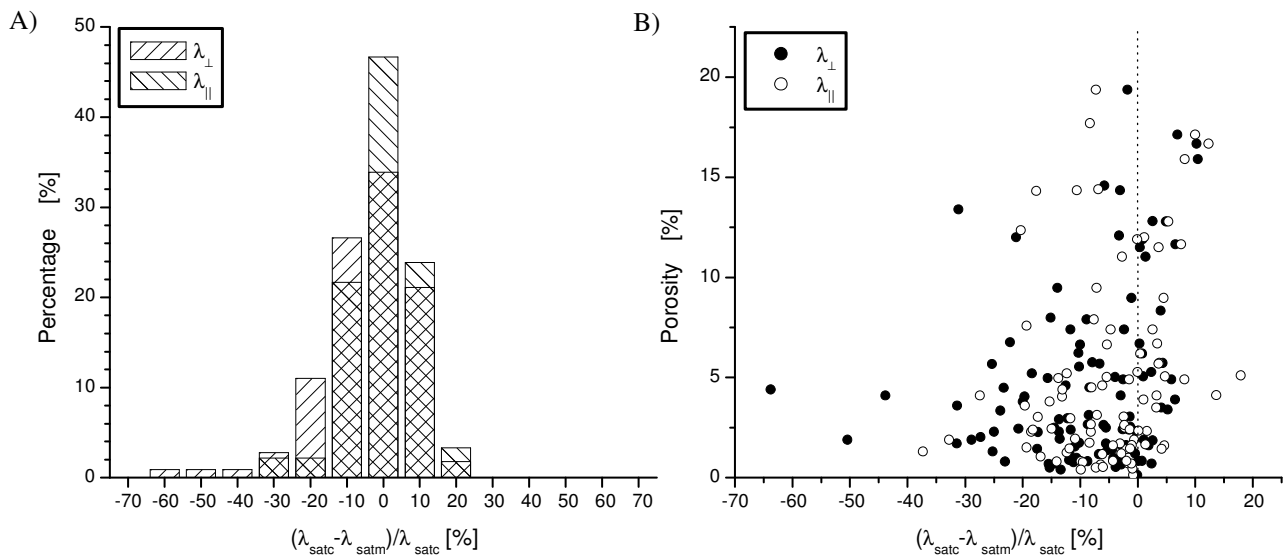


Abbildung 3.6: Vergleich zwischen gemessenen saturierten (λ_{satm}) und berechneten „saturierten“ (λ_{satc}) Wärmeleitfähigkeitswerten. (A) Histogramm der Abweichungen für Messwerte von λ_{\perp} und λ_{\parallel} , (B) Plot der Abweichungen in Abhängigkeit von der Porosität der Proben.

3.2.1.2 Formationswärmeleitfähigkeiten (Präzechstein)

Wärmeleitfähigkeit aus Bohrlochmessungen Für eine Integration der für Gesteinstypen bestimmten Wärmeleitfähigkeiten in Formationswärmeleitfähigkeiten bot sich zunächst die Auswertung von Bohrlochmessungen an. Es zeigte sich jedoch, dass der Ansatz von Goss et al. (1975), siehe S. 17, letztlich nicht auf die Rotliegend Sedimente übertragbar ist: die große Variabilität von Lithologie und der Wärmeleitfähigkeit der Rotliegend Sedimente spiegeln jeweils unterschiedliche geologische Milieus wider, die nicht mit der empirischen Formel von Goss et al., die auf den Kenngrößen von Porosität und akustischer Laufzeit basiert, abgedeckt werden.

Wie Goss et al. feststellten, brachte ihre Formel (Gleichung 1.19) bei Berücksichtigung weiterer Proben aus anderen Faziesräumen eine deutliche Verschlechterung der Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Wärmeleitfähigkeitswerten. Der Versuch, die Formel von Goss et al. (1975) durch Anpassung der Konstanten in Gleichung 1.19 für jede Bohrung einzeln anzupassen, scheiterte daher durch die laterale Faziesvariabilität des Rotliegenden. Die benutzten Akustiklogs können zusätzlich auch durch das Vorhandensein von Gas beeinflusst sein und so eine Korrelierung erschweren (Fricke, 1991). Es ließ sich jedenfalls in dieser Arbeit keine eindeutige Beziehung zwischen der akustischen Laufzeit (v_p) der Bohrlochmessung und der Wärmeleitfähigkeit aufstellen (Abb. 3.7).

Für die Bohrung *GrSk 3/90* war es möglich, den Ansatz von Evans (1977) zu testen. Obwohl in seiner Formel ein weiteres Log (das Dichtelog) integriert ist, konnte keine befriedigende Übereinstimmung mit den gemessenen Wärmeleitfähigkeitswerten gefunden werden. Daher wurde die Wärmeleitfähigkeit der Rotliegend Subgruppen durch „upscalen“ der gemessenen Wärmeleitfähigkeiten der verschiedenen Gesteinstypen bestimmt.

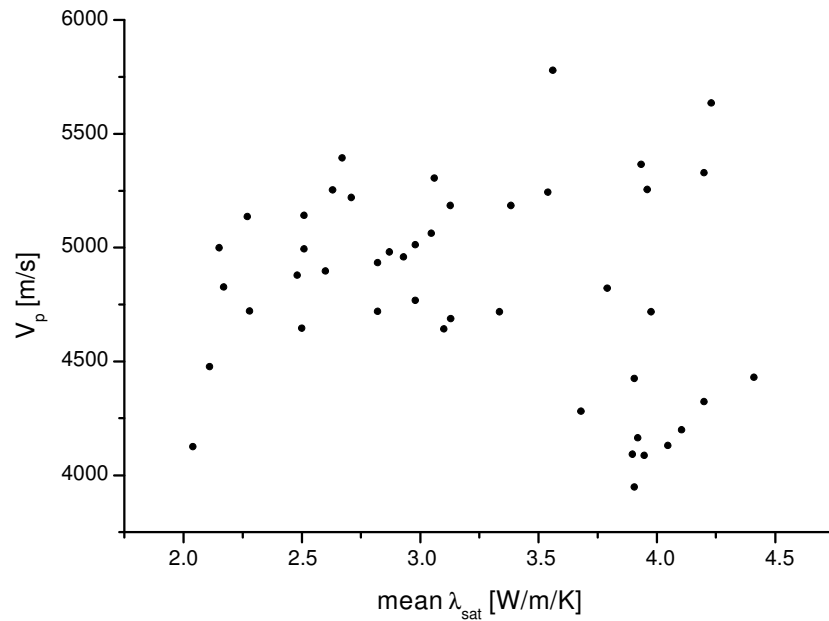


Abbildung 3.7: Die akustische Laufzeit (v_p , in m/s) ist gegen die gemessenen saturierten Wärmeleitfähigkeitswerte (mean λ_{sat} , Mittelwert von $\lambda_{||}$ und λ_{\perp} , in W/m/K) von Rotliegend Sedimenten aufgetragen.

Wärmeleitfähigkeit aus lithologischer Analyse (Tab. 3.5) Zunächst wurden die Anteile der Gesteinstypen in der jeweiligen Formation bestimmt. Grundlage für die Klassifizierung der Lithologie bildeten die Schichtenverzeichnisse, Bohrungsprotokolle und GR-Logs sowie die teilweise vorhandenen zusätzlichen Bohrlochmessungen. Die Lithologie wurde in vier Hauptgruppen eingeteilt: Sandstein, Siltstein, Tonstein und Salz. Für die Bohrungen im Rügener Raum wurden die Diabase gesondert aufgenommen (Prärotliegend). In Abhängigkeit von der jeweiligen Ausbildung der Sedimente in den verschiedenen Bohrungen wurden (bestimmt durch Fazies und Zementart) Untergruppen definiert, denen entsprechende Wärmeleitfähigkeiten zugeteilt wurden (die entsprechenden Tabellen befinden sich im Anhang, S. 223). Daraus wurde dann die den Fazies- und Zementationsbedingungen angepasste Formationswärmeleitfähigkeit in der jeweiligen Bohrung bestimmt (Fall I in Tab. 3.5). Dem gegenüber gestellt sind Formationswärmeleitfähigkeiten, die sich aus dem Anteil der Lithologie und den Mittelwerten der Wärmeleitfähigkeit der entsprechenden Lithologie nach Tabelle 3.1 und Tabelle 3.2 ergeben (Fall II in Tab. 3.5).

Obwohl die Zementation der Sedimentgesteine einen starken Einfluss auf den individuellen Wert der Wärmeleitfähigkeit hat (s. Tab. 3.4), sind die Differenzen der Formationswärmeleitfähigkeiten zwischen beiden Berechnungsmethoden (Fall I und II) erstaunlich gering (meist um $\pm 0,2$ W/m/K) und sind nur für die Bohrungen *RmwL 11A/69* (Havel Subgruppe) und *Ela 1/74* (Westfal Stufe) erhöht (0,5 bzw. 0,7 W/m/K). Die niedrigen Abweichungen lassen sich darauf zurückführen, dass häufig eine gegenüber dem Mittelwert erhöhte Wärmeleitfähigkeit von Sandsteinen, die einer Bohrung zugewiesen wurde, durch die gleichzeitige Zuweisung einer gegenüber dem Mittelwert erniedrigten Wärmeleitfähigkeit von Ton- und Siltsteinen kompen-

Elbe Subgruppe

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Pw 1/74	3,0	3,1	171
Sw 2/64	3,5	3,4	402
Gap 1/86	3,6	3,5	354
GrSk 3/90	3,7	3,5	349
Pa 1/68	3,0	3,1	815
RmwL 11A/69	3,1	3,3	694
Gs 2/64	3,2	3,3	443
Ela 1/74	2,9	3,2	677
Barth 1/63	2,9	3,1	221
<i>Mittelwert</i>	<i>3,2 ±0,3</i>	<i>3,3 ±0,2</i>	

Stefan Stufe

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Barth 1/63		3,8	210
Binz 1/73	3,7	3,9	388
<i>Mittelwert</i>		<i>3,9 ±0,1</i>	

Namur Stufe

Bohrung	WLF [W/m/K]	absolute Mächtigg. [m]
	Fall II	
Gs 2/64	3,8	192
Ela 1/74	3,4	76
Barth 1/63	3,1	166
<i>Mittelwert</i>	<i>3,4 ±0,3</i>	

Havel Subgruppe

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Pa 1/68	3,6	3,7	494
RmwL 11A/69	3,2	3,7	269
Gap 1/86	4,3	4,3	219
Gs 2/64	4,2	4,0	139
Ela 1/74	3,4	3,5	267
<i>Mittelwert</i>	<i>3,7 ±0,5</i>	<i>3,9 ±0,3</i>	

Westfal Stufe

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Ela 1/74	3,3	4,0	355
Barth 1/63		3,7	1085
Binz 1/73		3,8	836
<i>Mittelwert</i>		<i>3,8 ±0,1</i>	

Stratigraphie *	WLF [W/m/K]	absolute Mächtigg. [m]
	Fall II	
Frasné	2,6	371
Givet	4,2	648
Givet-Eifel	4,1	439
Eifel	3,9	777

*Bohrung Binz 1/73

Tabelle 3.5: Formationswärmeleitfähigkeiten (WLF) im NEDB bestimmt nach den Anteil der jeweiligen Lithologie und im Falle I der lokationsgebundenen Wärmeleitfähigkeit und im Falle II der Wärmeleitfähigkeit nach den Mittelwerten der entsprechenden Lithologie (Tab. 3.1 und 3.2). Zur Aufschlüsselung der einzelnen Bohrungen siehe Anhang A.5.

siert wird (s. Herkunft der Quarz-Zemente, S. 55). Die Formationswärmeleitfähigkeit der Elbe Subgruppe aus neun Bohrungen liegt zwischen 2,9 und 3,7 W/m/K. Die mittlere Wärmeleitfähigkeit dieser Subgruppe beträgt $3,2 \pm 0,3$ W/m/K. Man hätte erwarten können, dass die Formationswärmeleitfähigkeiten in beckenzentral gelegenen Bohrungen aufgrund eines höheren Salzanteils höher wären als die in Bohrungen am Beckenrand. Doch die vorliegende Auswertung stützt diese Annahme nicht; die im Vergleich zu den meisten klastischen Gesteinen höhere Wärmeleitfähigkeit von Salz wird durch die zwischengeschalteten nur gering wärmeleitenden Ton- und Siltsteine kompensiert. Die Bohrungen *Pa 1/68*, *Ela 1/74* und *RmwL 11A/69* liegen alle im Beckenzentrum und weisen Formationswärmeleitfähigkeiten von 3,0 W/m/K, 2,9 W/m/K und

3,1 W/m/K auf. Am Beckenrand führt eine verminderte Salzablagerung in den Sedimenten nicht zwangsläufig zu einer Abnahme der Formationswärmeleitfähigkeit. Aufgrund der Ausbildung von gröberkörnigeren Sedimenten erreichen sie (im Falle von starker Quarz-Zementation) sogar deutlich höhere Werte. Dies erklärt die relativ hohe Formationswärmeleitfähigkeit in der Bohrung *GrSk 3/90*, wo die Elbe Subgruppe durch fluviatile Ablagerungen gekennzeichnet ist und die Untere Elbe Subgruppe (Rambow) durch überwiegend äolisches Milieu beeinflusst wurde. Dabei wurden fluviatile Ablagerungen aufgearbeitet und die feinkörnigen Bestandteile verweht, so dass überwiegend Quarzkörner erhalten blieben, die allerdings wechselhaft zementiert sind.

Ähnliche Zusammenhänge gelten auch für die Havel Subgruppe, welche eine vergleichsweise höhere Formationswärmeleitfähigkeit aufweist (3,2–4,3 W/m/K, Mittelwert: $3,7 \pm 0,3$ W/m/K). Die insgesamt höhere Wärmeleitfähigkeit der Havel Subgruppe kommt durch die im ganzen Becken stärker dominanten Ablagerungen des *Sand-Flat-Environments* zustande, die vor der Hauptsubsidenz des Beckens, welche in der Elbe Subgruppe beckenweit einsetzte, verbreitet war.

Die Formationswärmeleitfähigkeit der Prärotliegend Sedimente liegt im Mittel bei einem ähnlichen Wert wie dem der Havel Subgruppe. Auffällig ist die relativ niedrige Wärmeleitfähigkeit der Frasné Stufe. In der Bohrung *Binz 1/73* besteht sie größtenteils aus Mergel- sowie Ton- und Siltstein; sandige Ablagerungen treten nicht auf. Die hohe Wärmeleitfähigkeit der Givet Stufe lässt sich hingegen auf die Dominanz von (quarzitischen) Sand- und Siltsteinen zurückführen. Die Details der Auswertung befinden sich im Anhang A.5, S. 223.

3.2.2 Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion

Für 34 Proben wurde der U-, Th- und K-Gehalt mittels ICP-MS und XRF bestimmt (s. Kap. 1.4.1). Weitere 18 Proben konnten trotz der benötigten relativ großen Probenmenge (etwa 400 g) und dem teilweise recht ausgedünntem Kernprobenbestand der einzelnen Bohrungen bei den Landesämtern mit der Gammaskpektrometrie gemessen werden. Die Bestimmung der Gesteinsdichte erfolgte wie auf Seite 22 beschrieben.

Zu insgesamt 38 Bohrungen des NEDB wurden Bohrlochmessungen der natürlichen Gammastrahlung zusammengetragen (s. Abb. 3.1). Die größtenteils als Kopie in den Landesämtern vorliegenden Bohrlochmessungen sind meist im Maßstab 1:500 bis 1:200 aufgezeichnet. Sie wurden gescannt und digitalisiert. Die mit Hilfe einer frei verfügbaren Software³ digitalisierten Daten sind anschließend auf ein Tiefeninkrement von 0,3 m geglättet worden. Neben diesen Sekundärdaten lagen auch digitale bzw. digitalisierte Daten der Erdölfirmer als Dateien vor. Alle GR-Logs wurden absorptionskorrigiert (s. Kap. 1.4.2). Als Fehlerquellen der GR-Daten kommen vor allem in Betracht: die eigentliche Gamma- und Kalibermessung, fehlende Angaben zur Spüldichte und Verrohrung, fehlende bzw. unzureichende Angaben zur Zusammensetzung des Spülungsfluids, Fehler bei der Kalibrierung der Sonden (Sondenparameter nicht mehr identifizierbar), Fehler beim Schreibvorgang und Pausenerstellung, Fehler beim Scannen

³windDIG 2.5 Free Data Digitizer, 1996.

(Verzerrungen), Fehler beim Digitalisieren (Eigen- und Fremdbearbeitung) sowie Fehler durch Datenglättung und Absorptionskorrektur der Daten.

3.2.2.1 Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion aus U-, Th- und K-Gehalten

Sedimentgesteine Die untersuchten Proben aus dem Rotliegend und Westfal weisen eine Wärmeproduktion zwischen 0,7 und 3,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ auf (Tab. A.5A, Anhang S. 215). Sandsteine liegen im Bereich von 0,7–1,2 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (N= 8), während Silt- und Tonsteine höhere Werte von 2,2–3,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (N= 5) erreichen. Diese vergleichsweise hohen Werte liegen dicht an den Werten, die für permokarbonische Rhyolithe und Andesite ermittelt wurden (s.u.). Wenn man bedenkt, dass jene Vulkanite überwiegend das Ausgangsmaterial für die Sedimentgesteine des Rotliegend darstellen (s. Rieke, 2001), so kann vermutet werden, dass diese hohen Werte nicht lokal auftretende Anomalien darstellen, sondern typisch für weite Bereiche des Beckens sein sollten. Die Sandsteine weisen mit Werten um $1 \pm 0,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ hingegen gesteinstypische Werte auf (s. z.B. Čermák et al., 1982).

Permokarbonische Magmatite Zur Bestimmung der Wärmeproduktion der magmatischen Gesteine wurde zusätzlich auf die Arbeiten von Benek et al. (1995, 1996) zurückgegriffen und die dort angegebenen U-, Th- und K-Gehalte zur Berechnung der Wärmeproduktion der Andesite, Basalte, Rhyolithe und Granite genutzt (Tab. A.5B, Anhang S. 215). Die Wärmeproduktion nimmt von den mafischen Gesteinen (Basalt) zu den siliziumreichen Gesteinen (Granit, Rhyolith) zu, wobei die Wärmeproduktion der einzelnen Gesteine in Abhängigkeit von der magmatischen Provinz und vom Grad der Alteration beträchtlich variieren kann.

Die tholeiitischen Basalte im Rügener Raum und im Südwesten des NEDB (AFS; s. Abb. 2.6, S. 47) weisen niedrige Wärmeproduktionsraten von $<0,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (3 Datensätze) auf. Die alkalischen Basalte und die Basalte, die stofflich zwischen Alkali- und tholeiitischen Basalten stehen und die nur in der AFS Region auftreten, haben leicht höhere Werte von 0,7–0,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (3 Datensätze). Die Andesite im Untersuchungsgebiet decken einen Bereich von 0,4–2,8 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ab, wobei die Mg-Andesite Ostbrandenburgs (EBB) die niedrigeren Werte (um 0,7 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 7 Datensätze) aufweisen. Fast alle Andesite dieser Region sind stark alteriert (Benek et al., 1995 und 1996). Durch die Alterationsprozesse kann eine Variabilität der Wärmeproduktion bedingt sein. Die Bildung von Kalifeldspat führt zu einer Anreicherung von Uran und Kalium, während die Vorgänge der Albitisierung und Chloritisierung zu einer Reduzierung des Gesamt-Kaliumgehaltes führen. Wie die geochemischen Daten anzeigen, liegt aber darin nicht die Ursache für die unterschiedlichen Wärmeproduktionsraten der Mg-Andesite Brandenburgs und der Andesitoide der AFS-Region (2,2–2,8 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, insgesamt 61 Proben) bzw. der Trachyandesite von EBB und Mecklenburg-Vorpommern (0,9–2,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 4 Proben).

Die Wärmeproduktion von Gesteinen mit rhyolithischer bzw. granitischer Zusammensetzung variiert erheblich (2,2–5,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 34 Datensätze), wobei die granitischen Gesteine relativ selten und nur im nördlichen und südwestlichen Teil des NEDB erbohrt worden sind (2,7–4,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$,

4 Datensätze). Die höchsten Werte wurden in Rhyolithen der AFS Region nachgewiesen (3,0–5,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, Mittelwert: $3,8 \pm 0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$; 14 Datensätze). Etwas niedrigere Werte treten in Mecklenburg-Vorpommern und EBB auf (2,2–3,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, Mittelwert: $3,2 \pm 0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$; 16 Datensätze).

3.2.2.2 Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion aus der Bohrlochgeophysik Auswertung alter Bohrlochmessungen

An 37 Bohrungen wurde die radiogene Wärmeproduktion anhand von Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität (GR-Log) zusammenhängend für größere Tiefenbereiche bestimmt (für eine Auflistung der Bohrungen s. Anhang, Tab. A.6, S. 216). Allerdings konnte die Wärmeproduktion nicht direkt aus den Bohrlochmessungen nach Gleichung 1.22 bestimmt werden, da in der Kohlenwasserstoffexploration im NEDB bis in die 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts Gamma-Sonden russischer Bauart eingesetzt wurden, die nicht in API-Einheiten kalibriert waren (s. Kap. 1.4.2). Einige der Bohrlochmessungen zeigen unrealistisch hohe Gamma-Intensitäten an. Diese lassen sich höchstwahrscheinlich auf die Zusammensetzung der Bohrspülung und/oder andere, sekundäre Gamma-Anomalien in der Bohrung zurückführen. Bohrspülungen aus Bentonit oder Kaliumchlorid können hohe Anteile von Gamma-Strahlern wie Kalium enthalten, welche einen drastischen Anstieg der Gamma-Intensität verursachen (Rider, 2000). Sekundäre Gamma-Anomalien treten z.B. bei gasproduzierenden Bohrungen auf (Finger, 1991). Diese Anomalien entstehen vermutlich durch primäre und sekundäre Akkumulation von Radium aus dem Formationswasser. Da solche Erscheinungen nicht mehr aus den Bohrungsunterlagen rekonstruiert werden konnten, sind diese Logs von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen worden. Davon betroffen sind GR-Logs der Bohrungen *Barth 1/63*, *FdLN 2/70*, *Gri 6/64*, *Kaa 1/87*, *Loss 1/73* und *S 1/87*. Dort, wo Informationen über Bohrl Lochdurchmesser (Kaliberlog) und die Dichte der Spülung unzureichend sind, war eine Absorptionskorrektur nicht möglich. Dies betrifft Abschnitte der Bohrungen *Barth 1/63*, *S 1/87*, *Gv 1/78*, *Rx 2/62* und *Rn 4/64*. Teilweise fehlt bei den Messkurven zudem die Kalibrierung auf GE-Einheiten, d.h. es sind nur Zählintensitäten dargestellt, die keine weitere Auswertung erlauben. Die gesamten GR-Logs der Bohrung *Sam 101/62* konnten aufgrund fehlender Angaben nicht absorptionskorrigiert werden.

Konvertierung von GE- in API-Einheiten Bei der für die Konvertierung durchgeführten Gegenüberstellung von alten und neuen Bohrlochmessungen wurden nur Messungen von benachbarten Bohrungen ähnlicher Geologie und ähnlicher Bohrspülung benutzt. Da die neuen Bohrungen das Mesozoikum nicht durchteuften, konzentriert sich die Gegenüberstellung auf jurassische und kretazische Tiefenabschnitte.

Messungen in API-Einheiten lagen dabei aus folgenden Bohrungen vor: *Kaa 1/87*, *Bohrung 1* und *2*, *RhM 1/95* und *S 1/87* (s. Tab. 3.6). Die API-Messungen der *Bohrungen 1* und *2* sind vertrauliche Industriedaten, daher sind die Namen verschlüsselt und auch keine Teufenbereiche

in der Tabelle 3.6 angegeben. Die Qualität der Messungen in der Bohrung *S 1/87* sind schlecht. Es hat den Anschein, dass in dieser Bohrungen die damals neuen API-Sonden ausprobiert worden sind; die noch vorhandene Dokumentation über die in dieser Bohrung durchgeführten Messungen ist jedoch unzureichend. Klar ist, dass die Bohrung teilweise mit alten GE-Sonden und teilweise mit API-Sonden befahren worden ist. Leider ist auch aufgrund der unterschiedlichen Verrohrung der Bohrung während der Messungen kein direkter Vergleich eines API- mit einem GE-Log möglich. Auf eine Auswertung dieser Logs wurde daher verzichtet. Für die Bohrung *Kaa 1/87* liegen abschnittsweise Messungen sowohl in GE- als auch in API-Einheiten vor. Hier konnten innerhalb einer Bohrung für bestimmte Tiefenintervalle die jeweiligen Logs direkt verglichen werden.

Die Bohrungen *Bohrung 1, 2* und *RhM 1/95* sind neueren Datums und die API-Messungen liegen digital vor. Für diese Bohrungen existieren keine GR-Logs in GE-Einheiten. In ihrem Umkreis liegen aber einige alte Erdölbohrungen, deren GR-Logs in GE-Einheiten durchgeführt worden sind und die digitalisiert wurden. Nun konnten entsprechende stratigraphische und lithologische Tiefenintervalle direkt miteinander verglichen werden. Für *Bohrung 1* und *2* sind kretazische und jurassische Tiefenabschnitte mit den Messergebnissen der Bohrungen *Tuc 1/74*, *Chi 1/71* und *GrSk 3/90* verglichen worden. Dabei wurden Bereiche ausgewählt, die sowohl niedrige (in der Schreibkreide) als auch hohe Gamma-Intensitäten (in Tonen des Lias) beinhalten (s. Tab. 3.6). Die GE-Messkurven der Bohrungen *Zeh 2/75* und *Gs 2/67* sind den API-Messdaten der Bohrung *RhM 1/95* gegenübergestellt worden. Auch hier wurde darauf geachtet, sowohl niedrige als auch hohe Gamma-Intensitäten mit einzubeziehen.

Durch diese Zusammenstellung ergeben sich 22 Wertepaare, die in Abbildung 3.8 dargestellt und mit einer Regressionsgeraden versehen worden sind.

Damit kann für die Umrechnung von GE zu API die Formel

$$GR[API_c] = 4,95433 \cdot GR[GE_c] - 27,23876 \quad (3.1)$$

benutzt werden. Die Genauigkeit der vorhergesagten API-Werte ergibt sich durch die Standardabweichung der Korrelation (± 17 API) für den Wertebereich 10–160 API mit etwa 10 %. Die radiogene Wärmeproduktion nach Gleichung 1.22 ist dann:

$$A[\mu W/m^3] = 0,0783 \cdot (GR[GE_c] - 5,66) \quad (3.2)$$

Der gesamte Fehler in der Bestimmung der Wärmeproduktion aus den Logs wird mit weniger als 20 % angenommen. Diese relativ hohe Unsicherheit kommt vor allem dadurch zustande, dass die gemessenen Intensitäten der Geiger-Müller-Zähler und der API-Sonden aufgrund des spektralen Auflösungsvermögens der jeweiligen Sondentypen nicht äquivalent sind. Hinzu kommen die oben erwähnten Fehlerquellen.

Aus GR-Logs abgeleitete Wärmeproduktion

Auf der Grundlage der Gleichungen 1.22 und 3.2 lässt sich aus den GR-Logs zusammen mit den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen die Wärmeproduktion von durchteuften Gesteinstypen

Nr.	Bohrung API	Bohrung GE	Stratigraphie	Lithologie	API	GE	Mächt.[m]
1	Kaa 1/87	Kaa 1/87	Miozän	Ton, Feinsand, Feinkies	57,49	13,24	2
2	Kaa 1/87	Kaa 1/87	Muschelkalk	Kalk- & Tonmergelstein	60,17	16,31	63
3	Bohrung 1	Tuc 1/74	Campan	Schreibkreide	17,38	12,16	190
4	Bohrung 1	Tuc 1/74	Turon	Kalkstein	13,51	10,86	82
5	Bohrung 1	Tuc 1/74	Toarc	Tonstein	142,44	30,44	32
6	Bohrung 1	Tuc 1/74	Domer	Feinsandstein	57,68	16,44	61
7	Bohrung 2	Tuc 1/74	Campan	Schreibkreide	18,27	12,16	190
8	Bohrung 2	Tuc 1/74	Turon	Kalkstein	13,72	10,86	82
9	Bohrung 2	Tuc 1/74	Toarc	Tonstein	155,81	30,44	32
10	Bohrung 2	Tuc 1/74	Domer	Feinsandstein	74,41	16,44	61
11	Bohrung 1	GrSk 3/90	Toarc	Tonstein	142,44	37,44	48
12	Bohrung 2	GrSk 3/90	Toarc	Tonstein	155,81	37,44	48
13	Bohrung 2	GrSk 3/90	Sinemur/Hettang	Ton- & Feinsandstein	52,34	20,51	14
14	Bohrung 1	Chi 1/71	Sinemur/Hettang	Ton- & Feinsandstein	34,17	12,80	17
15	Bohrung 2	Chi 1/71	Sinemur/Hettang	Ton- & Feinsandstein	52,34	12,80	17
16	RhM 1/95	Gs 2/67	Rupel	Tonstein	113,60	27,30	141
17	RhM 1/95	Gs 2/67	Kreide	Kalkstein A	34,99	16,74	253
18	RhM 1/95	Gs 2/67	Kreide	Kalkstein B	27,13	15,69	186
19	RhM 1/95	Zeh 2/75	Kreide	Kalkstein A	34,99	11,86	185
20	RhM 1/95	Zeh 2/75	Kreide	Kalkstein B	27,13	7,46	99
21	RhM 1/95	Zeh 2/75	Aalen	Sandstein	32,87	9,30	18
22	RhM 1/95	Zeh 2/75	Toarc	Ton- & Schluffstein	109,04	30,43	42

Tabelle 3.6: Bohrungen und Tiefenintervalle, die zur Umrechnung von Gamma-Einheiten (GE) nach API-Einheiten (API) genutzt wurden. Die Mächtigkeiten und die jeweiligen Mittelwerte der GR-Einheiten der triassischen bis tertiären Tiefenabschnitte sind aufgeführt.

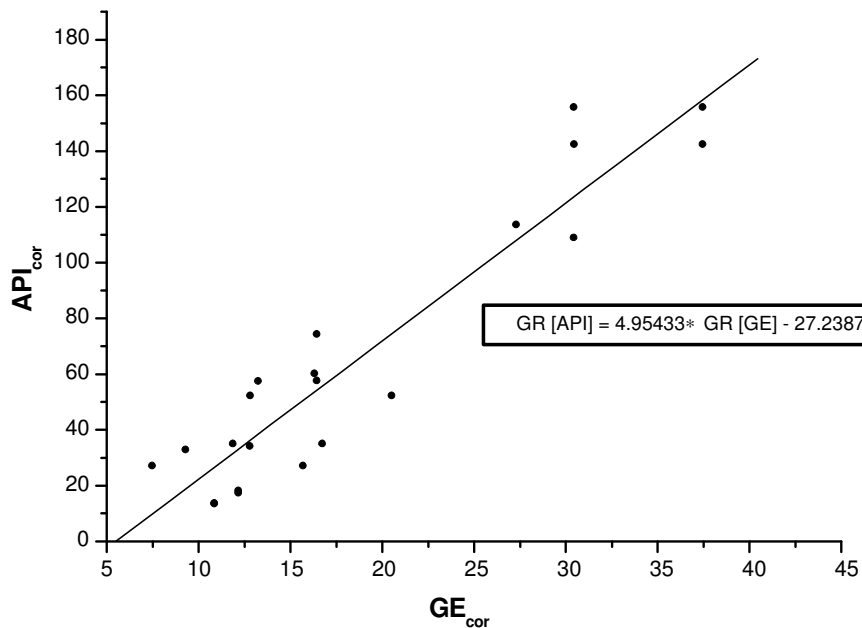


Abbildung 3.8: Empirische Beziehung zwischen korrigierten GE- und API-Einheiten (GE_{cor} und API_{cor}) nach dem Vergleich von 22 Tiefenintervallen (Tab. 3.6). Der Koeffizient der linearen Regression ist 0,94 und die Standardabweichung der Ausgleichsgerade beträgt ± 17 API.

und -formationen abschätzen (für Details der Auswertung s. Anhang A.7, S. 223).

Werte der Wärmeproduktion von Gesteinstypen Zunächst wurde die Wärmeproduktion von Gesteinstypen mit dieser Methode bestimmt (s. Tab. 3.7) und mit den Labormessungen verglichen.

Stratigraphie	Tonstein / Siltstein				Sandstein				Methode	
	Bereich	Mittelw.	N		Bereich	Mittelw.	N			
Rotliegend	Elbe Subgruppe	2,2	2,7	2,5	2	0,7	1,2	1,0	5	A
		1,3	2,3	1,8	20	0,4	2,2	1,0	20	B
	Havel Subgruppe	1,3	3,1	2,2	2	0,7	1,1	0,9	3	A
		1,7	2,2	1,9	9	0,6	1,6	1,1	13	B
Müritz Subgruppe	2,0			1					B	
K: Westfal	2,7			1					A	
Mittelwert	1,3	3,1	2,2	35	0,4	2,2	1,0	41	A + B	

Permokarbonische Magmatite	Basaltische Gesteine			Andesitische Gesteine			Methode		
	Bereich	Mittelw.	N	Bereich	Mittelw.	N			
Altmark-Flechtingen-Subh.	0,3	0,9	0,7	4	0,5	2,8	1,8	3	A
							1,4	1	B
Ost-Brandenburg					0,4	2,1	1,0	11	A
					0,5	1,1	0,9	4	B
Mecklenburg-Vorpommern					1,8	2,0	1,9	2	A
						0,5		1	B
Rügen	<0,1	0,1	0,1	2		0,5		1	A
	0,3	0,6	0,4	3					B
Mittelwert	<0,1	0,9	0,4	9	0,4	2,8	1,1	23	A + B

Permokarbonische Magmatite	Rhyolithische Gesteine			Granitische Gesteine			Methode		
	Bereich	Mittelw.	N	Bereich	Mittelw.	N			
Altmark-Flechtingen-Subh.	3,0	5,9	3,8	14	4,0		1	A	
	2,1	4,0	3,4	7				B	
Ost-Brandenburg	2,2	2,9	2,6	2				A	
								B	
Mecklenburg-Vorpommern	2,4	3,9	3,3	12				A	
	2,9	4,1	3,4	5				B	
Rügen	2,6	3,4	3,0	2	2,7	3,6	3,3	3	A
	3,0	3,1	3,0	2	1,8	3,0	2,9	3	B
Mittelwert	2,1	5,9	3,2	44	1,8	4,0	3,4	7	A + B

Tabelle 3.7: Radiogene Wärmeproduktion in $\mu\text{W}/\text{m}^3$ für permische Sedimente und permokarbonische Magmatite auf der Grundlage der Auswertung von (A) Labormessungen und (B) Schichtenverzeichnissen und Gamma-Logs. Angegeben ist der Wertebereich, die durchschnittliche Wärmeproduktion und die Anzahl der verwendeten Proben (Datensätze) bzw. Bohrungen (N). K. bedeutet Karbon. Für Details s. Anhang, Tab. A.5 und Tab. A.7.

Die Wärmeproduktion der Rotliegend Sedimente variiert nach den Bohrlochmessungen zwischen $0,4\text{--}2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Labor: $0,7\text{--}3,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Die Sandsteine haben dabei Werte zwischen $0,4\text{--}2,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Labor: $0,7\text{--}1,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Silt- sowie Tonsteine liegen bei $1,3\text{--}2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Labor: $2,2$ und $3,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Für die magmatischen Gesteine weisen die ermittelten Wärmeproduktionsraten Werte zwischen $0,3$ und $4,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Labor: $<0,1\text{--}5,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$) auf. Rhyolithe und Granite liegen mit durchschnittlich $3,3$ bzw. $2,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ am oberen Ende dieses Bereiches (Labor: jeweils $3,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Für andesitische und basaltische Gesteine werden durchschnittliche Wärmeproduktionsraten von $0,8$ bzw. $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ermittelt (Labor: $1,3$ bzw. $0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Dabei ist auch hier die Wärmeproduktion der Andesite in der AFS Region in der Regel deutlich

gegenüber der EBB Region erhöht ($1,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ bzw. Labor: $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ AFS gegenüber $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Labor: Mittelwert $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$) in EBB). Der Mittelwert für die Andesite in EBB ($0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$) stimmt mit den aus den Labordaten abgeleiteten Werten für Andesite ($1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$) überein. Eine relativ gute Übereinstimmung gilt auch für die Basalte (GR-Logs: $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$, Labor: $0,1\text{--}0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Die Auswertungen der GR-Logs zeigen zusätzlich zu den Labormessungen, dass auch in einer einzelnen Provinz die Wärmeproduktion sowohl der Andesite als auch der Rhyolithe beträchtlich variieren kann (s. dazu im Detail Tab. A.7, Anhang).

Die ermittelten Werte der GR-Log Auswertungen sowohl für die magmatischen als auch sedimentären Gesteine harmonisieren mit den aus den Labormessungen bestimmten Werten und die Anwendung der Gleichungen 1.22 und 3.2 erscheint gerechtfertigt.

Wärmeproduktion von Formationen Die Wärmeproduktion für die Ablagerungen des Devons bis zum Quartär liegt zwischen $0,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (im Zechstein) und $2,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (in der Müritz Subgruppe und im Buntsandstein; Tab. 3.8; für Details s. Anhang, Tab. A.7). Die Höhe der Wärmeproduktion lässt sich mit dem jeweiligen Gesteinstyp korrelieren. So ist die Variabilität der Wärmeproduktion in den Rotliegend Subgruppen ($1,4\text{--}2,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$, Tab. 3.8) eng mit dem jeweiligen Anteil an Sandstein bzw. Tonstein verknüpft: je höher der Tonsteinanteil ist, desto höher ist die Wärmeproduktion. Während die Havel Subgruppe der Bohrung *Kotz 4/74* vorwiegend aus Sandstein, siltigem Sandstein und Siltstein besteht und daher eine niedrige Wärmeproduktionsrate von $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ aufweist, ist die Wärmeproduktion der Müritz Subgruppe (Bohrungen *Gst 1/73*, *Pa 1/68*) aufgrund des hohen Anteils von rhyolithischen Gesteinsbruchstücken und Tonsteinen deutlich höher ($2,0\text{--}2,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Abbildung 3.9 zeigt die beispielhaft die Heterogenität der Rotliegend Abfolgen.

Allerdings ist zu beachten, dass die bestimmten Wärmeproduktionsraten der Müritz und Altmark Subgruppe eventuell nicht repräsentativ sind, da nur wenige Bohrlochmessungen in diesen Subgruppen vorhanden sind und die permischen Sedimente der Bohrung *Gst 1/73* in ihrer stratigraphischen Stellung unsicher sind. Die Wärmeproduktion der Rotliegend Subgruppen sind jedoch insgesamt deutlich höher, als sie bisher in thermischen Modellierungen des NEDB eingegangen sind (z.B. Scheck, 1997).

