
Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“

Abschlussbericht



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT

Projektleiter: Prof. Dr. Ingo Sass
Prof. Dr. Andreas Hoppe

Bearbeiter: Dipl.-Ing. Dirk Arndt
Dipl.-Ing. Kristian Bär

Kooperationspartner: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG)
Dr. Johann-Gerhard Fritsche
Dr. Matthias Kracht

Auftraggeber: Hessisches Ministerium für Umwelt, Energie,
Landwirtschaft und Verbraucherschutz (HMUVELV)
Mainzer Straße 80
65189 Wiesbaden

Inhalt

1	Einleitung.....	10
1.1	Vorgehensweise und Ziele.....	13
1.2	Öffentlichkeitsarbeit.....	15
2	Grundlagen der Tiefen Geothermie	16
2.1	Begriffsbestimmungen	16
2.2	Tiefe Geothermische Systeme.....	19
2.2.1	Hydrothermale Systeme.....	19
2.2.2	Störungsbezogene Systeme	22
2.2.3	Petrothermale Systeme.....	24
2.2.3.1	Betriebserfahrungen	26
2.2.4	Geschlossene Systeme: Tiefe Erdwärmesonde.....	28
2.2.5	Fündigkeit.....	29
2.2.6	Bohrungsabstand.....	30
2.2.7	Wirtschaftlichkeit	30
2.2.8	Projektierung tiefegeothermischer Anlagen.....	31
2.2.8.1	Vorerkundung.....	31
2.2.8.2	Wichtige Parameter für die Nutzung der Tiefen Geothermie.....	32
2.3	Geologische Kennwerte für tiefegeothermische Nutzungen.....	35
2.3.1	Thermo- und gesteinsphysikalische Kennwerte.....	35
2.3.2	Hydraulische Kennwerte	36
2.3.3	Geologische Faktoren zur tiefegeothermischen Nutzung.....	37
3	Kennwertermittlung.....	38
3.1	Bestimmung der geothermischen Kennwerte im Labor	39
3.1.1	Wärmeleitfähigkeit λ	39
3.1.1.1	Definition Wärmeleitfähigkeit.....	39
3.1.1.2	Messung der Wärmeleitfähigkeit.....	40
3.1.2	Temperaturleitfähigkeit κ	42
3.1.2.1	Definition Temperaturleitfähigkeit κ	42
3.1.2.2	Messung der Temperaturleitfähigkeit.....	43
3.1.3	Rohdichte, Korndichte (Reindichte) und Porosität	44
3.1.3.1	Bestimmung von Korndichte, Rohdichte und Porosität.....	45
3.1.3.2	Messung der Korndichte	45
3.1.3.3	Messung der Rohdichte und Porosität.....	47

3.1.4	Spezifische Wärmekapazität	48
3.1.5	Mechanische Gesteinseigenschaften	48
3.2	Hydraulische Kennwerte	50
3.2.1	Gesteinspermeabilität K_M	50
3.2.1.1	Definition Permeabilität	51
3.2.1.2	Messung der Gesteinspermeabilität (intrinsische Permeabilität).....	52
3.2.1.3	Messung der Gesteinspermeabilität (scheinbare Permeabilität)	54
3.2.2	Gebirgspermeabilität K_G	57
3.2.3	Weitere Untersuchungsmethoden.....	60
3.3	Ergebnisse.....	61
3.3.1	Kennwertdarstellung	61
3.3.2	Gesteinsphysikalische Eigenschaften	62
3.3.3	Porosität und Gesteinspermeabilität	65
3.3.4	Gebirgspermeabilität.....	67
3.3.5	Literaturdaten	68
4	Geologisch-Geothermisches 3D-Modell.....	70
4.1	Geologisches Strukturmodell	70
4.1.1	Modelleinheiten	72
4.1.2	Störungen	73
4.1.3	Eingangsdaten und deren Aufbereitung	75
4.1.3.1	Geologische Karten.....	75
4.1.3.2	Digitales Höhenmodell	76
4.1.3.3	Bohrdaten	77
4.1.3.4	Geologische Schnitte	81
4.1.3.5	Isolinienkarten	83
4.1.3.6	Geophysikalische Daten	85
4.1.4	Methodik	91
4.1.5	Unsicherheiten im Geologischen Modell	93
4.2	Temperaturmodell	95
4.2.1	Eingangsdaten	95
4.2.2	Methodik	97
4.2.3	Ergebnis	102
4.3	Geologische und Geothermische Beschreibung der Modelleinheiten	106
4.3.1	Grundgebirge (Prä-Perm)	106
4.3.1.1	Paläogeografie.....	106

4.3.1.2	Modelleingangsdaten Prä-Perm.....	109
4.3.1.3	Geologie Prä-Perm kristallin.....	111
4.3.1.4	Geothermische Eigenschaften des kristallinen Grundgebirges.....	113
4.3.1.5	Geothermische Eigenschaften des Prä-Perm des metamorphen Grundgebirges ..	120
4.3.2	Rotliegend (Permokarbon).....	125
4.3.2.1	Paläogeografie.....	125
4.3.2.2	Modelleingangsdaten Rotliegend (Permokarbon).....	126
4.3.2.3	Geologie des Rotliegend (Permokarbon).....	126
4.3.2.4	Geothermische Eigenschaften des Rotliegend (Permokarbon).....	130
4.3.3	Zechstein.....	140
4.3.3.1	Paläogeografie.....	140
4.3.3.2	Modelleingangsdaten Zechstein.....	140
4.3.3.3	Geothermische Eigenschaften des Zechstein.....	141
4.3.4	Buntsandstein.....	142
4.3.4.1	Paläogeografie.....	142
4.3.4.2	Modelleingangsdaten Buntsandstein.....	142
4.3.4.3	Geothermische Eigenschaften des Buntsandstein.....	143
4.3.5	Muschelkalk und Keuper.....	146
4.3.5.1	Paläogeografie.....	146
4.3.5.2	Modelleingangsdaten Muschelkalk und Keuper.....	146
4.3.5.3	Geothermische Eigenschaften Muschelkalk.....	146
4.3.6	Jura bis Kreide.....	148
4.3.7	Quartär und Tertiär.....	149
4.3.7.1	Modelleingangsdaten Quartär und Tertiär.....	149
4.3.7.2	Geologie des nördlichen Oberrheingrabens.....	150
4.3.7.3	Geothermische Eigenschaften des Tertiär.....	153
4.4	3D Volumengrids.....	156
4.4.1	Erstellung.....	156
4.4.2	Attributierung.....	157
4.4.2.1	Thermo- und gesteinsphysikalische Kennwerte.....	158
4.4.2.2	Hydraulische Kennwerte.....	161
4.4.2.3	Berücksichtigung des Störungssystems.....	163
4.4.2.4	Temperatur.....	165
4.4.2.5	Spannungsfeld in Hessen.....	165
5	Methodik der geothermischen Potenzialbestimmung.....	170

5.1	Einführung	170
5.2	Methode zur Evaluierung des geothermischen Potenzials	173
5.3	Qualitative Potenzialbestimmung	176
5.4	Quantifizierung des Potenzials	181
6	Tiefengeothermische Potenziale von Hessen	183
6.1	Petrothermale Potenziale	183
6.2	Hydrothermale Potenziale	184
6.3	Störungsbezogene Potenziale	186
6.4	Potenziale für geschlossene Systeme.....	187
7	Zusammenfassung.....	188
8	Schlußfolgerungen.....	190
9	Ausblick	193
10	Danksagung	194
11	Literatur.....	195
12	Anhänge.....	214