Die **präpermischen Sedimente** spiegeln ebenfalls sehr vielfältige Ablagerungsbedingungen wider. Die Wärmeproduktionsraten schwanken beträchtlich und betragen zwischen $0,8\text{--}2,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Mittelwerte zwischen $1,2\text{--}2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$; s. auch Abb. 3.9). Die niedrigsten Werte werden im Rügener Raum im Mittel- bis Oberdevon ($0,8\text{--}1,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$; Mittelwert: $1,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$) erzielt. Die Abfolgen bestehen überwiegend aus (mergeligem) Kalkstein, Tonmergelstein und Tonstein (s. Kap. 2.3.2). Die unterkarbonischen Sedimente (Turnai und Visé) der klastisch-terrigenen Kulm-Fazies im Süden sind eventuell durch höhere Wärmeproduktionsraten gekennzeichnet ($2,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$; vertreten durch die Bohrung *Ob 1/68*) als die Sedimente der marinen Kalksteinfazies im Norden ($1,0\text{--}2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$; Mittelwert: $1,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Der Wert der Wärmeproduktion hängt vor allem vom Gehalt an Ton und organischer Substanz ab. Da der Wert für die Kulm-Fazies von der Bohrung *Ob 1/68* das Ergebnis eines nur 100 m mächtigen, tonigen Abschnitts

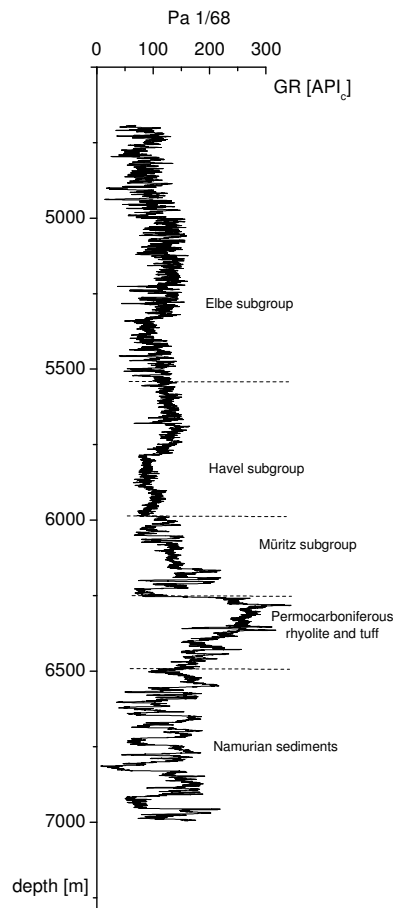


Abbildung 3.9: In API-Einheiten konvertiertes, korrigiertes Gammalog der Bohrung *Pa 1/68* im Tiefenbereich 4693–7030 m. Deutlich sind die starken Intensitätsschwankungen in der Elbe Subgruppe zu erkennen, die auf wechselnde Gehalte von Ton und Evaporiten zurückgeführt werden können. Auffällig sind die erhöhte Aktivität der Müritz Subgruppe und die wechselnden Intensitäten der Namur Sedimente.

im Visé darstellt, muss er nicht charakteristisch für die gesamte Formation sein. Die Wärmeproduktion der Namur–Westfal Sedimente sind etwas höher als die des Unterkarbons ($1,4\text{--}2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Dies korreliert mit einem höheren Anteil von organischer Substanz. So wird die Wärmeproduktion einer Kohlelage der Bohrung *Binz 1/73* (Rügen) mit 1,5 m Mächtigkeit auf $3,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ bestimmt. Dort, wo weniger organische Bestandteile und dafür mehr sandige Komponenten auftreten, werden deutlich niedrigere Werte erreicht ($1,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$, Bohrungen *Gst 1/73* und *Rn 4/64*). Dies zeigt sich auch an der Bohrung *Bzg 1/74*, wo die Sandstein-dominierten Abfolgen des Namur eine Wärmeproduktionsrate von $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ aufweisen, während die jüngeren westfälischen Sedimente einen Wert um $2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ aufweisen. Sie sind feinkörniger, enthalten Tonsteine reich an organischer Substanz und geringmächtige Kohlelagen. Die Ausprägung der Wärmeproduktion der stefanischen Sedimente ähnelt denen der westfälischen.

Die Wärmeproduktion der stratigraphischen Einheiten des **Postrotliegend** liegt im Mittel, wenn man die Werte des Quartärs, der Oberkreide, des Muschelkalks und des Zechsteins nicht

Stratigraphie		Bereich	\emptyset	N	Mä. [m]
Q.	Pleistozän	0,4 1,5	0,9	28	99
Tertiär	Neogen	0,7 1,4	1,0	16	95
	Paläogen	0,5 1,9	1,3	23	351
Kreide	Oberkreide	0,3 0,9	0,6	22	417
	Unterkreide	0,5 2,4	1,5	22	192
Jura	Malm	0,9 1,9	1,6	5	212
	Dogger	0,9 2,2	1,5	13	113
	Lias	0,9 2	1,5	23	289
Trias	Keuper	0,7 2,1	1,6	27	413
	Muschelkalk	0,7 1,6	1,0	25	284
	Buntsandstein	1,0 2,5	1,8	26	796
Perm	Zechstein	0,1 1,9	0,4	28	709
	Elbe Subgruppe	1,1 2,2	1,4	22	474
	Havel Subgruppe	0,9 1,9	1,4	14	218
	Müritz Subgruppe	2,0 2,5	2,1	2	146
	Altmark Subgruppe	1,1 1,8	1,5	4	33
Karbon	Stefan	1,5 2,3	1,7	8	227
	Westfal	1,4 2,4	1,8	8	893
	Namur	1,5 2,3	2,0	9	612
	Visé	0,9 2,1	1,4	5	660
	Tournai	0,7 1,7	0,9	3	387
Devon	Famenne	0,8 1,4	1,2	2	48
	Frasné	0,8 1,6	1,1	4	576
	Givet	0,7 1,3	1,2	4	536
	Eifel	1,0 1,5	1,4	2	481

Tabelle 3.8: Radiogene Wärmeproduktion in $\mu\text{W}/\text{m}^3$ für Formationen im NEDB auf der Grundlage der Auswertung von Schichtenverzeichnissen und Gamma-Logs. Es wurden nur sedimentäre Einheiten berücksichtigt. Angegeben sind: Bereich, Mittelwert (\emptyset) und Anzahl der genutzten Abschnitte (N). \emptyset wurde nach dem gewichteten Mittel berechnet, das Tiefeninkrement der Messwerte beträgt zwischen 0,1 und 0,3 m. Mä. [m] ist die durchschnittliche Mächtigkeit in Metern der gemessenen Bereiche in der jeweiligen Einheit.

berücksichtigt, bei $1,5 \pm 0,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Das Zechstein weist mit $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ aufgrund seiner lithologischen Ausbildung die niedrigste Wärmeproduktion auf. Höhere Werte können aber durch Kalisalzlagen oder tonige Bereiche zustande kommen. Der Untere Buntsandstein bestimmt mit seinen feinkörnigen Ablagerungen die Wärmeproduktionsrate des gesamten Buntsandsteins; mit $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ weist diese Formation die höchste mittlere Wärmeproduktionsrate der mesozoischen Einheiten auf. In bemerkenswerter Weise lassen sich die im Kapitel 2.3.7 (Geologie des Postperm, S. 57) aufgezeigten Entwicklungen in den Wärmeproduktionsraten nachvollziehen. Die Wärmeproduktion des Muschelkalks ist aufgrund des hohen Kalksteinanteils wieder deutlich niedriger, aber auch hier spiegeln sich die lokalen Unterschiede in der Bandbreite der Werte wieder. Vom Keuper bis in die Unterkreide dominieren feinkörnige Sandstein-Tonstein-

Abfolgen, die durch unterschiedliche Zemente und Anteile organischer Substanz gekennzeichnet sind. Die durchschnittliche Wärmeproduktion dieser Formationen ist sehr ähnlich ($1,5\text{--}1,6 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Die Oberkreide weist aufgrund des hohen reinen Kalksteinanteils deutlich niedrigere Werte auf. Die unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen im Tertiär scheinen sich ebenfalls in den Wärmeproduktionsraten widerzuspiegeln: während das Paläogen noch durch teilweise marine Sedimentation gekennzeichnet ist (feinkörnigere Sedimente, mittlere Wärmeproduktion um $1,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$), überwiegt im Neogen terrestrische Sedimentation (grobkörnigere Sedimente, mittlere Wärmeproduktion um $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Die quartären Ablagerungen mit den Sanden und kalkhaltigen Geschiebmergeln erreichen eine mittlere Wärmeproduktion von $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

3.2.3 Diskussion zu Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion

Innerhalb der Rotliegend Sedimente ist ein schwacher Trend ansteigender Wärmeleitfähigkeiten von den feinkörnigen zu den grobkörnigen klastischen Gesteinen zu erkennen. Dies wurde auch in anderen Arbeiten bereits festgestellt. Im Vergleich zu anderen Wärmeleitfähigkeitswerten, die für das NEDB in vorigen Untersuchungen (Becher & Meincke, 1968; Hurtig & Schlosser, 1976) ermittelt worden sind, gibt es jedoch bezüglich der Absolutwerte der Wärmeleitfähigkeit deutliche Differenzen.

Die Wärmeleitfähigkeit permischer bzw. permokarbonischer Sandsteine werden von Hurtig & Schlosser (1976) mit durchschnittlich $2,5$ bzw. $3,4 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ (jeweils 80 untersuchte Proben) angegeben. Ähnlich niedrige Werte werden von Becher & Meincke (1968) berichtet. Sie bestimmten drei Rotliegend Sandsteine mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von $2,7 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$. Die in der vorliegenden Arbeit erzielten Messungen führen hingegen auf Mittelwerte von $\lambda_{\perp} = 4,0 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ bzw. $\lambda_{\parallel} = 4,1 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ für die Sandsteine der Elbe und Havel Subgruppe. Wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen, ist die Wärmeleitfähigkeit vor allem von der jeweiligen Fazies und Zementation abhängig. Eine Übertragbarkeit von einzelnen Messungen auf regionale Einheiten ist daher bei Fazieswechseln und unterschiedlicher Zementationsgeschichte nicht legitim. Die unterschiedlichen Messergebnisse von Hurtig & Schlosser (1976) und Becher & Meincke (1968) im Vergleich zu den vorliegenden neuen Messungen können jedoch nicht nur auf die Beprobung unterschiedlicher Faziesbereiche zurückgeführt werden. Es zeigt sich nämlich, dass auch deutliche Differenzen zu Gesteinen anderer, deutlich enger umgrenzter Faziesräume auftreten.

Bei den permokarbonischen Vulkaniten zeigen sich die geringsten Differenzen zwischen den Altwerten und den Werten dieser Arbeit. Von Becher & Meincke (1968) werden Porphyre mit mittleren Wärmeleitfähigkeiten von $2,5 \pm 0,5 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ (5 Werte) und von Hurtig & Schlosser (1976) mit $2,1 \pm 0,3 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ (41 Werte) angegeben. Je nachdem, ob es sich bei diesen Porphyren um Andesite oder Rhyolithe gehandelt hat, variiert die Abweichung zu den neuen Messergebnissen. Die in dieser Arbeit untersuchten (porphyrischen) Rhyolithe bzw. Andesite wurden mit $2,9 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ (29 Werte) bzw. $2,3 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ (21 Werte, s. Tab. 3.1) bestimmt und sind damit höher als die Mittelwerte von Hurtig & Schlosser.

Für 13 oberkarbonische Sandsteine geben Hurtig & Schlosser eine mittlere Wärmeleitfähig-

keit von 3,8 W/m/K an, die neuen Messungen liefern ebenfalls überwiegend höhere Werte zwischen 3,2 und 6,3 W/m/K mit einem Mittelwert von 4,7 W/m/K (28 Werte).

Die Anhydrite und Dolomite des Zechsteins stehen für einen enger umgrenzten Faziesraum. Doch auch diese Gesteine werden von Becher & Meincke und Hurtig & Schlosser mit einer deutlich niedrigeren Wärmeleitfähigkeit bestimmt: Anhydrite mit $3,3 \pm 0,3$ W/m/K (Becher & Meincke, 5 Werte) bzw. 4,01 W/m/K (Hurtig & Schlosser, 212 Werte) und Dolomite mit 3,0 W/m/K (Becher & Meincke, 1 Wert) bzw. 3,93 W/m/K (Hurtig & Schlosser, 157 Werte). In dieser Arbeit wurden hingegen Werte zwischen 4,3 und 5,8 W/m/K (Mittelwert: 5,3 W/m/K, 12 Werte) gemessen. Entsprechend hohe Werte wurden auch von Balling et al. (1981) im dänischen Teil des Permbeckens an Dolomiten und Anhydriten bestimmt (5,57 bis 6,43 W/m/K; 4 Werte). Die Untersuchungen von Kopietz et al. (1995) an Anhydriten in Gorleben führen ebenfalls auf eine ähnlich hohe mittlere Wärmeleitfähigkeit von 5,11 W/m/K (13 Werte).

Auch für die Ton- und Siltsteine des Buntsandsteins lässt sich eine Differenz von etwa 1 W/m/K zwischen den Messungen von Becher & Meincke und Hurtig & Schlosser einerseits und den Messungen von Balling et al. (1981) und den neuen Messungen dieser Arbeit andererseits feststellen. Hurtig & Schlosser geben eine Wärmeleitfähigkeit von jeweils 1,55 W/m/K für Ton- und Siltsteine an (44 bzw. 17 Proben), Becher & Meincke von 1,7 W/m/K für Tonstein (1 Probe). Demgegenüber stehen die Messwerte von Balling et al. für Ton- und Siltsteine (1,9–3,0 W/m/K, 3 Werte) und dieser Arbeit (1,8–2,7 W/m/K, Mittelwert Tonstein: 2,3 W/m/K (6 Werte) und Siltstein 2,5 W/m/K, 2 Werte). Aufgrund der in allen stratigraphischen und lithologischen Einheiten festzustellenden Differenz zwischen den Werten von Becher & Meincke (1968) bzw. Hurtig & Schlosser (1976) und den neueren Messungen, liegt es nahe, bei den alten Messungen, deren Messverfahren leider nicht eindeutig beschrieben worden sind, einen systematischen Fehler zu vermuten. Die Probenahme mag im Einzelfall ebenfalls für Abweichungen verantwortlich sein. Zum einen hat in den früheren Arbeiten evtl. eine faziell ungebundene Probenahme stattgefunden, die die faziesabhängige Ausbildung der klastischen Gesteine unberücksichtigt ließ, zum anderen konnten in der vorliegenden Arbeit nur punktuell Proben von Kernstrecken genommen werden. In einigen wenigen Kernstrecken von Bohrungen in der Nähe von Salzstrukturen (z.B. *RmwL 11A/69*) sind die einst gezogenen Kerne einiger Bohrungen heute teilweise zu lockerem Sand zerfallen. Dieser Sand stellt den Überrest von einst halitisch gebundenen Sandsteinen dar, dessen Bindemittel im Laufe der letzten 30 Jahre aufgelöst und abgeführt wurde. Diese Bereiche sind jedoch nicht repräsentativ für das Becken und dürften zudem aufgrund des halitischen Bindemittels bei früher durchgeführten Messungen eher zu höheren Wärmeleitfähigkeitswerten geführt haben.

Die in dieser Arbeit ermittelten Formationswärmeleitfähigkeiten weichen ebenfalls von den bisherigen Werten in der Literatur ab. So definierte Scheck (1997) für ihr beckenweites thermisches Modell die Wärmeleitfähigkeiten der Parchim Formation und des sedimentären "Autun" (Müritz Subgruppe und untere Havel Subgruppe) mit 2,4 W/m/K, der Mirow Formation (Havel Subgruppe) mit 2,1 W/m/K und der Elbe Subgruppe mit gar nur 1,8 W/m/K. Berthold (1980) benutzte einen Wert von 2,7 W/m/K für alle Rotliegend Sandsteine. Für die Elbe und die Ha-

vel Subgruppe wurden also deutlich niedrigere Werte benutzt (Mittelwert dieser Arbeit: 3,1 W/m/K für die Havel Subgruppe und 3,6 W/m/K für die Havel Subgruppe). Die permokarbonischen Vulkanite wurden von Scheck (1997) als Andesite und Rhyolithe mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von 2,5 W/m/K zusammengefasst. Für die Sedimente des Präpermis nimmt Scheck (1997) einen Wert von 2,65 W/m/K an, während die neuen Messungen einen Wert zwischen 3 und 4 W/m/K eher rechtfertigen.

Die insgesamt (unter Laborbedingungen gemessenen) höheren Wärmeleitfähigkeiten, die in deutlicher Abhängigkeit von faziellen Unterschieden gesehen werden müssen, ermöglichen eine sehr viel bessere Wärmeleitung und sind von besonderer Relevanz für die Bestimmung der Wärmestromdichte sowie auch für lokale und regionale thermische Modelle des NEDB (vgl. Kap. 4.2 und Kap. 5).

Die Wärmeproduktionsraten für die Gesteine des NEDB war vor den Untersuchungen in dieser Arbeit praktisch nicht bekannt. Just (1991) hat zwar Werte der Wärmeproduktion für Gesteine aus Ostdeutschland, die aufgrund von gammaspektrometrischen Messungen und Zusammenstellungen der U-, Th- und K-Gehalten berechnet worden sind, aufgeführt, jedoch sind die Ergebnisse seiner Untersuchung zum größten Teil nicht eindeutig einer bestimmten Lithologie, Stratigraphie und Lokalität zuzuordnen. Für tertiäre bis quartäre Sedimente führt Just eine durchschnittliche Wärmeproduktion von $0,99 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (etwa 18 Proben) an, wobei unklar ist, aus welchem Teil Ostdeutschlands die untersuchten Proben stammen. Die Ergebnisse dieser Arbeit liegen mit einer durchschnittlichen Wärmeproduktion von 1,0–1,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Tertiär) und 0,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Quartär) in einer ähnlichen Größenordnung. Die Angabe der mittleren Wärmeproduktion von Just für lithologisch und stratigraphisch nicht näher charakterisierte Gesteine der Trias, der Jura und der Kreide ($1,27 \mu\text{W}/\text{m}^3$; 37 Proben) liegt ebenfalls in der Größenordnung der in dieser Arbeit bestimmten Wärmeproduktion für die entsprechenden Formationen ($0,6\text{--}1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$, s. Tab. 3.8), ist jedoch aufgrund der fehlenden Charakterisierung nicht weiter vergleichbar. Für neun permische Sedimentgesteine und 41 permische Rhyolithe hat Just (1991) eine mittlere Wärmeproduktion von $1,31 \mu\text{W}/\text{m}^3$ bzw. $3,6 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ermittelt. Während die Werte der Sedimentgesteine ohne Differenzierung zwischen Ton- und Sandstein nicht weiter mit den Ergebnissen dieser Arbeit verglichen werden können, so liegt der Wert der permischen Rhyolithe nach Just zwischen dem Mittelwert aller permokarbonischen Rhyolithe ($3,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$) und dem Mittelwert der permokarbonischen Rhyolithe in der AFS Region ($3,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$), die in dieser Arbeit bestimmt wurden.

Bedingt durch den bisherigen Mangel an geeigneten Daten wurden die für die regionalen thermischen Modelle (z.B. Berthold, 1980; Scheck, 1997) benötigten Wärmeproduktionsraten aus der Lithologie mit Hilfe globaler Zusammenstellungen von Wärmeproduktionsraten der Gesteine (s. z.B. Čermák et al., 1982) abgeschätzt. Deutliche Abweichung zeigen sich vor allem bei den unter- bis mitteltriassischen Einheiten: der Buntsandstein wurden von Scheck (1997) mit einer Wärmeproduktion von $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (diese Arbeit: $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$) und der Muschelkalk mit $0,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (diese Arbeit: $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$) angenommen. Aufgrund der Auswertung der Bohrlochmessungen zeichnet sich für alle mesozoischen und känozoischen Einheiten eine insgesamt

höhere Wärmeproduktion ab, als sie von Scheck vermutet wurde. Für alle sedimentären Rotliegend Subgruppen setzte Scheck (1997) eine Wärmeproduktion von $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ an, während Berthold (1980) von nur $0,84 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ausging. Auch diese angenommenen Wärmeproduktionsraten sind wahrscheinlich zu niedrig, denn selbst wenn wir einen Fehler von 20 % für die aus Bohrlochmessungen abgeleiteten Wärmeproduktion annehmen, so liegt die um diesen Fehler reduzierte mittlere Wärmeproduktion immer noch zwischen $1,1$ und $1,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (s. Tab. 3.8). Für die permokarbonischen Vulkanite und für das Präperm nahm Scheck (1997) eine Wärmeproduktion von $2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ bzw. $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ an. Während der von ihr angenommene Mittelwert für die Sedimente des Präperms etwas niedriger liegt, als die in dieser Arbeit ausgewerteten Bohrlochmessungen anzeigen, jedoch nicht unrealistisch ist, müssen die Vulkaniteinheiten differenzierter betrachtet werden. Hier müssen vor allem der Gesteinstyp und die jeweilige Provinz Beachtung finden (s. Tab. 3.7). Die regionale Verteilung der Wärmeproduktion der Vulkanite kann u.U. für eine Regionalisierung der Wärmestromdichte verantwortlich sein (s. Kap. 4).

3.3 Bewertung paläoklimatischer Effekte im NEDB

Die Berücksichtigung paläoklimatischer Effekte bei der Bestimmung der Wärmestromdichte kann durch Standardkorrekturen (s. S. 31) erfolgen. Die Ergebnisse der paläoklimatischen Korrektur von Temperaturprofilen und ihre Bedeutung für eine Korrektur der Wärmestromdichte können nur als grobe Orientierung dienen, da die zur Berechnung notwendigen Temperaturen bzw. Temperaturänderungen für die Warm- und vor allem die Kaltzeiten auch der jüngeren geologischen Vergangenheit (Pleistozän) nicht sicher bestimmbar sind und die Angaben für die Oberflächentemperaturen auch für regional benachbarte Gebiete stark schwanken (s. z.B. Zoth & Haenel, 1988). Zudem ist eine Überprägung des paläoklimatisch verursachten Temperaturfeldes durch konvektive Prozesse möglich. Nach Balling (2002) und Kukkonen & Jöeleht (2002) ist für Wärmestromdichtebestimmungen im Fennoskandischen Schild und der Osteuropäischen Plattform jedoch davon auszugehen, dass konvektive Prozesse eine nur untergeordnete Rolle spielen und vor allem der Einfluss der langanhaltenden Klimaveränderungen für eine Änderung der Wärmestromdichte mit der Tiefe verantwortlich ist.

Abbildung 3.10 zeigt den möglichen Einfluss des Paläoklimas auf den Verlauf von Temperatur und Temperaturgradient im NEDB. Grundlage sind die Gleichungen 1.28 und 1.28 (S. 31) und die Daten zum Paläoklima der letzten 100.000 Jahre, wie sie von Grubbe (1981, in: Zoth & Haenel, 1988) für Deutschland zusammengestellt worden sind (s. Anhang, Tab. A.4). Als Wert für die Temperaturleitfähigkeit a des gesamten Profils wurden zwei Fälle betrachtet: $a = 10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ (möglicher Wert für z.B. Sand- und Kalksteine oder Granite) und $a = 5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ (möglicher Wert für z.B. Tonsteine, Gneise, Basalte oder Mergel; Abb. 3.10).

Die Abbildung 3.10A zeigt, dass bis in sehr große Tiefen mit einer Störung der Gebirgstemperatur aufgrund der letzten Eiszeit (Weichsel Kaltzeit) gerechnet werden muss. Für eine als realistisch angesehene Temperaturleitfähigkeit im Bereich von $5 \cdot 10^{-7}$ bis $10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ (s. z.B. Čermák et al., 1982) muss vor allem in den obersten 3000 m mit einer deutlichen Reduzie-

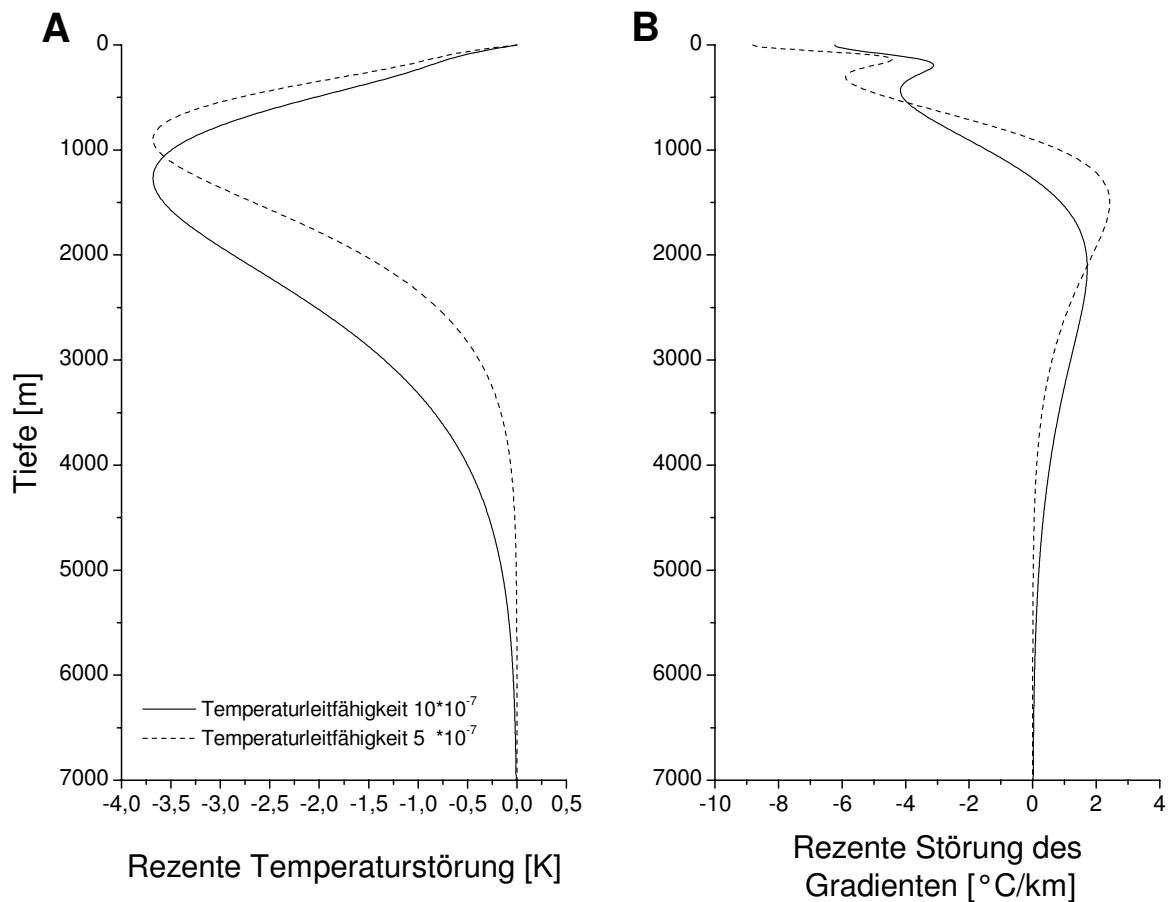


Abbildung 3.10: Störung des Temperaturfeldes durch paläoklimatische Effekte. Dargestellt sind die Ergebnisse für zwei unterschiedliche Temperaturleitfähigkeiten. Als Grundlage dient die Zusammenstellung des Paläoklimas für Deutschland nach Grubbe (1981). Störung in (A) der heutigen Temperatur und in (B) des heutigen Temperaturgradienten durch zurückliegende Klimaveränderungen.

Die Störung der absoluten Temperaturen gerechnet werden. Der Einfluss der Temperaturstörung auf die Wärmestromdichte ist jedoch differenziert zu sehen. In Abhängigkeit von der Temperaturleitfähigkeit gibt es vor allem in den ersten 1000 m deutliche Unterschiede in der Störung des Temperaturgradienten (s. Abb. 3.10B), die überwiegend eine positive Korrektur des Gradienten und damit der Wärmestromdichte erfordern. Die wechselnden Gradienten im Bereich um 100–250 m sind durch eine relativ warme Periode 580–2480 Jahre vor heute bedingt. Aufgrund von konvektiven Prozessen, welche in dieser Tiefenlage erwartet werden müssen, könnte dieser Effekt allerdings überprägt sein. Unterhalb von 1000 m ist dagegen mit einer negativen Korrektur des Gradienten und damit der Wärmestromdichte zu rechnen. Eine Beeinflussung der Wärmestromdichte durch paläoklimatische Effekte ist unterhalb einer Tiefe von etwa 2500 m nur noch gering. In den gerechneten Beispielen ist der Gradient für eine Temperaturleitfähigkeit von $10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ um $1,6 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bzw. um $1,1 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ gegenüber einem ungestörten Temperaturlog erhöht. Ab einer Tiefe von ca. 3250 m liegt die Abweichung für beide Fälle der Temperaturleitfähigkeit unter $1 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Wärmestromdichten, die in den oben gezeigten Beispielen zwischen etwa 2500 bis 3250 m Tiefe bestimmt werden, könnten damit bei

einer in-situ Wärmeleitfähigkeit von $2,5 \text{ W/m/K}$ in der Größenordnung von 1 mW/m^2 (minimale Abweichung in 3250 m bei $a = 5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$) bis zu 4 mW/m^2 (maximale Abweichung in 2500 m bei $a = 10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$) zu hoch bestimmt sein.

Für die Berechnung der Wärmestromdichte im NEDB ergeben sich aus den gerechneten Beispielen folgende Schlussfolgerungen: (a) paläoklimatische Effekte spielen vor allem in den ersten 1000 m eine bedeutende Rolle, (b) die meisten Kernproben und Temperaturmessungen entstammen jedoch einem deutlich tieferen Bereich, meist über 3000 m Tiefe, wo nur noch mit einer sehr geringen Beeinflussung des Temperaturgradienten zu rechnen ist, die sich im Rauschen der Messung verliert, und (d) falls paläoklimatische Effekte bis in eine Tiefenlage von über 2500 bis 3250 m wirksam sind, so müsste eine negative Korrektur von nur wenigen mW/m^2 in Erwägung gezogen werden.

Die im Rahmen dieser Arbeit einzige Bohrungslokation, an der die paläoklimatischen Effekte aufgrund der geringen Bohrtiefe von 2022 m für die Bestimmung der Wärmestromdichte eine herausragende Rolle spielen, ist die Bohrung *Sam 101/62* (S. 120).

3.4 Untersuchung des Einflusses von Salzstrukturen auf das Temperaturfeld

Der Berücksichtigung von Salzstrukturen bei der Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte wurde in dieser Arbeit besondere Aufmerksamkeit gewidmet, da sie als eine Möglichkeit zur Erklärung der Heterogenität früherer Wärmestromdichtewerte im NEDB (s. Abb. 3.11) in Erwägung gezogen worden ist (z.B. Hurter, 2002; Lotz & Förster, 2002). Allerdings zeigt Abb. 3.11, dass die Anomalien nur teilweise mit Salzstrukturen koinzidieren. Form und Verteilung der lokalen Anomalien ähneln sich jedoch auffallend. Betrachtet man die Lage der Bohrungen, zu denen Temperaturmessungen gleich welcher Art existieren, so fällt auf, dass sie größtenteils in der unmittelbaren Nähe der Salzstrukturen liegen. Es geht also um die Frage, in welchem Umfang die thermischen Effekte an Salzstrukturen für Wärmestromdichteanomalien verantwortlich sein können.

Von verschiedenen Autoren wurden bereits thermische Modellierungen an Salzstrukturen durchgeführt (z.B. Petersen & Lerche, 1995; Lerche & Petersen, 1995 und Jensen, 1990). Dabei sind generelle Aussagen abgeleitet worden: (I) über der Salzstruktur sind die Sedimente wärmer als Sedimente gleicher Tiefe, weit von der Salzstruktur entfernt; (II) unter der Salzstruktur sind die Sedimente kühler, als Sedimente gleicher Tiefe ohne Salzstruktur und (III) die Temperaturanomalie ist im 3D Fall räumlich stärker fokussiert und führt innerhalb der Anomalie zu höheren Temperaturdifferenzen, während die laterale Reichweite der Störung geringer als im 2D Fall ist. Um diese generellen Beobachtungen für die Strukturen und Mächtigkeiten im NEDB zur Bestimmung der Wärmestromdichte nutzen zu können, wurden eigene thermische 1D bis 3D Modellierungen an Salzstrukturen vorgenommen. Im Unterschied zu den Arbeiten von Petersen & Lerche (1995) und Lerche & Petersen (1995), die besonders die Änderung im Temperaturfeld oberhalb der Basis des Salzes untersuchten, wurde bei den hier durchgeführten

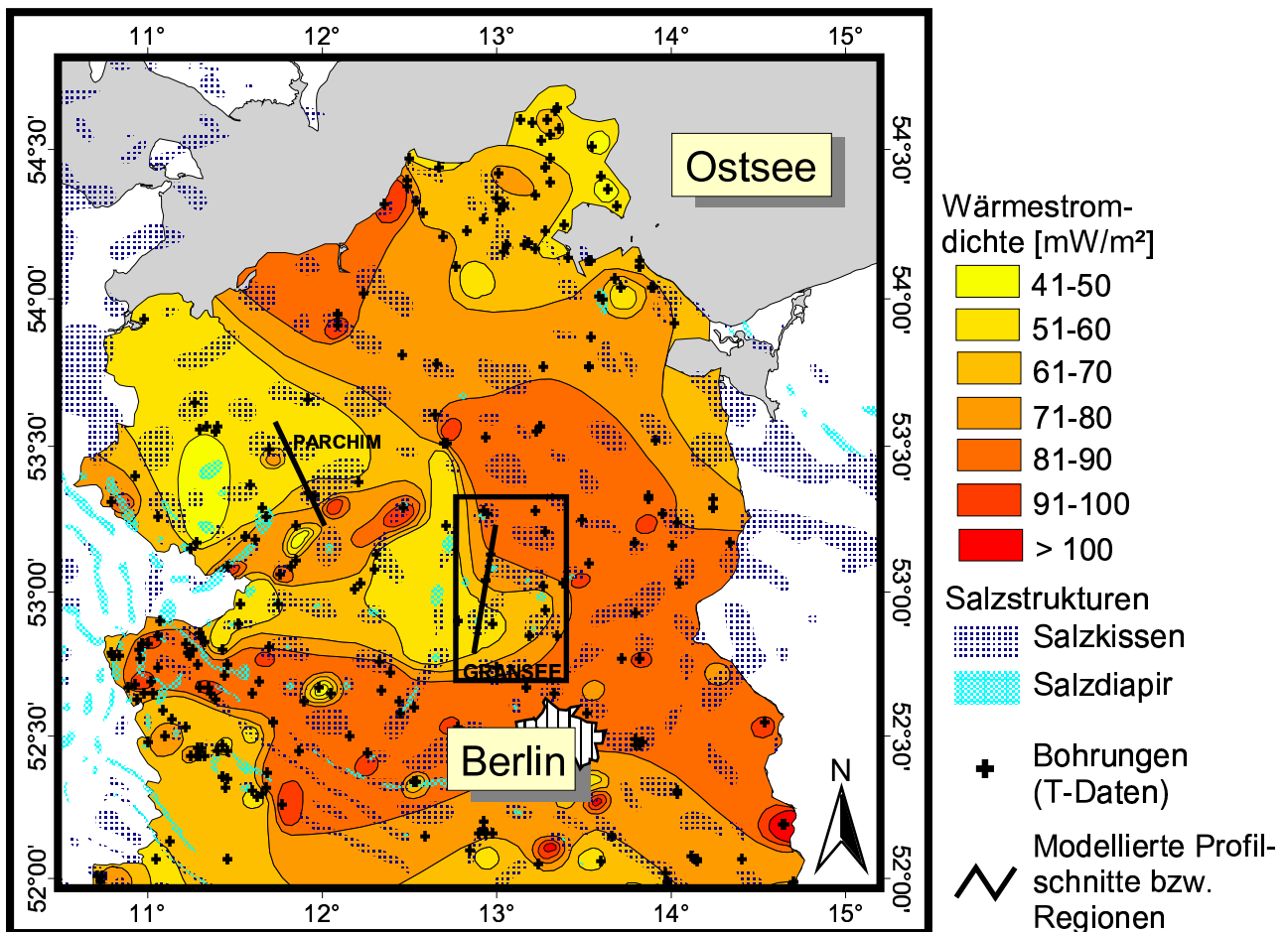


Abbildung 3.11: Wärmestromdichte Ostdeutschlands. Nach: Geothermie Atlas der DDR, 1984, herausgegeben vom Zentralen Geologischen Institut Berlin, wissenschaftliche Leitung G. Katzung. Darüber gelegt sind die Salzstrukturen nach dem NW European Gas Atlas (Lokhorst, 1998). Eingetragen sind die Bohrungen, zu denen Temperaturdaten irgendeiner Art bekannt sind (GFZ-Datenbank) und die Regionen (Profile), die als Grundlage für die thermische Modellierung von Salzstrukturen benutzt wurden. Neben den sehr lokalen Anomalien in der Verteilung der Wärmestromdichte fällt auch eine regionale Zonierung der Wärmestromdichte in niedrige Werte im Norden (Rügen) und Nord-Nordwesten sowie im zentralen Beckenbereich und in Bereiche höherer Wärmestromdichte, welche sich von der Ostseeküste durch Mecklenburg über Berlin bis in die Altmark verfolgen lassen, auf. Die Grundlagen der Konturierung sind unbekannt (s. Kap. 4 und Kap 5).

Modellierungen das „Basement“ mit einbezogen (s. z.B. Jensen, 1990) und im Gegensatz zu diesen publizierten Modellen, die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit berücksichtigt sowie die Änderung der vertikalen Wärmestromdichte untersucht. In den hier durchgeführten Modellierungen wurde von einem rein stationären und konduktivem Wärmefluss ausgegangen. Die Geologie wurde zu Gunsten eines möglichst einfachen Modellaufbaus stark vereinfacht. Zunächst werden im Folgenden die Ergebnisse der 1D und 2D Modellierungen vorgestellt, bevor auf das 3D Modell eingegangen wird.

3.4.1 Eindimensionale Modellierungen

Für den 1D Fall wurde ein Programmcode geschrieben, welcher die Temperatur-Tiefen-Verteilung in einem geschichteten Medium berechnet (s. Anhang A.1.4). Als Eingangsparameter müssen die Wärmeproduktion und die Wärmeleitfähigkeit der einzelnen Schichten sowie die Temperatur an der Erdoberfläche (obere Randbedingung) und am unteren Modellrand vorgegeben werden.

Zunächst wurden 3 Testfälle betrachtet. In Fall I ist kein Salz vorhanden, die Wärmeleitfähigkeiten der Sedimente betragen 2,0 bis 2,8 W/m/K und die Wärmeproduktion der Sedimente schwankt zwischen 0,0 bis 1,8 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Abb. 3.12). Diese Werte bleiben auch in Fall 2 und 3 unverändert, nur werden jetzt 500 m Salz (Fall 2) und 1000 m Salz (Fall 3) mit einer Wärmeleitfähigkeit von 5,0 W/m/K und einer Wärmeproduktion von 0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ als Zwischenschicht in ca. 2000 m Tiefe angenommen (Abb. 3.12). Als Randbedingungen wurden 8 °C an der Erdoberfläche und 190 °C an der Basis des Modells in 8000 m festgesetzt. Die Basis in 8000 m Tiefe ist dabei willkürlich gewählt.

Deutlich ist oberhalb der Salzlage eine Temperaturzunahme und unterhalb der Salzlage eine Temperaturabnahme in den angrenzenden Gesteinen zu erkennen (Abb. 3.12). Bei konstanten Randbedingungen und bei der 1D Betrachtungsweise sind die Temperaturgradienten im Falle 2 und 3 höher als im Fall 1: Um die Temperatur-Randbedingungen aufrecht erhalten zu können, sind die Wärmestromdichtewerte zu höheren Werten hin (um bis zu 6 mW/m²) verschoben. Dabei wurde auf eine temperaturabhängige Berücksichtigung der Wärmeleitfähigkeit bei diesen einfachen Testfällen zunächst verzichtet. Die Abnahme der Wärmestromdichte mit der Tiefe, die in allen 3 Testfällen zu beobachten ist, kommt durch die Berücksichtigung der Wärmeproduktion der Schichten zustande.

Die Bohrung *Pa 1/68* wurde als Beispielbohrung zur Anwendung des 1D Programmcodes ausgewählt. In der Bohrung wurde Salz in einer Mächtigkeit von über 2000 m durchteuft. Um den Einfluss des Salzes auf die Temperatur und die Wärmestromdichte abschätzen zu können, wurden (A) die lithologischen Eigenschaften der Bohrung *Pa 1/68* auf das 1D-Modell übertragen und (B) die Eigenschaften der Salzsichten mit den Eigenschaften der umgebenden Lithologie ausgetauscht (Abb. 3.13).

Die Wärmeleitfähigkeit und radiogene Wärmeproduktion der einzelnen Schichten wurde dabei zunächst so gewählt, dass das gemessene Temperaturprofil gut wiedergegeben wurde⁴. Dabei wurden Messdaten der Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion berücksichtigt (s. Anhang). Die Gradienten der gemessenen Temperaturdaten und die aus dem Modell (mit Salz) berechneten Gradienten zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. In dem zweiten Schritt wurden die Eigenschaften der über 2000 m mächtigen Salzsichten durch die thermischen Eigenschaften der überlagernden Sedimente mit einer Wärmeleitfähigkeit von 2,2 W/m/K und einer Wärmeproduktion von 1,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ersetzt. Der Verlauf des Temperaturprofils ändert sich, wie es

⁴Obwohl die Berechnung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit nicht im Programmcode integriert wurde, wird sie hier indirekt durch die Wahl von den Temperaturbedingungen entsprechenden Wärmeleitfähigkeitswerten berücksichtigt.