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Generalisierte geologische Karte von Hessen.....	12
Abb. 2: Einteilung der geothermischen Systeme	17
Abb. 3: Schematische Darstellung einer hydrothermalen Dublette.	19
Abb. 4: Kraftwerksanlage des ORC-Kraftwerks in Soultz-sous-Forêts.....	21
Abb. 5: Schematische Darstellung einer Störungszone.....	22
Abb. 6: Schematische Darstellung einer petrothermalen Dublette.....	24
Abb. 7: Schematische Darstellung einer Hot-Dry-Rock (HDR)-Anlage	25
Abb. 8: Schema eines geothermischen Produktions- und Kraftwerkszyklus	30
Abb. 9: Messkonfiguration zur Ermittlung der geothermisch relevanten Gesteinskennwerte.	38
Abb. 10: Messanordnung des Thermal Conductivity Scanners.....	40
Abb. 11: Schematischer Aufbau des Thermoscanners.....	42
Abb. 12: Gaspyknometer AccuPyc 1330 und Rohdichtemessgerät GeoPyc 1360.	45
Abb. 13: Funktionsweise des Gasverdrängungs-Pyknometers.	46
Abb. 14: Funktionsweise des Pulverpyknometers.	47
Abb. 15: Form- und Prüfpresse des IAG und Schemazeichnung.....	49
Abb. 16: Kombiniertes Säulen- und Minipermeameter	50
Abb. 17: Foto und schematischer Aufbau des Säulenpermeameters.....	52
Abb. 18: Klinkenbergplot zur Ermittlung der intrinsischen Permeabilität	54
Abb. 19: Aufbau des Minipermeameters.	55
Abb. 20: Permeabilität als Funktion der Beobachtungsskala.....	57
Abb. 21: Vergleich der k_f -Werte des Rotliegend	60
Abb. 22: Datenblatt geothermischer Kennwerte	62
Abb. 23: Eingangsdaten für das geothermische Modell	62
Abb. 24: Box-Whisker-Plots für alle Wärmeleitfähigkeiten und spezifischen Wärmekapazitäten.....	63
Abb. 25: Box-Whisker-Plots für Porosität und Gesteinspermeabilität.....	66
Abb. 26: Eingangsdaten für das geothermische Modell.	67
Abb. 27: Das dreidimensionale geologische Strukturmodell von Hessen.....	70
Abb. 28: Unterteilung des Gesamtmodells in sechs Submodelle	71
Abb. 29: Modellhorizonte dargestellt im Stratigrafischen Profil Hessens	72
Abb. 30: Marker an Top und Basis einer Schicht.....	73
Abb. 31: Blick in den Oberrheingraben und das Submodell Odenwald	74
Abb. 32: Vereinfachung von Schichtausbissen aus der GÜK 300.....	75
Abb. 33: Generalisierung von Schichtausbissen.....	75
Abb. 34: Ausgangsdatensatz der GÜK300 und die erstellte generalisierte Geologische Karte.	76
Abb. 35: Bohrlokationen der Hessischen und der Kohlenwasserstoff-Bohrdatenbank.....	77
Abb. 36: Blick auf Bohrungen im Oberrheingebiet	78
Abb. 37: Struktur der Bohrdatenbank.....	80
Abb. 38: Karte der geologischen Profilschnitte.....	81
Abb. 39: Arbeitsschritte zur Einbindung der geologischen Schnitte	82
Abb. 40: Übersicht der Tiefenlinienpläne.	83
Abb. 41: Seismische Großgeräte (Vibratoren)	85
Abb. 42: Lage der seismischen Linien in Hessen.	86
Abb. 43: Punktuelle Informationen zur Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen.....	87
Abb. 44: Raumfüllendes Geschwindigkeitsmodell des nördlichen Oberrheingrabens.....	88

Abb. 45: Karte der magnetischen Totalfeldanomalien im Bereich des Odenwald	90
Abb. 46: Unsicherheiten der Fläche Top Rotliegend.....	93
Abb. 47: Temperatur-Tiefenverteilung der Untergrundtemperaturdaten.	96
Abb. 48: Anzahl der Temperaturmessungen.....	97
Abb. 49: Lage der zur Erstellung des Temperaturmodells benutzten Temperaturmessungen.	98
Abb. 50: Semivariogramm der Temperaturdaten in horizontaler Richtung.	99
Abb. 51: Semivariogramm der Temperaturdaten in vertikaler Richtung	99
Abb. 52: Tiefenlage der Mohorovicic Diskontinuität im westlichen Europa.....	100
Abb. 53: Regressionspolynom zur Bestimmung des geothermischen Gradienten.....	101
Abb. 54: Abweichung des „Mohotemperaturmodells“ von den gemessenen Temperaturdaten.....	101
Abb. 55: Zellen des Temperaturgrids.	102
Abb. 56: Temperatur in einem bis vier Kilometern Tiefe	104
Abb. 57: Plattentektonisches Modell zur Entstehung der mitteleuropäischen Varisziden	106
Abb. 58: Paläogeografie des späten Präkambriums bis frühen Karbons	107
Abb. 59: Gliederung der Varisziden (Klügel ,1997)	108
Abb. 60: Geologische Schnitte durch das Rhenoherynikum und die Nördliche Phyllit-Zone.....	109
Abb. 61: Lage der Bohrungen, geologischen Profilschnitte und geologischen Karten.	110
Abb. 62: Wärmeleitfähigkeit von metamorphen und plutonischen Gesteinen.....	114
Abb. 63: Box-Whisker-Plots für die WLF der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.....	115
Abb. 64: Box-Whisker-Plots für die TLF der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.	115
Abb. 65: Box-Whisker-Plots für die spez. WK der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.	116
Abb. 66: Durchlässigkeiten des kristallinen Grundgebirges.....	118
Abb. 67: Box-Whisker-Plots für die WLF des Rhenoherynikums und der Nördlichen Phyllit-Zone. .	121
Abb. 68: Box-Whisker-Plots für die TLF des Rhenoherynikums und der Nördlichen Phyllit-Zone. ...	122
Abb. 69: Box-Whisker-Plots für die spez. WK der Gesteine des Rhenohery. und der PZ.....	122
Abb. 70: Vergleich der Gebirgs- und Gesteinspermeabilitäten	123
Abb. 71: Paläogeografische Karte des Rotliegend	125
Abb. 72: Verbreitung des Rotliegend im nördlichen Oberrheingraben	127
Abb. 73: Chronostratigrafische Übersichtstabelle des Rotliegend	129
Abb. 74: Box-Whisker-Plots für die Porosität und Gesteinspermeabilität des Rotliegend.....	133
Abb. 75: Lage der Bohrungen im Rotliegend mit auswertbaren hydraulischen Testdaten	134
Abb. 76: Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend.....	136
Abb. 77: Mittelwerte der Gesteins- und Gebirgspermeabilität.	136
Abb. 78: Mittelwerte der Gesteinspermeabilitäten.....	137
Abb. 79: Mittelwerte der Gebirgspermeabilität.	137
Abb. 80: Vergleich der Gesteins und Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend.....	139
Abb. 81: Paläogeografische Karte des späten Zechstein.....	140
Abb. 82: Paläogeografie des Buntsandsteins	142
Abb. 83: Vergleich der Gebirgs- und Gesteinspermeabilitäten für den Buntsandstein.....	144
Abb. 84: Paläogeografische Fazieskarten des Muschelkalk.	147
Abb. 85: Paläogeografische Karten von Unterjura bis Oberkreide	148
Abb. 86: Paläogeografische Karten des Tertiär	149
Abb. 87: Das europäische känozoische Grabenbruchsystem	150
Abb. 88: Lithostratigrafische Tabelle des Tertiärs und Quartärs	152
Abb. 89: Box-Whisker-Plots für die Porosität und Gesteinspermeabilität des Tertiärs.....	154
Abb. 90: Blick aus südlicher Richtung auf das Rotliegend Formationsgrid.	156

Abb. 91: Blick auf das Gesamtgrid.....	157
Abb. 92: Spezifische und volumetrische Wärmekapazität.....	161
Abb. 93: Modellvorstellung zu den Einflüssen einer Störungszone.....	164
Abb. 94: Rezente Hauptspannungsrichtung nach Daten der World Stress Map.....	167
Abb. 95: Die Raumlage der Modellstörungen in Bezug zur rezenten Hauptspannungsrichtung.....	168
Abb. 96: Vorgehensweise bei der geothermischen Potenzialbestimmung.....	170
Abb. 97: Schema zur Ausweisung von Potenzialen durch Multiparameter Grids.....	173
Abb. 98: Ausschnitt aus dem Programm zur Potenzialermittlung.....	173
Abb. 99: Reziproke Bewertungsmatrix.....	174
Abb. 100: Exemplarische Potenzialkurve für die Temperatur.....	175
Abb. 101: Beispieldarstellungen für Potenzialkurven.....	178
Abb. 102: Flussdiagramm der Potenzialbestimmung jeder Zelle des 3D-Modells.....	180
Abb. 103: Geologisch-geothermischer Süd-Nord-Schnitt.....	190
Abb. 104: Karten des geothermischen Potenzials.....	191
Abb. 105: Ausschnitt des geologisch-geothermischen 3D-Modells von Hessen.....	192

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Kombinationen von Standards zur Bestimmung der Temperaturleitfähigkeit.	43
Tabelle 2: Datengrundlage thermophysikalischer Gesteinseigenschaften Hessens.....	63
Tabelle 3: Datengrundlage der KW-Datenbank für Hessen	65
Tabelle 4: Bewertungsklassen der Sicherheit des Modells.....	94
Tabelle 5: Qualitätsgewichtung der Temperaturdaten.....	96
Tabelle 6: Ergebnisse der Auswertung der Gesteinseigenschaften des kristallinen Grundgebirges ..	113
Tabelle 7: Ergebnisse für die Gesteinseigenschaften des metamorphen Grundgebirges	121
Tabelle 8: Ergebnisse der Auswertung der Gesteinseigenschaften des Rotliegend	131
Tabelle 9: Ergebnisse der Auswertung der Gesteinseigenschaften des Rotliegend (PoroPerm).....	132
Tabelle 10: Ergebnisse der Auswertung der Gesteinseigenschaften des Buntsandstein	143
Tabelle 11: Ergebnisse der Auswertung der Gesteinseigenschaften des Buntsandstein (PoroPerm).145	
Tabelle 12: Gebirgsdurchlässigkeiten des Buntsandsteins Ost Hessens	145
Tabelle 13: Gesteinsabhängige Korrekturkoeffizienten.....	160
Tabelle 14: Gewichtung von Eigenschaften für die tiefengeothermische Potenzialausweisung.	171
Tabelle 15: Zufallsconsistenzindizes für reziproke Matrizen.	174
Tabelle 16: Klassifikation der Potenzialgrade mit beschreibenden Potenzialbegriffen.....	175
Tabelle 17: Grenzwerte der thermophysikalischen und hydraulischen Kennwerte.....	177
Tabelle 18: Bewertungsmatrizen für hydrothermales und petrothermales Potenzial	179
Tabelle 19: Summarische Darstellung des technischen Potenzials zur Stromerzeugung.	185

1 Einleitung

Die Hessische Energiepolitik hat sich nach Angaben des Hessischen Ministeriums für Umwelt, Energie, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (HMUELV) zwei konkrete Ziele gesetzt:

- den Endenergieverbrauch bis 2020 um ein Fünftel zu senken und zwar durch Minimierung des Primärenergieeinsatzes und einer rationellen Energienutzung und
- den Anteil an erneuerbaren Energien am Endenergieverbrauch erheblich zu erhöhen. Die erneuerbaren Energien sollen bis zum Jahr 2020 einen Anteil von 20 % am Endenergieverbrauch (ohne den Verkehrssektor) einnehmen.

Zur Steigerung des Anteils der erneuerbaren Energien ist eine stärkere Nutzung der Solarenergie, der Biomasse, der Wasser- und Windkraft sowie der Erdwärme erforderlich. Um das Ziel „20 Prozent aus erneuerbaren Energien“ zu erreichen, müssen 21 Terawattstunden pro Jahr aus Sonne, Wind, Biomasse, Wasserkraft und Geothermie gewonnen werden. Dabei liegt das Ausbauziel für die Geothermie bei 1 TWh/a.

Im Jahr 2005 stellte der Hessische Landtag fest, dass insbesondere im Bereich des hessischen Oberrheingrabens das Potenzial besteht, um mit Tiefer Geothermie Strom erzeugen zu können. Grundlage für diese Einschätzung war der Sachstandsbericht des Bundestags-Ausschusses für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung zu den „Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland“ vom Februar 2003 (TAB-Arbeitsbericht Nr. 84, Paschen et al. 2003).

Der hessische Landtag forderte daher die Landesregierung auf, die Potenziale der Geothermie im Hessischen Oberrheingraben systematisch zu erfassen und gemeinsam mit den relevanten Akteuren in Wissenschaft und Wirtschaft der benachbarten Bundesländer und des Bundes ein Konzept zur Nutzung der Geothermie im Oberrheingraben zu erarbeiten.

Das daraufhin gegründete „Kompetenznetzwerk Geothermie in Hessen“, gebildet aus Vertretern des Wirtschafts- und Umweltressorts, dem HLUG, der Bergbehörde beim RP Darmstadt, HessenEnergie sowie des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt und der Hochschule Darmstadt, nahm zunächst eine Bestandsaufnahme vorhandener Daten über den tiefen Untergrund und des Kenntnisstands zur Nutzung tiefer Geothermie vor und stellte diese bereits frühzeitig im Internet (HLUG Homepage, ab 2005) und in gedruckten Publikationen dar (HLUG, 2006). Ein intensiver Austausch und eine Zusammenarbeit mit anderen Bundesländern entstand gleichzeitig über die Mitgliedschaft des HLUG im Personenkreis „Tiefe Geothermie“ der staatlichen geologischen Dienste, der BGR und des Leibniz Instituts für angewandte Geophysik (LIAG).

Innerhalb des Hessischen Kompetenznetzwerks Tiefe Geothermie wurde schon sehr früh die Erkenntnis gewonnen, dass mit den vorhandenen Datengrundlagen bei intensiverer Auswertung und mit der Gewinnung zusätzlicher Daten eine weitaus bessere Einschätzung des tiefegeothermischen Potenzials möglich wäre. Die Fachexperten gelangten ebenfalls zur Überzeugung, dass nicht nur der Oberrheingraben, sondern ganz Hessen in die Betrachtungen einzubeziehen sei und dass in ganz Hessen eine Potenzialbewertung sowohl hinsichtlich der Stromerzeugung mit Tiefer Geothermie, als auch der Wärmenutzung sinnvoll sei. Hierbei sollten alle Nutzungsarten (hydrothermale Nutzung, petrothermale Nutzung und tiefe Erdwärmesonden) berücksichtigt werden.

Im Gegensatz zu Temperaturdaten des Untergrundes waren zu diesem Zeitpunkt Daten sowohl zu hydraulischen als auch zu geothermischen Parametern nur äußerst spärlich vorhanden. Jede direkte tiefegeothermische Nutzung ist außer der Temperatur ganz wesentlich von der zu erreichenden

Fördermenge und Reinjektionsmenge des Wärmeträgermediums Wasser aus einem Zielhorizont und von der Wärmenachlieferung aus der Umgebung in den Entnahmebereich abhängig. Die für die Gesamtbetrachtung des tiefeingeothermischen Potenzials wichtigen Parameter Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und nicht zuletzt Geologie und Struktur des Untergrundes waren mit der Untergrundtemperatur in einen Zusammenhang zu bringen, um eine Potenzialbewertung in einer räumlichen Dimension vornehmen zu können.

Diesen Anspruch verwirklicht das Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ (kurz „Hessen 3D“), dessen Endbericht hiermit vorgelegt wird.

Das Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt (IAG) legte dem seinerzeit zuständigen Hessischen Ministerium für Wirtschaft, Verkehr und Landesentwicklung (HMWVL) am 19.11.2007 ein Angebot für das Projekt vor, das auf einer zwischen IAG und HLOG abgestimmten fachlichen Konzeption beruht.


Der Vertrag zwischen dem IAG als Auftragnehmer, dem HLOG als Projektpartner und dem HMWVL als Auftraggeber wurde im Dezember 2007 von den Beteiligten unterzeichnet. Seinerzeit war eine Projektlaufzeit bis Ende 2010 vorgesehen. Anfang 2010 wurde deutlich, dass eine Verlängerung der Bearbeitungszeit bis Mitte 2011 sinnvoll ist. Im gegenseitigen Einvernehmen der Projektpartner wurden zur Finanzierung dieser zusätzlichen Arbeiten nicht verbrauchte Mittel verausgabt, die ursprünglich zum Kauf und zur Reprozessierung seismischer Daten vorgesehen waren, und die Projektlaufzeit wurde bis Ende Juni 2011 verlängert. Somit ist das Modell „Hessen 3D“ nun entwickelt und kann der Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt werden.

Es ist das erste 3D-Modell in Deutschland, das den tiefen Untergrund für ein komplettes Bundesland geologisch und strukturell erfasst und diesen mit nutzungsbezogenen Kennwerten belegt, wodurch eine Abschätzung des tiefeingeothermischen Potenzials ermöglicht wird. Das Modell erlaubt es, zur Information der Öffentlichkeit, für die politischen Entscheidungsträger, für Investoren aus der Wirtschaft und insbesondere in der Frühphase der Planung tiefeingeothermischer Projekte auch für Fachplaner anschauliche Informationen zum tiefeingeothermischen Potenzial und zur Ausbildung des tieferen Untergrundes von Hessen bereitzustellen. Das Modell kann und soll aber nicht die detaillierten Untersuchungen, die im Rahmen konkreter Projekte notwendig sind, ersetzen.

Durch eine Betrachtung nicht nur des geogen vorhandenen tiefeingeothermischen Potenzials, sondern mittels einer Verschneidung mit konkurrierenden Nutzungen (Schutzgebiete, Verkehrswege etc.), mögliche Risiken (Seismizität) und Energiebedarfsanalysen (z.B. Karte der Wärmesenken) sind weitergehende Aussagen zur Standortvorauswahl tiefeingeothermischer Anlagen möglich. Durch eine an das Geothermische Informationssystem für Deutschland (GeotIS) angelehnte Methodik der Potenzialbetrachtung ist zudem ein Datenaustausch zwischen den Systemen möglich.

Das 3D-Modell Hessen kann aber nicht nur in Hinsicht auf die Nutzung tiefer Geothermie, sondern auch allgemein von wesentlicher energiepolitischer Bedeutung sein. So können z.B. Hinweise zu speziellen Fragestellungen im Zusammenhang mit weiteren hochaktuellen Themen wie der Speicherung von Stoffen im tiefen Untergrund (CCS, Erdgas, Methan, Wasserstoff, Druckluft) oder der Nutzung nicht konventioneller Kohlenwasserstofflagerstätten ("Tight Gas" und "Shale Gas"-Lagerstätten) mit dem 3D-Modell Hessen geliefert werden. Das 3D-Modell ist für spezielle Fragestellungen erweiterungsfähig und wird in Zukunft nach Gewinnung neuer Daten laufend erweitert und verfeinert werden.