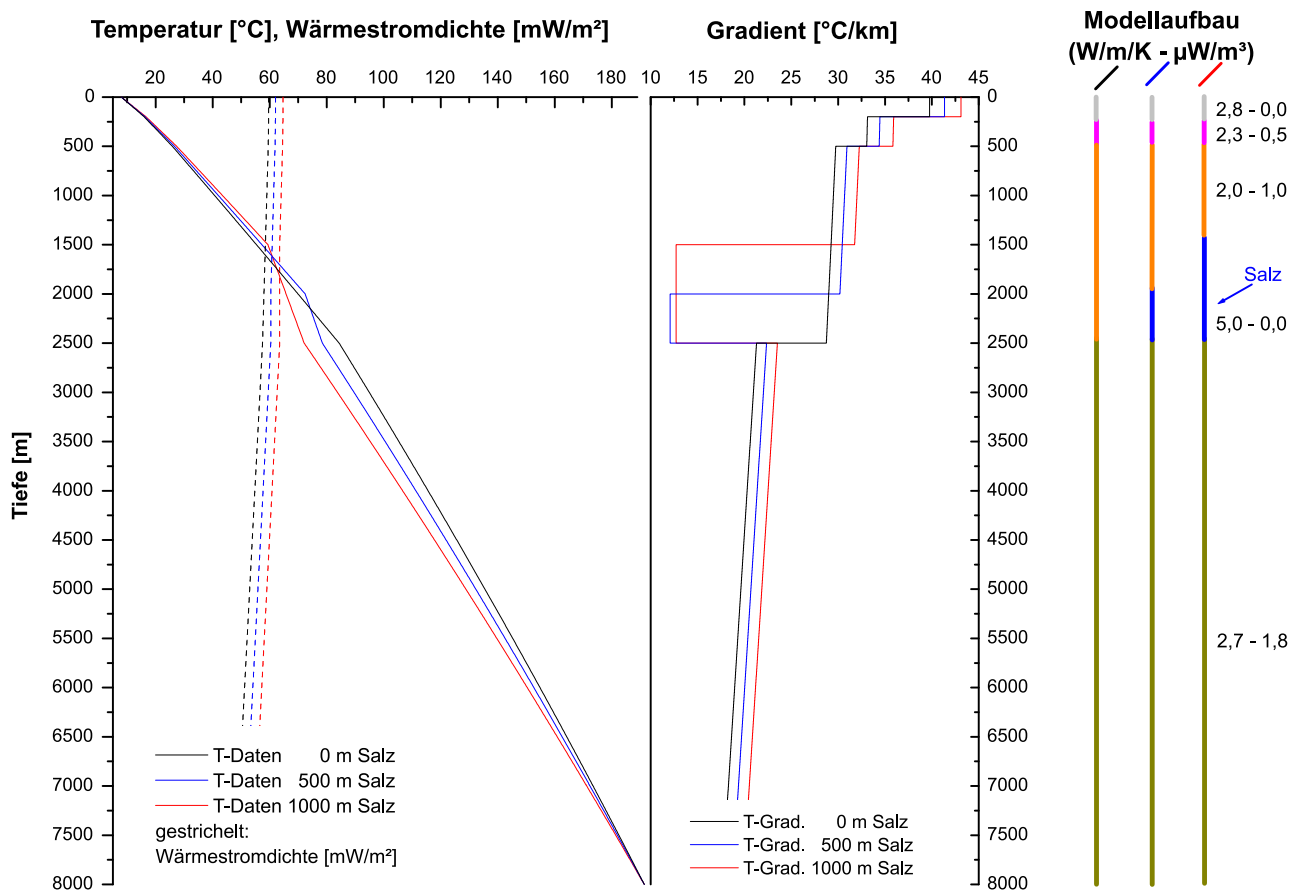


Abbildung 3.12: Störung des Temperaturfeldes aufgrund unterschiedlicher Mächtigkeiten von im Vergleich zu den benachbarten Sedimenten besonders gut wärmeleitendem Salz. Dargestellt sind die Temperaturen und Temperaturgradienten sowie das petrophysikalische Modell und die berechneten Wärmestromdichten.

zu erwarten war und die Temperaturkurve zeigt einen deutlich ausgeglicheneren Verlauf. Die berechnete Oberflächenwärmestromdichte (q_s) beträgt an der Oberfläche: $q_{s_Salz} = 69 \text{ mW/m}^2$ und $q_{s_ohne\ Salz} = 56 \text{ mW/m}^2$. Die Differenz (Δq_s) beträgt also etwa 13 mW/m^2 ; fast 20 % (Abb. 3.13). Dabei trägt die unterschiedlich gewählte Wärmeproduktion nur max. 2 mW/m^2 zu q_s bei. Bei nur teilweisem Ersatz des Salzes ergeben sich geringere Differenzen: für 200 m Salz ist $q_{s_200m\ Salz} = 57 \text{ mW/m}^2$ ($\Delta q = 12 \text{ mW/m}^2$, etwa 18 %) und für 1200 m Salz $q_{s_1200m\ Salz} = 63 \text{ mW/m}^2$ ($\Delta q_s = 6 \text{ mW/m}^2$, 9 %).

Die 1D Modellierung unterliegt signifikanten Einschränkungen. Da kein horizontaler Wärmefluss berücksichtigt wird, kann die so bestimmte Wärmestromdichte zu hoch oder zu niedrig sein (je nachdem, welche direkt benachbarte Strukturen einen horizontalen Wärmefluss erzwingen bzw. an welcher Stelle das Profil an der Salzstruktur aufgenommen wurde). Die Bohrung *Pa 1/68* liegt fast im Maximum der Aufwölbung eines Salzkissens (Struktur Marnitz), daher sollte die mit der 1D Modellierung berechnete Wärmestromdichte eher zu niedrig bestimmt sein, da von den Rändern zusätzlich Wärme in das Aufwölbungszentrum transportiert werden müsste.

In diesen Modellierungen wurde nicht berücksichtigt, dass sich das Temperaturprofil der

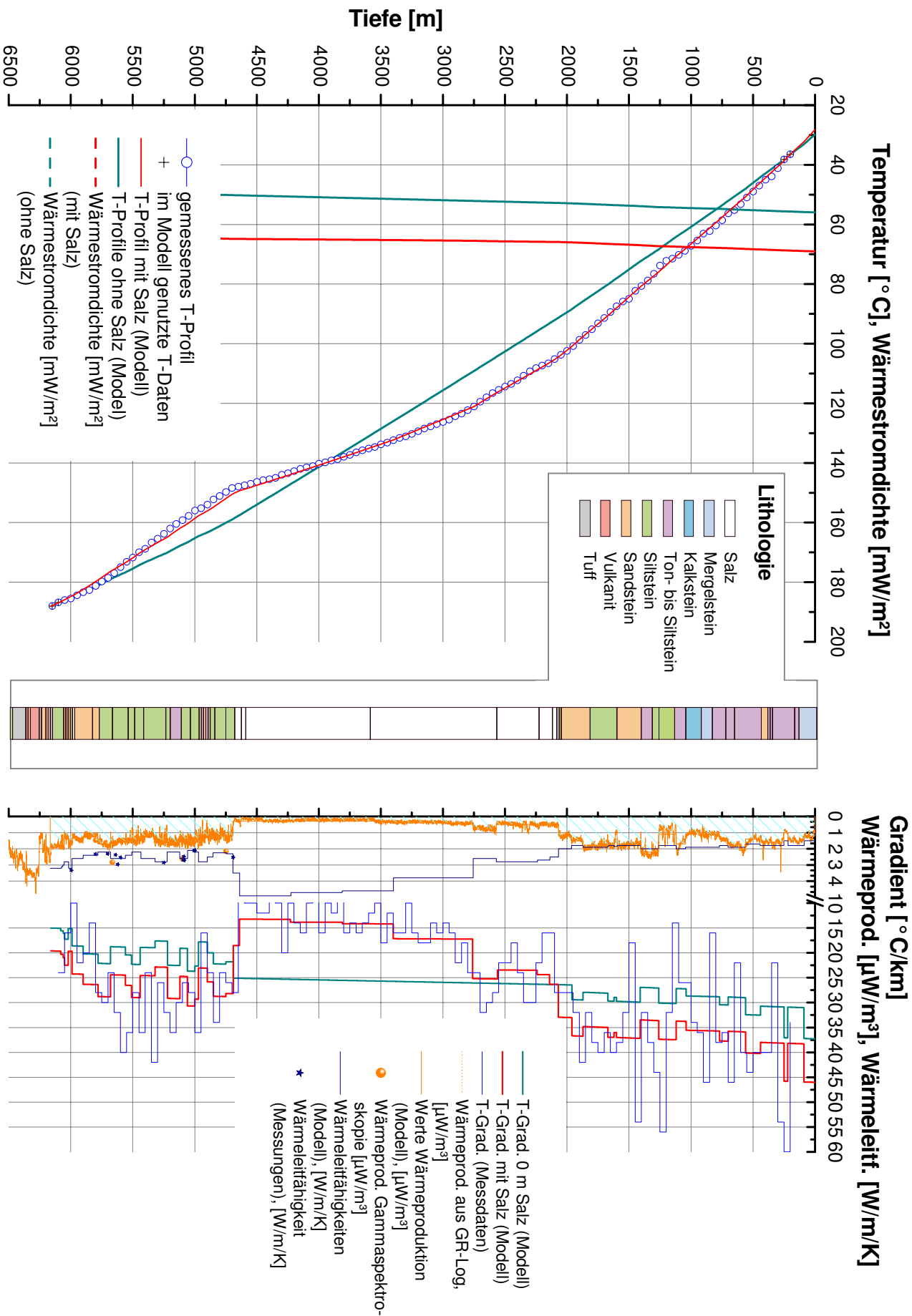


Abbildung 3.13: Störung des Temperaturfeldes in der Bohrung Pa 1/68 infolge einer mächtigen Salzschieht. Dargestellt sind die Lithologie, gemessene sowie modellierte Temperaturen und Temperaturgradienten sowie die berechneten Wärmestromdichtewerte.

Bohrungen evtl. nicht im thermischen Gleichgewicht befindet. Paläoklimatische Effekte blieben ebenfalls unberücksichtigt, so dass der bestimmte Wert der Wärmestromdichte eher als theoretisches Beispiel für die Auswirkung einer Salzstruktur auf das thermische Feld bei eindimensionaler Betrachtungsweise zu sehen ist. Die 1D Modellierung kann dabei keine Aussagen zu lateralen Wärmetransporten machen, verdeutlicht aber eindrucksvoll den massiven thermischen Einfluss von Salz auf die Temperatur und die Wärmestromdichte.

3.4.2 Zweidimensionale Modellierungen

Die zweidimensionalen Betrachtungen wurden mit dem Programm „*Processing Shemat*“ (PS) durchgeführt. PS basiert auf dem finite Differenzen Programm Shemat (engl. Simulator of HEat and MAss Transport) und ermöglicht die Modellierung von Wärme- und Massentransport sowohl in zwei als auch in drei Dimensionen. Shemat wurde von C. Clauser geschrieben (Shemat 4.0) und von J. Bartels und M. Kühn und C. Clauser weiterentwickelt (Shemat 7.0). Durch das Programm kann auch die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit nach Zoth & Haenel (1988) berücksichtigt werden.

Einfache Salzstrukturen

Für die Modellierung wurde ein 8000 m tiefes und 12000 m breites Segment gewählt, in dem 5 Zonen unterschieden wurden (s. Tab. 3.9). Als Randbedingungen erster Art wurde die Oberflächentemperatur (10 °C) und ein konstanter basaler Wärmestrom (45 mW/m²) angenommen. Randbedingungen zweiter Art bilden die vertikalen Modellränder, an denen der horizontale Wärmefluss Null beträgt. Abb. 3.14 zeigt die Modellkonfiguration für 3 verschiedene Salzstrukturen mit jeweils 500 m, 1000 m und 1500 m mächtigem Salzkissen. Das Modellgitter besteht dabei aus 80 Zeilen und 120 Spalten, die einen Abstand von jeweils 100 m aufweisen. Als Basismodell wurde ein Aufbau mit einer horizontalen, gleichmäßig ausgebildeten 200 m mächtigen Salzlage (Zone 4), deren Unterkante in 2600 m Tiefe liegt, gewählt.

Die Ergebnisse bestätigen tendenziell die 1D Modellrechnungen. Die berechneten Oberflächenwärmestromdichtewerte für die unterschiedlichen Salzkörper liegen in einer ähnlichen Größenordnung und differieren bis maximal 8 mW/m² (13 %), allerdings fällt auf (Abb. 3.15), dass (1) im Randbereich, aber noch innerhalb der Salzstruktur die Störung nur noch halb so groß oder noch kleiner ist, (2) innerhalb und überhalb der Salzstruktur die Wärmestromdichtewerte deutlich erhöht sind und (3) in den Flanken des Salzkissens die Wärmestromdichtewerte aufgrund lateralen Wärmetransportes auf Grund zum Salz-Zentrum hin vergleichsweise reduziert sein können (s. Abb.

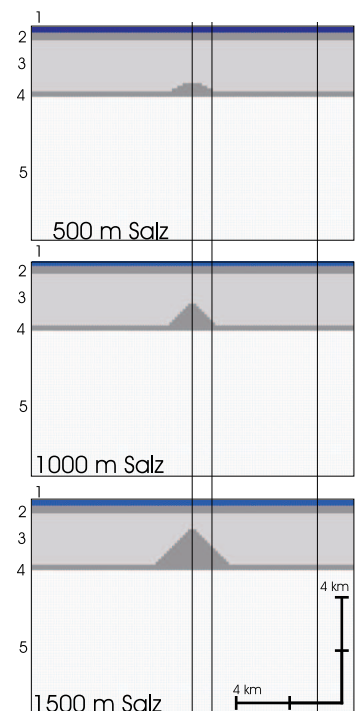


Abbildung 3.14: Modellaufbau (Zonen) für unterschiedliche Salzmächtigkeiten zur Modellierung mit Shemat und Lage der Beobachtungsprofile.

3.15B).

Zone	Wärmeleitfähigkeit [W/m/K]	Wärmeproduktion [W/m ³]
1	1,5	0,0
2	1,8	$0,5 \cdot 10^{-6}$
3	2,0	$1,0 \cdot 10^{-6}$
4	5,0	0,0
5	2,9	$1,8 \cdot 10^{-6}$

Tabelle 3.9: Eigenschaften der Modell-Zonen

Komplexe Salzstrukturen

Die Wirklichkeit hält sich selten an so symmetrische Formen wie sie in Abb. 3.14 angedeutet sind. Komplexe Formen sind die Realität, dabei sind die Übergänge von Salzstock, Salzkissen und Salzwall oftmals fließend und die Strukturen treten selten isoliert auf. Das erste Beispiel komplexer Salzstrukturen ist wieder an die Gegebenheiten der Bohrung *Pa 1/68* angepasst. Aufgrund der relativ hohen Salzmächtigkeiten und Ausdehnung der Salzstrukturen musste die Größe des Modells auf $44 \text{ km} \times 11 \text{ km}$ vergrößert werden. Die Eigenschaften der Modell-Zonen blieben entsprechend Tab. 3.9.

Die Abb. 3.16 zeigt den Modellaufbau, der durch die beiden Salzkissenstrukturen gekennzeichnet ist. Links, im Nordwesten, liegt die Struktur Schlieven; im Zentrum die Struktur Marwitz, in der die Bohrung *Pa 1/68* abgeteuft worden ist und die nach SE hin auskeilt. Das Modell wird durch 50×220 Modellzellen aufgebaut. Im unteren Modellbereich ist die Diskretisierung der vertikalen Richtung gröber und die Zellreihen weisen eine Mächtigkeit von 450 m auf, ansonsten beträgt die Zellgröße $200 \text{ m} \times 200 \text{ m}$. Während in Abb. 3.16 das modellierte 2D Temperaturfeld für den Modellaufbau gezeigt wird, sind in Abb. 3.17 die Modellierungsergebnisse für einzelne Beobachtungsprofile und zwei weitere Modellvarianten (gleichmäßig mächtig ausgebildete Salzlage von 1200 m und keine Salzverbreitung) dargestellt. Die beiden Modellvarianten spiegeln sich in einem unterschiedlichen Temperatur- und vor allem Gradientenverlauf wider. Die berechneten vertikalen Wärmestromdichten an der Erdoberfläche variieren jedoch trotz Änderungen der Salzmächtigkeit nur gering ($60,1; 61,3; 62,5 \text{ mW/m}^2$ für 200 m Salz (Position *Margin*), 1200 m Salz und kein Salz). Die Wärmestromdichte an der Bohrung *Pa 1/86* ist bei Berücksichtigung der Salzstruktur hingegen deutlich erhöht ($67,5 \text{ mW/m}^2$). Die Abweichung beträgt zwischen 5 und $7,4 \text{ mW/m}^2$ (7,4–10,9 %), am Top der Salzstruktur (in etwa 2500 m Tiefe) wird dabei eine noch gegenüber der Wärmestromdichte an der Erdoberfläche deutlich erhöhte Wärmestromdichte von über 70 mW/m^2 (Abweichungen betragen über 12 mW/m^2) ermittelt. Unterhalb der Salzsicht sind die Abweichungen wieder deutlich niedriger (5000–7500 m Tiefe: $2,5\text{--}7 \text{ mW/m}^2$). Wie die Abb. 3.17 ergänzend zeigt, ist - bei gleichen Randbedingungen - die Wärmestromdichte des Modells ohne Salz höher als in dem Fall mit einer 1200 m mächtigen Salzsicht. Dies lässt sich vor allem auf die unterschiedlichen Wärmepro-

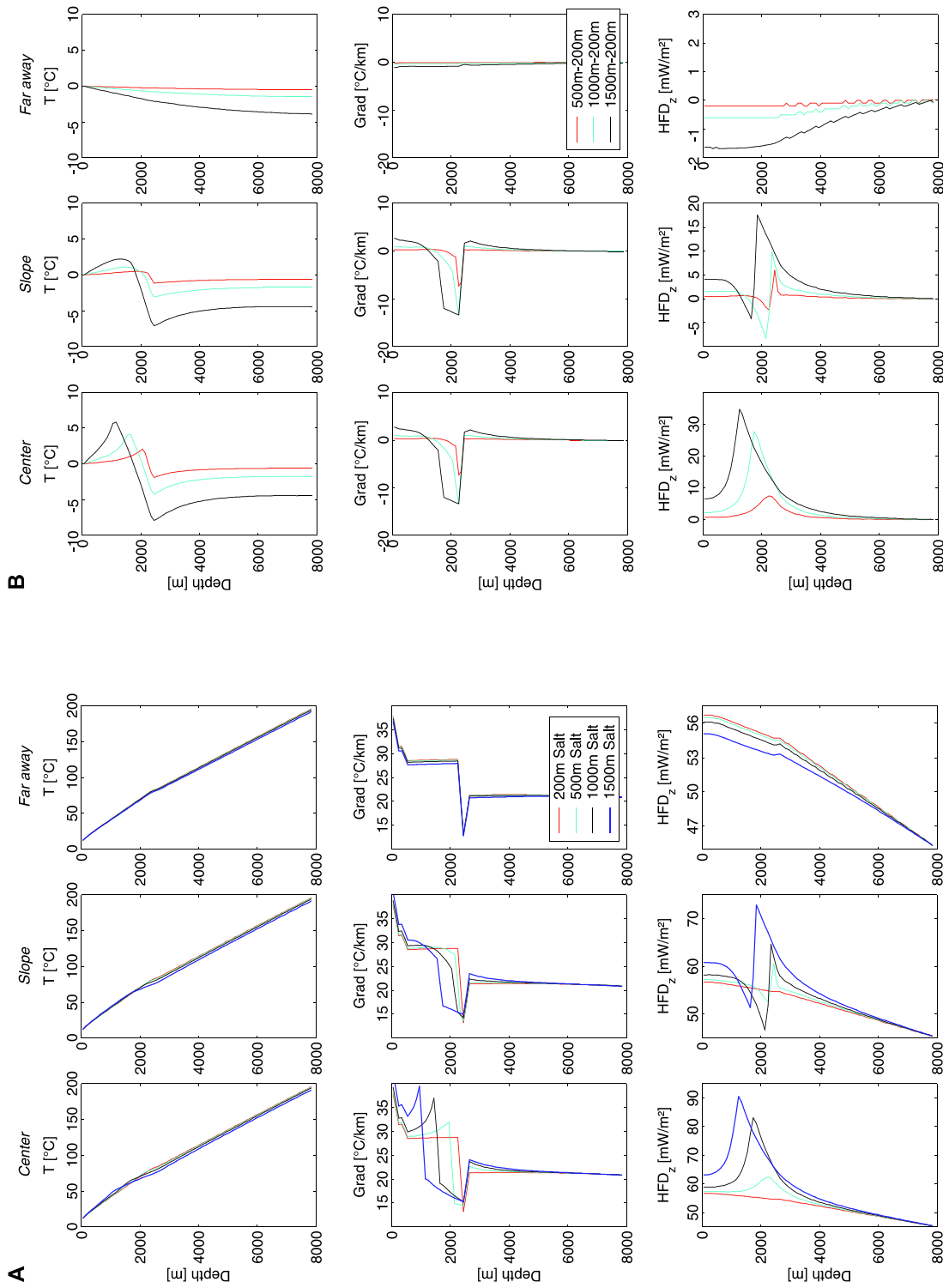


Abbildung 3.15: Ergebnisse der 2D Modellierung an 3 Beobachtungsprofilen (s. Abb. 3.14). (A) für eine durchgängige 200 m mächtige Salzschieht und für eine Salzstruktur, deren Mächtigkeit zwischen 500 m, 1000 m und 1500 m variiert wird. (B) Differenzen Salzstrukturen und gleichmäßige 200 m Salzlage für Strukturzentrum (Center), -hang (Slope) und eine von der Struktur weit entfernte Position (Far away). HFD_z = Wärmestromdichte in vertikaler Richtung.

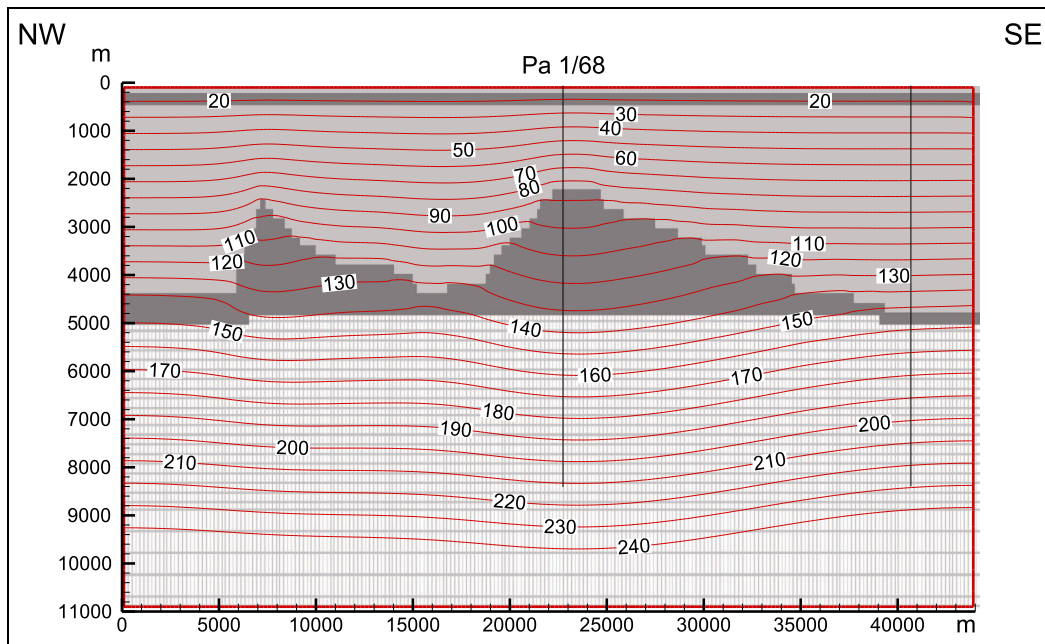


Abbildung 3.16: Modellierung an der Struktur Parchim: Temperaturverteilung [°C] und Lage der Bohrung Pa 1/68 sowie einer weiteren (virtuellen) Bohrung am SE Rand des Profils (*Margin* in Abb. 3.17). Zu den thermischen Eigenschaften des Modells s. Tab. 3.9.

duktionsraten zurückführen (1200 m Salz mit einer Wärmeproduktion von $0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ gegenüber 1200 m Sediment $\times 1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3 = 1,2 \text{ mW}/\text{m}^2$). Die Bohrung am SE Rand des Modells (*Margin*) weist jedoch trotz einer geringeren Salzmächtigkeit eine noch niedrigere Wärmestromdichte auf. Sie ist im Gegensatz zu den Modellen mit einheitlich mächtiger Salzlage durch Salzstrukturen beeinflusst und die Wärmestromdichte wird durch lateralen Wärmetransport reduziert (vgl. auch Abb. 3.15B).

Ein weiteres Berechnungsbeispiel ist an die Salzstrukturen im Umfeld der Bohrung *Gs 2/64* angelehnt. Abb. 3.18 zeigt den Modellaufbau und die Temperaturverteilung aus der Modellierung. Im mittleren Bereich des Profils liegt ein Salzkissen (Pos. 2), während im süd-südöstlichen Bereich ein weit aufgestiegener Salzdiapir (Pos. 3) existiert. Wie die Modellierung zeigt, sind die Beeinflussungen des Temperaturfeldes im Bereich des Diapirs im Vergleich zum geringer mächtigen und flacher ausgebildeten Salzkissen und den anderen Beobachtungsbohrungen enorm (Pos. 1, *Gs 2/67*, Pos. 4; Abb. 3.19).

Eine rasche Abnahme des Einflusses des Diapirs auf das Temperaturfeld in die nördliche bzw. südliche Richtung lässt sich bereits optisch aus Abb. 3.18 ableiten. In der Tat ist der Einfluss des Diapirs auf die Oberflächenwärmestromdichte bereits in einem Radius von der Höhe des Diapirs nur noch gering. Die Temperaturstörung durch die kissenförmige Salzaufwölbung ist lateral deutlich weiter als die maximale Aufwölbung hoch ist ausgebildet; der Betrag der Störung ist jedoch sehr viel geringer. Abb. 3.19 zeigt die Ergebnisse der Modellierung für die verschiedenen Positionen in Abb. 3.18 im Detail. Deutlich ist in den Temperaturplots die Änderung der Temperatur in Abhängigkeit von der Salzmächtigkeit nachzuvollziehen. In

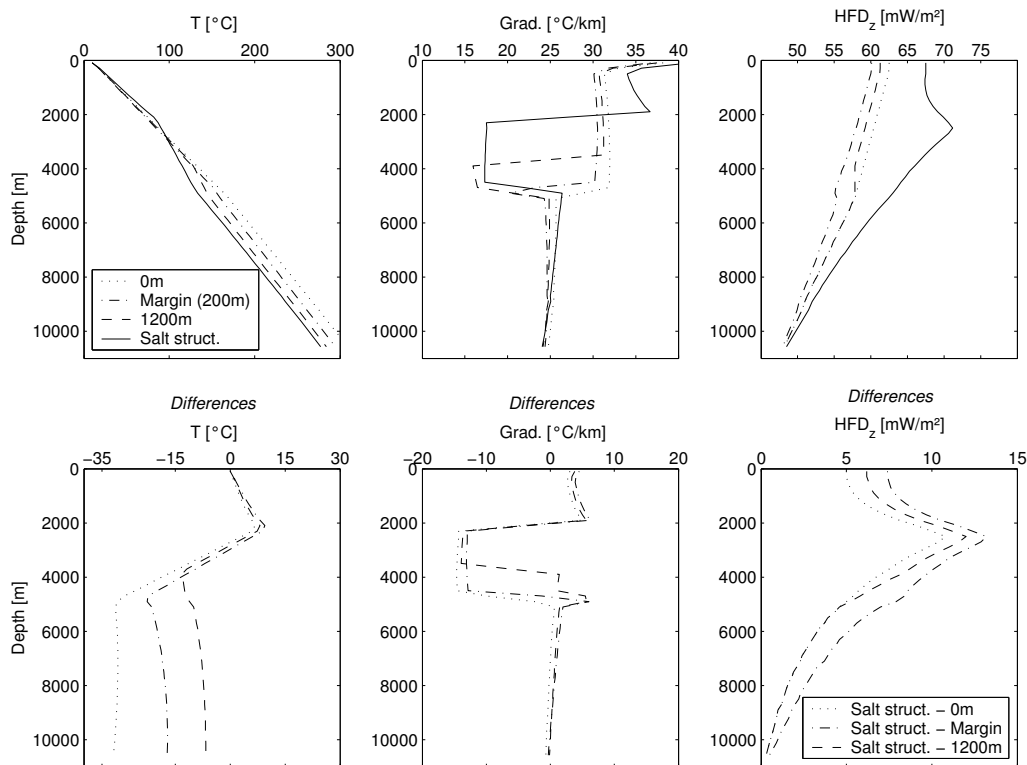


Abbildung 3.17: Ergebnisse der 2D Modellierung an der Struktur Parchim. Die gepunktete Linie kennzeichnet einen Modellaufbau, bei dem die Zone 4 mit den Eigenschaften der Zone 3 versehen worden (also kein Salz vorhanden) ist. Die gestrichelte Linie stellt einen Modellaufbau mit einer gleichmäßig mächtigen Zone 4 (Salz mit 1200 m Mächtigkeit entlang des gesamten Profils) dar; die strich-punktierte Linie (*Margin*, Rand) und die durchgezogene Linie (Bohrung *Pa 1/68*) entstammen dem Parchim-Strukturmodell (vgl. Abb. 3.16).

den Gradientendarstellungen sind die Temperaturänderungen aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeit von Salz und Umgebungsgestein noch besser zu sehen. Bei der für Pos. 3 im Temperaturgradienten dargestellten auffälligen Störung des Gradienten (in einer Tiefe von 1500 m und etwa 500 m) handelt es sich um einen Randeffekt, der durch die Auflösung des Modells bedingt ist. Die Darstellung der vertikalen Wärmestromdichte (HFD_z) zeigt im Bereich des Diapirs (Pos. 3) eine starke Konzentration der Wärme auf einen Tiefenbereich von etwa 2000 m. Aufgrund lateralen Wärmetransportes wird hier ein Maximum der Wärmestromdichte („Wärmestau“) erreicht, während die Werte über der Struktur allmählich zurückgehen. Ein ähnlicher Verlauf der Wärmestromdichte ist für das Salzkissen (Pos. 2) zu beobachten. Für Positionen außerhalb der Salzstrukturen ist ein geringerer lateraler Wärmestrom und damit auch eine geringe vertikale Variationen der Wärmestromdichte zu beobachten. Nach diesem Modell wäre die Bohrung *Gs 2/67* nur wenig gestört.

Die thermischen Bedingungen im Umfeld der Bohrung *Gs 2/67* sind jedoch sehr viel komplexer. Nahe des in Abb. 3.19 an der Pos. 2 dargestellten Salzkissen befindet sich ein mit ihm in Verbindung stehender weiterer Salzdiapir. Direkt westlich befindet sich zudem zusätzlich ein isolierter Salzstock, so dass eine realistische Einschätzung der Temperaturstörung an der

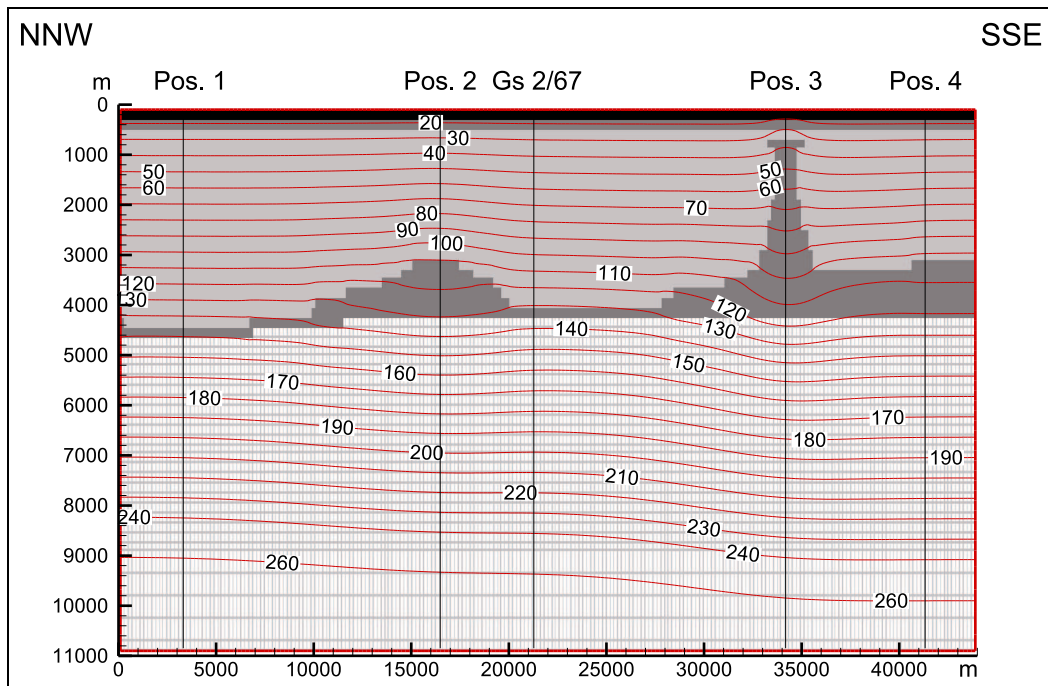


Abbildung 3.18: Modellierung an den Salzstrukturen Gransee: Temperaturverteilung [°C] und Lage der Bohrung Gs 2/67 und vier weiterer Profile (Position 1-4). Zu den thermischen Eigenschaften des Modells s. Tab. 3.9.

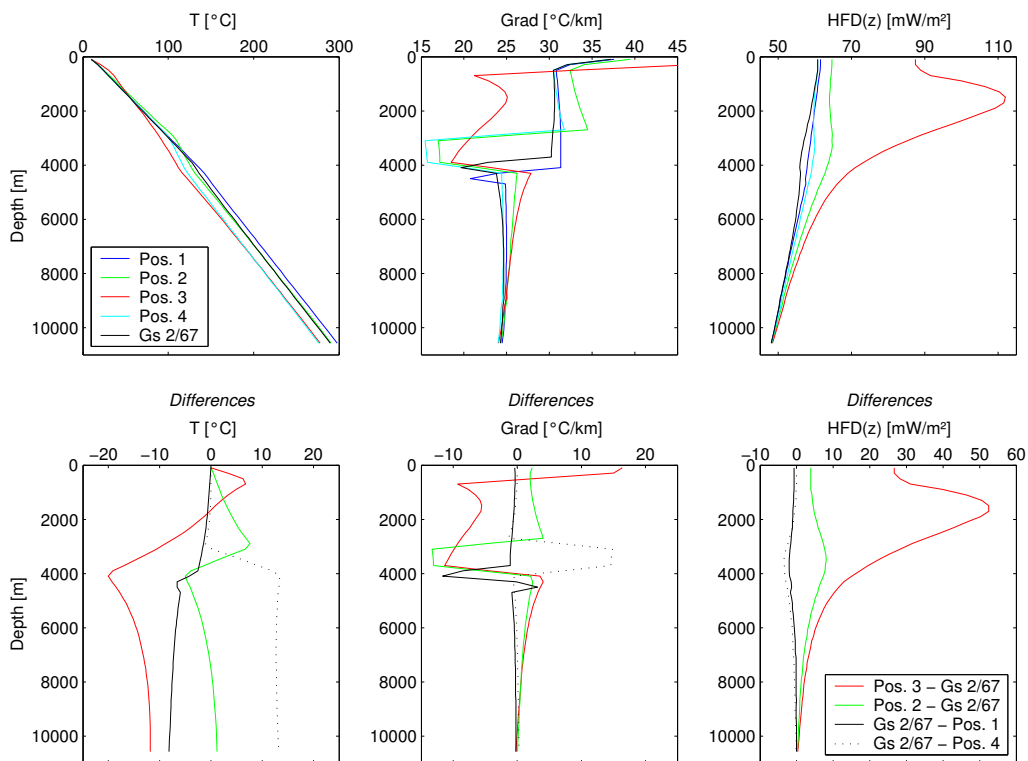


Abbildung 3.19: Modellergebnisse der 2D Modellierung an den Salzstrukturen Gransee für die Positionen aus Abb. 3.18. Für Pos. 3 ist in der Darstellung des Temperaturgradienten (in einer Tiefe von 1500 m und etwa 500 m) ein Rand-Effekt zu beobachten, der durch die Auflösung des Modells bedingt ist, s. Text.

Struktur nur durch eine 3D Simulation (s. folgender Abschnitt) zu erreichen ist.

3.4.3 Dreidimensionale Modellierungen

Ziel der 3D Modellierung ist es, ein Modell zur Verfügung zu haben, mit dem die thermischen Folgen von unterschiedlich ausgebildeten Salzstrukturen abgeschätzt werden können. In der Region Gransee sind sowohl einzelne Salzdiapire und Salzkissen wie auch Kombinationen von beiden ausgebildet. Damit stellt diese Region ein gutes Beispiel für typische Salzstrukturen im NEDB dar. Das erstellte 3D Modell gibt dabei die wesentlichen Strukturen der Region Gransee wieder, ohne sie im Detail nachbilden zu wollen. Als Grundlage dienten die Salzstrukturkarte vom NW European Gas Atlas (Lokhorst, 1998) und die Karte der Zechsteinbasis des Zentralen Geologischen Institutes der DDR (Lange et al., 1981). Um eine Vergleichbarkeit mit den 1D und 2D Modellierungen beizubehalten, wurde ein Modellaufbau entsprechend Tab. 3.9 mit 5 Zonen gewählt. Die Größe des Modells ist auf 50×50 km erweitert worden (s. 3.20), wobei die Tiefe des Modells (11 km) gegenüber der 2D Modellierung beibehalten wurde. Das Modellgitter besteht aus 500×500 m großen Zellen. Die Basis der Salzablagerungen liegt in einer Tiefe von 4500 m und die Salzmächtigkeit beträgt im gesamten Modell 500 m. Auf dieser 500 m mächtigen Schicht sind die Diapire und Kissen ausgebildet und die Mächtigkeiten sind dort entsprechend höher (siehe 2D Modellierung).

Abbildungen 3.21A–D zeigen die Tiefenverteilung der vertikalen Wärmestromdichte anhand von 4 Tiefenschnitten. Die Schnitte in 1000 und 2000 m Tiefe verdeutlichen dabei anschaulich, dass der Einfluss der Salzdiapire lokal begrenzt ist. Die vertikale Beeinflussung der Wärmestromdichte an den Salzstrukturen selbst ist dabei jedoch sehr stark. Maximale Werte, die deutlich über den Werten der 2D Modellierung liegen, treten in etwa 2000 m Tiefe auf (>140 mW/m^2 gegenüber ca. 110 mW/m^2). Die Wärmestromdichte ist dabei um ca. 145 % gegenüber einem ungestörten Profil (mit 500 m gleichmäßig mächtig ausgebildetem Salz) erhöht. In etwa 5000 m, 500 m unterhalb der Lage der Salzbasis, beträgt die Erhöhung des Wertes der Wärmestromdichte gegenüber einem ungestörten Profil etwa 17 %. Erst in Tiefen von über 9000 m beträgt die Abweichung weniger als 3 %. In Abhängigkeit von der betrachteten Tiefe kann es auch in direkter Nachbarschaft der Salzstrukturen zu einer vergleichsweise niedrigeren Wärmestromdichte kommen (Abb. 3.21C).