Legende

-  Quartär bis Tertiär
-  Keuper
-  Muschelkalk
-  Buntsandstein
-  Zechstein
-  Rotliegend
-  Prä-Perm (Rhenoharzyn. & Phyllit-Zone)
-  Prä-Perm (Mitteldtsch. Kristallinschw.)

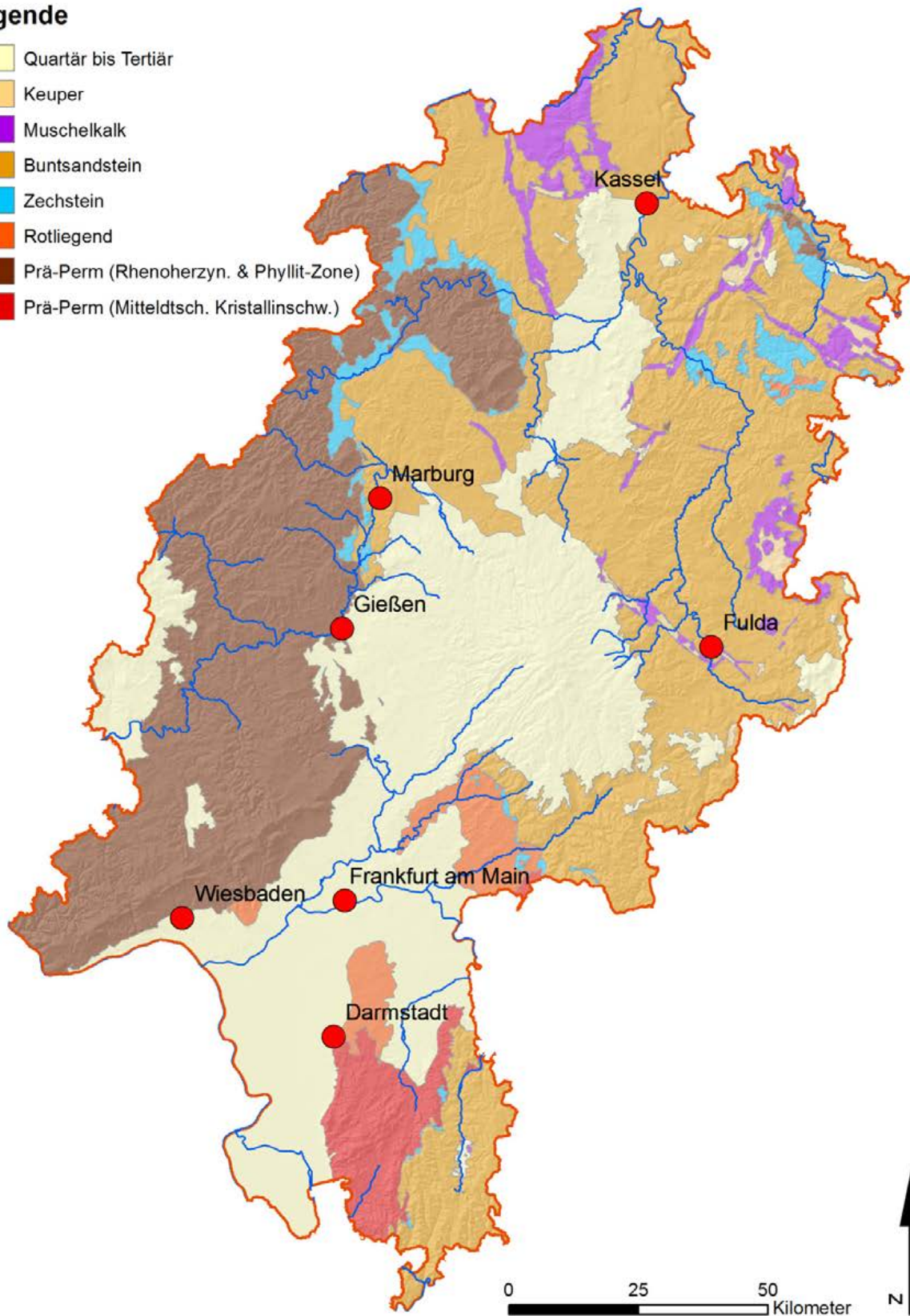


Abb. 1: Generalisierte geologische Karte von Hessen. Dargestellt sind die modellierten geologischen Einheiten sowie Städte und Flüsse als Orientierungshilfe.

1.1 Vorgehensweise und Ziele

Das Projekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ (Hessen 3D) soll dazu dienen, die tiefengeothermischen Potenziale Hessens genauer zu erfassen. Das Projekt umfasst die Erarbeitung einer geothermischen Datenbankgrundlage einschließlich der Bestimmung von thermophysikalischen Kennwerten hessischer Gesteine, wie u. a. Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit, die Einfügung der Daten in ein strukturelles 3D-Modell der Geologie von Hessen und die Darstellung der Ergebnisse für die Öffentlichkeit.

Am Institut für Angewandte Geowissenschaften ist das Fachgebiet Angewandte Geothermie für die Erstellung des Gesamtprojektes federführend verantwortlich. Die Erstellung des dreidimensionalen geologischen Modells von Hessen erfolgt durch das Fachgebiet Geo-Ressourcen & Geo-Risiken. Die wissenschaftliche Projektbearbeitung erfolgt in zwei Teilprojekten:

Geologisches Modell – Bearbeiter im Rahmen einer Dissertation ist Dipl.-Ing. Dirk Arndt, Fachgebiet Geo-Ressourcen & Geo-Risiken, Prof. Dr. Andreas Hoppe

Geothermisches Modell – Bearbeiter im Rahmen einer Dissertation ist Dipl.-Ing. Kristian Bär, Fachgebiet Angewandte Geothermie, Prof. Dr. Ingo Sass

Da das technische Entwicklungspotenzial für petrothermale Nutzungen so groß ist, dass sich neben der Abbildung der hydrothermalen Potenziale auch die Abbildung der entsprechenden geothermischen Potenziale für petrothermale Systeme, auch Enhanced (Engineered) Geothermal Systems (EGS) bzw. "Hot Dry Rock" Systeme genannt, anbietet, sollen durch das geothermische Modell alle Formen der tiefengeothermischen Nutzung berücksichtigt werden. Des Weiteren sollen die entsprechenden Potenziale für geschlossene Systeme wie tiefe Erdwärmesonden und störungsbezogene Systeme untersucht werden, so dass die Potenzialermittlung im Idealfall insgesamt für vier verschiedene Nutzungssysteme erfolgen kann.

Um dies zu ermöglichen, werden alle tiefengeothermisch relevanten geologischen Einheiten mit für die Tiefe Geothermie wichtigen Kennwerten, wie Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten, Wärmeleitfähigkeiten, Temperaturleitfähigkeiten und Wärmekapazitäten sowie weiteren relevanten Parametern attribuiert, um eine Abschätzung für alle Formen der tiefengeothermischen Nutzung zu ermöglichen (Kapitel 3 und 4.3). Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass für die verschiedenen Nutzungssysteme die einzelnen Parameter von unterschiedlicher Relevanz sind (Kapitel 5).

So sind für hydrothermale Systeme beispielsweise die natürlichen hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes wie Permeabilität, Porosität und Transmissibilität von größerer Bedeutung als für petrothermale Systeme. Die thermophysikalischen Gesteinseigenschaften Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit sind hingegen für indirekte Systeme wie Tiefe Erdwärmesonden von wesentlich größerer Bedeutung als für hydro- oder petrothermale Systeme. Der Verlauf und die Tiefe größerer Störungssysteme sowie deren Orientierung zum Spannungsfeld sind unter anderem die maßgeblichen Parameter für störungsbezogene Systeme. Da Störungen und deren durch ihre Lage zum Spannungsfeld gegebene Wasserwegsamkeit aber auch bei hydro- und vor allem petrothermalen Systemen einen entscheidenden Einfluss auf das Potenzial haben, sind sie auch für diese Nutzungsarten von Relevanz (siehe Kapitel 4 und 5).

Für das geothermische Modell ist insbesondere die Ausweisung von Störungszonen notwendig, welche in Abhängigkeit vom Abstand zur Störungszone insbesondere bei der Zuweisung von

Gebirgspermeabilitäten für die gestörten, in der Störungsumgebung stärker geklüfteten geologischen Schichten wichtig sind.

Zusätzlich zu der Einbeziehung von Störungszonen in die geothermische Potenzialbetrachtung ist eine teufen- und temperaturbezogene Korrektur der Gesteinskennwerte vorzusehen. Mit zunehmender Tiefe steigt zum einen die Auflast durch überlagernde Gesteine, d.h. die Gesteinspermeabilität wird reduziert, und zum anderen die Temperatur, die wiederum entscheidenden Einfluss auf die Wärmetransporteigenschaften der Gesteine hat. Dies bedeutet, dass die oberflächennah im Aufschluss oder Bohrungen ermittelten Gesteinskennwerte mit bekannten oder aus eigenen Messungen abgeleiteten Korrekturformeln auf Reservoirbedingungen (Druck und Temperatur) umgerechnet werden müssen und sich die geothermischen Kennwerte einer Gesteinseinheit mit der Tiefe so verändern, dass die geothermische Eignung in der Tiefe anders ist, als von den oberflächennah ermittelten Werten her zunächst zu erwarten gewesen wäre.

Anhand des mit geothermischen Kennwerten attribuierten 3D-Modells sowie der erarbeiteten Methodik zur Potenzialbestimmung kann dann abschließend das Potenzial für die verschiedenen geothermischen Nutzungssysteme ermittelt und unter Berücksichtigung geologischen und geothermischen Fachwissens beurteilt werden (Kapitel 5 und 6).

1.2 Öffentlichkeitsarbeit

Seit 2006 wurden in Zusammenarbeit von HMUELV, hessenENERGIE, TU Darmstadt, und HLUG fünf Tiefengeothermie-Foren durchgeführt, auf denen neben anderen Fachvorträgen zur Tiefen Geothermie regelmäßig die aktuellen Zwischenstände des Projektes präsentiert wurden (Anhang A). Das 6. Tiefengeothermie-Forum zu den Themen Reservoir und Erschließung findet am 15.09.2011 im Justus-Liebig-Haus in Darmstadt statt. Als Fortführung und Ergänzung zu den Präsentationen der Projektzwischenstände in den vergangenen Jahren wird 2011 ein wissenschaftlicher Bericht über die Abschlussergebnisse des Projektes präsentiert werden.

Des Weiteren wurden die Zwischenergebnisse mit nationaler und internationaler Anerkennung des Fachpublikums auf dem World Geothermal Congress 2010 in Bali (Bär et al., 2010), der European Geoscience Union 2011 in Wien (Bär et al., 2011), der gemeinsamen Jahrestagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft (DGG) und Geologischen Vereinigung (GV) der GeoDarmstadt2010 (Arndt et al. 2010 und Bär et al. 2010), sowie dem Geothermiekongress 2010 in Karlsruhe vorgestellt. Außerdem wurde das Projekt auf dem GeORG-Workshop in Freiburg (Kracht et al. 2010), auf der Tagung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Fritsche & Kracht 2010) sowie dem 2. Workshop zur 3D-Geologie in den Staatlichen Geologischen Diensten in St. Quirin (Arndt et al. 2010) präsentiert.

Im Jahr 2011 wurden Teile des Projektes auf nationaler Ebene auf der 18. Tagung für Ingenieurgeologie mit Forum für junge Ingenieurgeologen vorgestellt. Weitere Tagungsbeiträge wurden für die Internationale Konferenz "FRAGILE EARTH" der GSA-GV-DGG sowie der Internationalen Konferenz und Ausstellung der AAPG eingereicht und sind bereits angenommen. Zusätzliche Präsentationen sind für den Deutschen Geothermiekongress der GtV geplant.

Alle hier genannten Beiträge sind in Anhang A abgelegt.

2 Grundlagen der Tiefen Geothermie

Grundlagen der Tiefen Geothermie wurden durch den Personenkreis (PK) „Tiefe Geothermie“ zusammenfassend dargestellt, der auf Veranlassung des Bund-Länder-Ausschusses Bodenforschung (BLA-GEO) über die Ad-hoc-AG Geologie zum Thema „Nutzung des tiefen geothermischen Potenzials“ im Jahre 2005 eingerichtet wurde und u. a. die Aufgaben hatte, eine Arbeitshilfe für die Nutzung der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (PK Tiefe Geothermie 2007) zu erarbeiten, ein Verzeichnis geothermischer Nutzungen für Deutschland zu erstellen, als wissenschaftlicher Beirat das entstehende Projekt GeotIS (Geothermisches Informationssystem für Deutschland, <http://www.geotis.de/>) zu begleiten sowie die für die jeweiligen geothermischen Nutzungen zu erfassenden wichtigen Daten bzw. Parameter zu definieren. Außerdem sollten die hierfür relevanten Untersuchungsmethoden und -verfahren skizziert werden (PK Tiefe Geothermie 2008). Beide Berichte sind auf der Homepage der Staatlichen Geologischen Dienste (<http://www.infogeo.de/dokumente>; Stand Juli 2011) veröffentlicht.

Diese Arbeitshilfen geben einen Überblick über Grundlagen, Verfahren, Daten und Planungsschritte für Projekte in der tiefen Geothermie und stellen auch die Grundlage der Broschüre "Tiefe Geothermie - Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland", die vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit in Auftrag gegeben wurde (Stober et al. 2009) dar und sind auch im Endbericht zum Projekt "Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland" (GeotIS) (Schulz et al., 2009) abermals dargestellt. Ziel war unter anderem, die im Sachstandsbericht des Bundestags-Ausschusses für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung zu den „Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland“ vom Februar 2003 (TAB-Arbeitsbericht Nr. 84, Paschen et al. 2003) beschriebenen tiefegeothermischen Potenziale genauer zu untersuchen und konkrete Nutzungsmöglichkeiten genauer einschätzen zu können. In den oben genannten Arbeiten werden die für die Nutzung eines tiefegeothermischen Systems relevanten geothermischen, hydraulischen und hydrochemischen Parameter sowie die darüber hinaus benötigten spezifischen Untergrunddaten erläutert und die jeweiligen Untersuchungsmethoden beschrieben. Diese Arbeiten stellen auch die Grundlage für die folgenden einführenden Erläuterungen der Kapitel 2.1 bis 2.3 dar.

2.1 Begriffsbestimmungen

Geothermische Energie ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde (VDI-Richtlinie 4640). Synonym verwendet wird Erdwärme oder auch Geothermie.

„Erdwärme steht generell überall und jederzeit zur Verfügung. Bei sachgerechter Bewirtschaftung ist sie praktisch unerschöpflich. Zu einem geringeren Teil (~30 %) entstammt die Erdwärme der Gravitationswärme aus der Entstehung der Erde vor ca. 4,5 Mrd. Jahren. Der größere Teil (~70 %) ist auf den radioaktiven Zerfall von Uran-, Thorium- und Kaliumisotopen in der Erdkruste zurückzuführen. Die Temperatur steigt mit der Tiefe im Mittel um 3 K pro 100 m an. Diese Temperaturzunahme pro Teufenabschnitt wird als Temperaturgradient bzw. geothermischer Gradient bezeichnet und in mK/m gemessen, was umgangssprachlich der Angabe in °C pro km entspricht. Dieser Gradient wird durch den Wärmestrom aus der Tiefe an die Erdoberfläche verursacht. Die Wärmestromdichte beträgt in Deutschland durchschnittlich etwa 70 mW/m².“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Die Temperaturverteilung im Untergrund ist nicht einheitlich. In Deutschland gibt es Gebiete, in denen der Temperaturgradient gegenüber dem Durchschnittswert wesentlich erhöht ist. In manchen Bereichen des Oberrheingraben, im Gebiet von Bad Urach am Fuß der Schwäbischen Alb, bei Landshut in Bayern oder in einzelnen Bereichen im Norddeutschen Becken nimmt die Temperatur um 5 K, teilweise sogar über 10 K pro 100 m zu. In diesen Bereichen liegen so genannte positive Temperaturanomalien vor. Diese Größenordnung der Tempera-

turzunahme findet sich auch im hessischen Teil des nördlichen Oberrheingrabens. Für die Nutzung der geothermischen Energie hat dies den Vorteil, dass die gewünschte Temperatur bereits in geringerer Tiefe erreicht wird und dadurch niedrigere Bohrkosten sowie geringere Investitionskosten anfallen.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Geothermische Systeme lassen sich unter verschiedenen Gesichtspunkten klassifizieren. Wenn man gleichzeitig die Tiefe, bzw die Temperatur der Wärmegegewinnung und die von der natürlichen Durchlässigkeit abhängige Nutzungsart der geothermischen Energie berücksichtigen will, bietet sich die Unterteilung in oberflächennahe und tiefe Geothermie an (Abb. 2). Diese Unterscheidung ist auch deshalb sinnvoll, weil neben verschiedenen Techniken zur Energiegewinnung unterschiedliche geowissenschaftliche Parameter zur Beschreibung der Nutzungsarten erforderlich sind.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