Die relativ begrenzte thermische Wirkung der Salzstrukturen wird durch Abbildung 3.22 deutlich. Durch die Darstellung der 60 mW/m^2 Isofläche (Abb. 3.22A) kommt dieser „Schornsteineffekt“ deutlich zum Ausdruck: die 60 mW/m^2 Isofläche befindet sich außerhalb der Salzstrukturen in einem Tiefenintervall von etwa 2000 bis 1000 m. In dem Zirkel, der sich in der Abbildung 3.22A um die Salzstrukturen legt, ist die Wärmestromdichte im Vergleich zum Gebiet außerhalb des Zirkels reduziert. In der Darstellung streicht daher die 60 mW/m^2 Isofläche an der 1000 m Tiefenfläche aus. Innerhalb des Zirkels ist die Wärmestromdichte bis zu den Salzstrukturen reduziert. Entlang der Salzstrukturen formt die 60 mW/m^2 Isofläche die thermische Wirkung der Salzstrukturen nach und bildet charakteristische Schlote. Ein Schnitt durch das 3D Modell (Abb. 3.22B) zeigt, dass die Wärmestromdichtewerte innerhalb durch die 60 mW/m^2

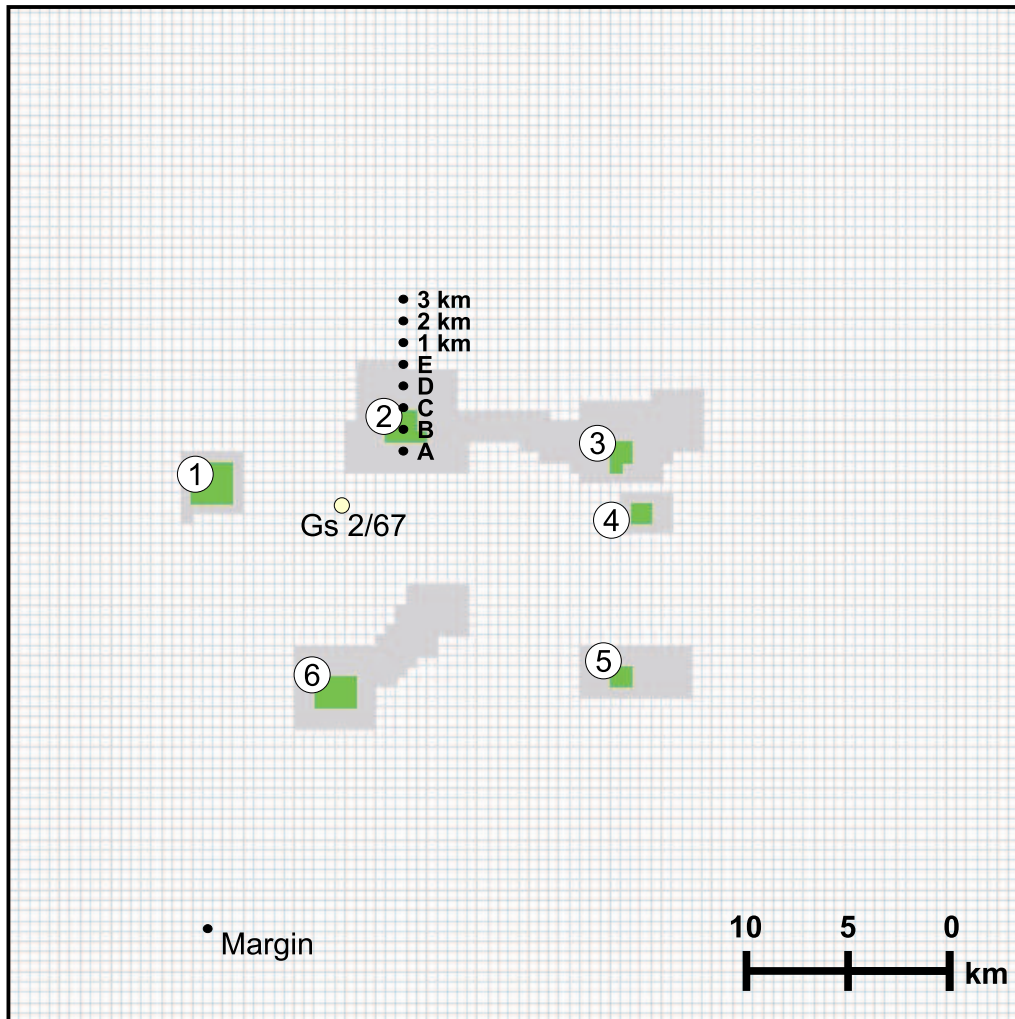


Abbildung 3.20: Aufsicht auf das 3D Strukturmodell Gransee. Salzstrukturen (Diapire in grün), im Uhrzeigersinn nummeriert. Daneben sind weitere Positionen von Profilen (A, B, C, D, E, 1 km, 2 km, 3 km und *Margin*) und die ungefähre Position der Bohrung *Gs 2/67* eingetragen.

Isofläche eingegrenzten Salzstrukturen, erhöht sind. Der Diapir Nr. 2 (s. Abb. 3.20) wird durch das Profil geschnitten und erscheint als deutlich ausgeprägter „Hot Spot“.

Abb. 3.23 zeigt für die in der Abb. 3.20 eingetragenen Beobachtungspositionen die Tiefenprofile der Temperatur-, Temperaturgradienten-, und Wärmestromdichteverteilung. Folgende Aussagen können aus den Darstellungen abgeleitet werden: (a) die Wärmestromdichte ist innerhalb der Salzstrukturen (Diapire 1-6) und an der Oberfläche deutlich höher als im 2D Fall, (b) Positionen zwischen Salzstrukturen (z.B. die Bohrung *Gs 2/67*) weisen besonders im Tiefenbereich der Salzablagerungen tendenziell reduzierte Wärmestromdichten auf, da die Salzstöcke aufgrund ihrer guten Wärmeleitfähigkeit die Wärme abziehen (Schornsteineffekt), (c) auf den Hanglagen der Kissenstrukturen variieren die Wärmestromdichten je nach Ausbildung der Struktur und Lage zur Struktur mit der Tiefe stark, dabei werde auch vergleichsweise reduzierte Wärmestromdichten ermittelt (s. z.B. *Salt E*, Abb. 3.23), (d) bereits 1 km vor der Kissenstrukturentwölbung ist das Wärmestromdichteprofil nur noch gering gestört. Auch hier gilt, dass die Wärmestromdichten in dem Tiefenbereich der Salzablagerungen eher niedriger

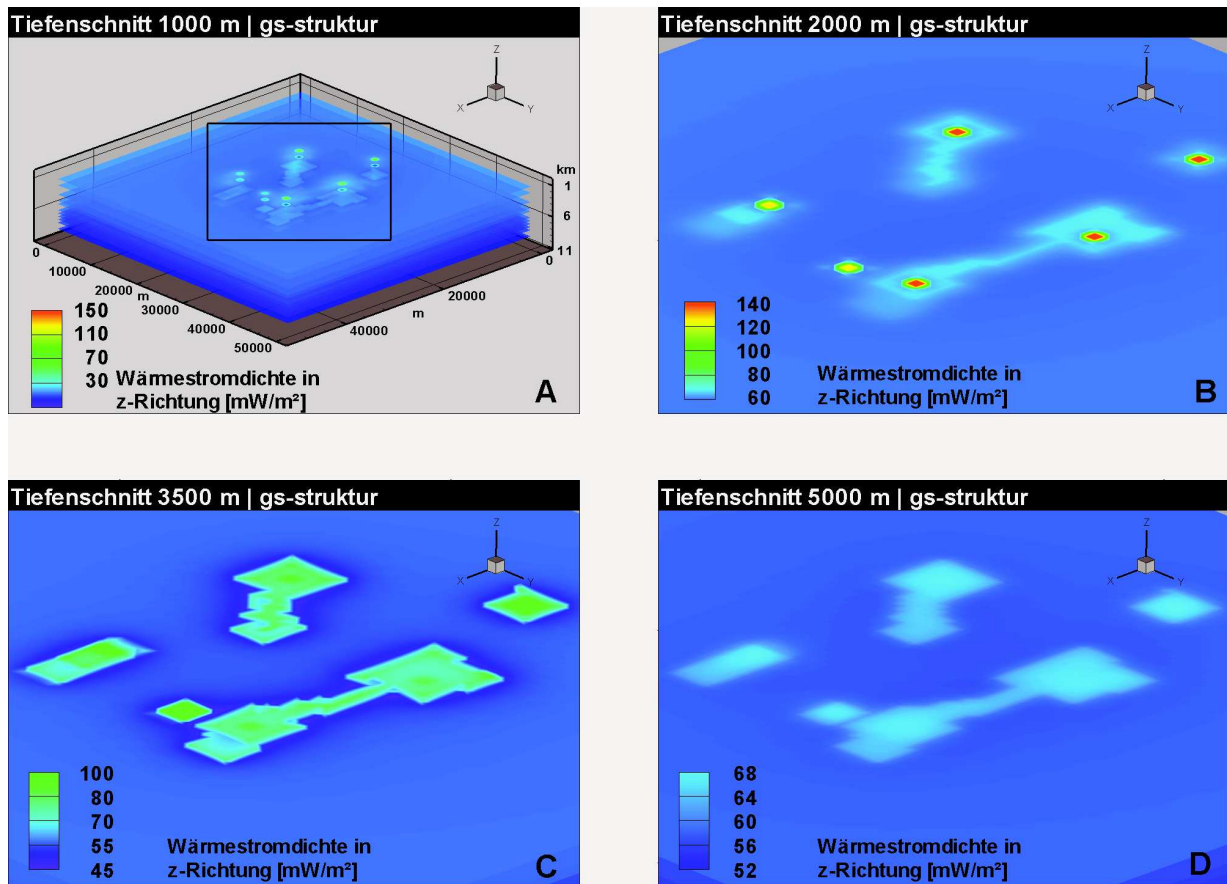


Abbildung 3.21: Tiefenschnitte der 3D Modellierung Gransee, die die Variabilität der vertikalen Wärmestromdichte (z-Richtung) mit der Tiefe zeigen. Die Basis der Salzablagerungen liegt bei 4500 m.

sind. Mit zunehmender Entfernung gleichen sich die Tiefenprofile jedoch dem Beobachtungsprofil im äußeren Modellbereich (*Margin*) an.

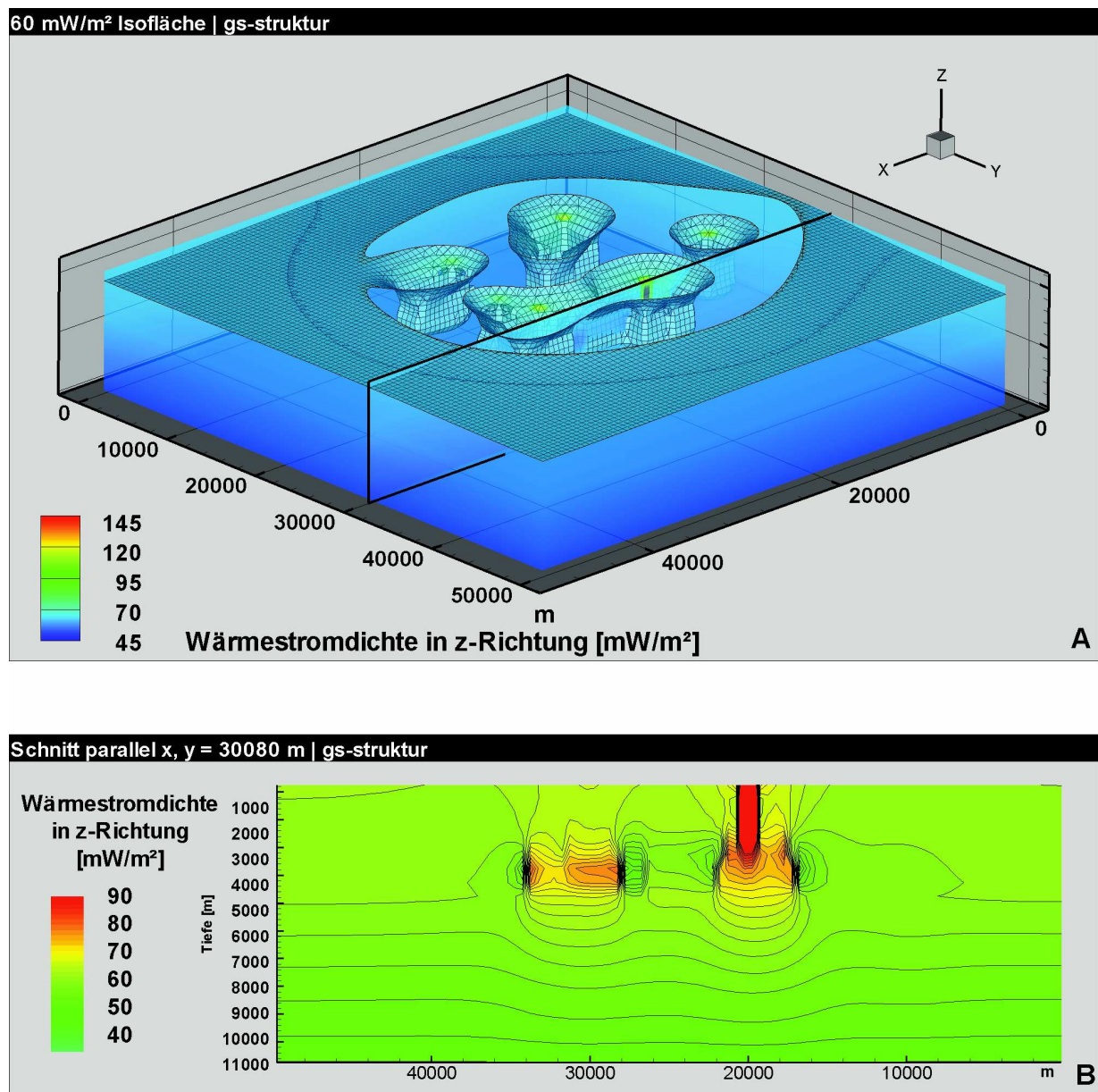


Abbildung 3.22: 3D Modellierung Gransee. (A) Darstellung der 60 mW/m² Isofläche im Bereich von 1–11 km Tiefe mit dem Gitternetz der Modellierung, Farbgebung durch Überblendung mit dem 1000 m Wärmestromdichte-Tiefenschnitt aus Abb. 3.21A; (B) Profilschnitt parallel von x (y = 30080 m, s. Abb. A) durch die zusammenhängende Salzstruktur, die von den Diapiren 2 und 3 (Abb. 3.20) gebildet wird.

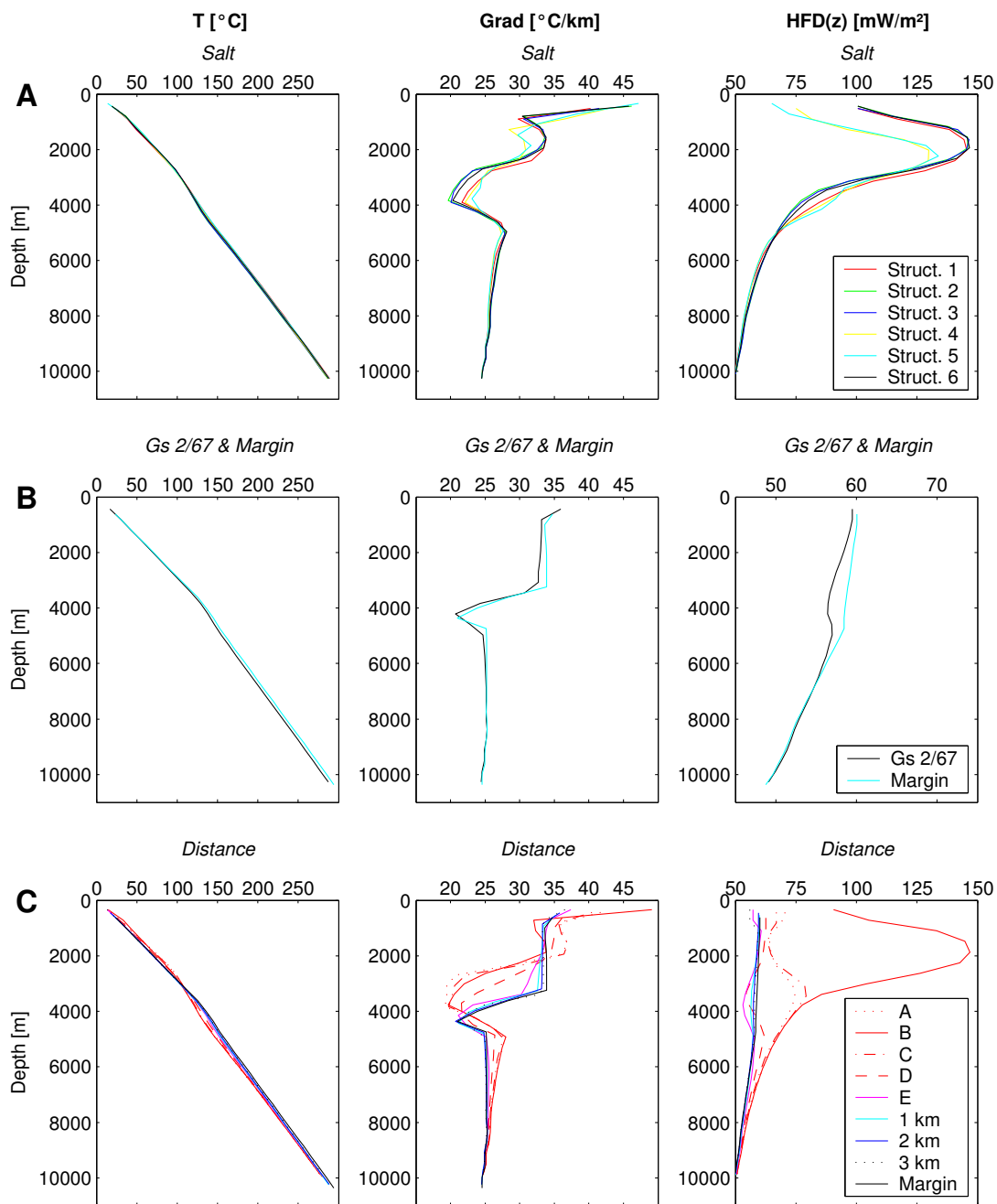


Abbildung 3.23: Beobachtungspositionen der 3D Strukturmodellierung Gransee. Darstellung der Tiefenprofile von Temperatur (T), Temperaturgradienten (Grad) und vertikaler Wärmestromdichte ($\text{HFD}(z)$). (A) Salzstrukturen 1–6; (B) Positionen *Margin* und *Gs 2/67*; (C) verschiedene Positionen an der Struktur Nr. 2 (A, B, C, D, E, 1 km, 2 km, 3 km) und Position *Margin*.

3.4.4 Diskussion der Ergebnisse

Für alle gerechneten Modelle sind jeweils einheitliche Wärmeleitfähigkeiten für (a) das Deckgebirge und (b) das Basement benutzt worden. Werden diese Werte variiert, so verändert dies auch die Reichweite der Störung des Temperaturfeldes (s. z.B. Jensen, 1990). Dabei beeinflusst eine Änderung der Wärmeleitfähigkeit des Deckgebirges oberhalb der Salzablagerungen das Temperaturfeld ungleich stärker als eine entsprechend veränderte Wärmeleitfähigkeit des Basements. Aufgrund verbesserter Wärmeleitung führen höhere Wärmeleitfähigkeiten von Deckgebirge und Basement zu einer Dämpfung der Anomalien. In den vorliegenden Modellierungen wurde für die Wärmeleitfähigkeit von Salz die Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz (5,0 W/m/K) angenommen. Innerhalb der Salzabfolgen treten aber auch andere Sedimente auf (z.B. Salztone, Kaliflöze), die deutlich niedrigere Wärmeleitfähigkeiten aufweisen (0,7–3,4 W/m/K; s. Kopietz et al., 1995). Eine insgesamt geringere Formationswärmeleitfähigkeit der Salzabfolgen würde in den Modellen ebenfalls zu einer Reduzierung der Anomalien beitragen. Die Modellergebnisse sollten daher generell eher die maximal mögliche Temperatur- bzw. Wärmestromdichtestörung anzeigen.

Die präsentierten Modelle basieren auf der Annahme eines rein konduktiven Wärmetransports. Eine Einschränkung der Gültigkeit dieser Modelle ergibt sich in dem Fall, dass im engeren Umfeld der Salzstrukturen konvektive/advektive Fluidbewegungen auftreten (z.B. durch Aufstieg von Tiefenwässern, s. z.B. Evans et al., 1991). Lotz (1999) bzw. Grube & Lotz (2002) haben einen Aufstieg von Tiefenwässern an Salzstrukturen im Lübecker Becken (Bad Oldesloe) nachweisen können. Da jedoch für das NEDB bislang keine entsprechenden Hinweise (z.B. heiße, salzhaltige Thermalquellen) vorliegen, wird davon ausgegangen, dass diese Prozesse das thermische Regime nicht dominieren, und die Modellierungen brauchbare generelle Aussagen liefern.

Die Ergebnisse zeigen eine relativ begrenzte Reichweite der Temperaturstörung, die durch die im NEDB ausgebildeten gut wärmeleitenden Salzstrukturen hervorgerufen wird. Bereits in einer Entfernung von etwa 5–7 km sind die thermischen Effekte dieser Strukturen so gering, dass sie mit der vorliegenden Qualität der Temperaturdaten im NEDB nicht aufgelöst werden können. Bei ausreichendem Abstand (zwischen 3–7 km) von Salzstrukturen ist eine Bestimmung der Wärmestromdichte im Tiefenintervall der Salzablagerungen gut möglich. Dabei kann auch davon ausgegangen werden, dass die durch den Bohrvorgang hervorgerufene Störung des Temperaturprofils in den gut leitenden Salzsichten schneller als in anderen geologischen Einheiten ausgeglichen wird (s. auch Hurter, 2002). Wie die 2D und 3D Modellierungen zeigen, können jedoch innerhalb der Salzstrukturen selbst relativ hohe laterale Wärmeströme auftreten; die Wärmestromdichte variiert dabei mit der Tiefe beträchtlich. Je nach Tiefenlage des Bestimmungsintervalls der Wärmestromdichte sind in den Modellierungen gegenüber dem regionalen Umfeld deutlich erhöhte Werte (über 120 mW/m²) ermittelt worden. Die 3D Modellierungen zeigen dabei stärker fokussiertere Temperaturanomalien bei geringerer Reichweite der Temperaturstörung. Im nahen Umfeld einer Salzstruktur (1–3 km) können die Wärmestromdichtewerte aufgrund lateralen Wärmetransportes in Richtung der Salzstrukturzentren auch reduziert sein, so dass hier Wärmestromdichten bestimmter Tiefen positiv korrigiert werden

müssen. Die Reduzierung der Wärmestromdichte ist jedoch vergleichsweise gering.

Aus den Ergebnissen der Modellierungen ergibt sich, dass die lokalen Wärmestromdichte-Anomalien Ostdeutschlands (vgl. Abb. 3.11) durch Salzstrukturen hervorgerufen sein können. Allerdings sind in der Karte (Abb. 3.11) auch Anomalien dargestellt, für die keine Bohrungen mit Temperaturmessungen oder Salzstrukturen bekannt sind. Die Gründe für die handkonturierte Darstellung der Wärmestromdichteverteilung der Karte (Hurtig, mündl. Mitt. 2003) bleiben daher undurchsichtig. Obwohl viele der Bohrungen mit Temperaturinformationen in der Nähe von Salzstrukturen liegen und Salzstrukturen als Ursache thermischer Anomalien den Autoren des Kartenwerks bekannt waren, gehen sie nicht darauf ein, ob und wie dieses Wissen in die Kartendarstellung Eingang gefunden hat. Damit ist die gesamte dargestellte Wärmestromdichtezonierung (Isolinienverlauf) nicht nachvollziehbar. Sie suggeriert dabei eine Genauigkeit, die nicht gegeben ist. Vermutlich nicht unerheblich an der Ungenauigkeit der Daten beteiligt sind weitere mögliche Fehlerquellen: die Benutzung unzutreffender Wärmeleitfähigkeitswerte, die zudem nicht in Abhängigkeit von der Temperatur korrigiert wurden, und die Verwendung von Temperaturprofilen, die sich nicht im thermischen Gleichgewicht befanden.

Verwendete Bohrungen und ihre Lage zu Salzstrukturen

Aufgrund der durchgeführten Modellierungen (Kap. 3.4.1–3.4.3) wurden die Temperaturprofile der folgenden Bohrungen als nicht bis vernachlässigbar gering durch Salzstrukturen beeinflusst eingeschätzt: *Barth 1/63*, *Binz 1/73*, *FdlN 2/70*, *Gst 1/73*, *Gri 6/64* (hier existiert nur eine schwache Salzaufwölbung), *Gv 1/78*, *Kotz 4/74* und *Sam 101/62*. Vermutlich gering beeinflusst sind die Bohrungen: *Chi 1/71*, *Ela 1/74*, *Gs 2/67* und *Pnl 1/75*. Von den Salzstrukturen deutlich beeinflusst sind hingegen die Temperaturmessungen der Bohrungen: *Gap 1/86*, *GrSk 3/90*, *Loss 1/70*, *Ob 1/68*, *Pa 1/68*, *Pw 2/76*, *Pes 7/70*, *RmwL 11A/69*, *Sw 2/64* und *S 1/87*.

3.5 Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte an ausgewählten Bohrungslokalationen

Die Auswahl der Bohrlokalationen zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte wurde vor allem durch das Vorhandensein und die Qualität der Temperaturmessungen bestimmt. Während eine Extrapolation der an zahlreichen Bohrkernen bestimmten und von Fazies und Diagenese abhängigen Wärmeleitfähigkeit auf ungekernte Bereiche oder andere Bohrungen bei Kenntnis und Berücksichtigung der dortigen stratigraphisch/lithologischen Bedingungen möglich ist, lassen sich fehlende oder gestörte Temperaturdaten nicht durch Messungen, die an anderen Bohrungen durchgeführt worden sind, ersetzen. Auch eine Korrektur von gestörten Temperaturdaten verbessert die Qualität der Daten nur bedingt und erfordert genaue Kenntnisse über die technische und zeitliche Durchführung der Bohrung selbst (wie lange gebohrt, welche Spülungen kamen dabei zum Einsatz, Unterbrechungen des Bohrvorgangs, evtl. Vertiefungen der Bohrung, etc.) sowie den nachfolgenden Arbeiten an der Bohrung (z.B. Fördertests, andere Bohrlochmessungen), die vor der Temperaturmessung statt fanden. Diese Details sind für die Bohrungen im NEDB i.d.R. nicht bekannt.

Entsprechend der Einteilung in Abschnitt 3.1.1 wurde die Wärmestromdichte für drei Kategorien von Bohrungen bestimmt: für Bohrungen mit (I) vom Bohrvorgang ungestörten, (II) gering gestörten und (III) stärker gestörten Temperaturprofilen (s. S. 59). Die einzelnen Lokationen und die Bestimmung der Wärmestromdichte werden detailliert beschrieben. Alle angegebenen Wärmeleitfähigkeiten beziehen sich zunächst auf Laborbedingungen (20 °C, atmosphärischer Druck), sie werden erst bei der eigentlichen Bestimmung der Wärmestromdichte auf die geltende Gebirgstemperatur umgerechnet. Zum Einsatz kamen die Korrekturformel von Somerton (1992) für die Sedimente und von Sekiguchi (1984) für die magmatischen Gesteine (s. S. 13ff). Wo frühere Angaben zur Wärmestromdichte bekannt sind, werden sie zitiert. Allerdings existieren keinerlei Informationen über die Art und Weise der Berechnung dieser Daten, so dass sie keinen Beitrag zur Ab- und Einschätzung der Wärmestromdichte leisten können.

3.5.1 Bohrungen mit vom Bohrvorgang ungestörten Temperaturprofilen

3.5.1.1 *GrSk 3/90*

Die Bohrung *GrSk 3/90* ist eine Gasexplorationsbohrung, die vom 27.08.1990 bis zum 06.01.1991 etwa 50 km nördlich von Berlin niedergebracht wurde. Da keine wirtschaftlich förderbaren Gasvorkommen erschlossen wurden, ist die 4240 m tiefe Bohrung anschließend wieder verfüllt worden. Etwa 10 Jahre später wurde die Gas-Bohrung *GrSk 3/90* zur Geothermie-Bohrung *GrSk 3/90*. Mit Mitteln des GeoForschungsZentrums Potsdam wurde die Bohrung aufgewältigt und bis in eine Endteufe von 4294 m vertieft und das „In-situ Geothermielabor Groß Schönebeck“ eingerichtet. Ziel der neuen Aktivitäten ist die Entwicklung einer Erschließungstechnologie für potenzielle Speichergesteine im Norddeutschen Becken zur geothermischen Energienutzung

(s. Huenges & Hurter, 2002). Im Rahmen eines umfangreichen Untersuchungs- und Messprogramms wurden sowohl Messungen der natürlichen Radioaktivität als auch der Gebirgstemperatur durchgeführt. Durch das Vorliegen von Kernmaterial konnte auch die Wärmeleitfähigkeit von Rotliegend Gesteinen dieser Bohrung untersucht werden.

Geologisches Profil

Unterhalb der quartären Überdeckung (43 m) sind Ablagerungen des Tertiärs (125 m), der Kreide (165 m), des Juras (318 m) und der Trias (1719 m) erbohrt worden. Im Tiefenbereich von 2370 bis 3882 m wurden die permischen Zechsteinsalze angetroffen, bevor das sedimentäre Rotliegend (3882–4231 m) und andesitische Vulkanite (gesichert bis 4240 m) aufgeschlossen wurden. Nach der chemischen Analyse der Vulkanitprobe GrSk-50 handelt es sich bei den Vulkaniten um Trachyandesite.

Salzstrukturen

Die Bohrung liegt am westlichen Ende einer schwach aufgewölbten Salzkissenstruktur, dem Joachimstaler Salzkissen. Das Temperaturprofil wird aufgrund der relativ sanften Morphologie der Struktur nicht wesentlich durch den Salzkörper beeinflusst sein.

Temperaturdaten

In der Bohrung *GrSk 3/90* sind im Zuge der Aufwältigung sowie von Test- und Versuchsarbeiten mehrere Temperaturmessungen durchgeführt worden, die mehr oder weniger gestörte Bedingungen repräsentieren. Einzig die Temperaturmessung vom 06.06.2002, die etwa 3 Monate nach hydraulischen Tests und ca. eineinhalb Jahre nach der Vertiefung der Bohrung durchgeführt wurde, wird als weitestgehend ungestört angenommen (s. Abb. 3.24). Die Messungen erfolgten mit einer Genauigkeit von 0,1 °C und mit einem Messintervall von 0,15 m. Damit stellt sie die am besten aufgelöste Temperaturmessung aller betrachteten Bohrungen im NEDB dar. Alle weiteren Bohrungen in dieser Arbeit weisen Messpunktabstände der Temperatur von 50 m auf (s. Kap. 3.1.1). Die bestimmten Temperaturgradienten für ausgewählte stratigraphische Einheiten der Bohrung *GrSk 3/90* sind in Tabelle 3.10 dargestellt. Von einer paläoklimatischen Beeinflussung des Zechsteins und Präzechsteins, die für die Bestimmung der Wärmestromdichte berücksichtigt werden müsste, wird nicht ausgegangen (s. Kap. 3.3).

Dem Rotliegend wurde in dieser Bohrung besondere Beachtung zu Teil, da auch an Rotliegend Gesteinen dieser Bohrung Wärmeleitfähigkeiten bestimmt werden konnten und eine Zuordnung von dieser gemessenen Werte möglich ist. Während das Temperaturprofil in der Hannover Formation und dem oberen Abschnitt der Dethlingen Formation sehr linear verläuft und die Temperaturgradienten wenig schwanken (Abb. 3.25), ist der untere Abschnitt der Dethlingen Formation und die Havel Subgruppe durch einen nicht linearen Temperaturverlauf und stark wechselnde Temperaturgradienten gekennzeichnet. Der lineare Abschnitt ist dabei lithologisch von Silt- und Tonsteinen geprägt, während der nicht lineare Abschnitt von Sandstei-

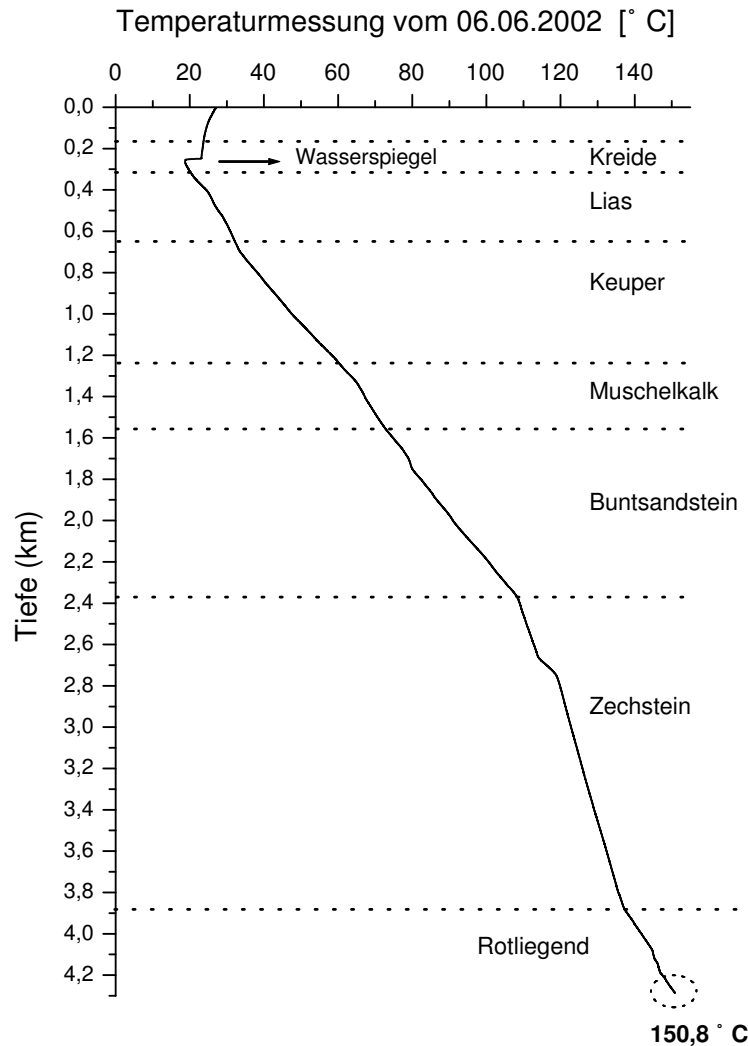


Abbildung 3.24: Temperaturprofil der Bohrung *GrSk 3/90*. Zusätzlich ist die Stratigraphie dargestellt. Eine Korrelation des Verlaufs der Temperaturkurve mit der Stratigraphie ist dabei zu erkennen. Temperaturdaten oberhalb des Grundwasserspiegels sind nicht interpretierbar.

nen und Konglomeraten dominiert wird. Dieser Wechsel der Gesteinstypen zeigt sich auch im Gammalog (Abb. 3.25). Im Tiefenbereich von 3882 bis 4085 m sind vergleichsweise hohe GR-Intensitäten gemessen worden, während im unteren Abschnitt (4085 bis 4230 m) überwiegend niedrige Intensitäten auftreten.

Während im oberen Abschnitt des Profils die Änderungen des Temperaturgradienten mit der wechselnden Lithologie korrelieren, treten die starken Änderungen des Temperaturgradienten um 4125 m und um 4200 m weitestgehend unabhängig von einem lithologischen Wechsel auf. Der Verlauf der Temperaturkurve und die starken Wechsel des Temperaturgradienten sprechen für eine konvektive Überprägung des gesamten Tiefenabschnitts von 4085 bis etwa 4230 m.

Innerhalb der Vulkanite scheint nach dem vorliegenden Temperaturlog der konduktive Wärmetransport wieder zu überwiegen. Bereits publizierte frühere Temperaturkurven (Hurter, 2002;

Wolfgramm et al., 2003) weisen einen deutlichen Rückgang der Temperatur innerhalb der Vulkanite auf, welcher vermutlich auf temporäre konvektive Fluidbewegungen zurückzuführen ist. Eine Erklärungsmöglichkeit besteht darin, dass durch die in der Zwischenzeit durchgeführten Experimente die hydraulische Verbindung unterbrochen wurde. In der Temperaturmessung vom 06.06.2002 ist ein konvektiver Wärmetransport im Bereich der Vulkanite jedenfalls nicht zu beobachten.

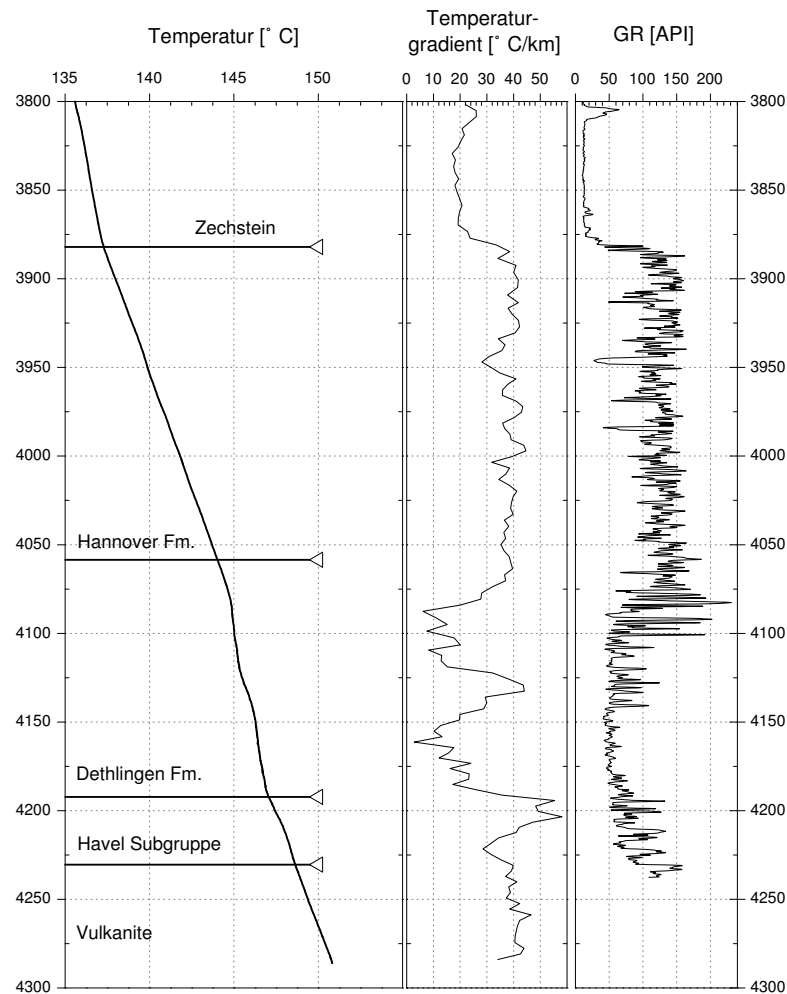


Abbildung 3.25: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *GrSk 3/90* im Tiefenabschnitt 3800–4300 m. Zusätzlich ist Stratigraphie und eine Messkurve der natürlichen Gammastrahlung (GR) dargestellt (API Einheiten sind nicht normiert).

Wärmeleitfähigkeiten

Die Wärmeleitfähigkeit konnte an 23 Kernproben bestimmt werden, davon entfallen 5 auf die Vulkanite, 4 auf die Havel Subgruppe und 14 auf die Elbe Subgruppe. Leider entstammen die gemessenen Proben der Elbe und Havel Subgruppe ausschließlich den fein- bis mittelsandig ausgebildeten Sedimenten des unteren Abschnitts der Rotliegend Abfolge. Wärmeleitfähig-

keiten für den oberen siltig-tonigen Abschnitt konnten nicht beprobt werden. Die abgeschätzte Formationswärmeleitfähigkeit der rund 311 m mächtigen Elbe Subgruppe basiert auf unter Zuhilfenahme des Schichtenverzeichnisses extrapolierten Wärmeleitfähigkeiten (s. Anhang, Tab. A.5). Die Havel Folge ist nur 38 m mächtig und besteht überwiegend aus Feinsand- bis Mittelsandsteinen mit Grobsand- bis Feinkieseinschaltungen. Für die Folge wird eine Wärmeleitfähigkeit von $4,0 \pm 0,2$ W/m/K zugeordnet. Für die Vulkanite wurde eine Wärmeleitfähigkeit von $2,2 \pm 0,1$ W/m/K bestimmt.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Staßfurtsteinsalz (Zechstein) und in den permokarbonischen Vulkaniten berechnet. Aufgrund der konvektiven Überprägung des Tiefenabschnitts von 4085 bis 4032 m und des Mangels an gemessenen Wärmeleitfähigkeiten für die Hannover Formation war eine gesicherte Bestimmung der Wärmestromdichte in den Rotliegend Sedimenten nicht möglich.