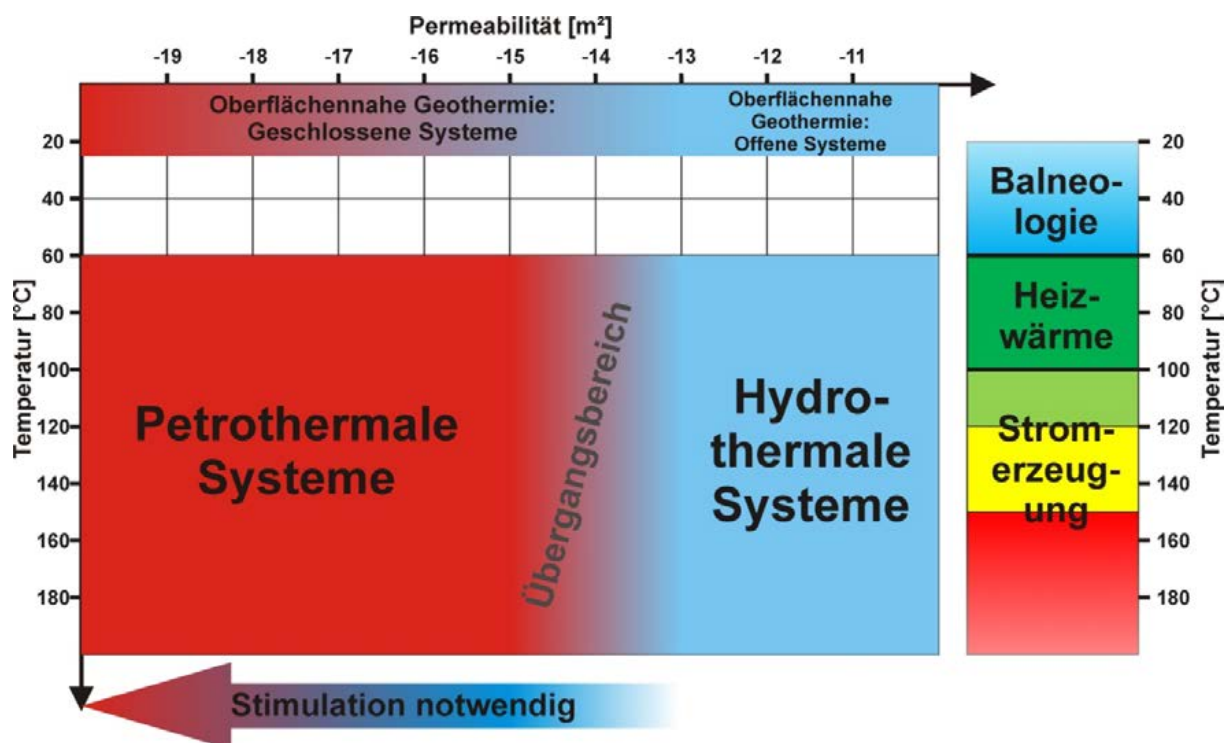


Abb. 2: Einteilung der geothermischen Systeme (links) und Nutzungsarten unter Verwendung der in Kapitel 5 verwendeten Potenzialfarbklassen (rechts) nach Reservoirtemperatur und -permeabilität (Ohne Berücksichtigung weiterer geologischer Parameter oder der Tiefenabhängigkeit thermophysikalischer oder hydraulischer Reservoirereigenschaften).

Die folgenden Definitionen der Nutzungsarten entstammen mit geringfügigen Ergänzungen der „Arbeitshilfe für die Nutzung der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund“ (PK Tiefe Geothermie der staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands, 2007):

„Bei der oberflächennahen Geothermie wird die geothermische Energie dem oberflächennahen Bereich der Erde (meistens bis 150 m, max. bis 400 m Tiefe) entzogen, z. B. mit Erdwärmekollektoren, Erdwärmesonden, Grundwasserbohrungen oder Energiepfählen (vgl. VDI-Richtlinie 4640). Eine energetische Nutzung ist hier nur mit Wärmepumpen möglich. Direktheizungen im Niedrigsttemperaturbereich (z. B. Heizung von Weichen) über Heat-Pipes bspw. mit CO_2 als Wärmeträgermedium sind in der Entwicklung.

Die tiefe Geothermie umfasst Systeme, bei denen die geothermische Energie über Tiefbohrungen erschlossen wird und deren Energie direkt (d. h. ohne Niveauanhebung) genutzt werden kann.

Nach dieser Definition beginnt die tiefe Geothermie bei einer Tiefe von mehr als 400 m und einer Temperatur über 20 $^{\circ}C$. Allgemein üblich ist allerdings, von tiefer Geothermie (im eigentlichen Sinn der Heizwärmenutzung

und Stromerzeugung) erst bei Tiefen über 1000 m und bei Temperaturen größer als 60 °C zu sprechen. Einen Sonderfall stellen Bereiche mit aufsteigenden Thermalwässern dar (z. B. Aachen, Baden-Baden, Wiesbaden).

Zur tiefen Geothermie gehören folgende Systeme, die durch die Enthalpie definiert werden. Dabei bezeichnet Enthalpie den Wärmeinhalt. Sie ist ein Maß für die Energie eines thermodynamischen Systems.

- Hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie:

Überwiegend Nutzung des im Untergrund vorhandenen Wassers aus Reservoirsystemen mit ausreichender natürlicher Durchlässigkeit; sie erfolgt meist direkt (ggf. über Wärmetauscher), zur Speisung von Nah- und Fernwärmenetzen, zur landwirtschaftlichen bzw. industriellen Nutzung oder für balneologische Zwecke; ab ca. 100 °C ist eine Verstromung möglich. Beispiele sind:

- Aquifere (Grundwasserleiter) mit heißem (> 100 °C), warmem (60–100 °C) oder thermalem (> 20 °C) Wasser (Kapitel 2.2.1)
- Störungen bzw. Störungszonen im gleichen Temperaturbereich. Potenzial für Deutschland abgeschätzt (Jung et al. 2002), Realisierung bisher für energetische Nutzung nicht erfolgt (Kapitel 2.2.2)

- Hydrothermale Systeme mit hoher Enthalpie:

Nutzung von Dampf- oder Zweiphasensystemen zur Stromerzeugung; in Deutschland nicht vorhanden.

- Petrothermale Systeme:

Überwiegend Nutzung der im Gestein gespeicherten Energie ohne ausreichend hohe natürliche Durchlässigkeit des Reservoirgesteins. Beispiele für diese Nutzungssysteme sind:

- Hot-Dry-Rock-Systeme (HDR): Es handelt sich hierbei um eine Energiegewinnung aus dem Gestein selbst; sie ist also weitgehend unabhängig von natürlichen wasserführenden Strukturen. Das heiße Gestein (häufig das kristalline Grundgebirge) wird als Wärmetauscher genutzt. HDR-Systeme werden primär zur Stromerzeugung eingesetzt (Kapitel 2.2.3).
- Tiefe Erdwärmesonden (EWS): Energienutzung aus einer beliebigen Gesteinsabfolge mit geschlossenem Kreislauf des Wärmeträgermediums in der Sonde; dient bisher nur zur Wärmeversorgung (Kapitel 2.2.4).

Ein weiterer Bereich der tiefen Geothermie ist die Nutzung der geothermischen Energie aus Bergwerken, Kavernen, Tunneln sowie die Speicherung von Energie in hydro- oder petrothermalen Systemen, der im Rahmen dieses Projektes jedoch nicht berücksichtigt wurde.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

2.2 Tiefe Geothermische Systeme

2.2.1 Hydrothermale Systeme

„Bei der hydrothermalen Nutzung wird Wasser aus tiefen Grundwasserleitern gefördert; über einen Wärmetauscher wird diesem die Wärme entzogen. Das abgekühlte Wasser könnte im Prinzip bei geringer Mineralisation übertage (Abwassersystem, Vorfluter) abgeleitet werden. Meistens muss aber das abgekühlte Wasser zur Erneuerung (Recharge) oder wegen hoher natürlicher Mineralisation aus entsorgungstechnischen und aus wasserrechtlichen Gründen in denselben Grundwasserleiter in einer bestimmten Entfernung zur Entnahmebohrung zurückgegeben (injiziert) werden. Ein derartiges System besteht daher aus einer Förder- und einer Injektionsbohrung (Dublette). Grundsätzlich ist eine Kombination von mehreren Förder- und Injektionsbohrungen möglich.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Für diese Nutzungsart kommen Grundwasserleiter in Frage, die hohe Durchlässigkeiten aufweisen. Der entscheidende Parameter neben der Temperatur des Grundwasserleiters ist die Ergiebigkeit, d. h. die zu erzielende Förderrate bei einer noch (wirtschaftlich und technisch) zu vertretenden Absenkung (Druckentlastung). Dieser Parameter lässt sich als Produktivitätsindex definieren, der i. d. R. für Bohrungen nicht direkt bestimmt wird und der flächenhaft nur indirekt aus weiteren Eigenschaften des Grundwasserleiters abgeleitet werden kann.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