Das *Staßfurtsteinsalz* in der Bohrung *GrSk 3/90* ist 1039 m mächtig. Eine Wärmeleitfähigkeit von $5,22 \pm 0,39$ W/m/K (Kopietz et al., 1995) wurde angenommen (s. Tab. 3.10). Im Tiefenintervall von 2800 bis 3770 m ergibt sich nach der Formel von Somerton (1992) in Abhängigkeit von der Gebirgstemperatur (119,9 °C bis 135,1 °C) eine korrigierte Wärmeleitfähigkeit von $3,9 \pm 0,2$ W/m/K. Der Temperaturgradient beträgt für dieses Intervall $15,83 \pm 0,01$ °C/km und die Wärmestromdichte $61,7 \pm 3$ mW/m². Der angegebene Fehler berechnet sich nach der Gauss'schen Fehlerfortpflanzung aus den jeweiligen Standardabweichungen (s. Tab. 3.10).

Vertikale Änderungen der Wärmestromdichte werden im Bullardplot als Abweichung von der Regressionsgeraden dargestellt (s. Kap. 1.5.2). Der Bullardplot für den Staßfurt-Abschnitt zeigt praktisch keine Abweichungen und führt bei einem hohen Korrelationskoeffizienten (0,9998) auf eine Wärmestromdichte von $61,6$ mW/m² (Abb. 3.26).

Die bestimmte Wärmestromdichte innerhalb der *Vulkanite* (4230–4286 m) beträgt bei einer in-situ Wärmeleitfähigkeit von $2,0 \pm 0,1$ W/m/K und einem Temperaturgradienten von $40,06 \pm 0,04$ °C/km $79,3 \pm 4,8$ mW/m² (Tab. 3.10). Der Wert liegt damit deutlich höher als der Wert, der in der Staßfurtfolge bestimmt wurde.

Hurter (2002) bestimmte auf der Basis eines älteren Temperaturlogs die Wärmestromdichte auf $67,3$ mW/m² (Intervallmethode) bzw. $67,5$ mW/m² (Bullardplot). Sie bestimmt die in-situ Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz nach dem Ansatz von Sass et al. (1992). Die Differenz zu dem hier bestimmten Wert der Wärmestromdichte von $61,6$ bzw. $61,7$ mW/m² resultiert dabei allein auf der Anwendung von verschiedenen Ansätzen zur Berücksichtigung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit. Eine mittlere Wärmestromdichte von $70,5 \pm 3$ mW/m² ist für die Bohrung *GrSk 3/90* realistisch. Das sedimentäre Postperm kann dabei durch radiogene Wärmeproduktion etwa 4 mW/m² zur Oberflächenwärmestromdichte (q_s) beitragen, die damit für die Bohrung *GrSk 3/90* mit 75 ± 3 mW/m² angegeben wird (Tab. 3.10).

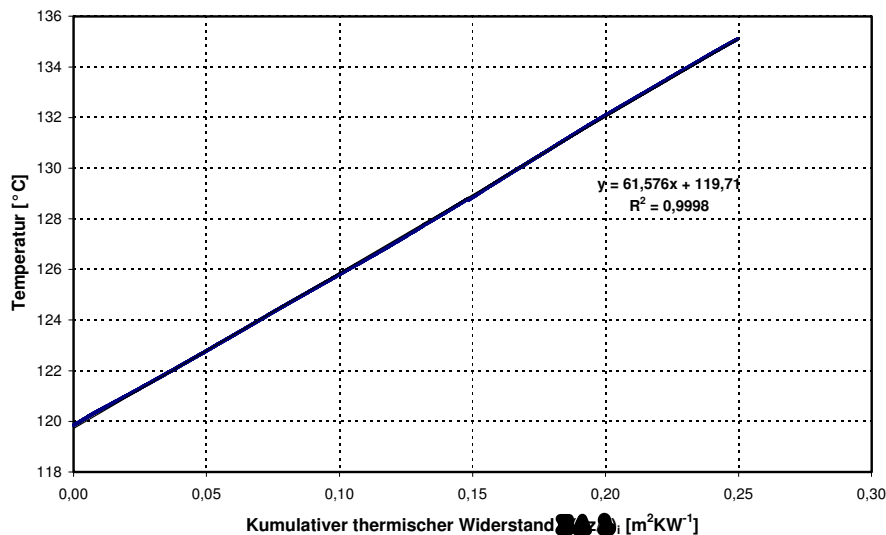


Abbildung 3.26: Bullardplot über die Staßfurtfolge der Bohrung *GrSk 3/90*. Die aufgetragenen Werte (kumulativer thermischer Widerstand gegen Temperatur) zeigen eine enge Korrelation.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m²]
Zechstein <i>gesamt</i>	2370	3882		18,57 ± 0,03	
Zechstein <i>nur Staßfurt</i>	2800	3770	5,22 ± 0,39	15,83 ± 0,01	61,7 ± 3,2
Rotliegend	3882	4230		(31,18) (± 0,08)	
Permokarbonische	4230	4286	2,2 ± 0,1		
Vulkanite	148,6	150,8	2,0 ± 0,1	40,06 ± 0,04	79,3 ± 4,8
Mittelwert					70,5 ± 2,9
Postperm					+ 4,2 ± 0,8
q_s					75 ± 3,7

Tabelle 3.10: Wärmestromdichte der Bohrung *GrSk 3/90* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zur Oberflächenwärmestromdichte. Temperaturgradienten der stratigraphischen Einheiten auf der Grundlage der Temperaturmessung vom 06.06.2002, ermittelt durch lineare Regression mit Angabe der Standardabweichung. Das Rotliegendintervall (Gradient in Klammern) ist durch konvektive Prozesse gestört, s. Text. OK = Oberkante, UK = Unterkante, WLF = Wärmeleitfähigkeit, T.-Grad. = Temperaturgradient, WSD = Wärmestromdichte, q_s = Oberflächenwärmestromdichte. Der berechnete Fehler der Wärmestromdichte stellt den numerischen Fehler (Gauss'sche Fehlerfortpflanzung) von der erwarteten Standardabweichung der Formationswärmeleitfähigkeit und der Standardabweichung des Temperaturgradienten dar. Der Oberflächenwärmestrom (q_s) setzt sich aus der berechneten Wärmestromdichte und der Wärmeproduktion der überlagernden Einheiten, welche aus dem GR-Log abgeleitet wurden, zusammen (s. Kap. 3.2.2.2).

3.5.1.2 *Gs 2/67*

Die Bohrung *Gs 2/67* liegt im nördlichen Teil Brandenburgs, etwa 65 km nord-nordwestlich von Berlin. Sie ist 5241 m tief und wurde in der Zeit vom 08.06.1967 bis zum 24.02.1969 abgeteuft.

Zielhorizonte waren das Mesozoikum, das Zechstein und das Rotliegend.

Geologisches Profil

Unterhalb einer 135 m mächtigen quartären Sand-, Kies- und Geschiebemergelüberdeckung folgen tertiäre Sande, Schluffe und Tone bis in eine Tiefe von 794 m. Bis 4077 m sind mesozoische Einheiten erbohrt worden, wobei die triassischen Einheiten von 2048 bis 4077 m am mächtigsten ausgebildet sind. In einer Tiefe von 4077 bis 4167,9 m wurden Zechsteinablagerungen in gestörter Lagerung angetroffen bevor von 4167,9 bis 4753 m das sedimentäre Rotliegend (Elbe und Havel Subgruppe) erbohrt wurde. Die permokarbonischen Vulkanite sind als Rhyolithoid Typ Ib, Andesitoid Typ 2b und Rhyolithoid Typ I in einer Tiefenlage von 4753,0–5040,5 m angetroffen worden (Hoth et al., 1993a). Die Bohrung erreicht ihre Endteufe im sedimentären Namur bei 5241,1 m.

Salzstrukturen

Die Bohrung *Gs 2/67* liegt zwischen einigen hoch aufgestiegenen Salzstrukturen, die sich in etwa vier bis acht Kilometer Entfernung von der Bohrung befinden. Die Beeinflussung des Temperaturfeldes durch die Salzstrukturen könnte im Tiefenbereich der Bohrung zu tendenziell zu niedrigen Wärmestromdichtewerten führen (s. Kap. 3.4).

Temperaturdaten

Die Messung des Temperaturprofils erfolgte am 18.03.1970, also 9288 Stunden (fast 13 Monate) nach Bohrungsende. Laut Messprotokoll wird eine Standzeit von 6816 Stunden angegeben. Die Aktivitäten vor Beginn der Temperaturmessung sind nicht bekannt. Das im Tiefenbereich von 2700 bis 5050 m aufgezeichnete Temperaturprofil wird als vom Bohrvorgang ungestört interpretiert. Die Temperaturaufzeichnungen setzen in der Trias (direkt über dem Muschelkalk) ein und reichen gerade noch in die karbonischen Ablagerungen hinein. Die maximale Temperatur am Ende des Logs betrug 181,9 °C. In der Tabelle 3.11 sind die berechneten mittleren Temperaturgradienten der durchfahrenen stratigraphischen Einheiten aufgeführt. Alle Einheiten liegen dabei in einem Tiefenbereich, in dem nicht mehr von einer paläoklimatischen Beeinflussung des Temperaturfeldes ausgegangen wird.

In den Einheiten, in denen eine hohe Wärmeleitfähigkeit vermutet wird (wie dem Zechstein) sind niedrigere Temperaturgradienten ausgebildet und in Einheiten geringerer Wärmeleitfähigkeit höhere Gradienten (Abb. 3.27). Die Temperaturgradienten der stratigraphischen Einheiten schwanken aufgrund der vergleichsweise geringen Anzahl an Temperaturdaten ungleich stärker als die Temperaturgradienten der Bohrung *GrSk 3/90* (50 m Abstände der erfassten Temperaturen). Die Zechsteinablagerungen sind lediglich durch zwei Temperaturdaten gekennzeichnet. Die gering mächtigen Ablagerungen bestehen vorwiegend aus Steinsalz und vor allem Anhydrit, aber auch zu etwa 17 % aus Kalkstein. Relativ stabile Temperaturgradienten finden sich in der unteren Elbe und der Havel Subgruppe, während die Gradienten der vermuteten Alt-

mark Subgruppe aufgrund von Tuffen und Zwischensedimenten in den Vulkanitabfolgen wieder deutlicher variieren.

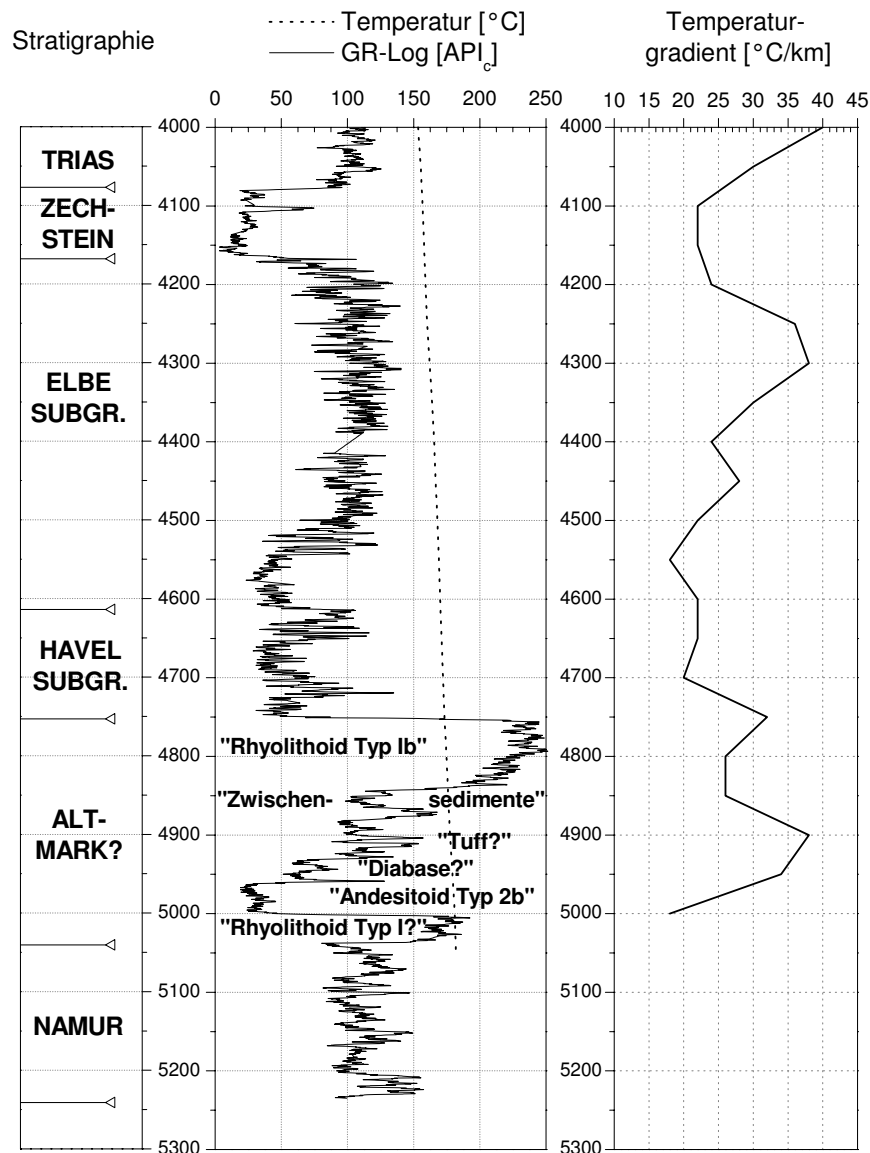


Abbildung 3.27: Temperaturgradientenprofil der Bohrung Gs 2/67 für den Tiefenbereich 4000–5300 m. Zusätzlich sind das Temperaturprofil, das korrigierte und in API-Einheiten umgerechnete Gammalog sowie die Stratigraphie dargestellt.

Wärmeleitfähigkeiten

An der Bohrung Gs 2/67 wurde die Wärmeleitfähigkeit von 22 Proben bestimmt, sechs stammen dabei aus der Elbe Subgruppe, fünf aus der Havel Subgruppe, vier aus den Vulkaniten und sechs aus den karbonischen Ablagerungen. Eine weitere sedimentäre Probe (Gs-N04) gehört der Altmark Subgruppe an.

Die Wärmeleitfähigkeit der 91 m mächtigen Zechsteinablagerungen ergibt sich aus den jeweiligen Anteilen der Gesteinstypen. Laut Schichtenverzeichnis ist eine Zusammensetzung von

62 % Anhydrit, 22 % Steinsalz und 16 % Karbonaten realistisch. Die Wärmeleitfähigkeiten von Anhydrit werden mit $5,3 \pm 0,3$ W/m/K (Tab. 3.1), von Steinsalz mit $5,22 \pm 0,39$ W/m/K (Kopietz et al., 1995) und für die Karbonate mit $3,0 \pm 0,4$ W/m/K (Tab. 3.1) angenommen, so dass sich eine Wärmeleitfähigkeit der Zechsteinfolge von $4,9 \pm 0,4$ W/m/K ergibt.

Aufgrund der Ausprägung der Proben und der Beschreibungen im Schichtenverzeichnis der Bohrung wird der Elbe Subgruppe eine Wärmeleitfähigkeit von $3,2 \pm 0,2$ W/m/K und der Havel Subgruppe eine Wärmeleitfähigkeit von $4,2 \pm 0,3$ W/m/K zugeordnet (s. Anhang, Tab. A.5). Die Wärmeleitfähigkeit der Altmark (?) Subgruppe wird unter Berücksichtigung der Lithologie wie folgt bestimmt. Die Vulkanite setzen sich aus Rhyolithoiden und Andesitoiden zusammen. Die gemessenen Proben sind ausschließlich Rhyolithe vom Tiefenintervall 4753–4844 m. Ihre mittlere Wärmeleitfähigkeit beträgt $3,1 \pm 0,1$ W/m/K. Die Wärmeleitfähigkeit der Probe Gs-N04 (Siltstein, tonig-ferritisch gebunden) aus 4852 m Tiefe wurde in Richtung der Tiefenachse mit einer Wärmeleitfähigkeit von $\lambda_z = 2,3$ W/m/K bestimmt. Für die Andesitoide wird nach Tab. 3.1 eine Wärmeleitfähigkeit von $2,3 \pm 0,3$ W/m/K angenommen. Für die Altmark (?) Subgruppe wurde damit aufgrund der angenommenen Zusammensetzung von 47 % Rhyolith ($3,1 \pm 0,2$ W/m/K), 31 % Tuffe und Zwischensedimente ($2,5 \pm 0,3$ W/m/K) und 22 % andesitische bis basaltische Vulkanite ($2,3 \pm 0,3$ W/m/K) eine Formationswärmeleitfähigkeit von $2,7 \pm 0,3$ W/m/K zugeordnet (s. Abb. 3.27).

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde mit der Intervallmethode bestimmt. Aufgrund der starken Heterogenität der Ablagerungen, die auch in dem Gammalog der Abbildung 3.27 zum Ausdruck kommt, müssen die Temperaturgradienten möglichst über große Intervalle gebildet werden. Demgegenüber stehen die relativ geringmächtigen Ablagerungen im Tiefenbereich des Temperaturlogs, für die Wärmeleitfähigkeiten zur Verfügung stehen. Für die Havel Subgruppe und vor allem das Zechsteinintervall gilt daher, dass die bestimmten mittleren Temperaturgradienten aufgrund der wenigen Temperaturdatenpunkte eine höhere Unsicherheit aufweisen, als in der Tabelle 3.11 zum Ausdruck kommt.

Aus den Temperaturgradienten und den in Abhängigkeit von der Temperatur des Tiefenintervalls korrigierten Wärmeleitfähigkeiten ergeben sich Wärmestromdichtewerte, die eine relativ hohe Unsicherheit in sich tragen (Tab. 3.11). Die mittlere Wärmestromdichte beträgt $71,1 \pm 3,2$ mW/m². Aufgrund der Lage der Bohrung zu den Salzstrukturen ist jedoch mit einer noch um bis zu 2–3 mW/m² höheren Wärmestromdichte zu rechnen (Kap. 3.4.3). Dieser Betrag liegt aber innerhalb des Fehlerbereichs der Bestimmung. Die Wärmeproduktion der überlagernden Sedimente des Postperms generieren etwa 6 mW/m², so dass für die Bohrung *Gs 2/67* mit einem q_s -Wert von 77 ± 4 mW/m² zu rechnen ist (Tab. 3.11). Für die Bohrung *Gs 2/67* wird von Gläser (1983) eine Wärmestromdichte von 78,4 mW/m² aufgeführt.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m ²]
Muschelkalk	2800	3100			
					35,9 ± 2,0
Buntsandstein	3150	4050			
					36,5 ± 3,3
Zechstein	4100	4150	4,9 ± 0,4		
	156,8	157,9	3,5 ± 0,2	22,0 ± 0,0	77,0 ± 4,4
Elbe	4200	4600	3,2 ± 0,2		
Subgruppe	159,0	170,0	2,6 ± 0,1	28,5 ± 1,0	72,6 ± 4,8
Havel	4650	4750	4,2 ± 0,3		
Subgruppe	171,1	173,2	3,0 ± 0,2	21,0 ± 0,6	64,5 ± 4,2
Altmark?	4800	5000	2,7 ± 0,3		
Subgruppe	174,8	181,0	2,2 ± 0,2	31,2 ± 1,5	69,9 ± 6,6
Mittelwert					71,1 ± 3,2
Post-Zechstein					+ 5,9 ± 1,2
<i>q_s</i>					77 ± 4,4

Tabelle 3.11: Wärmestromdichte der Bohrung *Gs 2/67* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q_s*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

3.5.1.3 *RmwL 11A/69*

Die Bohrung liegt im nordwestlichen Brandenburg, zwischen den Bohrungen *Ela 1/74* und *Sw 2/64* (s. Abb. 3.1), nahe dem Ort Lenzen/Elbe. Sie wurde vom 15.06.1969 bis zum 29.09.1970 bis in eine Tiefe von 4249,7 m abgeteuft. Ziel war die Untersuchung des sedimentären Rotliegend und der Nachweis von Kohlenwasserstoffen.

Geologisches Profil

Die geologische Abfolge, die unter den 40 m mächtigen Sedimenten des Quartärs aufgeschlossen wurde, setzt sich zunächst bis zu einer Teufe von 463 m aus (im Schichtenverzeichnis nicht weiter ausgegliedert) Tertiär zusammen. Darunter folgen Sedimente des Zechsteins (vor allem Steinsalz und Anhydrit), die bis in eine Teufe von etwa 3460 m angetroffen wurden, und das sedimentäre Rotliegend: die Elbe Subgruppe von 3459,1 bis 4153,5 m und die Havel Subgruppe von 4153,5 bis 4243 m. Bis zum Erreichen der Endteufe bei 4249,7 m wurden Rhyolithe (Rhyolithoid Typ Ib) angetroffen (Hoth et al., 1993a).

Salzstrukturen

Die Bohrung *RmwL 11A/69* liegt etwa in der Mitte eines ca. 18 km langen Salzwalls (Struktur Rambow). Das Temperaturprofil der Bohrung ist daher massiv von der Salzstruktur geprägt. Die nächstgelegenen Salzstrukturen liegen über acht Kilometer nördlich bzw. über zehn Kilometer südöstlich von der Struktur Rambow entfernt. Aufgrund der großen Entfernung werden diese

Strukturen keinen wesentlichen Einfluss auf das Temperaturprofil in der Salzstruktur Rambow ausüben.

Temperaturdaten

Die Temperaturmessung an der Bohrung fand am 14.03.1971, 3984 Stunden nach Bohrungs-ende, statt. Es wurde der Tiefenbereich von 200 bis 4250 m gemessen. Das Messprotokoll verzeichnet eine Standzeit der Bohrung von 2900 Stunden, daher müssen noch weitere Arbeiten nach dem Bohrungsende stattgefunden haben, die unbekannt sind. Das Temperaturprofil wird jedoch als vom Bohrvorgang unbeeinflusst eingestuft. Aufgrund der Tiefenlage des Zechsteins (500–3500 m) ist eine Beeinflussung des Temperaturfeldes durch paläoklimatischer Effekte nicht auszuschließen, wegen der strukturellen Gegebenheiten jedoch schwer abzuschätzen. Vermutlich spielen sie aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit von Salz eine geringe Rolle. Die Salzstruktur Rambow übt auf jeden Fall einen deutlichen Einfluss auf die Messwerte aus: oberhalb und unterhalb der etwa 3000 m mächtigen Salzfolgen ist ein deutlicher Knick im Temperaturprofil auszumachen (Abb. 3.28). Für die Zechsteinfolgen wurde ein Gradient von $27,1 \pm 0,2 \text{ °C/km}$, in den überlagernden tertiären Sedimenten von $45,1 \pm 0,6 \text{ °C/km}$ und im sedimentären Rotliegend von $34,2 \pm 0,4 \text{ °C/km}$ durch lineare Regression bestimmt (Tab. 3.12). Die Temperaturgradienten liegen damit insgesamt bei deutlich höheren Werten als die bei der Bohrung *Gs 2/67* bestimmten Gradienten der entsprechenden stratigraphischen Einheit. Eine konvektive Überprägung des Temperaturfeldes in den tertiären Einheiten ist dabei wahrscheinlich.

Wärmeleitfähigkeiten

An dieser Bohrung konnte die Wärmeleitfähigkeit an 36 Proben bestimmt werden. Zwei entstammen der Werra-Folge am Fuße der Salzstruktur (3458 m, s. Anhang, Tab. A.2). Die erste Probe ist ein Kalkstein (R-01) mit einer Wärmeleitfähigkeit von um $2,3 \text{ W/m/K}$, die zweite Probe ein kalkiger Tonstein (R-02) mit einer Wärmeleitfähigkeit von $0,9 \text{ W/m/K}$. Die bestimmten Wärmeleitfähigkeiten sind jedoch nicht typisch für den Salzstock, der sich aus Steinsalz, Anhydrit, Kalisalz und einzelnen Salztonlagen in wechselnder Schichtung zusammensetzt. Während Steinsalz und Anhydrit sehr hohe Wärmeleitfähigkeiten aufweisen, haben Kalisalze und Salztone eine niedrigere Wärmeleitfähigkeit: $2,14 \pm 0,91$ bzw. $1,3 \pm 0,89 \text{ W/m/K}$ für die Kaliflöze Staßfurt bzw. Ronnenberg (Kopietz et al., 1995). Unter Berücksichtigung der Ansprache im Schichtenverzeichnis wurden die Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit von dem Tiefenintervall bestimmt (s. u.). Dabei wurde von einer Wärmeleitfähigkeit von $5,22 \pm 0,39 \text{ W/m/K}$ für Steinsalz, $1,0 \pm 0,5 \text{ W/m/K}$ für Salzton und $1,7 \pm 0,9 \text{ W/m/K}$ für Kalisalz ausgegangen.

Neben den Proben des Zechsteins wurden 27 Proben des sedimentären Rotliegend und sieben Proben der permokarbonischen Vulkanite untersucht. Die Wärmeleitfähigkeit der Elbe und Havel Subgruppe wird mit $3,1$ bzw. $3,2 \text{ W/m/K}$ ermittelt (s. Anhang, Tab. A.5) und für die beiden Subgruppen auf $3,1 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ festgelegt. Die Vulkanite haben eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $3,0 \text{ W/m/K}$. Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Vulkanite im Profil wurden sie nicht für Wärmestromdichteberechnungen genutzt.

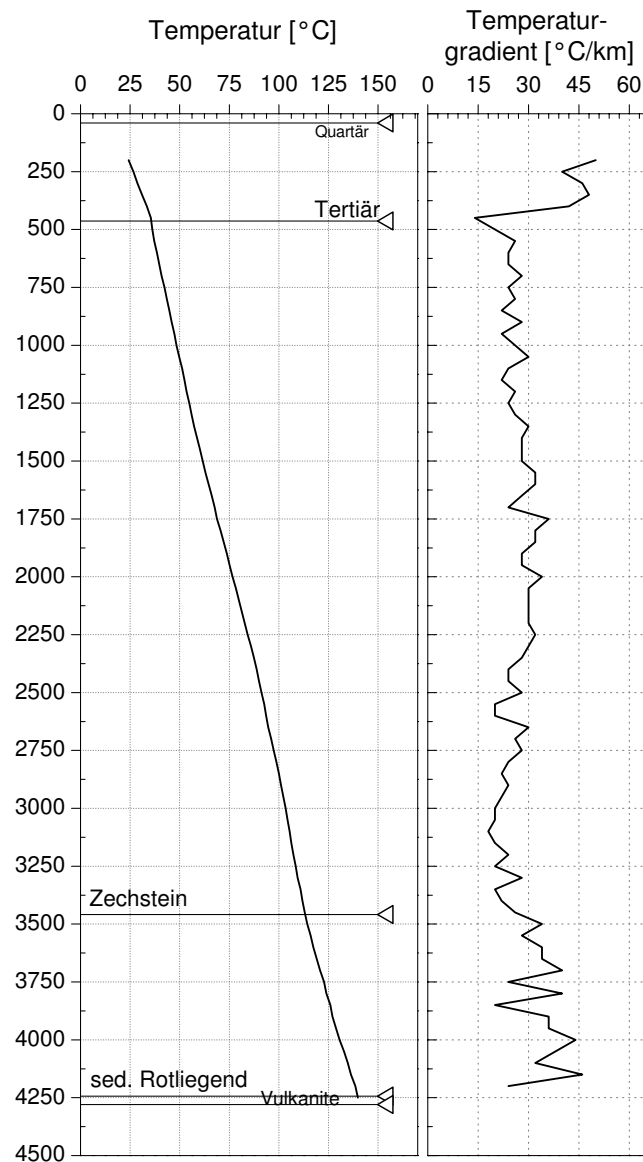


Abbildung 3.28: Temperaturprofil der Bohrung *RmwL 11A/69*. Tiefe in Metern. Zusätzlich sind die berechneten Temperaturgradienten und die stratigraphischen Einheiten dargestellt.

Wärmestromdichte

Die Bestimmung der Wärmestromdichte erfolgte im Zechstein und im sedimentären Rotliegend. Nach den Modellierungen (Kap. 3.4) ist dabei mit einer deutlichen vertikalen Variation des Wärmeflusses zu rechnen.

Im *Zechstein* wurden die Wärmeleitfähigkeiten entsprechend dem Schichtenverzeichnis nach dem angetroffenen Verhältnis von Steinsalz/Anhydrit, Salzton und Kalisalz bestimmt, auf die entsprechende Gebirgstemperatur bezogen und ein Bullardplot für das Tiefenintervall von 500 bis 3450 m erstellt (Abb. 3.29). Die kumulierten Werte des thermischen Widerstandes liegen nicht exakt auf einer Geraden, was eine Änderung der Wärmestromdichte mit der Tiefe anzeigt. Bei Richtigkeit der angesetzten thermischen Widerstände müssen zusätzliche Einflüsse wirken,

wie lateraler Wärmetransport. Dass nicht unbedingt von einem rein vertikalen Wärmestrom ausgegangen werden kann, war bereits nach den thermischen Modellierungen zu erwarten. Der durch den Bullardplot ermittelte Wärmestromdichtewert von 111 mW/m^2 ist daher nicht korrekt. Einen besseren Überblick von der thermischen Struktur im Salzkörper erhält man über die Intervallmethode (Abb. 3.30 und Tab. 3.12). Dabei ergibt sich ein ähnliches Bild wie in den Modellierungen: hohe Wärmestromdichtewerte vor allem in den oberen Intervallen der Salzstruktur, während im unteren Bereich die Wärmestromdichte wieder abnimmt. Anders als in den theoretischen Modellrechnungen variiert jedoch hier die Wärmeleitfähigkeit innerhalb der Intervalle (vgl. Abb. 3.19, S. 98).

Berücksichtigt man nun die Ergebnisse aus der 2D und 3D Modellierung, so ist mit einer Reduzierung der höchsten ermittelten Wärmestromdichte um $40\text{--}70 \text{ mW/m}^2$ zu rechnen. Die höchste Wärmestromdichte wurde im Tiefenintervall $1700\text{--}1950 \text{ m}$ mit $131 \pm 13 \text{ mW/m}^2$ bestimmt. Ein von lateralen Wärmeströmen korrigierter Wert liegt demnach zwischen 60 und etwa 90 mW/m^2 .

Auch das *Rotliegend* ist thermisch durch den Salzwall beeinflusst. Die Elbe und Havel Subgruppe wurden zu einem Tiefenintervall ($3459,1\text{--}4243,0 \text{ m}$) zusammengefasst. Mit dem mittleren Temperaturgradienten von $34,2 \pm 0,4 \text{ }^\circ\text{C/km}$ und der mittleren in-situ Wärmeleitfähigkeit von $2,6 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ ergibt sich eine Wärmestromdichte von $90,0 \pm 5,9 \text{ mW/m}^2$ (Tab. 3.12). Dieser Wert wird in der Größenordnung von $5\text{--}15 \text{ mW/m}^2$ zu hoch bestimmt sein, so dass für eine von strukturellen Effekten bereinigte Wärmestromdichte ein Wert in der Größenordnung von $80 \pm 10 \text{ mW/m}^2$ realistisch ist.

Die Wärmestromdichte an der Bohrung *RmwL 11A/69* ist von Gläser (1983) mit $102,7 \text{ mW/m}^2$ angegeben worden; im Geothermischen Atlas (ZGI, 1984) liegt sie im Zentrum einer Wärmestromdichteanomalie. Diese Anomalie ist jedoch eindeutig auf die Salzstruktur Rambow bezogen und stellt keine Anomalie der terrestrischen Wärmestromdichte dar. Eine von den Salzstrukturen bereinigte Wärmestromdichte von $70\text{--}80 \text{ W/m}^2$ ist für die Lokation charakteristisch. Die bestimmten Intervalle im Zechstein belegen die Ergebnisse der Modellierung.

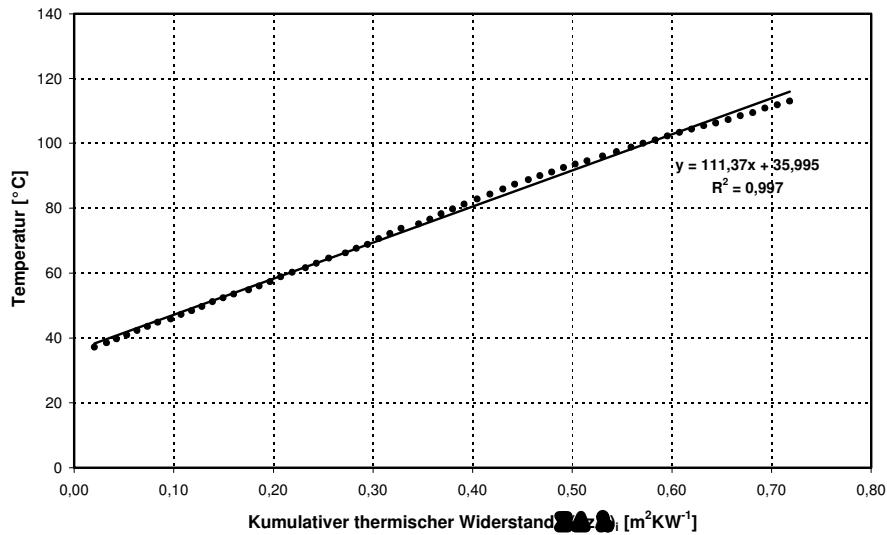


Abbildung 3.29: Bullardplot über die Salzabfolge der Bohrung *RmwL 11A/69*. Die aufgetragenen Werte (kumulativer thermischer Widerstand gegen Temperatur) liegen nicht auf einer Geraden und zeigen horizontale Wärmeströme an.

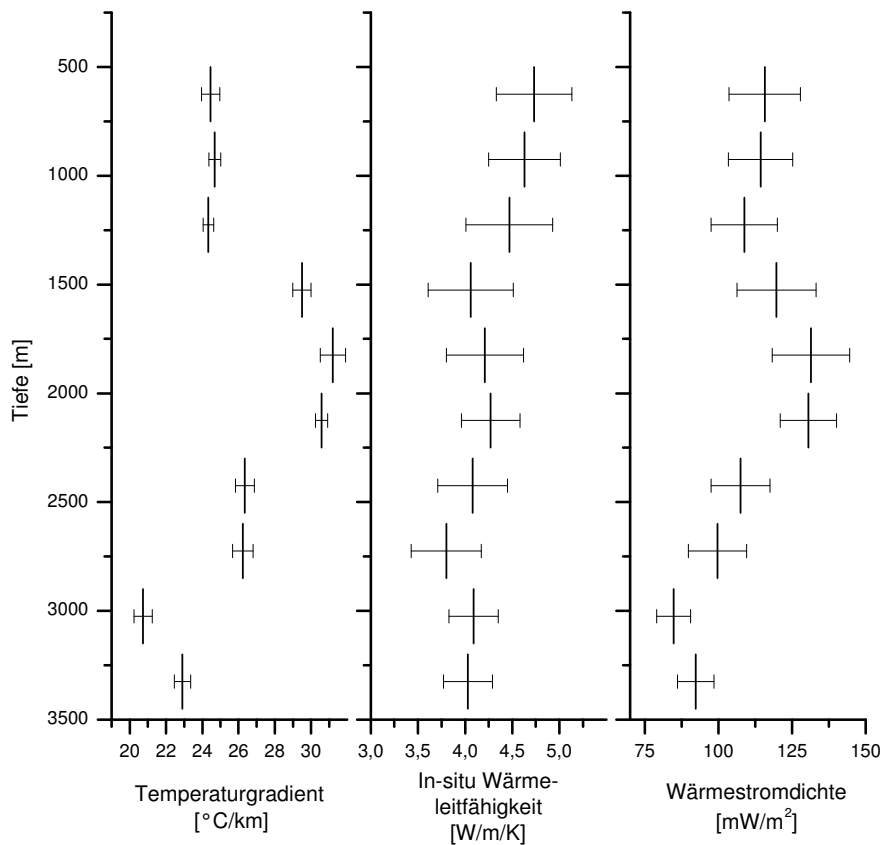


Abbildung 3.30: Bestimmung der Wärmestromdichte (Intervallmethode) an der Bohrung *RmwL 11A/69* innerhalb der Zechsteinabfolge. Angegeben sind Temperaturgradient, in-situ Wärmeleitfähigkeit und die berechnete Wärmestromdichte mit den jeweiligen Fehlerbereichen.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m ²]	WSD _{korrigiert} [mW/m ²]
Tertiär	200	450		45,1 ± 0,6		
Zechstein gesamt	500	3450		27,1 ± 0,2		
Zechstein	500	750	5,0 ± 0,4			
	36,2	42,3	4,7 ± 0,4	24,5 ± 0,5	115,7 ± 10,1	
Zechstein	800	1050	5,0 ± 0,4			
	43,5	49,7	4,6 ± 0,4	24,7 ± 0,3	114,3 ± 9,5	
Zechstein	1100	1350	5,0 ± 0,5			
	51,2	57,3	4,5 ± 0,5	24,3 ± 0,3	108,8 ± 11,3	
Zechstein	1400	1650	4,5 ± 0,5			
	58,8	66,2	4,1 ± 0,5	29,5 ± 0,6	119,7 ± 13,4	
Zechstein	1700	1950	4,9 ± 0,5			
	67,6	75,2	4,2 ± 0,4	31,2 ± 0,7	131,4 ± 13,1	
Zechstein	2000	2250	5,1 ± 0,4			
	76,6	84,3	4,3 ± 0,3	30,6 ± 0,3	130,5 ± 9,6	
Zechstein	2300	2550	5,0 ± 0,5			
	85,9	92,6	4,1 ± 0,4	26,3 ± 0,5	107,5 ± 10,0	
Zechstein	2600	2850	4,6 ± 0,5			
	93,6	100,0	3,8 ± 0,4	26,2 ± 0,6	99,7 ± 9,9	
Zechstein	2900	3150	5,2 ± 0,4			
	101,1	106,3	4,1 ± 0,3	20,7 ± 0,5	84,8 ± 5,8	
Zechstein	3200	3450	5,2 ± 0,4			
	107,3	113,0	4,0 ± 0,3	22,9 ± 0,5	92,3 ± 6,2	
Rotliegend (sedimentär)	3500	4250	3,1 ± 0,2			
	114,3	139,8	2,6 ± 0,2	34,2 ± 0,4	89,9 ± 5,9	80 ± 10
Mittelwert					108,6 ± 3,0	70 – 80
Postperm						+ 0,5 ± 1,2
<i>q_s</i>						70 – 80

Table 3.12: Wärmestromdichte der Bohrung *RmwL 11A/69* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q_s*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

3.5.1.4 *Sam 101/62*

Die Bohrung *Sam 101/62* liegt auf der Insel Rügen im Norden des Untersuchungsgebietes. Sie wurde vom 04.01.1962 bis zum 07.10.1962 bis zu einer Tiefe von 2022 m abgeteuft.

Geologisches Profil

Unterhalb etwa 35 m Quartär sind bis in eine Tiefe von 481 m kreidezeitliche und anschließend bis 641 m jurassische Ablagerungen aufgeschlossen worden. Darunter folgen bis in eine Tiefe von 1431 m überwiegend feinkörnige triassische Sedimente. Von 1431 bis 1752 m sind Ablagerungen des Zechsteins erbohrt worden, bevor unterhalb einer 2 m mächtigen Rotliegend Brekzie bis

zur Endteufe von 2022 m Rhyolithe des Permokarbons aufgeschlossen wurden.

Salzstrukturen

In einem Umkreis von 9 km treten keine größeren Salzstrukturen auf, die Mächtigkeit der Zechsteinablagerungen liegt relativ gleichmäßig bei um 300 m.