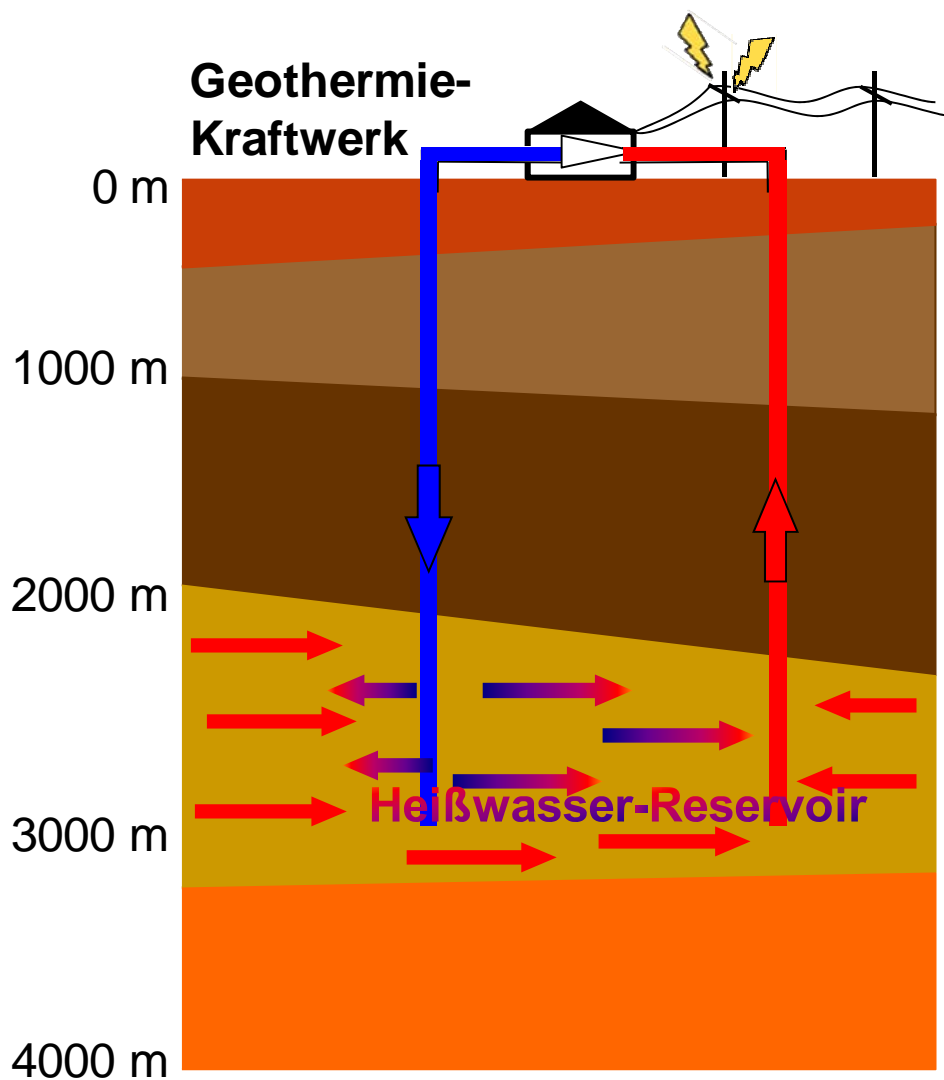


Abb. 3: Schematische Darstellung einer hydrothermalen Dublette mit einer Injektionsbohrung (blau) und einer Produktionsbohrung (rot).

Da im Rahmen des Projektes nur natürliche geothermische Potenziale betrachtet werden, sind nur solche Gesteine für die hydrothermale Nutzungsart geeignet, die von Natur aus eine Durchlässigkeit aufweisen, die zur Erreichung der nötigen Ergiebigkeiten ausreichend ist. Ist dies nicht der Fall, kommt eine hydrothermale Nutzung nur unter Einsatz technischer Verfahren (Stimulationsverfahren) zur Erhöhung der Durchlässigkeit in Frage.

„Da Tiefenwässer häufig eine hohe Mineralisation und hohe Gasgehalte aufweisen, ist die Reinjektion der geförderten Wässer auch aus entsorgungstechnischen Gründen notwendig. Aus hydrogeologischer Sicht ist es problematisch, wenn die Injektion nicht in denselben Grundwasserleiter erfolgt, aus dem produziert wird (fehlende Grundwasserneubildung, potenzielle Ausfällungen), da sonst die Druckverhältnisse im Grundwasserleiter dauerhaft und großräumig verändert werden.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Das klassische System einer Dublette besteht aus zwei Vertikalbohrungen in entsprechender Entfernung zueinander (Abb. 3). Heute werden Förder- und Injektionsbohrung häufig von einem Bohrplatz aus abgeteuft, wobei der Nutzhorizont durch abgelenkte Bohrungen erschlossen wird (Stober et al. 2009). Die hydraulische Anbindung an den Grundwasserleiter ist dabei oft günstiger als bei Vertikalbohrungen. Die übertägige Anlage benötigt zudem weniger Platz. Alle technischen Einrichtungen können an einem Ort installiert werden und lange übertägige Verbindungsleitungen werden vermieden (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Die Technik der hydrothermalen Nutzung mittels Dubletten ist weitgehend ausgereift. Besonders in Frankreich, aber auch in Italien, Polen, Österreich oder Deutschland (z. B. Neustadt-Glewe, Waren, Neubrandenburg, in der Umgebung von München und in Landau (Pfalz)) existieren bereits seit einigen Jahren, teilweise seit Jahrzehnten hydrothermale Anlagen. Das geförderte und nach der Abkühlung wieder injizierte Wasser zirkuliert übertägig in einem geschlossenen Kreislauf, der meist unter Druck gehalten werden muss, um Ausfällungen von Mineralen aus dem hoch salinaren Wasser zu verhindern. Das mit Hilfe einer Tauchpumpe an die Oberfläche geförderte Thermalwasser wird über einen Wärmetauscher geleitet und die gewonnene Wärme in einen sekundären Kreislauf, beispielsweise in ein Fernwärmenetz, eingespeist.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Bei Temperaturen über 100 °C kann mittels zusätzlicher Technologien die mit der Verdampfung von Flüssigkeiten mit niedrigem Siedepunkt arbeiten, wie z. B. eine ORC-Anlage (Organic Rankine Cycle) oder eine Kalina-Anlage (Wasser-Ammoniak-Mischung als Arbeitsmedium), Strom produziert werden (Abb. 4). Längere praktische Erfahrungen liegen jedoch nur für ORC-Anlagen vor. Mit einer solchen Technologie wird seit 2003 in Neustadt-Glewe erfolgreich gearbeitet. Eine weitere Anlage ist in Landau in der Pfalz installiert; eine Kalina-Anlage ist in Unterhaching bei München im Einsatz (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Als ein Sonderfall der hydrothermalen Geothermienutzung, der aber im Rahmen des Projektes nicht weiter berücksichtigt wurde, ist nach PK Tiefe Geothermie (2007) die balneologische Anwendung von Tiefenwässern in Thermalbädern zu sehen. Hier sei wegen der geringen Fördermenge und dem damit verbundenen Entfallen der Entsorgungsfrage eine einzelne (Produktions-)Bohrung ausreichend.

Für hydrothermale Systeme sind Gebirgspermeabilitäten die mit Abstand wichtigsten Kennwerte, Wärmeleitfähigkeiten sind nur von untergeordnetem Interesse, da der Wärmetransport nahezu ausschließlich konvektiv in der primären Porosität (vgl. Gesteinspermeabilität) und in der sekundären Porosität (Trennflächengefüge, Verkarstung etc.: Gebirgspermeabilität) erfolgt. Für die quantitative Beurteilung der Hydraulik solcher Systeme sind sogenannte Doppel-Porositäts-Modelle nötig, welche immer vor allem die Angabe der Matrixpermeabilität (wird im Projekt als Gesteinspermeabilität gemessen) und der Gebirgspermeabilität (wird durch die Auswertung hydraulischer Testdaten ermittelt) benötigen.