Temperaturdaten

Die Temperaturmessungen erfolgten am 30.06.1962 nach einer Standzeit von 550 Stunden. Die Messung erfolgte über den Teufenbereich von 200 bis 1950 m und erreichte eine Maximaltemperatur am Ende des Temperaturlogs von 59 °C. Abbildung 3.31 zeigt das Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung. Aus der Messkurve der Temperatur lässt sich eine Oberflächentemperatur von etwa 9 °C ableiten, was für eine durch den Bohrvorgang ungestörte Messung spricht. Paläoklimatische Effekte spielen jedoch aufgrund der geringen Messtiefe eine Rolle. Die bestimmten Temperaturgradienten der stratigraphischen Einheiten, die relativ stark variieren, sind in Tab. 3.13 aufgeführt.

Wärmeleitfähigkeiten

Es wurden 14 Kernproben aus der Bohrung untersucht, wovon die Hälfte allein dem Zechstein entstammt. Die andere Hälfte verteilt sich auf den Buntsandstein (3 Proben), auf die Vulkanite (2 Proben) und auf Muschelkalk und Keuper (jeweils eine Probe).

Die Proben der Trias weisen Wärmeleitfähigkeiten von 2,0–2,9 W/m/K auf. Es handelt sich dabei um einen Feinsandstein und um Mergelton- und Schluff- bis Tonsteine (s. Anhang, Tab. A.2). Für eine Abschätzung von Formationswärmeleitfähigkeiten in der Trias reichen die vorliegenden Messungen jedoch nicht aus.

Für die Zechsteinfolge lässt sich hingegen eine Formationswärmeleitfähigkeit besser abschätzen. Sechs der sieben gemessenen Zechsteinproben sind Anhydrite, die aus der Leine, der Staßfurt und der Werra Folge stammen. Sie weisen eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $5,2 \pm 0,4$ W/m/K auf. Ein Dolomitstein der Leine-Folge wurde mit einer Wärmeleitfähigkeit von 3,3 W/m/K bestimmt. Für die Abfolge des Zechsteins (1431–1724,6 m) wurde die Wärmeleitfähigkeit aufgrund des Schichtenverzeichnisses wie folgt zusammengesetzt: 65 % Anhydrit, 24 % Steinsalz, 7 % Dolomitstein (mit tonig-sandiger Komponente) und jeweils 1,5 % Kalisalze bzw. Ton- bis Schluffsteine. Dabei wurden für die Gesteine dieselben Wärmeleitfähigkeiten wie bei der Bohrung *RmwL 11A/69* angenommen. Für die tonig-sandig ausgebildeten Dolomitsteine wurde von einer Wärmeleitfähigkeit von $3,5 \pm 0,4$ W/m/K ausgegangen, so dass sich eine mittlere Wärmeleitfähigkeit der Zechstein Abfolge von $5,0 \pm 0,5$ W/m/K ergibt.

Von den fast 270 m mächtigen Vulkaniten, die von der Bohrung aufgeschlossen worden sind, sind nur sehr wenige Proben erhalten. Die noch vorhandenen Proben sind stark beansprucht und lassen vermuten, dass der Bereich der Bohrung auch hydrothermalen Prozessen ausgesetzt war (Abb. 3.32). Die untersuchten Proben (Sam-13 und Sam-14 aus 1881 m bzw. 1995 m

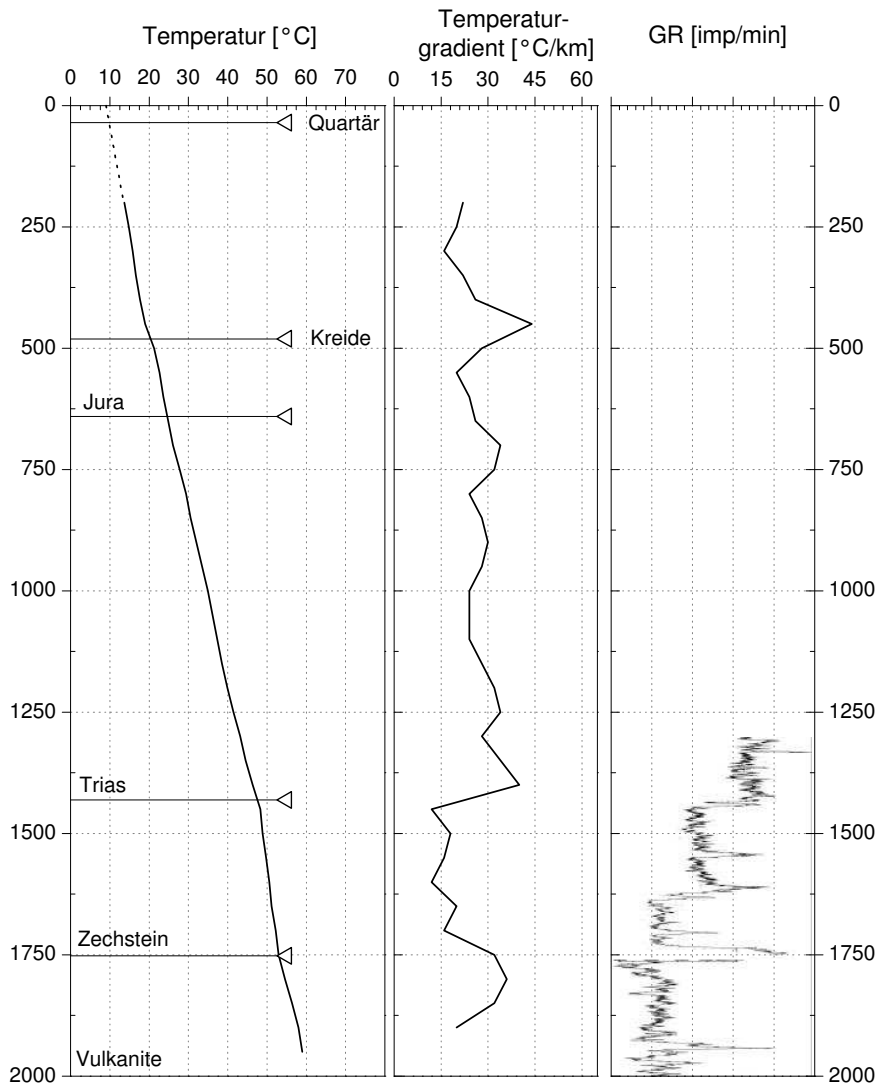


Abbildung 3.31: Temperaturprofil der Bohrung *Sam 101/62*. Zusätzlich sind die Temperaturgradienten und die Stratigraphie dargestellt. Tiefe in Metern. Die ebenfalls abgebildeten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung sind nicht kalibriert; zwischen der Kurve im Zechstein und den Vulkaniten liegt ein nicht bezifferter positiver Intensitätssprung.

Tiefe) machten einen relativ frischen Eindruck und wiesen eine Wärmeleitfähigkeit von $2,5 \pm 0,1$ W/m/K auf. Eine realistische Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit für den aufgeschlossenen Vulkanitkomplex ist aufgrund der schlechten Dokumentation nicht möglich. Wie im Profil des Temperaturgradienten (Abb. 3.31) zu sehen ist, liegen im Tiefenabschnitt der Vulkanite deutlich variierende Temperaturgradienten vor, die sowohl durch eine unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit der Gesteine als auch durch konvektive Prozesse hervorgerufen sein können. Die geringe Auflösung der Temperaturmessung erlaubt dazu keine gesicherten Aussagen. Das nicht kalibrierte Gammalog (Abb. 3.31) zeigt jedoch erst im untersten Abschnitt des Temperaturlogs (ab 1930 m) wesentliche Intensitätssprünge, was zumindest für eine gleich bleibende Zusammensetzung der Vulkanite für den Großteil des Abschnitts spricht. Allerdings lässt sich daraus alleine keine Aussage zu Änderungen der Wärmeleitfähigkeit ableiten.



Abbildung 3.32: Kernkisten (Vulkanite) der Bohrung *Sam 101/62*. Die Proben in den gezeigten Kisten stellen den noch vorhandenen Kernprobenbestand im Tiefenbereich von 1750 bis 2000 m dar.

Wärmestromdichte

Aufgrund der vorangegangenen Ausführungen erfolgte die Bestimmung der Wärmestromdichte zunächst im *Zechstein*. Die temperaturkorrigierte Wärmeleitfähigkeit beträgt $4,5 \pm 0,5$ W/m/K und der Temperaturgradient für das entsprechende Tiefenintervall $15,5 \pm 0,5$ °C/km, woraus sich eine Wärmestromdichte von $70,2 \pm 7,6$ mW/m² ergibt (Tab. 3.13). Aufgrund der Tiefenlage des Intervalls und der Ergebnisse aus der Abschätzung des paläoklimatischen Effektes (s. Kap. 3.3, S. 86) wird der ermittelte Wert um etwa 2 mW/m² zu reduzieren sein.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m ²]
Kreide	200	450		$20,6 \pm 0,7$	
Unterer Jura	500	600		$24,0 \pm 2,3$	
<i>Lias</i>					
Trias	650	1400		$28,0 \pm 0,3$	
Zechstein	1450	1700	$3,2 \pm 0,2$		
	<i>48,3</i>	<i>52,2</i>	<i>4,5 \pm 0,5</i>	$15,5 \pm 0,5$	$70,2 \pm 7,6$
Permokarbonische	1800	1950	(2,5)		
Vulkanite	<i>54,6</i>	<i>59,0</i>	(2,4)	$29,6 \pm 2,6$	(70,7)
Mittelwert					$70,5 \pm 6,9$
Postperm					$+ 1,8 \pm 0,4$
<i>q_s</i>					$71 \pm 7,3$

Tabelle 3.13: Wärmestromdichte der Bohrung *Sam 101/62* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q_s*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10. Der Wert von *q_s* ist aufgrund des paläoklimatischen Effektes leicht reduziert, s. Text.

Wird für die *Vulkanite* die Wärmeleitfähigkeit der beiden gemessenen Rhyolithe als charakteristisch angesehen und rein konduktive Bedingungen angenommen, so ergibt sich zusammen mit dem entsprechenden Temperaturgradienten eine Wärmestromdichte von 70,7 (Tab. 3.13).

Die Wärmestromdichtewerte der beiden Tiefenintervalle zeigen eine erstaunlich gute Übereinstimmung, wobei der bestimmte Wert des Zechstein-Intervalls einen höheren Stellenwert besitzt. Bei Berücksichtigung des paläoklimatischen Effektes müsste die bestimmte Wärmestromdichte geringfügig reduziert werden. Zusammen mit der durch die Postzechstein Sedimente generierten Wärmestromdichte ergibt sich ein q_s -Wert für die Bohrung *Sam 101/62* von 71 ± 7 mW/m². Dabei wurde, da die Gammamessung der Bohrung nicht kalibriert vorliegt (s. S. 76), die Wärmeproduktion der überlagernden stratigraphischen Einheiten nach Tab. 3.8 (S. 82) ermittelt. Die Bohrung wird auch von Gläser (1983) aufgeführt. Dort wird sie mit einer Wärmestromdichte von 63,7 mW/m² angegeben; ein Wert, der nicht unrealistisch ist. Das Beispiel der Bohrung *Sam 101/62* zeigt, wie schwierig die Bestimmung der Wärmestromdichte ist, wenn eine nur mangelhafte Dokumentation der Bohrung existiert.

3.5.2 Bohrungen mit vom Bohrvorgang gering gestörten Temperaturprofilen

Die Temperaturmessungen der Bohrungen dieser Kategorie sind vom Bohrvorgang oder anderen Aktivitäten (Gasproduktion, hydraulischen Tests, etc.) gestört. Eine Abschätzung der Beeinflussung der Störung durch den Bohrvorgang wird durch Förster (2001) gegeben. Sie hat für die Bohrungen im NEDB eine empirische Formel zur Berechnung des sogenannten „*Cross-Over-Points*“ (COP-Punkt) gegeben. Damit kann der Punkt (bzw. das Tiefenintervall) im Temperaturprofil abgeschätzt werden, bei dem die geringste Beeinflussung aufgrund des Bohrvorgangs zu erwarten ist: der darunter liegende Bereich wird durch die eingesetzten Bohrspülungen gekühlt, der darüber liegende Bereich aufgeheizt. Der COP-Punkt berechnet sich aus der Bohrungstiefe Z in Metern nach

$$\text{Cross-Over-Point (COP) [m]} = 0,39 \cdot Z [m] + 267. \quad (3.3)$$

Für einige Bohrungen im NEDB mit gestörtem Temperaturprofil hat Förster mit Hilfe dieses COP-Punktes und der Temperatur an der Oberfläche unter zu Hilfenahme der Beobachtungen an Datensätzen von Temperaturwiederholungsmessungen die zu erwartende ungestörte Gebirgstemperatur am Ende des Temperaturlogs abgeschätzt.

Die Temperatur am COP-Punkt nach Gleichung 3.3 zusammen mit der vermuteten tatsächlichen Gebirgstemperatur am Ende des Temperaturlogs sowie der Temperatur an der Oberfläche kann auch dafür benutzt werden, Temperaturgradienten für die jeweiligen Tiefenabschnitte (ober- und unterhalb des COP-Punktes) zu bestimmen. Dies wurde im folgenden genutzt, um eine Abschätzung der Störung der Temperaturprofile und der aus ihnen berechneten Temperaturgradienten vornehmen zu können, welche den Wert der Wärmestromdichte direkt beeinflusst.

3.5.2.1 *Barth 1/63*

Die Bohrung *Barth 1/63* liegt im Norden des Untersuchungsgebietes etwa 20 km von der Ostseeküste entfernt, 12 km südwestlich von Barth bei Bartelshagen (s. Abb. 3.1). Die über 5500 m tiefe Bohrung wurde in der Zeit vom 31.10.1963 bis zum 10.04.1966 unter anderem mit dem Ziel das Präkarbon zu erschließen, abgeteuft.

Geologisches Profil

Unterhalb einer 80 m mächtigen quartären Überdeckung sind bis in eine Tiefe von 1983 m mesozoische Einheiten angetroffen worden, bevor rund 800 m Ablagerungen des Zechsteins (1983–2892 m) und etwa 300 m des sedimentären Rotliegend (bis etwa 3220 m) erbohrt wurden. In einer Tiefe von 3220 bis 3501 m wurden Rhyolithoide (Typen Ia-II und IIa) und Andesitoide (Typ 7) aufgeschlossen (Hoth et al., 1993a). Bis zur Endteufe von 5505 m konnten oberkarbonische Einheiten (Stefan bis Namur) nachgewiesen werden.

Salzstrukturen

Die Mächtigkeiten des Salzes in einem Umkreis der Bohrung von etwa 8 km betragen gleichmäßig zwischen 750 m und 1000 m und weisen keine größeren Schwankungen auf (Rühberg, 1997). Die Temperaturmessungen sind daher vermutlich nicht wesentlich durch laterale Wärmetransporte aufgrund von einzelnen Salzstrukturen gestört.

Temperaturdaten

Das Abteufen der Bohrung *Barth 1/63* erfolgte in einem Zeitraum von 892 Tagen. Die Messung des kontinuierlichen Temperaturlogs fand am 26.09.1966, 4056 Stunden nach Beendigung der Bohrarbeiten statt. Auf dem Messprotokoll wird jedoch eine Standzeit von nur 192 Stunden angegeben. Es müssen also noch andere Arbeiten stattgefunden haben, die jedoch nicht mehr recherchiert werden konnten. Die Abb. 3.33 zeigt die gemessene Temperaturkurve und den berechneten Temperaturgradienten. Die Messung wurde bis in eine Tiefe von 5050 m durchgeführt und erreichte dort eine Temperatur von 150,8 °C. Die extrapolierte Oberflächentemperatur beträgt um 10 °C, was für eine Temperaturmessung unter annähernd thermischen Gleichgewichtsbedingungen spricht. Förster (2001) hat die Temperaturmessung der Bohrung *Barth 1/63* als schwach gestört interpretiert, sie korrigiert die Temperatur in 5050 m Tiefe nach einem empirischen Ansatz auf 154 ± 3 °C. Der gemessene Wert von 150,8 °C bleibt damit durchaus realistisch. Das Temperaturprofil kann in vier Abschnitte gegliedert werden (s. Abb. 3.33): in einen oberen Bereich bis 500 m Tiefe mit Temperaturgradienten um 20 °C/km, einem Abschnitt zwischen 500 und etwa 2000 m Tiefe mit deutlich erhöhten Temperaturgradienten (20–40 °C/km), dem Abschnitt im Zechstein mit einem deutlich steilerem Verlauf der Temperaturkurve (Temperaturgradienten < 20 °C/km) und einem unteren, wieder flacherem Abschnitt mit Temperaturgradienten zwischen 20–30 °C/km. In drei Bereichen innerhalb dieser groben Gliederung schwanken die bestimmten Temperaturgradienten nur gering (Tab. 3.14): in den

Zechsteinablagerungen beträgt der mittlere Gradient $17,2 \pm 0,4 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ bzw. für die über 530 m mächtige Staßfurtsteinsalzfolge $15,3 \pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$. Die Temperaturgradienten in den permokarbonischen Vulkaniten sind ebenfalls relativ stabil, sie betragen $27,3 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$. Ein weiterer Bereich geringer Gradientenschwankung befindet sich in den karbonischen Granitporphyren (im Westfal A und B, mittlerer Gradient $20,4 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$). Demgegenüber weisen die übrigen Einheiten deutlich höhere Variabilitäten auf (s. Tab. 3.14).

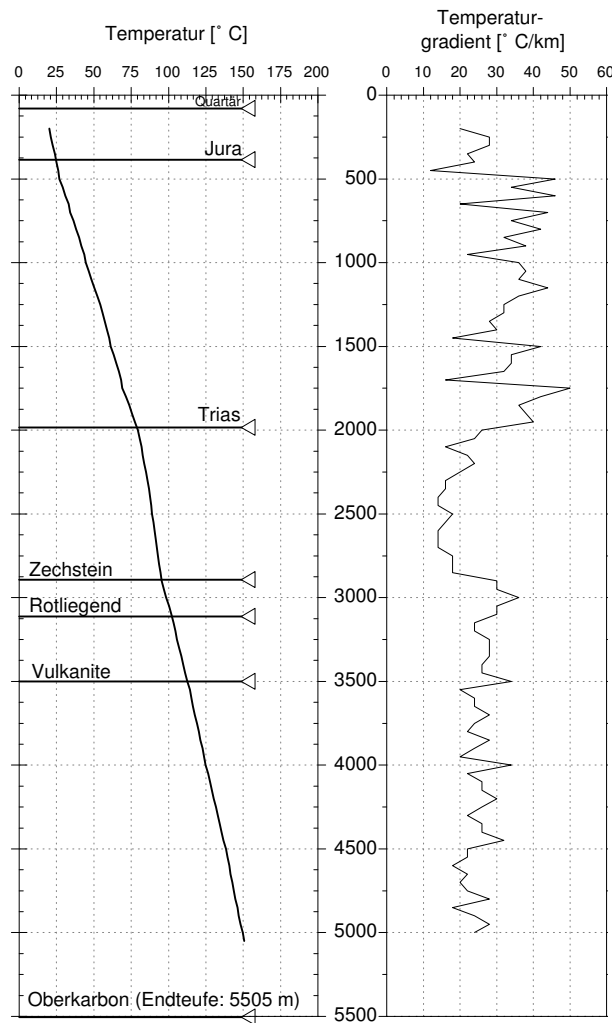


Abbildung 3.33: Temperatur- und Temperaturgradientenprofil der Bohrung *Barth 1/63* mit Angabe der Stratigraphie. Standzeit nach Messprotokoll 98 Stunden, Messung erfolgte aber 4056 Stunden nach Bohrende (s. Text). Tiefe in Metern.

In den obersten 2000 m ist mit einer Störung des Temperaturprofils als Folge paläoklimatischer Effekte zu rechnen (s. Kap. 3.3). Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit von Salz und der Tiefenlage der Zechsteinablagerungen wird angenommen, dass paläoklimatische Effekte innerhalb des Zechsteins und in den tieferen Einheiten keine wesentliche Rolle mehr spielen. Für die Bestimmung der Wärmestromdichte bieten sich daher vor allem die Tiefenintervalle vom Zechsteinsalz (Staßfurtfolge) und der magmatischen Folgen (Permokarbon und Karbon)

an. Die Bestimmung der Wärmestromdichte aus den Messungen in den übrigen Einheiten, wie z. B. den Rotliegend Sedimenten, ist aufgrund der geringen Mächtigkeit (124 m für die Elbe Subgruppe) bzw. der höheren Variabilität der lithologischen Ausbildung und damit des Temperaturgradienten nur unter Vorbehalt durchzuführen.

Wärmeleitfähigkeiten

Von der Bohrung *Barth 1/63* konnte an fünf sedimentären Rotliegend Proben, an einem Rhyolith und an sieben karbonischen Gesteinen, darunter einem Granitporphyr, die Wärmeleitfähigkeit bestimmt werden (s. Anhang, Tab. A.2).

Die überwiegenden Bindemittel der Sand- und Siltsteine des Rotliegend (Elbe Subgruppe) sind kalzitisch, tonig und ferritisch ausgebildet. Aufgrund der Verteilung von Sand-, Silt- und Tonstein in der Bohrung im Verhältnis von 16:66:18 und der lithospezifischen Wärmeleitfähigkeiten (Grundlage sind nicht nur die gemessenen Proben dieser Bohrung) ergibt sich eine Formationswärmeleitfähigkeit der Elbe Subgruppe von $2,9 \pm 0,3$ W/m/K (s. Anhang, Tab. A.5).

Die Abfolge der permokarbonischen Vulkanite setzt sich zu etwa 28 % aus Rhyolithen vom Typ I-II und etwa 53 % aus Rhyolithen vom Typ IIa, d.h. mit weniger Quarz und mehr Kalifeldspat-Anteilen, sowie etwa 19 % aus Andesitoiden vom Typ 7 zusammen (zur Klassifikation der permokarbonischen Magmatite siehe Tab. A.1 und A.2 im Anhang). Die gemessene Probe Ba-04 aus 3435 m Tiefe wurde nach den geochemischen Analysen als Dazit bestimmt und weist eine Wärmeleitfähigkeit in der Tiefen-Richtung (λ_z) von 2,4 W/m/K auf (Ba-04, s. Tab. A.2).

In der Abbildung 3.34 ist das Gammalog im Bereich der Vulkanite (3220–3501 m) dargestellt. Deutlich ist der als Typ Ia-II angesprochene Rhyolith mit erhöhter Gammastrahlungsintensität im Bereich 3221,6–3300,0 m zu erkennen. Darunter folgen die im Schichtenverzeichnis als Andesitoide angesprochenen Gesteine (3300,0–3352,0 m). Beide Komplexe wurden leider nicht gekernt, so dass sie für Laborbestimmungen der Wärmeleitfähigkeit nicht beprobt werden konnten. Darunter folgen die als Typ IIa angesprochenen Rhyolithoide (3352,0–3501,0 m), hier wurde die Probe Ba-04 aus dem einzigen Kernmarsch der Vulkanite entnommen. Aufgrund der klaren Gliederung und homogenen Ausbildung der Vulkanite, die im Gammalog (Abb. 3.34 zum Ausdruck kommt, wird den unterschiedlichen Einheiten die entsprechenden Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeit für den jeweiligen Gesteinstyp zugeordnet (vgl. Tab. 3.1). Dabei wird unterstellt, dass der erste Abschnitt (Typ Ia-II) als Rhyolithe (mittleres $\lambda_z = 2,9$ W/m/K), der mittlere als Andesite (mittleres $\lambda_z = 2,3$ W/m/K) und der untere Abschnitt als dazitische Rhyolithoide ($\lambda_z = 2,3$ W/m/K) interpretiert werden kann. Für die drei Einheiten ergibt sich damit eine mittlere realistische Wärmeleitfähigkeit λ_z von $2,5 \pm 0,2$ W/m/K.

Für die karbonischen Abfolgen kann eine Wärmeleitfähigkeit von $3,7 \pm 0,2$ W/m/K angenommen werden (s. Tab. 3.5). Die Probe aus dem Bereich des Granitporphyrs hat eine Wärmeleitfähigkeit von 3,5 W/m/K (Ba-11, bei 4548 m). Für den gesamten Tiefenbereich des Porphyrs von 4531,5–4783,0 m wird jedoch eine Wärmeleitfähigkeit von $3,3 \pm 0,2$ W/m/K angenommen (s. Tab. 3.1).

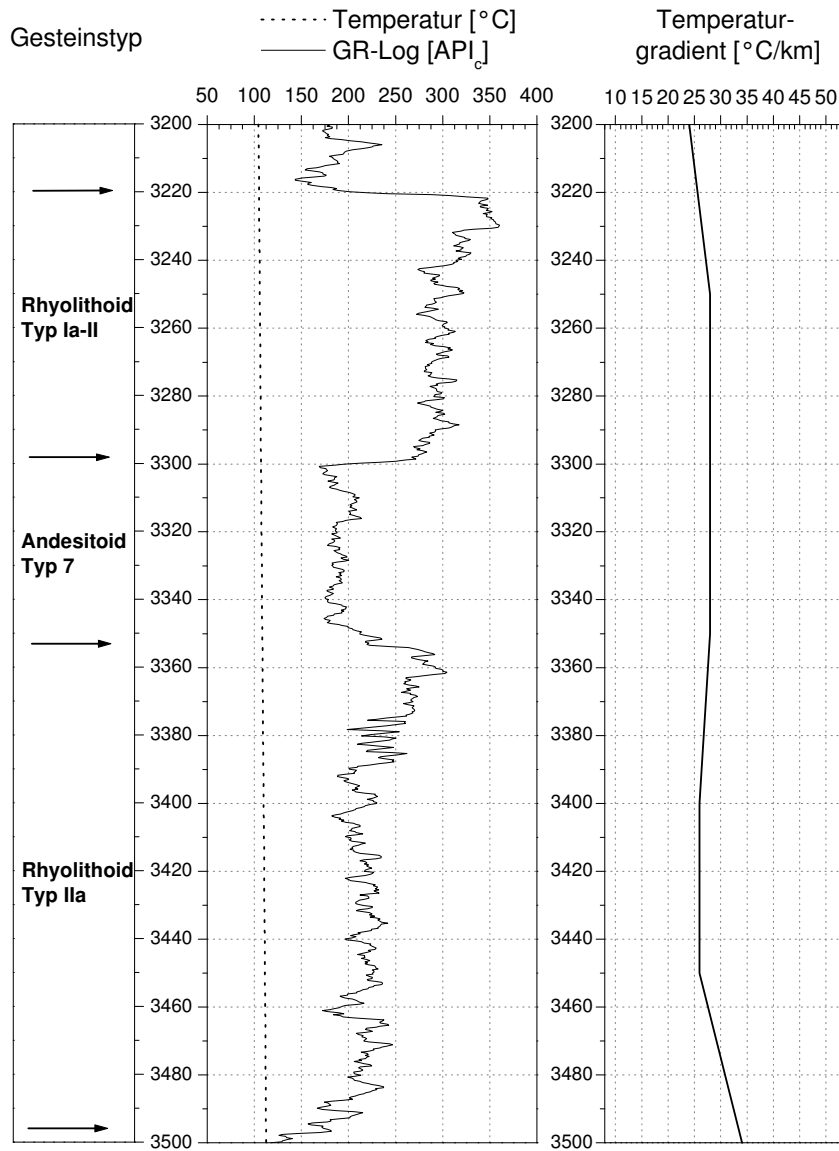


Abbildung 3.34: Temperatur-, Temperaturgradienten- und Gammaprofil der permokarbonischen Vulkanite (Bohrung Barth 1/63, 3220–3501 m).

Für die Wärmeleitfähigkeit der Zechsteinsalze liegen keine eigene Messungen vor. Zur Bestimmung der Wärmestromdichte eignet sich die Staßfurtsteinsalzfolge aufgrund der großen Mächtigkeit und der gleichmäßigen Ausbildung am besten. Nach Kopietz et al. (1995) beträgt die mittlere Wärmeleitfähigkeit von Staßfurtsteinsalz bei Raumtemperatur $5,22 \pm 0,39$ W/m/K.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde mit der Intervall- und der Bullard-Methode für die etwa 530 m mächtige Staßfurtsteinsalzabfolge bestimmt. Die Intervallmethode wurde für die Elbe Subgruppe, die permokarbonischen Vulkanite, die oberkarbonischen Abfolgen (bis zu einer Tiefe von 4531 m) und für den 251,5 m mächtigen karbonischen Granitporphyrkomplex angewandt.

Stauffurtsteinsalz ist in einer Tiefe von 2269–2803 m ausgebildet und durch grobkristallines Steinsalz charakterisiert. Lagenweise ist nach dem Schichtenverzeichnis auch Anhydrit (welches durch eine ähnliche hohe Wärmeleitfähigkeit wie Salz charakterisiert ist) eingeschaltet. Bei einer Wärmeleitfähigkeit von $5,22 \pm 0,39$ W/m/K für das Stauffurtsteinsalz (Kopietz et al., 1995) ergibt sich unter den Temperaturbedingungen des Tiefenintervalls eine in-situ Wärmeleitfähigkeit von $4,3 \pm 0,3$ W/m/K (Tab. 3.14). Zusammen mit dem Temperaturgradienten von $15,3 \pm 0,1$ °C/km im Tiefenintervall 2300 bis 2800 m resultiert eine Wärmestromdichte von $64,8 \pm 4,6$ mW/m².

Für dasselbe Tiefenintervall wurde auch ein Bullardplot erzeugt (Abb. 3.35). Die enge lineare Korrelation belegt, dass der vertikale Wärmefluß in diesem Abschnitt dominant ist. Laterale Wärmetransporte sind im Bullardplot für eine Abweichung von der Korrelationsgeraden verantwortlich, die hier nur untergeordnet auftritt. Die berechnete Wärmestromdichte beträgt ebenfalls 64,8 mW/m².

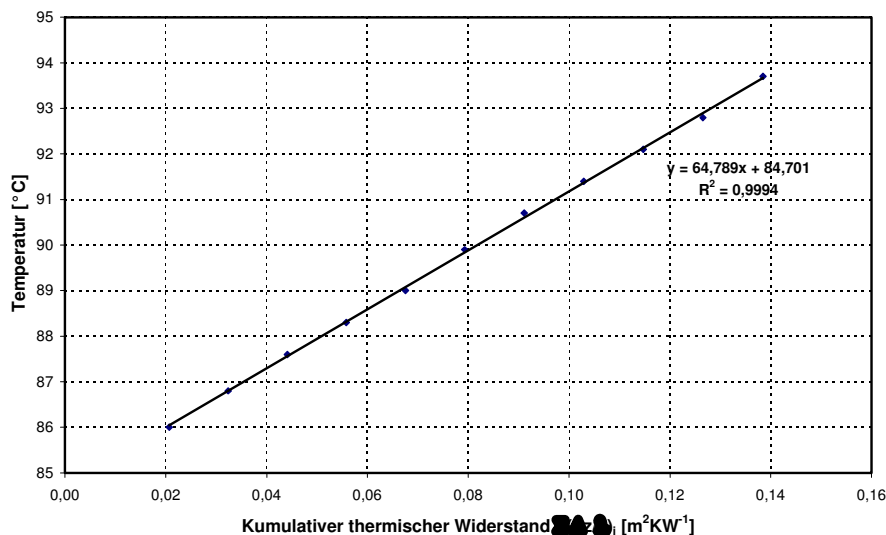


Abbildung 3.35: Bullardplot Stauffurtsteinsalz der Bohrung *Barth 1/63*. Die lineare Regression der aufgetragenen Werte (kumulativer thermischer Widerstand gegen Temperatur) weist mit dem Regressionskoeffizienten von 0,9994 einen überwiegend konduktiven und vertikalen Wärmestrom im Stauffurtsteinsalz nach.

Die *Elbe Subgruppe* ist in dem Tiefenintervall von 2892 bis 3113 m erbohrt worden. Der mittlere Temperaturgradient (Intervall 2900 bis 3100 m) beträgt $31,8 \pm 0,6$ °C/km. Die ermittelte temperaturabhängige mittlere in-situ Wärmeleitfähigkeit der Elbe-Subgruppe beträgt $2,6 \pm 0,3$ W/m/K und die Wärmestromdichte $82,0 \pm 8,4$ mW/m² (Tab. 3.14).

Für das Tiefenintervall der *Vulkanite* (3250–3450 m, Tab. 3.14) ergibt sich ein Temperaturgradient von $27,3 \pm 0,2$ °C/km. Die korrigierte Wärmeleitfähigkeit beträgt für den entsprechenden Temperaturbereich im Mittel $2,3 \pm 0,2$ W/m/K. Die Wärmestromdichte ist $61,9 \pm 4,4$ mW/m².

Die *karbonische Abfolge* von 3501–4531 m umfasst eine deutlich höhere lithologische Variabi-

lität. Der Temperaturgradient im Intervall von 3550 bis 4500 m beträgt $25,5 \pm 0,1$ °C/km. Die temperaturkorrigierte Wärmeleitfähigkeit des Intervalls im Temperaturbereich von 114,2 bis 138,4 °C beträgt $3,0 \pm 0,2$ W/m/K und die Wärmestromdichte $77,3 \pm 4,4$ mW/m² (Tab. 3.14).

Innerhalb des Tiefenintervalls des *Granitporphyrs* (4531,5–4783,0 m) betragen die Temperaturwerte für die obere und untere Intervallgrenze bei 4550 m bzw. 4750 m 139,5 °C bzw. 143,6 °C. Daraus ergibt sich eine temperaturkorrigierte Wärmeleitfähigkeit von $2,7 \pm 0,2$ W/m/K. Zusammen mit dem Temperaturgradient des Intervalls von $20,4 \pm 0,3$ °C/km beträgt die Wärmestromdichte $55,5 \pm 3,6$ mW/m².

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [°C]	UK [m] <i>T</i> [°C]	WLF [W/m/K] <i>in-situ</i> WLF	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m ²]
Jura	200	350		$25,6 \pm 1,4$	
Trias	400	1950		$34,0 \pm 0,2$	
Zechstein <i>gesamt</i>	2000	2850		$17,2 \pm 0,4$	
Zechstein	2300	2800	$5,22 \pm 0,39$		
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	<i>86,0</i>	<i>93,7</i>	<i>4,3 ± 0,3</i>	$15,3 \pm 0,1$	$64,8 \pm 4,6$
Elbe	2900	3100	$2,9 \pm 0,3$		
Subgruppe	<i>95,5</i>	<i>101,8</i>	<i>2,6 ± 0,3</i>	$31,8 \pm 0,6$	$82,0 \pm 8,4$
Permokarbonische	3200	3500	$2,5 \pm 0,2$		
Vulkanite	<i>105,7</i>	<i>111,2</i>	$2,3 \pm 0,2$	$27,3 \pm 0,3$	$61,9 \pm 4,4$
Oberkarbon	3550	4500	$3,7 \pm 0,2$		
<i>Stefan, Westfal D–B</i>	<i>114,2</i>	<i>138,4</i>	<i>3,0 ± 0,2</i>	$25,5 \pm 0,1$	$77,3 \pm 4,4$
Oberkarbon	3550	3700			
<i>Stefan</i>				$22,8 \pm 0,7$	
Oberkarbon	3750	4000			
<i>Westfal D</i>				$24,0 \pm 0,5$	
Oberkarbon	4050	4200			
<i>Westfal C</i>				$24,8 \pm 0,7$	
Oberkarbon	4250	4500			
<i>Westfal B</i>				$25,9 \pm 0,7$	
Oberkarbon	4550	5050			
<i>Westfal A</i>				$22,5 \pm 0,4$	
Oberkarbon	4550	4750	$3,3 \pm 0,2$		
<i>Granitporphyr</i>	<i>139,5</i>	<i>143,6</i>	<i>2,7 ± 0,2</i>	$20,4 \pm 0,3$	$55,5 \pm 3,6$
Mittelwert, gewichtet					$71,1 \pm 3,1$
Postperm					$+ 3,1 \pm 0,6$
<i>q_s</i>					$74 \pm 3,7$

Tabelle 3.14: Wärmestromdichte der Bohrung *Barth 1/63* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q_s*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

Für die Beurteilung der in den einzelnen Intervallen bestimmten Wärmestromdichtewerte müssen die Mächtigkeit des Intervalls und damit die Anzahl der Temperaturmessungen, die für

die Bestimmung des Temperaturgradienten genutzt werden können, die Sicherheit der Wärmeleitfähigkeitsvorhersagen und eine mögliche Störung des Temperaturfeldes berücksichtigt werden. Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit von Salz und aufgrund der Tatsache, dass dieses Tiefenintervall in der Mitte der Bohrung liegt (und damit am wenigsten von Temperatureffekten des Bohrvorgangs beeinflusst wurde), wird die im Salz bestimmte Wärmestromdichte höher gewichtet. Der Bullardplot für das Staßfurtsteinsalz belegt dabei einen konduktiven vertikalen Wärmetransport. Die auffällig hohen Temperaturgradienten in der Elbe Subgruppe lassen vermuten, dass die angenommene Formationswärmeleitfähigkeit etwas zu hoch ist. In dem entsprechenden Tiefenintervall stehen jedoch nur fünf Temperaturmesswerte zur Verfügung, so dass evtl. auch der ermittelte Temperaturgradient fehlerhaft ist. Analoges gilt für das Vulkanit-Intervall, in dem die Variation der Temperaturgradienten jedoch geringer ist. Die karbonischen Einheiten weisen eine wechselhafte Lithologie auf, welche auch in dem stärker variierenden Temperaturgradienten zum Ausdruck kommt. Die Wahl der angemessenen Formationswärmeleitfähigkeit ist daher besonders schwierig. Zusammen mit den Temperaturdaten erscheinen jedoch die davon unabhängig getroffenen Annahmen realistisch. Die ermittelte mittlere Wärmestromdichte der Bohrung *Barth 1/63* von $71,1 \pm 3,1$ mW/m² wird jedoch als wahrscheinlich angesehen. Zusammen mit der generierten Wärmestromdichte der postpermischen Sedimente, die, da das Gammalog der Bohrung anormale Werte aufweist (s. Kap. 3.2.2.2, S. 76), aus den Durchschnittswerten der Wärmeproduktion der überlagernden stratigraphischen Einheiten (Tab. 3.8) berechnet worden sind, wird ein q_s -Wert von 74 ± 4 mW/m² bestimmt (Tab. 3.14). Von Gläser (1983) wird für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von 65,8 mW/m² angegeben.

3.5.2.2 *Chi 1/71*

Vom 31.05.1971 bis zum 06.12.1971 ist die Bohrung *Chi 1/71* bis in eine Tiefe von 3857 m abgeteuft worden. Sie liegt etwa 60 km nordöstlich von Berlin, ca. 13 km östlich der Bohrung *GrSk 3/90* (s. S. 106).

Geologisches Profil

Das Profil der Bohrung umfasst 56 m quartäre Sedimente, die bis in eine Tiefe von 2518 m von mesozoischen Ablagerungen unterlagert werden. Dann folgen die Ablagerungen des Zechsteins (bis 3761,5 m), wobei die Staßfurtfolge von 2781,5 bis 3683 m am mächtigsten ausgebildet ist, und der Elbe Subgruppe von 3761,5 bis 3822,9 m. Die Bohrung erreicht schließlich ihre Endtiefe in den Vulkaniten (Andesitoid Tyb Ib) bei 3857 m (Hoth et al., 1993a).

Salzstrukturen

Die Bohrung liegt in derselben relativ schwach ausgebildeten Kissenstruktur wie die Bohrung *GrSk 3-90*. Da keine großen und abrupten Mächtigkeitsänderungen auftreten, dürfte das Temperaturprofil von der Salzstruktur nur gering beeinflusst sein.

Temperaturdaten

Das kontinuierliche Temperaturlog wurde am 17.12.1971 aufgezeichnet, rund 200 Stunden nach Abschluss der Bohrungsarbeiten. Es umfasst das Tiefenintervall von 200 bis 3800 m. Im Vergleich zu anderen Temperaturmessungen mit einem so relativ kurzen zeitlichen Abstand zu den Bohrungsaktivitäten erscheint das Profil relativ ungestört (Abb. 3.36). Am Ende der Messstrecke wurden 144,3 °C registriert. Dabei handelt es sich um einen Wert, der nach Förster (2001) durchaus realistisch ist. Sie bestimmt die vom Bohrvorgang unbeeinflusste Temperatur auf 147 ± 3 °C. Die Verlängerung des Temperaturprofils bis zur Oberfläche deutet zudem darauf hin, dass bereits ein annähernder Temperatenausgleich auch in den oberen Schichten stattgefunden hat und die Messung nur noch gering von dem Bohrvorgang beeinflusst ist (Abb. 3.36).

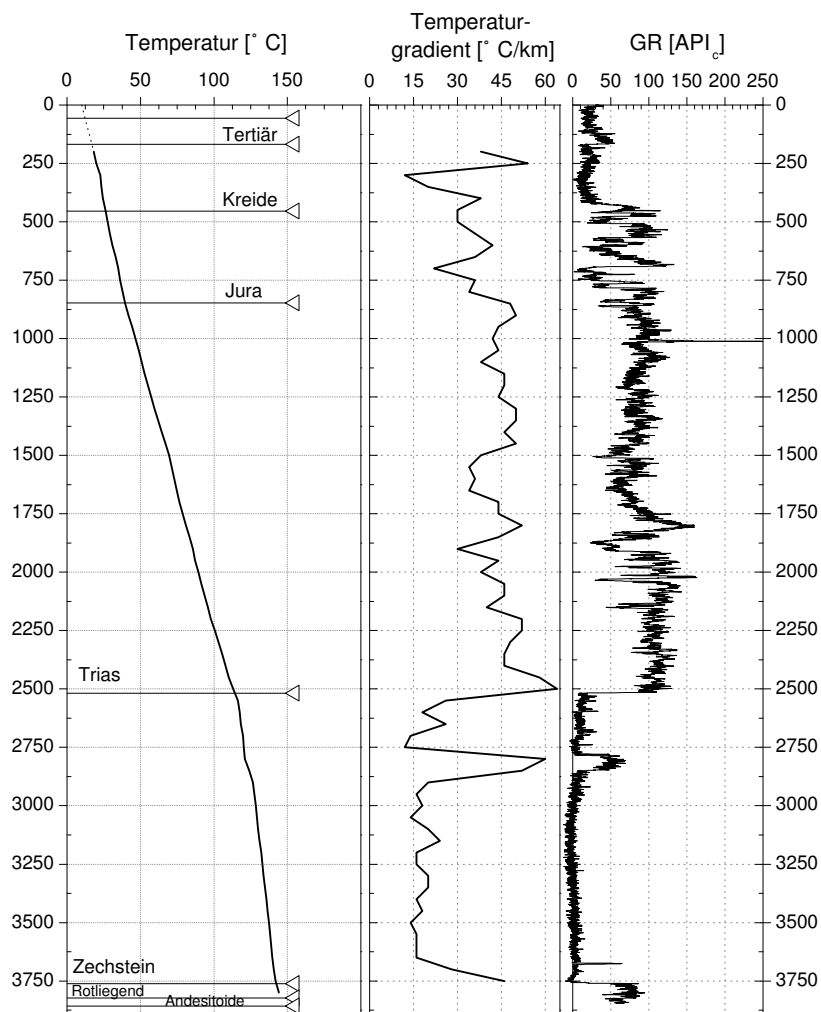


Abbildung 3.36: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Chi 1/71* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und nach API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern.

Das Temperaturprofil spiegelt die unterschiedlichen Lithologien der jeweiligen Formationen

gut wider. Deutlich sind unterschiedliche Steigungen in den kretazischen, jurassischen und triassischen Abschnitten zu erkennen. Im Zechstein ist der Temperaturverlauf am stärksten linear ausgebildet. Unterhalb der triassischen Ablagerungen ist dabei das Temperaturfeld vermutlich nicht mehr von paläoklimatischen Effekten beeinflusst (vgl. Kap. 3.3).

Die Temperaturgradienten im Zechstein schwanken nur gering und das GR-Log zeigt durchweg niedrige Intensitäten. Eine Ausnahme stellt das Kaliflöz Staßfurt in 2786 bis 2851 m Tiefe dar. Aufgrund der deutlich niedrigeren Wärmeleitfähigkeit von Kalisalz gegenüber Steinsalz ist der Gradient in diesem Intervall deutlich erhöht. Der Anteil von Kalium (im Kalisalz) bewirkt zudem eine deutliche Intensitätszunahme im Gammalog. Die entsprechend ausgebildete Stufe im Temperaturprofil beruht also auf Lithologiewechsel und ist nicht durch Fluidbewegungen hervorgerufen. Dasselbe gilt vermutlich auch für den Temperaturgradientenanstieg am Ende des Temperaturprofils, wo die Rotliegend Sedimente mit vergleichsweise niedrigeren Wärmeleitfähigkeiten die Zechsteinfolge ablösen. Eine gesicherte Aussage ist aufgrund des kurzen Abschnitts, den das Temperaturprofil abdeckt, nicht möglich.

Die Temperaturgradienten der einzelnen stratigraphischen Einheiten variieren gemäß der unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung relativ stark (Tab. 3.15).

Wärmeleitfähigkeiten

In der Bohrung *Chi 1/71* wurden insgesamt 20 Proben für Laboruntersuchungen entnommen. Vier der Proben entstammen dem Zechstein. Dabei handelt es sich um zwei Anhydrite, einen Dolomit und einen Kalkstein. Die Wärmeleitfähigkeiten schwanken von 2,9 (Kalkstein) bis 5,4 W/m/K. Die untersuchten Proben des Rotliegenden und der Vulkanite können nicht zur Berechnung der Wärmestromdichte herangezogen werden, da das aufgezeichnete Temperaturprofil nicht bis in die entsprechenden Tiefenlagen reicht.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im *Zechstein* bestimmt. Dafür wurde ein Intervall im Staßfurtsteinsalz ausgewählt (Tab. 3.15). Nach der Intervallmethode ergibt sich eine Wärmestromdichte von $68,3 \pm 4,3$ mW/m². Der Bullardplot über das entsprechende Tiefenintervall scheint geringe laterale Wärmeströme nachzuweisen (Abb. 3.37). Jedoch können auch geringmächtige Tonsteinzwischenlagen zu einem Abweichen von der Regressionsgeraden führen. Die bestimmte Wärmestromdichte beträgt 68,4 mW/m². Zusammen mit der Wärmegenerierung der Sedimente des Postperms (aus dem Gammalog der Bohrung abgeleitet) beträgt der q_s -Wert 71 ± 5 mW/m². Gläser (1983) führt für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von 87,6 mW/m² an. Dieser Wert ist deutlich höher. Eine Erklärung könnte in einer Nicht-Berücksichtigung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit durch Gläser (1983) gegeben sein. Die Wärmestromdichte kann aber auch für andere postpermische Tiefenintervalle bestimmt worden sein, so dass eine weitere Beurteilung des Wertes von Gläser nicht möglich ist.

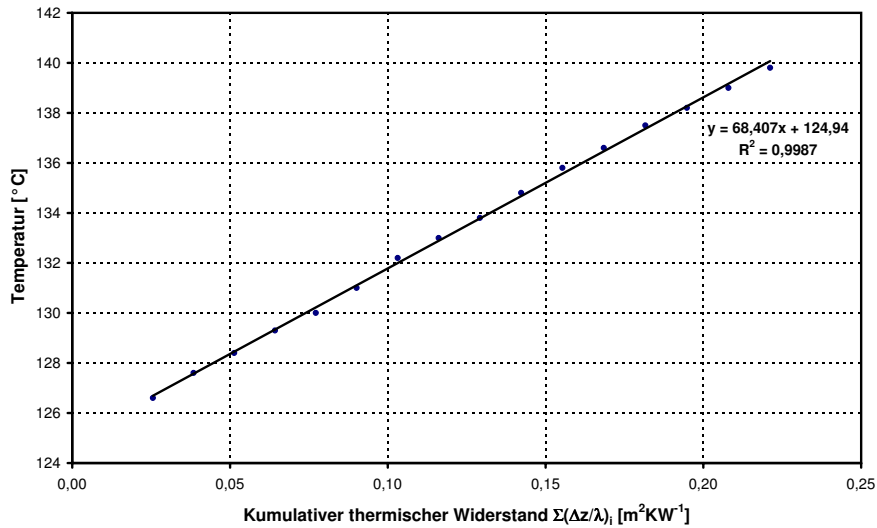


Abbildung 3.37: Bullardplot Staßfurtsteinsalz (Bohrung *Chi 1/71*).

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m²]
Kreide	200	450		30,9 ± 3,0	
Jura	500	800		34,1 ± 1,0	
Trias	850	2500		43,5 ± 0,2	
Zechstein <i>gesamt</i>	2550	3750		21,3 ± 0,6	
Zechstein	2900	3650	5,22 ± 0,39		
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	<i>126,6</i>	<i>139,8</i>	<i>3,8 ± 0,2</i>	17,8 ± 0,2	68,3 ± 4,3
Mittelwert					68,3 ± 4,3
Postperm					+ 3,0 ± 0,6
<i>q_s</i>					71 ± 4,9

Tabelle 3.15: Wärmestromdichte der Bohrung *Chi 1/71* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

3.5.2.3 *Pw 2/76*

Die Bohrung *Pw 2/76* liegt im östlichen Teil des Arbeitsgebietes, etwa 30 km südlich der Ostsee (s. Abb. 3.1, S. 62). Die Bohrungsaktivitäten endeten im September 1976. Beginn und Dauer der Bohrungsaktivitäten konnten nicht mehr recherchiert werden. Da das GR-Log des untersten Teils der Bohrung auf den 24.09.1976 datiert, muss die Bohrung bereits vorher fertig gestellt worden sein. Die Endteufe der Bohrung beträgt 4387 m.

Geologisches Profil

Unterhalb 75 m mächtigen quartären Sedimenten folgen 53 m tertiäre Sande, bevor bis in eine Tiefe von 2591 m mesozoische Ablagerungen aufgeschlossen wurden. Anschließend sind bis zur Endteufe permischen Horizonte erbohrt worden (Zechstein: 2591 m bis 4033,4 m, sedimentäres Rotliegend: 4033,4 m bis 4387 m).

Salzstrukturen

Die Bohrung liegt am Rande der Salzstruktur Groß Spiegelberg (Rühberg, 1997), bei der es sich um eine bis zu 1500 m mächtige Salzaufwölbung handelt. Die Salzmächtigkeiten im Umfeld der Struktur betragen zwischen 750 m und 1000 m. Aufgrund dieser Voraussetzungen wird das Temperaturprofil der Bohrung durch die Salzstruktur beeinflusst sein. Nach den Modellrechnungen ist für den Bereich des Zechsteins mit einer geringen positiven Korrektur und für die tiefer liegenden Abfolgen mit einer geringen negativen Korrektur der Wärmestromdichte aufgrund von lateralen Wärmeströmen zu rechnen (bis maximal $\pm 5 \text{ mW/m}^2$, s. Abb. 3.23, Position D-E; S. 103).

Temperaturdaten

Am 30.09.1976 wurde ein kontinuierliches Temperaturlog aufgezeichnet. Die Messung erfolgte im Tiefenabschnitt von 200 bis 4300 m und laut Messprotokoll nach einer Standzeit von 156 Stunden. Für die Erreichung des thermischen Gleichgewichts in der Bohrung ist diese Standzeit nicht ausreichend, so dass das Temperaturprofil (Abb. 3.38) leicht gestört ist. Dabei dürften die Störungen im unteren Abschnitt weniger stark als im oberen Abschnitt (oberhalb des COP-Punktes) ausgebildet sein. Eine paläoklimatische Beeinflussung des Temperaturfeldes im Zechstein und Rotliegend wird aufgrund der Tiefenlage nicht erwartet (Kap. 3.3).

Förster (2001) korrigiert die gemessene Maximaltemperatur von $139,5 \text{ }^\circ\text{C}$ auf eine wahrscheinliche Gebirgstemperatur von $144 \pm 3 \text{ }^\circ\text{C}$. Die Temperatur am COP-Punkt, der bei 1978 m liegt, beträgt etwa $80,7 \text{ }^\circ\text{C}$. Dies ergibt für den unteren Abschnitt der Bohrung einen Temperaturgradienten von $25,3 \text{ }^\circ\text{C/km}$ (bei gemessenen $139,5 \text{ }^\circ\text{C}$ in 4300 m Tiefe) bzw. $27,3 \text{ }^\circ\text{C/km}$ (bei den korrigierten $144 \text{ }^\circ\text{C}$ in derselben Tiefe). Aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten von Zechstein und Rotliegend dürfte sich die Differenz von ca. $2 \text{ }^\circ\text{C/km}$ auf diese Abschnitte ungleich verteilen. Die in der Tabelle 3.16 aufgeführten Temperaturgradienten könnten daher zwischen 1 und $3 \text{ }^\circ\text{C/km}$ zu niedrig bestimmt sein.

Wärmeleitfähigkeiten

Zwölf Proben aus den Kernproben dieser Bohrung wurden untersucht. Davon entfallen elf Proben auf die Elbe Subgruppe und eine Kalksteinprobe (Pw-12) auf das Zechstein (s. Anhang, Tab. A.2). Aufgrund der lithologischen Ausprägung der Elbe Subgruppe in der Bohrung *Pw 2-76* mit 38 % Sandstein, 10 % Siltstein und etwa 52 % Tonstein wird eine Formationswärme-

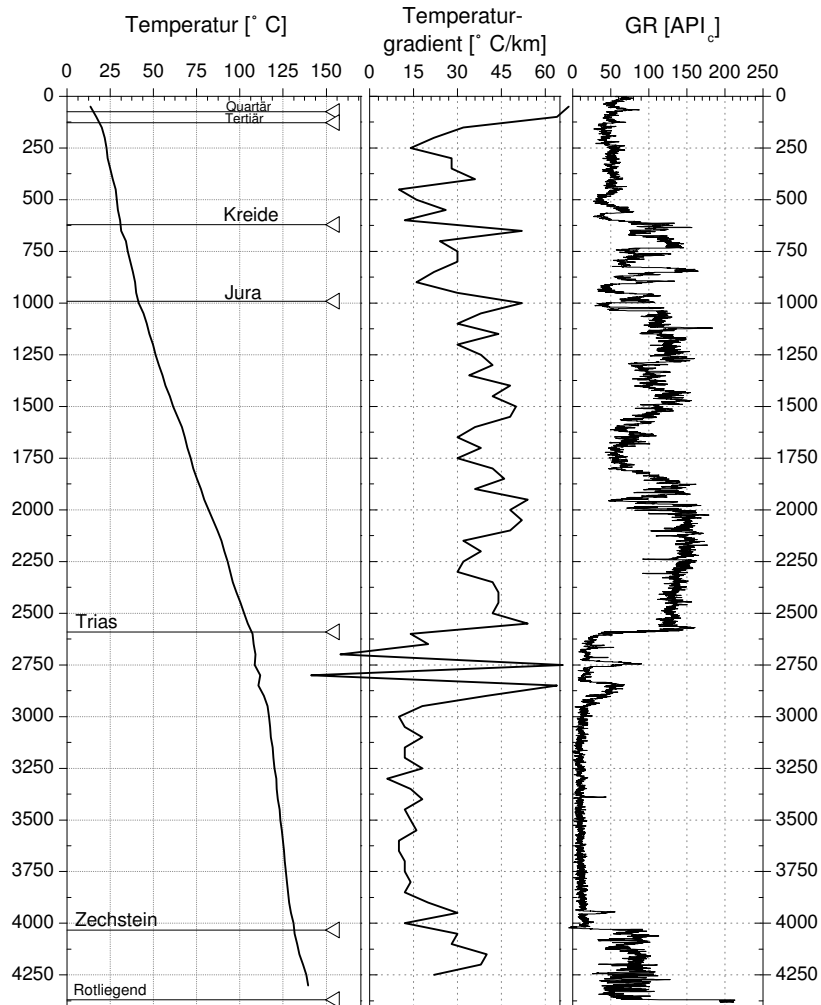


Abbildung 3.38: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung Pw 2/76 mit Angabe der Stratigraphie und der Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern.

leitfähigkeit von $2,8 \pm 0,2$ W/m/K berechnet (s. Anhang, Tab. A.5). Für das Staßfurtsteinsalz wurde eine Wärmeleitfähigkeit von $5,22 \pm 0,39$ (Kopietz et al., 1995) angenommen.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Staßfurtsteinsalz und in der Elbe Subgruppe bestimmt. Die Wärmestromdichtewerte betragen $51,1$ mW/m² (Staßfurt) bzw. $76,4$ mW/m² (Elbe Subgruppe, s. Tab. 3.16). Vielleicht erklärt sich die relativ große Diskrepanz zwischen den beiden Werten durch eine zu niedrig angesetzte Wärmeleitfähigkeit des Staßfurtsteinsalzes, vielleicht ist auch der Einfluss der Salzstruktur Groß Spiegelberg stärker als vermutet. Bei einer möglichen Korrektur aufgrund der Salzstruktur (vgl. Kap. 3.4.3) kann von einer maximalen Erhöhung von $+5$ mW/m² für das Staßfurtsteinsalzintervall und -5 mW/m² für das Intervall in der Elbe Subgruppe ausgegangen werden. Damit bleibt eine Differenz von etwa 15 mW/m² zwischen

den Tiefenintervallen bestehen, die nicht alleine auf einen thermischen Einfluss der Salzstruktur bezogen werden kann. Wird vorausgesetzt, dass die Temperaturerfassung im thermischen Ungleichgewicht erfolgte, so müssen sich die Temperaturgradienten erhöhen. Ein noch höherer Wert der Wärmestromdichte der Elbe Subgruppe wäre die Folge. Der Mittelwert der beiden Intervalle beträgt $63,8 \pm 2,3 \text{ mW/m}^2$. Die Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente steuert etwa 4 mW/m^2 zum q_s -Wert bei, der damit zwischen 55 und 80 mW/m^2 liegen kann.

Gläser (1983) gibt für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von $63,2 \text{ mW/m}^2$ an, welches in etwa dem Mittelwert aus Tabelle 3.16 entsprechen würde. Auf der Grundlage der vorliegenden Daten kann jedoch nicht entschieden werden, welche der Wärmestromdichtewerte den terrestrischen Wärmefluss korrekter wiedergibt. Der Wert von Gläser kann daher nur insoweit bestätigt werden, als das ihm nun ein Fehlerbereich zugeordnet werden kann: $68 \pm 13 \text{ mW/m}^2$.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m ²]
Zechstein	2600	4000			
<i>gesamt</i>				$16,2 \pm 0,5$	
Zechstein	2950	3900	$5,22 \pm 0,39$		
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	<i>116,0</i>	<i>128,5</i>	<i>3,9 \pm 0,2</i>	$13,1 \pm 0,1$	$51,1 \pm 2,6$
Elbe	4050	4300	$3,2 \pm 0,2$		
Subgruppe	<i>131,6</i>	<i>139,5</i>	<i>2,3 \pm 0,1</i>	$32,8 \pm 1,2$	$76,4 \pm 3,8$
Mittelwert					$63,8 \pm 2,3$
Postperm					$+ 4,0 \pm 0,8$
q_s					$67 \pm 3,1$

Tabelle 3.16: Wärmestromdichte der Bohrung *Pw 2/76* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

3.5.2.4 *Sw 2/64*

Die Bohrung liegt in der Altmark im Südwesten des NEDB und wurde vom 17.02.1964 bis zum 29.03.1966 bis in eine Tiefe von 4987,9 m abgeteuft. Ziel war die Untersuchung des Zechsteins und des Rotliegend.

Geologisches Profil

Unterhalb 65 m Quartärsedimenten und einem mit fast 550 m relativ mächtig erhaltenem Tertiär folgen bis in eine Tiefe von 2724 m mesozoische Ablagerungen. Das Zechstein wurde in einer Tiefe von 2424 bis 3338,7 m angetroffen, darunter lagern Rotliegend Sedimente der Elbe Subgruppe und ab einer Tiefe von 3678 m bis zur Endteufe Rhyolithoid und Ignimbrit Folgen.

Salzstrukturen

In etwa 5 bis 10 km Entfernung von der Bohrung befinden sich kleinere Salzdiapire, etwa 3 km südwestlich der Bohrung ist eine durch Salzaufstieg bedingte Störung nachgewiesen (Reinhardt,

1993). Die Störung des Temperaturprofils durch Salzstrukturen ist vermutlich geringer als die Unsicherheiten in den Temperaturdaten.

Temperaturdaten

Die Temperaturmessung erfolgte am 29.10.1966 und damit über 5000 Stunden nach Bohrungs-ende. Auf dem Messprotokoll wird jedoch eine Standzeit von 290 Stunden angegeben, so dass vor dem Zeitpunkt der Messung noch andere, unbekannte Aktivitäten an der Bohrung stattgefunden haben müssen. Es wurde im Tiefenbereich von 200 bis 3650 m aufgezeichnet (Abb. 3.39).

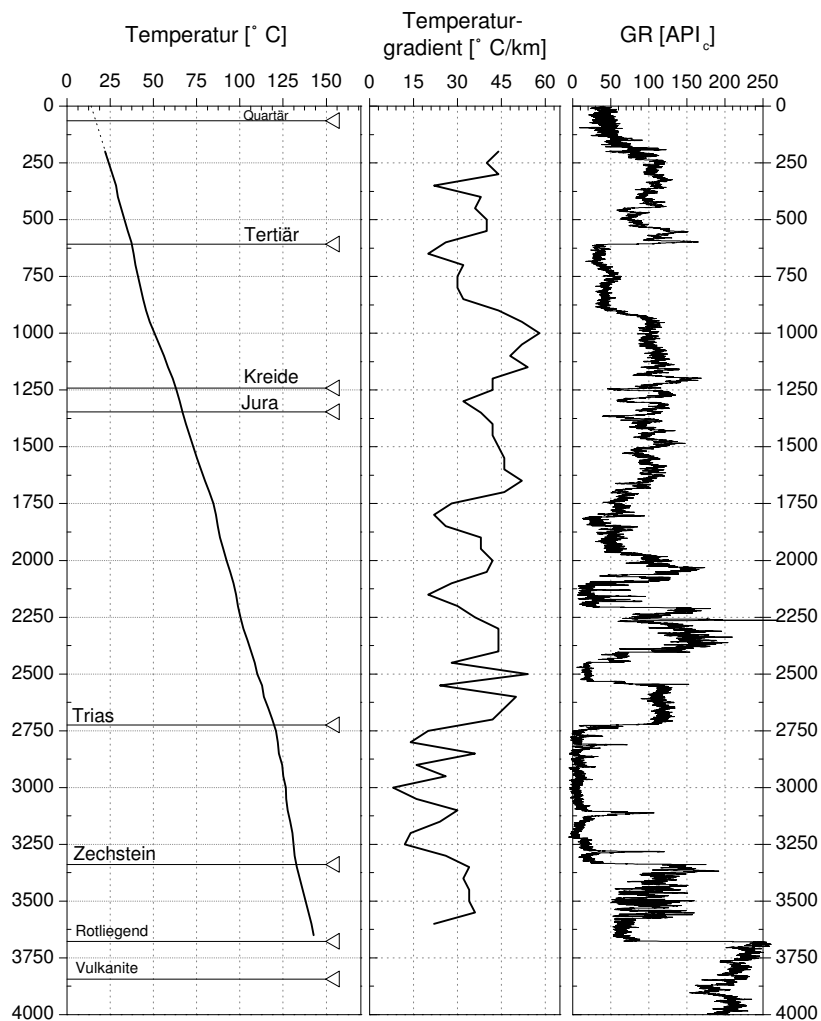


Abbildung 3.39: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung Sw 2/64 mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten, auf API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern.

Tendenziell ist eine gute Korrelation von Lithologie und Temperaturgradient zu beobachten. Bei zunehmenden Tongehalt (hier durch das GR-Log dargestellt) nimmt die Wärmeleitfähigkeit ab und höhere Temperaturgradienten treten auf. Deutlich ist die unterschiedliche lithologische

Ausbildung von Ober- und Unterkreide (s. S. 57) oder der Wechsel von den tonig-siltig ausgebildeten Sedimenten des Unteren Buntsandsteins zu den Salzabfolgen des Zechsteins in den Temperaturgradienten nachvollziehbar. Eine Extrapolation der gemessenen Temperaturen zur Oberfläche lässt auf eine Temperatur von etwa 14 °C schließen und zeigt an, dass die Bohrung zum Zeitpunkt der Messung nicht im thermischen Gleichgewicht stand. Förster (2001) erwartet im Gegensatz zu den gemessenen 142,6 °C eine Temperatur von 147 ± 3 °C an der Messtiefe von 3650 m. Für den COP-Punkt wird in einer Tiefe von etwa 2200 m eine Temperatur von 98,8 °C berechnet. Der Gradient, der sich aus dem Intervall von 2200 bis 3650 m ergibt, kann dabei einen Fehler von ca. 3 °C/km aufweisen ($(147-98,8 \text{ °C})/1,45 \text{ km} = 33,2 \text{ °C/km}$ bzw. $(142,6-98,8 \text{ °C})/1,45 \text{ km} = 30,2 \text{ °C/km}$). Temperaturgradienten in dem unteren Abschnitt des Temperaturprofils (Tab. 3.17) können daher zu niedrig bestimmt sein.

Die vergleichsweise stark wechselnden Temperaturgradienten im Zechstein (Abb. 3.39 und Tab. 3.17), können durch einen Wechsel in der Lithologie (vor allem zwischen Steinsalz bzw. Anhydrit und Dolomit mit gering wärmeleitenden Kalisalzlagen) zurückgeführt werden. Am deutlichsten ist dies beim Kaliflöz Staßfurt bei etwa 3111 bis 3130 m Tiefe nachzuvollziehen.

Wärmeleitfähigkeiten

Von der Bohrung *Sw 2/64* wurden insgesamt zehn Proben untersucht: zwei aus dem unteren Buntsandstein (2,4 und 3,0 W/m/K), sieben aus der Elbe Subgruppe und eine Vulkanitprobe (Sw-01: 2,8 W/m/K). Für die Berechnung der Wärmestromdichte wurden nur die Wärmeleitfähigkeit für Steinsalz nach Kopietz et al. (1995) und die gemessenen Wärmeleitfähigkeiten der Elbe Subgruppe genutzt.

Kopietz et al. (1995) geben neben einer mittleren Wärmeleitfähigkeit für Staßfurt Steinsalz ($5,22 \pm 0,39$ W/m/K) auch eine mittlere Wärmeleitfähigkeit für das Leine Steinsalz ($5,06 \pm 0,30$ W/m/K). Diese Werte wurden zur Bestimmung der Wärmestromdichte genutzt.

Die Elbe Subgruppe setzt sich nach dem Schichtenverzeichnis der Bohrung überwiegend aus Sandsteinen (56 %) und untergeordnet zu etwa gleichen Teilen aus Ton- und Siltsteinen zusammen (s. Anhang, Tab. A.5). Die auf der Grundlage der gemessenen Wärmeleitfähigkeiten ermittelte Formationswärmeleitfähigkeit beträgt $3,5 \pm 0,2$ W/m/K.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Leinsteinsalz, im Staßfurtsteinsalz und in der Elbe Subgruppe bestimmt. Die Tabelle 3.17 zeigt die Grundlagen zur und die Ergebnisse der Berechnung für die drei Tiefenintervalle. Die Wärmestromdichten variieren zwischen 73 und 96 mW/m². Aufgrund der geringen Mächtigkeit und damit der geringen Anzahl von Temperaturdaten in den Leine- bzw. Staßfurtsteinsalzen ist die Bestimmung des Temperaturgradienten und der Wert der ermittelten Wärmestromdichte mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Für das Intervall der Elbe Subgruppe wurde ein Gradient mit höherer Sicherheit aus sechs Temperaturdaten bestimmt. Die mittlere Wärmestromdichte an der Bohrung *Sw 2/64* beträgt $90,1 \pm 4,7$ mW/m².

Durch die Postperm Sedimente werden etwa $3,5 \text{ mW/m}^2$ zusätzlich durch radiogene Wärme-
produktion generiert, so dass sich ein Wert für q_s von $94 \pm 5 \text{ mW/m}^2$ ergibt. Dieser Wert liegt
etwas höher als der von Gläser (1983) für die Bohrung angegebene q_s -Wert von $85,1 \text{ mW/m}^2$.

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [°C]	UK [m] <i>T</i> [°C]	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m ²]
Zechstein <i>gesamt</i>	2750	3300		$20,1 \pm 0,5$	
Zechstein <i>nur Leinesteinsalz</i>	2850 122,6	3000 126,5	$5,06 \pm 0,3$ $3,8 \pm 0,2$	$25,0 \pm 2,7$	$95,8 \pm 11,1$
Zechstein <i>Staffursteinsalz</i>	3150 <i>129,2</i>	3250 <i>131,1</i>	$5,22 \pm 0,39$ <i>3,9 \pm 0,2</i>	$19,0 \pm 2,9$	$73,2 \pm 12,0$
Elbe Subgruppe	3350 <i>133,0</i>	3650 <i>142,6</i>	$3,5 \pm 0,2$ <i>2,8 \pm 0,2</i>	$32,7 \pm 0,7$	$92,9 \pm 5,3$
Mittelwert, gewichtet					$90,1 \pm 4,7$
Postperm					$+ 3,5 \pm 0,7$
q_s					$94 \pm 5,4$

Tabelle 3.17: Wärmestromdichte der Bohrung *Sw 2/64* nach der Intervallmethode und Beitrag der
postpermischen Sedimente zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression
bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

3.5.3 Bohrungen mit vom Bohrvorgang stark gestörten Tempera- turprofilen

3.5.3.1 *Binz 1/73*

Die Bohrung liegt auf der Insel Rügen, nahe der Ortschaft Lancken. Sie ist vom 03.07.1973 bis
zum 01.04.1975 bis in eine Tiefe von 5219,6 m abgeteuft worden. Die geologische Aufgabenstel-
lung lag in der Erkundung des Karbons und Devons.

Geologisches Profil

Nach 41 m mächtigem Quartär folgen die mesozoischen Ablagerungen bis in eine Tiefe von
1409 m. Tertiäre Sedimente wurden nicht aufgeschlossen (s. Kap. 2.3.7). Das Perm ist nur
wenige Meter mächtig (1409–1437 m) und besteht aus Konglomeraten mit unsicherer stratigra-
phischer Einordnung. Unterhalb der dann erbohrten, rund 120 m mächtigen permokarbonischen
Rhyolithoide (vom Typ III; Hoth et al., 1993a) sind Ablagerungen des Oberkarbons, Ober- und
Mitteldevons und des Unteren Ordoviziums (von 5015 bis 5219,6 m) angetroffen worden (s.
Abb. 3.40).

Salzstrukturen

Die Bohrung *Binz 1/73* liegt am Rande der Zechsteinsalzverbreitung in Nordostdeutschland.
Es liegen keine Salzstrukturen in ihrem Umfeld.

Temperaturdaten

Die Messung des kontinuierlichen Temperaturlogs erfolgte am 29.04.1975, etwa 670 Stunden nach dem offiziellen Ende der Bohrungsarbeiten. Es wurde im Tiefenintervall von 50 bis 5000 m aufgezeichnet. Die Standzeit betrug jedoch nur 96 Stunden, und aufgrund des Temperaturverlaufs (Abb. 3.40) ist mit einer deutlichen Störung der Gebirgstemperaturen zu rechnen. Förster (2001) vermutet eine Gebirgstemperatur von $132 \pm 3 \text{ °C}$ in 5000 m Tiefe. Unter Berücksichtigung der korrigierten Temperatur, dem nach Förster (2001) berechneten COP-Punkt bei ca. 2300 m ($68,4 \text{ °C}$) und einer angenommenen mittleren Temperatur an der Erdoberfläche von 8 °C ergeben sich die folgenden möglichen Abweichungen in den Temperaturgradienten ober- und unterhalb des COP-Punktes:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/50	$8,0 \text{ °C}$	$19,5 \text{ °C}$	
0–2300/50–2300	$26,3 \text{ °C/km}$	$21,7 \text{ °C/km}$	$4,6 \text{ °C/km}$
2300	$68,4 \text{ °C}$	$68,4 \text{ °C}$	
5000	$132,0 \text{ °C}$	$126,4 \text{ °C}$	
2300–5000	$23,6 \text{ °C/km}$	$21,5 \text{ °C/km}$	$2,1 \text{ °C/km}$

Die Abschätzung zeigt, dass das Temperaturprofil oberhalb des COP-Punktes ungleich stärker vom Bohrvorgang gestört ist, als unterhalb des Punktes, da der obere Abschnitt durch den Bohr- und Spülvorgang länger beeinflusst wurde.

In den mitteldevonischen Abfolgen (Givet bis Eifel) sind verschiedene Spitzen im Temperaturkurvenverlauf zu erkennen. Diese Spitzen (bei 3550 m, 4375 m und 4500 bis 4850 m) treten zwar innerhalb einer Wechsellagerung von Feinsandstein und Siltstein bzw. in einem Bereich mit Diabasgängen auf, die Größe des Temperaturgradienten zeigt jedoch, dass Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit nicht für die Abweichungen verantwortlich sein können. Kleinskalige Fluidbewegungen sind wahrscheinlich, die bei linearer Regression der Temperaturdaten über größere Tiefenabschnitte dennoch die Bestimmung charakteristischer Temperaturgradienten zulassen. Die Temperaturgradienten für stratigraphische Abschnitte, die sich aus dem gestörten und der möglichen Korrektur des gestörten Temperaturprofils ergeben, sind in Tab. 3.18 dargestellt.

Wärmeleitfähigkeiten

Von der Bohrung *Binz 1/73* wurden zwei permokarbonische Vulkanite, sieben karbonische und sechs devonische Proben untersucht. Die Lithologien der Proben umfassen Kalk-, Tonmergel-, Silt- und Feinsand- sowie Mittelsandsteine und einen Diabas. Für die Bestimmung der Formationswärmeleitfähigkeiten wurde aber auch auf weitere Proben aus entsprechender Stratigraphie und Lithologie zurückgegriffen (s. Anhang, Tab. A.5). Als Wärmeleitfähigkeiten wurden bestimmt: $3,9 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ Stefan, $3,8 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ Westfal, $2,6 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ Frasné, $4,2 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ Givet, $4,1 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ Eifel-Givet und $3,9 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ Eifel. Für die permokarbonischen Rhyolithe wurde eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $2,9 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$ angenommen.

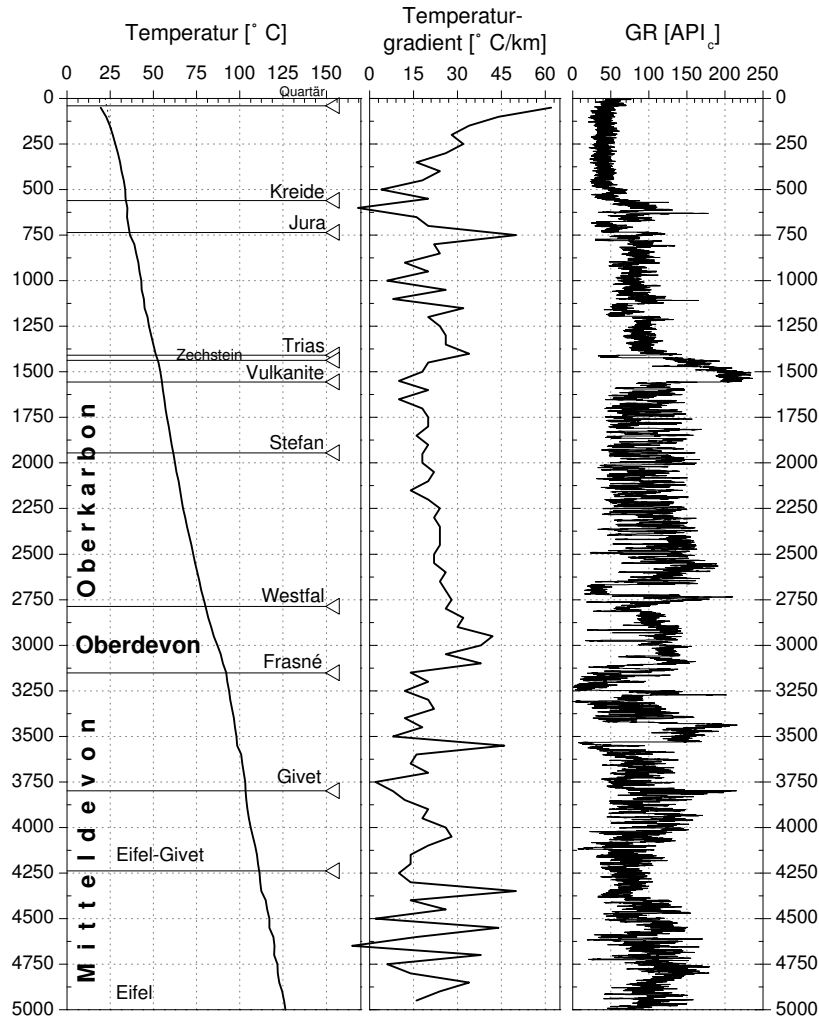


Abbildung 3.40: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung Binz 1/73 mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und auf API-Einheiten bezogenen Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern

Wärmestromdichte

Zur Bestimmung der Wärmestromdichte wurden die aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten des Präzechsteins verwandt (Tab. 3.18). Werden die aus der linearen Regression bestimmten Temperaturgradienten zur Berechnung der Wärmestromdichte benutzt, so wird eine mittlere Wärmestromdichte von $67,5 \pm 1,8 \text{ mW/m}^2$ ermittelt. Für die berechnete Wärmestromdichte ergibt sich ein deutlicher Unterschied, wenn eine Korrektur nach Gleichgewichtsbedingungen für die einzelnen Intervalle eingesetzt wird. Die Wärmestromdichtewerte der Rhyolithe und der stefanischen Ablagerungen liegen deutlich höher ($66\text{--}79 \text{ mW/m}^2$), während die Abfolgen unterhalb des Westfals sich nur moderat erhöhen (auf $71\text{--}86 \text{ mW/m}^2$). Die Wärmestromdichte, die im Westfal bestimmt wurde, sollte dabei aufgrund des von ihm eingeschlossenen COP-Punktes die geringste Änderung erfahren haben. Die durch die Korrektur der Temperaturgradienten

ermittelte Wärmestromdichte der Bohrung *Binz 1/73* beträgt 75 mW/m^2 und gleicht dem im Westfal bestimmten Wert und erscheint daher als wahrscheinlich. Die sedimentäre Überdeckung steuert durch die radiogene Wärmeproduktion etwa $1,5 \text{ mW/m}^2$ zum Wärmestromdichte bei, so dass sich ein q_s -Wert von etwa 77 mW/m^2 ergibt. Gläser (1983) hat für die Bohrung *Binz 1/73* eine Wärmestromdichte von $40,3 \text{ mW/m}^2$ aufgeführt, die nicht realistisch ist.

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [°C]	UK [m] <i>T</i> [°C]	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	T.-Grad. _{korrr.} [°C/km]	WSD [mW/m ²]	WSD _{korrr.} [mW/m ²]
Permokarbon.	1450	1550	$2,9 \pm 0,2$				
Vulkanite	<i>53,0</i>	<i>54,9</i>	$2,8 \pm 0,2$	$19,0 \pm 0,6$	<i>23,6</i>	$52,3 \pm 4,1$	<i>66</i>
Oberkarbon	1600	1900	$3,9 \pm 0,2$				
<i>Stefan</i>	<i>55,4</i>	<i>60,6</i>	$3,6 \pm 0,2$	$17,4 \pm 0,6$	<i>22,0</i>	$62,3 \pm 3,9$	<i>79</i>
Oberkarbon	1950	2750	$3,8 \pm 0,2$				
<i>Westfal</i>	<i>61,6</i>	<i>79,1</i>	$3,4 \pm 0,2$	$21,9 \pm 0,3$	<i>21,9</i>	$75,0 \pm 4,3$	<i>75</i>
Oberdevon	2800	3150	$4,2 \pm 0,2$				
<i>Frasné</i>	<i>80,5</i>	<i>92,1</i>	$2,4 \pm 0,2$	$33,8 \pm 0,8$	<i>35,9</i>	$80,7 \pm 6,7$	<i>86</i>
Mitteldevon	3200	3750	$4,1 \pm 0,2$				
<i>Givét</i>	<i>92,8</i>	<i>103,2</i>	$3,5 \pm 0,2$	$19,1 \pm 0,6$	<i>21,2</i>	$67,2 \pm 3,8$	<i>75</i>
Mitteldevon	3800	4200	$4,1 \pm 0,2$				
<i>Eifel-Givét</i>	<i>103,3</i>	<i>110,6</i>	$3,4 \pm 0,2$	$19,7 \pm 1,0$	<i>21,8</i>	$66,9 \pm 4,5$	<i>74</i>
Mitteldevon	4250	5000	$3,9 \pm 0,2$				
<i>Eifel</i>	<i>111,3</i>	<i>126,4</i>	$3,2 \pm 0,2$	$20,1 \pm 0,6$	<i>22,2</i>	$64,1 \pm 3,8$	<i>71</i>
Mittelwert, gewichtet						$67,5 \pm 1,8$	<i>75</i>
sed. Perm und Postperm					+	$1,5 \pm 0,3$	
q_s						$69 \pm 2,1$	<i>77</i>

Tabelle 3.18: Wärmestromdichte der Bohrung *Binz 1/73* nach der Intervallmethode und Beitrag des sedimentären Perms und Postperms zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad._{korrr.}), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Das Intervall im Westfal liegt am dichtesten am COP-Punkt und stellt damit vermutlich den besten Wert dar. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

3.5.3.2 *Gap 1/86*

Die Bohrung *Gap 1/86* liegt ebenso wie die Bohrung *Sw 2/64* in der AFS Region. Sie wurde zwischen dem 30.06.1986 und dem 13.04.1987 bis in eine Tiefe von 4587,2 m abgeteuft.

Geologisches Profil

Quartäre und tertiäre Ablagerungen überdecken bis in eine Tiefe von 485 m die mesozoischen Abfolgen. Permische Zechsteinablagerungen wurden in einer Tiefe von 3395 bis 3814,5 m aufgeschlossen, bevor die Elbe Subgruppe (bis 4169 m) und die Havel Subgruppe (bis 4388,3 m) erbohrt wurden. Nach einer 184 m mächtigen Basaltoid-Konglomerat-Sandstein-Folge erreichte die Bohrung ihre Endteufe in permokarbonischen Vulkaniten (Rhyolithoid Typ IIIId; Hoth

et al., 1993a).

Salzstrukturen

Die Salzmächtigkeiten betragen im Umkreis von fünf Kilometern etwa 500 m. Nur rund 4 km nordwestlich ist ein Diapir mit einer Mächtigkeit von ca. 1500 m und einem Durchmesser von etwa 2250 m ausgebildet. Eine Beeinflussung der Gebirgstemperaturen an der Bohrung *Gap 1/86* durch diese Struktur wird nur gering sein und wird nicht berücksichtigt.

Temperaturdaten

Das Temperaturlog wurde am 31.03.1987 aufgezeichnet, etwa 300 Stunden vor dem offiziellen Bohrungsende. Auf dem Messprotokoll wird eine Standzeit von 100 Stunden angegeben und die Temperaturmessung muss als deutlich gestört eingeschätzt werden. Die Messung erfolgte von 50 m bis 4580 m (Abb. 3.41). Die gemessene Temperatur am Ende des Temperaturprofils betrug 149,7 °C.

Förster (2001) gibt eine wahrscheinliche Gebirgstemperatur von 156 ± 3 °C an. Basierend auf dieser Temperatur, dem nach Förster (2001) berechneten COP-Punkt bei etwa 2050 m (83,8 °C) und einer mittleren Oberflächentemperatur von 8 °C ergeben sich für die Temperaturgradienten ober- und unterhalb des COP-Punktes folgende Abweichungen:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/50	8,0 °C	20,0 °C	
0–2050/50–2050	37,0 °C/km	31,9 °C/km	5,1 °C/km
2050	83,8 °C	83,8 °C	
4580	156,0 °C	149,7 °C	
2050–4580	28,5 °C/km	26,0 °C/km	2,5 °C/km

In Tabelle 3.19 sind die durch lineare Regression berechneten Temperaturgradienten und die mit dem Differenzbetrag korrigierten Temperaturgradienten dargestellt. Die unkorrigierten Gradienten der Elbe und Havel Subgruppe sowie der Basaltoid Folge sind im Vergleich zu den bisher betrachteten Bohrungen erstaunlich niedrig. Entweder ist die Temperaturmessung in diesen Bereichen aufgrund der thermischen Beeinflussung durch den Bohrvorgang oder anderen Aktivitäten in der Bohrung noch extrem gestört oder die Lithologie (und damit die thermischen Eigenschaften) sind anders ausgebildet.

Wärmeleitfähigkeiten

Drei Vulkanite, die als Basanit, Trachyt und Tephrit (basaltoide Folge) bestimmt wurden, und sieben Proben aus dem sedimentären Rotliegend wurden von der Bohrung *Gap 1/86* untersucht. Eine weitere Probe besteht aus Vulkanit-Konglomeraten und wird in die Altmark Subgruppe gestellt (Probe Gap-2). Für das Zechstein liegen keine eigenen Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Bohrkernen dieser Bohrung vor. Für die angetroffenen Gesteine (Steinsalz, Kalisalz, Anhydrit, Tonstein, Kalk- und Dolomitstein) werden folgende Wärmeleitfähigkeiten angenommen,

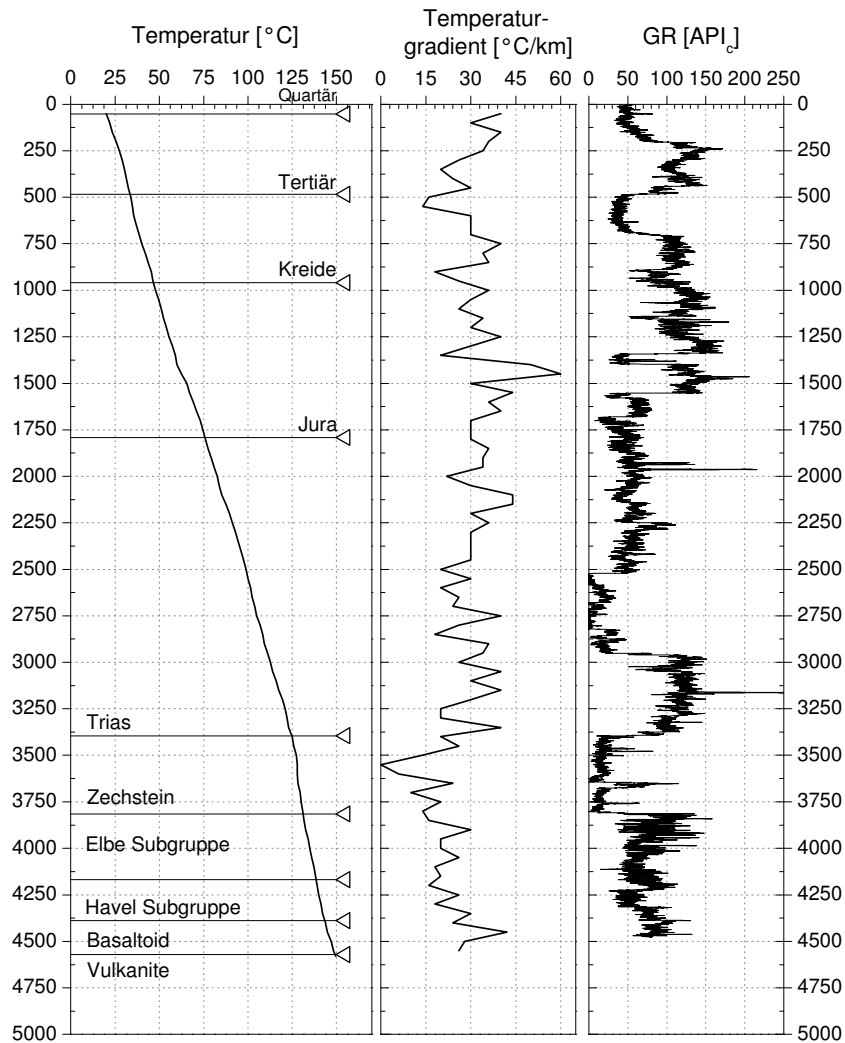


Abbildung 3.41: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Gap 1/86* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und nach API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern

die allen Zechsteinfolgen (laut Schichtenverzeichnis sind fünf Folgen, die Ohre-, Aller-, Leine-, und Staßfurtfolge ausgebildet) zu Grunde gelegt werden: Steinsalz und Anhydrit: $5,1 \pm 0,3$ W/m/K; Kalisalz und Tonstein: $2,1 \pm 0,9$ W/m/K; Kalk- und Mergelstein: $3,0 \pm 0,7$ W/m/K. Der letzte Wert entstammt dabei Messungen dieser Arbeit (s. Tab. 3.1), während die beiden vorigen auf Messungen von Kopietz et al. (1995) basieren. Aufgrund der relativen Anteile von Steinsalz, Anhydrit, Kalisalz, Tonstein und Kalk- bzw. Dolomitstein im Tiefenabschnitt von 3400–3800 m (19:70:6:3:2), welche aus dem Schichtenverzeichnis der Bohrung ermittelt wurden, wurde die Wärmeleitfähigkeit des Intervalls auf $4,8 \pm 0,2$ W/m/K bestimmt. Die abgeleiteten Wärmeleitfähigkeiten der Elbe und Havel Subgruppe (s. Anhang, Tab. A.5) wurden mit $3,5 \pm 0,2$ bzw. $4,3 \pm 0,4$ W/m/K ermittelt. Für die basaltoide Abfolge wird eine Wärmeleitfähigkeit von $2,2 \pm 0,2$ W/m/K angenommen.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde an Intervallen des Zechsteins, der Elbe und Havel Subgruppe sowie der Basaltoidfolge bestimmt (Tab. 3.19). Die mittlere Wärmestromdichte auf der Basis der unkorrigierten Temperaturgradienten beträgt 61 mW/m^2 . Setzt man eine Korrektur von $+2,5 \text{ }^\circ\text{C/km}$ für die Temperaturgradienten der betrachteten Intervalle an, die alle unterhalb des COP-Punktes liegen, so ergibt sich eine mittlere Wärmestromdichte von etwa 69 mW/m^2 . Durch die Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente werden etwa 4 mW/m^2 generiert, so dass ein q_s -Wert von etwa 73 mW/m^2 an der Bohrung *Gap 1/86* erwartet wird.

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [$^\circ\text{C}$]	UK [m] <i>T</i> [$^\circ\text{C}$]	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [$^\circ\text{C/km}$]	T.-Grad. _{<i>korr.</i>} [$^\circ\text{C/km}$]	WSD [mW/m ²]	WSD _{<i>korr.</i>} [mW/m ²]
Zechstein	3400 <i>125,0</i>	3800 <i>131,0</i>	$4,8 \pm 0,2$ $3,7 \pm 0,1$	$13,6 \pm 1,0$	<i>16,1</i>	$50,3 \pm 2,2$	<i>60</i>
Elbe Subgruppe	3850 <i>131,7</i>	4150 <i>138,2</i>	$3,5 \pm 0,2$ $2,9 \pm 0,2$	$22,2 \pm 0,6$	<i>24,7</i>	$63,5 \pm 3,7$	<i>72</i>
Havel Subgruppe	4200 <i>139,2</i>	4350 <i>142,2</i>	$4,3 \pm 0,4$ $3,3 \pm 0,3$	$20,6 \pm 1,3$	<i>23,1</i>	$68,0 \pm 6,9$	<i>76</i>
Perm <i>Basaltoidfolge</i>	4400 <i>143,7</i>	4500 <i>149,7</i>	$2,2 \pm 0,2$ $2,0 \pm 0,2$	$32,4 \pm 2,4$	<i>34,9</i>	$63,5 \pm 6,9$	<i>68</i>
Mittelwert						$61,3 \pm 2,7$	<i>69</i>
Postperm					+	$4,2 \pm 0,8$	
q_s						$65,5 \pm 3,5$	<i>73</i>

Tabelle 3.19: Wärmestromdichte der Bohrung *Gap 1/86* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad._{*korr.*}), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

3.5.3.3 *FdLN 2/70*

Die Bohrung liegt etwa 30 km südlich der Bohrung *Loss 1/70* in Mecklenburg-Vorpommern (Abb. 3.1, S. 62). Mit der Zielsetzung, das Rotliegend und Präperm zu untersuchen, wurde sie vom 15.08.1970 bis zum 13.07.1972 bis in eine Tiefe von 5501 m abgeteuft.

Geologisches Profil

Die quartären Ablagerungen reichen bis in eine Tiefe von 155 m und haben die tertiären Sedimente bis auf 10 m ersetzt. Unterhalb der känozoischen Sedimente folgen die mesozoischen Ablagerungen, die mit dem Buntsandstein in 2688 m Tiefe abschließen. Von 2688 bis 3510,3 m Tiefe wurden Zechsteinablagerungen angetroffen, die im Staßfurtkarbonat und im Oberen Werra-Anhydrit tektonisch gestört sind. Das anschließende Rotliegend ist nur mit der Elbe Subgruppe vertreten und konnte bis in eine Tiefe von 3767 m nachgewiesen werden. Dann

wurden rhyolithische Vulkanite (Typ III) bis 3838 m und Ignimbritfolgen bis zur Endteufe von 5501 m angetroffen (Hoth et al., 1993a).

Salzstrukturen

Die Bohrung liegt zwischen drei Salzaufwölbungen, die sich im Abstand von 5–10 km westlich, nördlich und östlich der Bohrung befinden. Eine wesentliche Beeinflussung der Temperaturmessungen durch diese Strukturen ist nicht zu erwarten.

Temperaturdaten

Die Messung erfolgte am 24.07.1972 nach einer Standzeit von 264 Stunden. Die Temperaturen wurden im Tiefenbereich von 200 bis 5400 m aufgezeichnet. Die registrierte Temperatur bei 5400 m betrug 175 °C. Förster (2001) geht dabei davon aus, dass dieser Wert um 5 °C zu niedrig ist und gibt eine korrigierte Temperatur von 180 ± 3 °C an. In dem Temperaturprofil ist deutlich zu sehen, dass das thermische Gleichgewicht der Bohrung nicht erreicht ist: der Schnittpunkt mit der x-Achse liegt aufgrund der durch den Bohrvorgang im oberen Abschnitt noch deutlich erhöhten Temperaturen bei etwa 17 °C (Abb. 3.42).

Aufgrund der angenommenen Temperatur bei 5400 m und der Oberflächentemperatur (8 °C) wurden auch für diese Bohrung die möglichen Abweichungen der Temperaturgradienten (oberhalb und unterhalb des COP-Punktes) berechnet:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/200	8,0 °C	27,0 °C	
0–2400/200–2400	38,5 °C/km	33,4 °C/km	5,1 °C/km
2400	100,4 °C	100,4 °C	
5400	180,0 °C	175,0 °C	
2400–5400	26,5 °C/km	24,9 °C/km	1,6 °C/km

Auch hier gilt, dass sich die Abweichung in Abhängigkeit von den thermischen Eigenschaften der Lithologien über die Tiefe ungleich verteilen wird, jedoch eine exakte Korrektur der Temperaturgradienten über die Tiefe nicht möglich ist. Die Gradienten im Zechstein sollten aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit dabei am ehesten ungestörte Bedingungen entsprechen. Die Abweichungen der Temperaturgradienten der Elbe Subgruppe und des oberen Abschnitts der Ignimbritfolge sind vermutlich stärker beeinflusst, wobei die Abweichung vermutlich weniger als +2 °C/km beträgt (s. Tab. 3.20).

Wärmeleitfähigkeiten

Für das Staßfurtsteinsalz wird eine Wärmeleitfähigkeit von $5,22 \pm 0,39$ W/m/K nach Kopicz et al. (1995) angenommen. In der Elbe Subgruppe wurden elf Proben untersucht, die sich aus vier Siltsteinen, drei Sandsteinen und vier Konglomeraten zusammensetzen, die überwiegend anhydritisch-karbonatisch gebunden sind (Tab. A.2). Für das Tiefenintervall von 3600 bis 3750 m ergibt sich eine lithologische Zusammensetzung von 42 % Siltstein, 24 % Konglomerat,

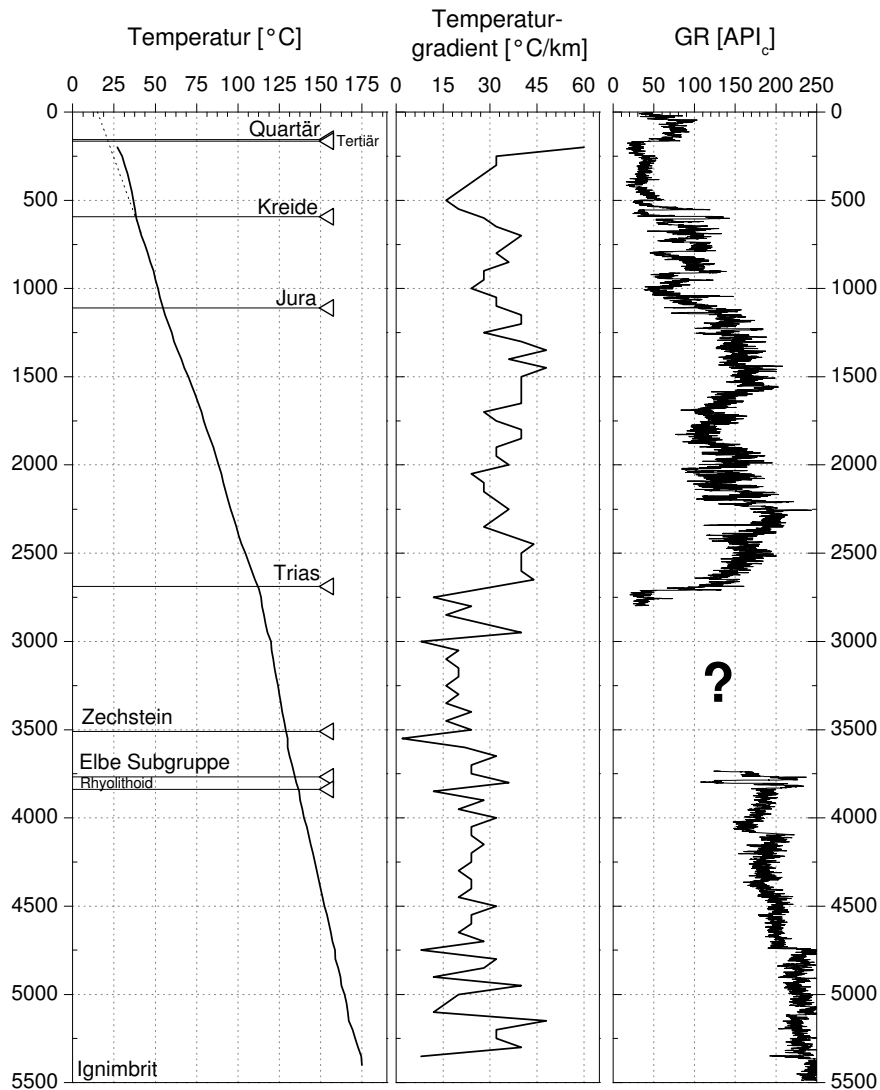


Abbildung 3.42: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *FdLN 2/70* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und auf API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern. Zwischen 3200 und 3700 m konnten keine Gammamessungen recherchiert werden.

19 % Sandstein und 15 % Tonstein. Mit den Wärmeleitfähigkeiten von 3,1 W/m/K für Siltstein, 3,2 W/m/K für Konglomerat, 3,8 W/m/K für Sandstein und 2,5 W/m/K für Tonstein ergibt sich eine Formationswärmeleitfähigkeit für die Elbe Subgruppe von etwa 3,2 W/m/K. Es wird ein Fehler von $\pm 0,2$ W/m/K angenommen. Die Wärmeleitfähigkeit der Ignimbrite konnte nicht bestimmt werden.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde in den Intervallen im Zechstein und der Elbe Subgruppe bestimmt. Der Mittelwert beträgt bei Anwendung der gestörten Temperaturgradienten $70,3 \pm 2,4$ W/m/K und bei Berücksichtigung des Korrekturansatzes von $+1,6$ °C/km 75 mW/m². Zusammen mit der durch die radiogene Wärmeproduktion der Sedimente generierten Wär-

mestromdichte des Postperms, die aus der Bohrlochmessung der natürlichen Radioaktivität berechnet wurde, wird der q_s -Wert der Bohrung *FdlN 2/70* auf 79 mW/m^2 bestimmt. Gläser (1983) hat für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von $78,1 \text{ mW/m}^2$ angegeben, die nur unwesentlich von den hier berechneten Werten abweicht.

Stratigraphie	OK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	UK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]	T.-Grad. _{korr.} [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]	WSD [mW/m^2]	WSD _{korr.} [mW/m^2]
Zechstein	2700	3500					
<i>gesamt</i>				$20,2 \pm 0,4$	$21,8$		
Zechstein	3050	3400	$5,22 \pm 0,39$				
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	$120,4$	$126,8$	$3,8 \pm 0,1$	$18,4 \pm 0,2$	$20,0$	$70,0 \pm 2,5$	76
Elbe Subgruppe	3550	3750					
<i>gesamt</i>				$21,4 \pm 3,1$	23		
Elbe	3600	3750	$3,2 \pm 0,2$				
Subgruppe	$130,1$	$134,0$	$2,7 \pm 0,2$	$26,6 \pm 1,3$	$28,2$	$71,0 \pm 5,3$	75
Permokarbon	3850	5400					
<i>Ignimbritfolge</i>				$24,4 \pm 0,2$	$26,0$		
Mittelwert, gewichtet						$70,3 \pm 2,4$	75
sed. Perm und Postperm					+	$3,7 \pm 0,7$	
q_s						$74 \pm 3,1$	79

Tabelle 3.20: Wärmestromdichte der Bohrung *FdlN 2/70* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad._{korr.}), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

3.5.3.4 *Pnl 1/75*

Die Bohrung *Pnl 1/75* (Abb. 3.1, S. 62) wurde vom 25.06.1975 bis zum 04.09.1976 abgeteuft. Sie liegt in Mecklenburg-Vorpommern und erreichte eine Endteufe von etwa 5500 m.

Geologisches Profil

Unterhalb einer über 160 m mächtigen quartären Überdeckung folgen bis in eine Tiefe von 723 m tertiäre Sedimente. Die mächtigen mesozoischen Ablagerungen wurden bis in 4002 m Tiefe angetroffen, dann wurde das Zechstein (4002–4568,5 m) und das Rotliegend (Elbe Subgruppe: 4568,5–4935,0 m, Havel Subgruppe: 4935,0–5749,0 m) erbohrt. Permokarbonische Vulkanite wurden schließlich bis zur Endteufe bei 5506,7 m angetroffen.

Salzstrukturen

In etwa 5–8 km Entfernung befinden sich zwei sanfte Salzkissenaufwölbungen, die Struktur Tornow im Norden und die Struktur Brustorf im Süden (Rühberg, 1997). Eine wesentliche Beeinflussung der Gebirgstemperaturen durch diese Strukturen ist nicht wahrscheinlich.

Temperaturdaten

Das Temperaturprofil der Bohrung (Abb. 3.43) ist stark gestört. Es wurde am 11.09.1976, 168 Stunden nach Ende der offiziellen Bohrungsarbeiten und nach einer angegebenen Standzeit von 132 Stunden im Tiefenintervall von 50 bis 5100 m aufgezeichnet. Die aus den Temperaturdaten abgeschätzte Temperatur an der Oberfläche liegt bei deutlich über 20 °C. Da eine mittlere Oberflächentemperatur von 8 °C realistisch ist, muss die Bohrung in ihrem oberen Abschnitt deutlich aufgeheizt worden sein. Dies lässt vermuten, dass auch der untere Abschnitt deutlich gestört ist und zu niedrige Temperaturen erfasst wurden. Innerhalb des Zechsteins tritt dabei ein auffälliger Verlauf der Temperaturen auf und die Temperaturgradienten schwanken beträchtlich, so dass auch mit Fluidbewegungen im Bohrloch gerechnet werden muss (Abb. 3.43). Nach Förster (2001) beträgt die zu erwartende Temperatur in 5100 m Tiefe 177 °C, gemessen wurden jedoch 166,9 °C. Die Störung der Temperaturgradienten lässt sich auch hier mit Hilfe des COP-Punktes abschätzen. Er wird in 2400 m Tiefe und bei einer Temperatur von 93,0 °C erwartet. Durch die oberen und unteren Randbedingungen ergeben sich folgende Unterschiede in den Temperaturgradienten:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/50	8 °C	24,5 °C	
0–2400/50–2400	35,4 °C/km	29,1 °C/km	6,3 °C/km
2400	93,0 °C	93,0 °C	
5100	177,0 °C	166,9 °C	
2400–5100	31,1 °C/km	27,4 °C/km	3,7 °C/km

Der Bereich mit der vermutlich geringsten Störung (Lage des COP-Punktes) liegt damit inmitten der triassischen Ablagerungen, für die keine geeigneten Wärmeleitfähigkeitsmessungen zur Bestimmung der Wärmestromdichte vorliegen. Das Zechstein Intervall, bei dem aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit von Salz mit einem rascheren Temperatúrausgleich gerechnet werden kann, zeigt keinen rein konduktiven Temperaturverlauf (Abb. 3.43). So bleibt als mögliches Intervall zur Bestimmung der Wärmestromdichte der untere Abschnitt der Elbe Subgruppe (4600 bis 5050 m, Tab. 3.21), welche jedoch ebenfalls noch durch den Bohrvorgang gestört ist.

Wärmeleitfähigkeiten

In der Elbe Subgruppe wurden sieben Proben dieser Bohrung untersucht: vier überwiegend feinsandig ausgebildete Sandsteine und drei Siltsteine. Die lithologische Zusammensetzung innerhalb des Tiefenintervalls von 4600 bis 5050 m der überwiegend karbonatisch und anhydritisch zementierten Sedimente besteht aus etwa 27 % Sandstein (3,4 W/m/K), 70 % Siltstein (3,0 W/m/K) und 3 % Tonstein (2,5 W/m/K, Tab. 3.1 und 3.2). Damit ergibt sich eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $3,1 \pm 0,2$ W/m/K.

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde in der Elbe Subgruppe auf $67,4 \pm 3,8$ mW/m² bestimmt (Tab. 3.21). Unter Berücksichtigung eines evtl. bis zu 3,7 °C/km zu niedrigen Temperaturgradienten

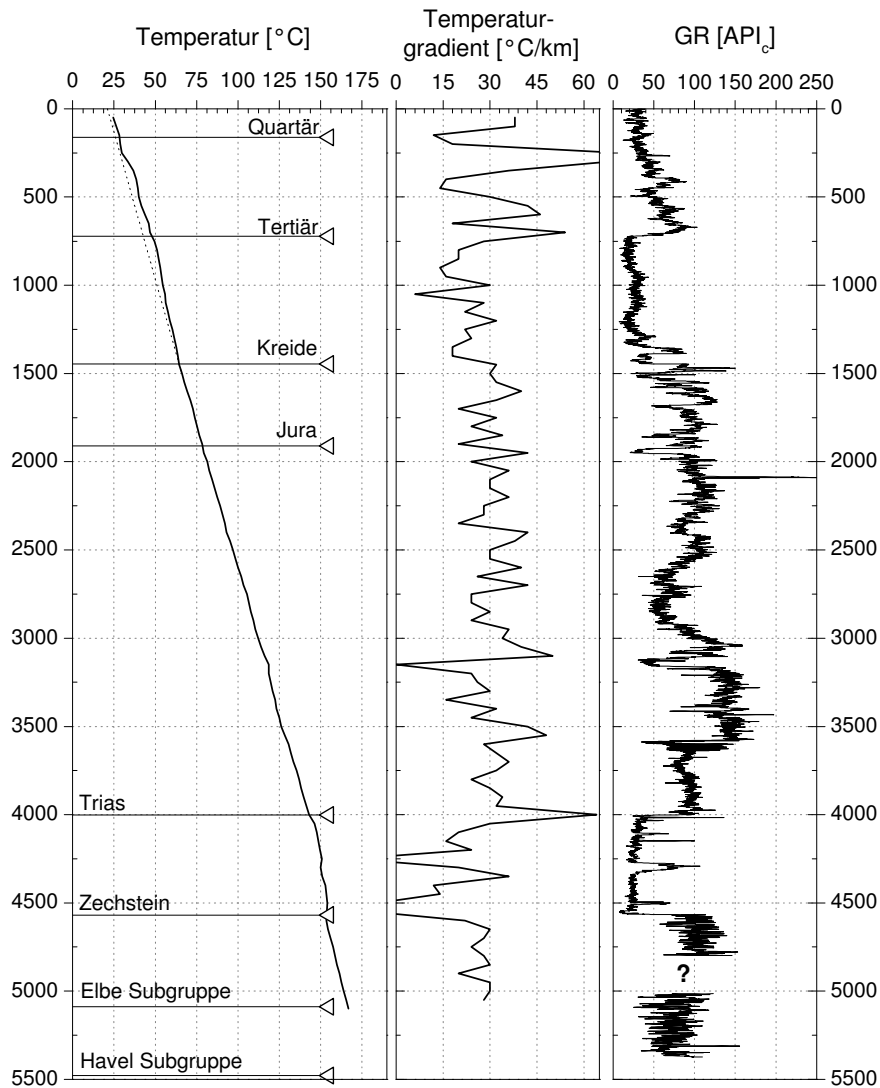


Abbildung 3.43: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Pnl 1/75* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und in API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern. Zwischen 4800 und 5014 m konnten keine Gammamessungen recherchiert werden. Deutlich ist eine höhere Gammaintensität in den feinklastischen oberen Zyklen der Elbe Subgruppe zu sehen, während die grobkörnigeren Havel Sedimente eine niedrigere Intensität aufweisen.

ergibt sich eine Wärmestromdichte von 74 mW/m^2 . Der unkorrigierte Gradient des Staffurtsteinsalzes (4350–4500 m) zusammen mit der Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz ($5,22 \pm 0,39$ Kopietz et al., 1995) führt auf eine Wärmestromdichte von $70,8 \pm 14,3 \text{ mW/m}^2$. Wird der Korrekturansatz zur Berechnung des ungestörten Temperaturgradienten auch auf das Zechstein angewandt, so ergibt sich eine Wärmestromdichte von 82 mW/m^2 . Aufgrund des vermuteten nicht rein konduktiven Wärmetransportes im Zechstein wird der in der Elbe Subgruppe bestimmte Wärmeleitfähigkeit die höhere Priorität zugeordnet. Zusammen mit der durch die radiogene Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente generierten Wärmestromdichte von $4,7 \text{ mW/m}^2$ wird damit ein q_s -Wert von 79 mW/m^2 bestimmt. Gläser (1983) führt für diese Bohrung eine Wärmestromdichte in ähnlicher Größenordnung ($76,5 \text{ mW/m}^2$) an.

Stratigraphie	OK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	UK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]	T.-Grad. _{korrr.} [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]	WSD [mW/m^2]	WSD _{korrr.} [mW/m^2]
Zechstein <i>gesamt</i>	4050	4550		$15,4 \pm 1,1$	$19,1$		
Zechstein <i>Staßfurtsteinsalz</i>	4350 $147,7$	4500 $150,7$	$5,22 \pm 0,22$ $3,6 \pm 0,1$	$19,8 \pm 3,9$	$23,5$	$(70,8 \pm 14,3)$	(82)
Elbe Subgruppe <i>gesamt</i>	4550	5050		$25,2 \pm 1,0$	$28,9$		
Elbe Subgruppe	4600 $153,0$	5050 $165,5$	$3,1 \pm 0,2$ $2,5 \pm 0,1$	$26,9 \pm 0,3$	$29,6$	$67,4 \pm 3,8$	74
Wärmestromdichte Postperm					+	$67,4 \pm 3,8$ $4,7 \pm 0,9$	74
q_s						$72,1 \pm 4,7$	79

Tabelle 3.21: Wärmestromdichte der Bohrung *Pnl 1/75* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad._{korrr.}), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

3.5.3.5 *Gv 1/78*

Die Bohrung *Gv 1/78* wurde vom 17.11.1978 bis zum 27.02.1980 bis auf eine Tiefe von 6711 m abgeteuft. Sie ist die einzige Bohrung im nordwestlichen Mecklenburg-Vorpommern ist, an der eine Abschätzung der Wärmestromdichte im Rahmen dieser Arbeit möglich war.

Geologisches Profil

Die quartären Sedimente sind bis in eine Tiefe von 113 m nachgewiesen, dann folgen tertiäre Sedimente (bis 779 m) und mesozoische Ablagerungen bis in eine Tiefe von 3077 m. Darunter wurde mit etwa 1440 m Mächtigkeit das Zechstein angetroffen, bevor die Bohrung ihre Endteufe in Rotliegend Sedimenten erreichte.

Salzstrukturen

Im näheren Umfeld (< 5 km) der Bohrung befinden sich keine besonders auffälligen Salzstrukturen, so dass nicht von einer bedeutsamen thermischen Überprägung der Gebirgstemperaturen durch thermische Brechungseffekte von Salzstrukturen ausgegangen wird.

Temperaturdaten

Das Temperaturlog der Bohrung *Gv 1/78* wurde am 18.10.1979, also gut vier Monate vor dem offiziellen Abschluss der Bohrarbeiten durchgeführt. Die Standzeit vor der Messung betrug laut Messprotokoll 100 Stunden. Die Aufzeichnung der Temperaturen erfolgte im Tiefenintervall von 100 bis 5950 m, wobei die Temperaturen im Tiefenabschnitt 100 bis 5900 m alle 100 m aufgezeichnet wurden (Abb. 3.44).

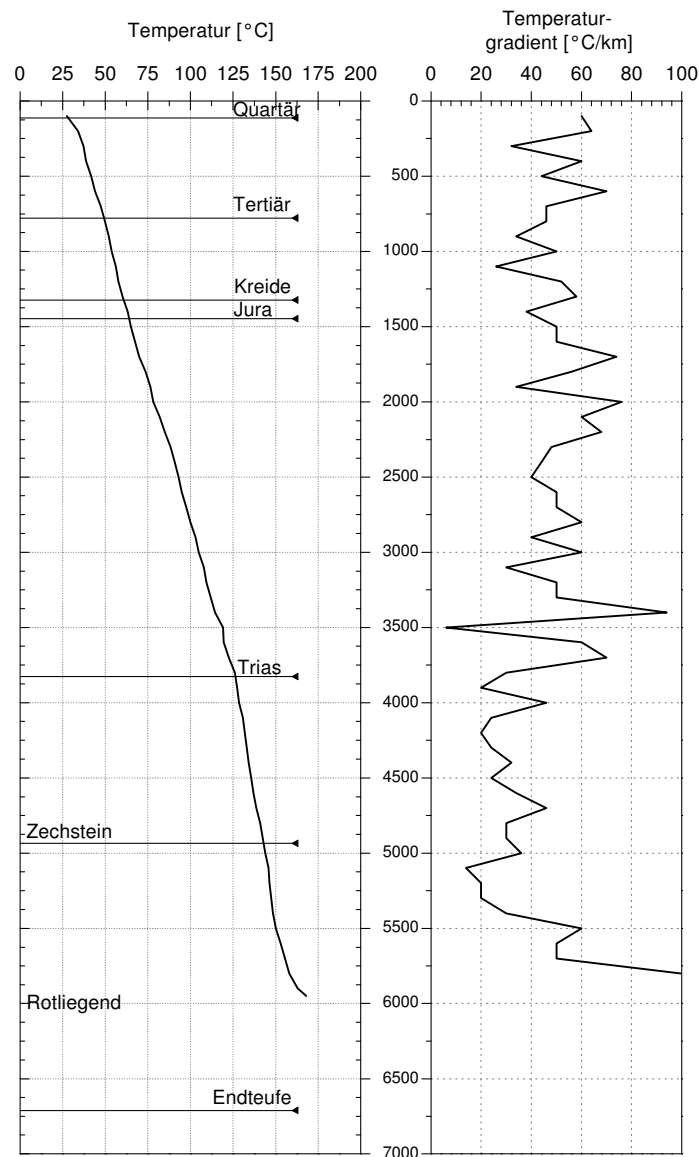


Abbildung 3.44: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Gv 1/78* mit Angabe der Stratigraphie. Tiefe in Metern. Auffällig ist der Temperaturanstieg am unteren Ende der Messkurve.

Förster (2001) erwartet in der Tiefe von 5950 m eine Temperatur von 173 °C, gemessen wurden 168 °C. Der COP-Punkt liegt in etwa 2900 m Tiefe (103 °C). Die erwarteten Störungen der Temperaturgradienten ober- und unterhalb des COP-Punktes werden bei einer mittleren Temperatur der Erdoberfläche von 8 °C wie folgt berechnet:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/100	8,0 °C	27,5 °C	
0–2400/100–2400	39,6 °C/km	32,8 °C/km	6,8 °C/km
2900	103,0 °C	103,0 °C	
5950	173,0 °C	168,0 °C	
2900–5950	23,0 °C/km	21,3 °C/km	1,6 °C/km

Die Temperaturkurve (Abb. 3.44) zeigt im untersten Abschnitt einen deutlichen Anstieg der Temperatur. Berücksichtigt man den Zeitpunkt der Temperaturmessung, so ist nicht aus-

geschlossen, dass die Messung vor Erreichen der Endteufe der Bohrung erfolgte. Der Anstieg könnte daher auch durch den Bohrvorgang (Aufheizung bzw. verminderte Kühlung durch reduzierten Spülungsumlauf) hervorgerufen sein. Zur Abschätzung der Wärmestromdichte bietet sich daher nur das Zechstein Tiefenintervall an, welches durch die relativ hohe Wärmeleitfähigkeit und der relativen Nähe zum COP-Punkt am wenigsten gestört sein sollte.

Wärmeleitfähigkeiten

Aus der Bohrung *Gv 1/78* wurden in dieser Arbeit keine Proben untersucht. Für die Wärmeleitfähigkeit des Staßfurtsteinsalzes wurde die Wärmeleitfähigkeit nach Kopietz et al. (1995) angenommen ($5,22 \pm 0,39$ W/m/K).

Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Zechstein bestimmt. Dafür wurde mit Hilfe der Bohrlochmessung der natürlichen Gammastrahlung und des Schichtenverzeichnisses der Bereich des Staßfurtsteinsalzes im Tiefenabschnitt von 4600 bis 4800 m ausgewählt. Die in-situ Wärmeleitfähigkeit des Salzes beträgt $3,8 \pm 0,2$ W/m/K (Tab. 3.22). Der Gradient dieses Tiefenabschnitts wurde durch lineare Regression auf $20,0 \pm 1,7$ °C/km bestimmt, wodurch sich eine Wärmestromdichte von 76 ± 8 mW/m² ergibt. Wird ein um $1,6$ °C/km erhöhter Temperaturgradient angenommen, so beträgt die Wärmestromdichte 82 mW/m². Die aus dem GR-Log abgeschätzte Wärmeproduktion des Postperms steuert etwa $5-7$ mW/m² zur Wärmestromdichte an der Oberfläche (q_s) bei (s. Anhang, Tab. A.7). Der q_s -Wert der Bohrung *Gv 1/78* beträgt daher vermutlich um 88 mW/m². Gläser (1983) gibt für diese Bohrung keinen Wert der Wärmestromdichte an.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	T.-Grad. _{korrr.} [°C/km]	WSD [mW/m ²]	WSD _{korrr.} [mW/m ²]
Trias	1500	3800					
					$26,1 \pm 0,3$		
Zechstein <i>gesamt</i>	3900	4900		$14,7 \pm 0,4$	$15,3$		
Zechstein <i>Staßfurtsteinsalz</i>	4600 <i>137,0</i>	4800 <i>141,0</i>	$5,22 \pm 0,39$ $3,8 \pm 0,2$	$20,0 \pm 1,7$	$21,6$	$76,0 \pm 7,6$	(82)
Wärmestromdichte sed. Perm und Postperm					+	$76,0 \pm 7,6$ $6,6 \pm 1,3$	(82) (88)
q_s						$83 \pm 8,9$	(88)

Tabelle 3.22: Wärmestromdichte der Bohrung *Gv 1/73* nach der Intervallmethode und Beitrag des sedimentären Postperms zum q_s -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad._{korrr.}), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.