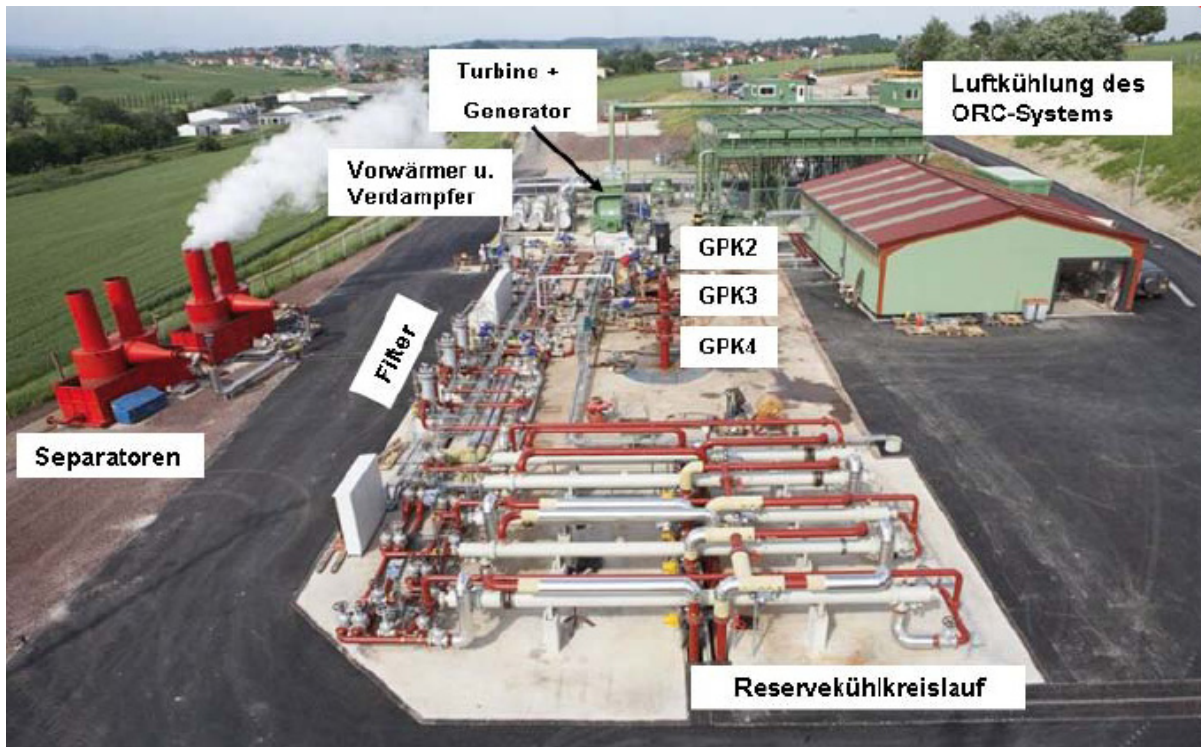


Abb. 4: Kraftwerksanlage des ORC-Kraftwerks in Soultz-sous-Forêts während des Forschungsbetriebs 2008, verändert nach (Kölbel, 2009; Groupements Européens d'Intérêt Économique (GEIE)"Exploitation Minière de la Chaleur, o.J.).

2.2.2 Störungsbezogene Systeme

Als störungsbezogene Systeme werden hydrothermale Systeme definiert bei denen gezielt tiefliegende Störungszone erschlossen werden können in deren Einflussbereich eine höhere Gebirgsporeabilität zu erwarten ist. In der Nutzung von Störungszone als geothermisches Reservoir besteht derzeit noch wenig Erfahrung (PK Tiefe Geothermie, 2007). Gemäß der Arbeitshilfe der Staatlichen Geologischen Dienste kann ihnen ein großes Potenzial zugerechnet (Jung et al. 2002) werden, weil sie natürliche Wasserwegsamkeiten darstellen können, die in große Tiefen reichen oder die Durchlässigkeit des umgebenden Gesteins stark erhöht sein kann. Weiterhin können Störungszone Grundwasserleiter in unterschiedlichen Tiefenlagen miteinander verbinden. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass in Abhängigkeit vom Störungstyp, d. h. der Entstehung der Störung, den rezenten Spannungsverhältnissen, der Petrografie des gestörten Gesteins aber auch den geochemischen Prozessen, diese Strukturen sehr gut bis nicht durchlässig sein können. Forschungen, die eine Eingrenzung der Unsicherheiten bezüglich der hydraulischen Eigenschaften von Störungszone ermöglichen, stehen noch in der Anfangsphase. Diese Kenntnisse sind jedoch Voraussetzung dafür diesen Reservoirtyp planbar zu machen (PK Tiefe Geothermie, 2007). Grundsätzlich ist bei chemisch stabilen und spröde reagierenden Gesteinen (z.B. Quarzite, magmatische Festgesteine, etc.) mit hoher Bruchfestigkeit mit einer positiven Wirkung der Störung auf die Durchlässigkeit zu rechnen.

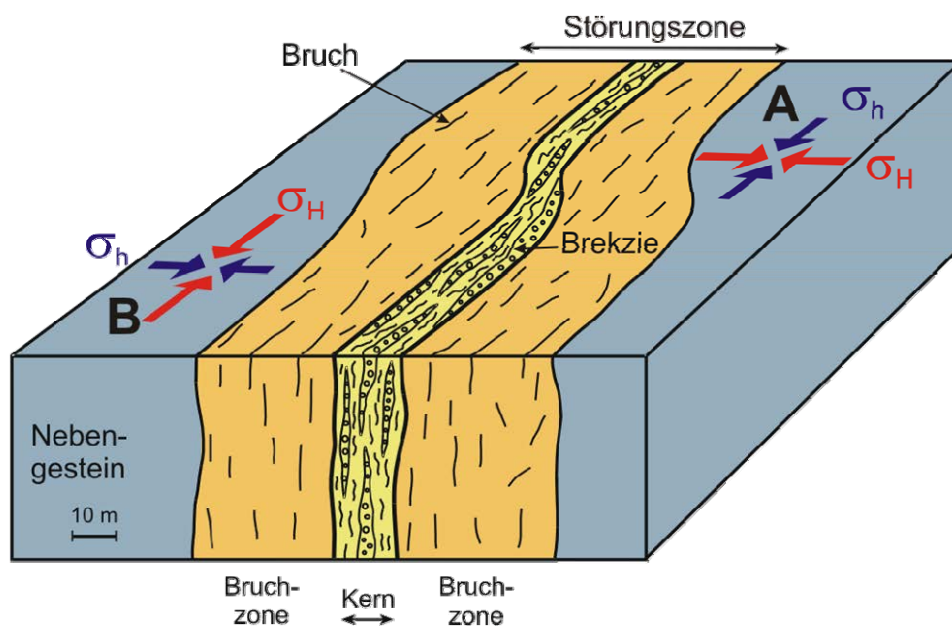


Abb. 5: Schematische Darstellung einer Störungszone (Philipp et al., 2007). Die Kern- und Bruchzone der Störungszone kann je nach Gesteinsart und Orientierung des Spannungsfeldes geschlossen (Fall A) und somit hydraulisch inaktiv oder offen und somit hydraulisch aktiv (Fall B) sein.

Generell steigt bei Festgesteinen die Durchlässigkeit der Klüfte und Schichtflächen zunächst mit steigender tektonischer Beanspruchung und ist in der Umgebung von überregional bedeutsamen Störungen am höchsten. Die Wahrscheinlichkeit, dass Klüfte Fluide führen, wird derzeit bei geologisch jungen Strukturen höher eingestuft als bei älteren Strukturen, welche häufiger durch Ausfällungen wieder verheilt sind (PK Tiefe Geothermie, 2007). Hier ist jedoch zu bedenken, dass auch ältere Strukturen durch jüngere Änderungen des Spannungsfeldes reaktiviert und somit hydraulisch wieder aktiviert werden können. Außer der Ausrichtung der Störungen zum rezenten Spannungsfeld (Abb. 5) und der Art des durch die Störung durchschlagenen Gesteins muss zum jetzigen Zeitpunkt aufgrund mangelnder Detailuntersuchungen zum hydraulischen und mechanischem Verhalten von Störungssystemen in unterschiedlichen Gesteinstypen darauf verzichtet werden, weitere Parameter zur de-

taillierteren Beschreibung zu definieren. Berücksichtigt wurde jedoch die generell positive Auswirkung von Störungssystemen auf die Gebirgsdurchlässigkeit tiefer Kluftgrundwasserleiter und somit auf bestehende hydrothermale Nutzhorizonte (siehe Kapitel 4.4.2).

„Die technische Realisierung für eine energetische Nutzung von Störungssystemen ist meistens aufwendig und sehr stark von den geologischen Verhältnissen abhängig. Bei den natürlichen Thermalwasseraustritten, die über Bohrungen bzw. Brunnen gefasst sind und zu balneologischen Zwecken genutzt werden, handelt es sich z. T. um Tiefenwässer, die auf solchen Störungszonen bis oder nahe zur Erdoberfläche aufsteigen und dort genutzt werden.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Beispiele in Hessen stellen die Heißwasseraufstiege in Wiesbaden, Bad Nauheim, Bad Salzhausen, u. a. dar.

2.2.3 Petrothermale Systeme

Gemäß der Definition aus der Arbeitshilfe der Staatlichen Geologischen Dienste (PK Tiefe Geothermie, 2007) erfolgt bei petrothermalen Systemen die Gewinnung der geothermischen Energie aus dem tieferen Untergrund unabhängig von gut wasserdurchlässigen Horizonten. Dabei wird im wesentlichen die im heißen, gering wasserdurchlässigen Gestein ("Hot Dry Rock" – HDR) gespeicherte Energie genutzt. Neben dem klassischen Begriff "Hot Dry Rock" werden auch die Begriffe "Deep Heat Mining", "Hot Wet Rock", "Hot Fractured Rock" oder "Stimulated Geothermal System" verwendet. Der umfassende Begriff "Enhanced Geothermal Systems" (EGS) beinhaltet in der klassischen Definition (Stober et al. 2009) auch stimulierte hydrothermale Systeme und soll im Rahmen des Projektes allgemein für Systeme verwendet werden, die unter Einsatz technischer Maßnahmen verbessert wurden. Um diese technisch verbesserten Systeme von den natürlichen geologischen Gegebenheiten abzugrenzen, werden im Rahmen des Projektes die Begriffe petrothermales System und hydrothermales System nur durch die natürlichen geologischen Bedingungen definiert. Die Trennung zwischen beiden Systemen erfolgt dann nur über die natürlich vorhandenen Gebirgspermeabilitäten in der Zielformation (Abb. 2).

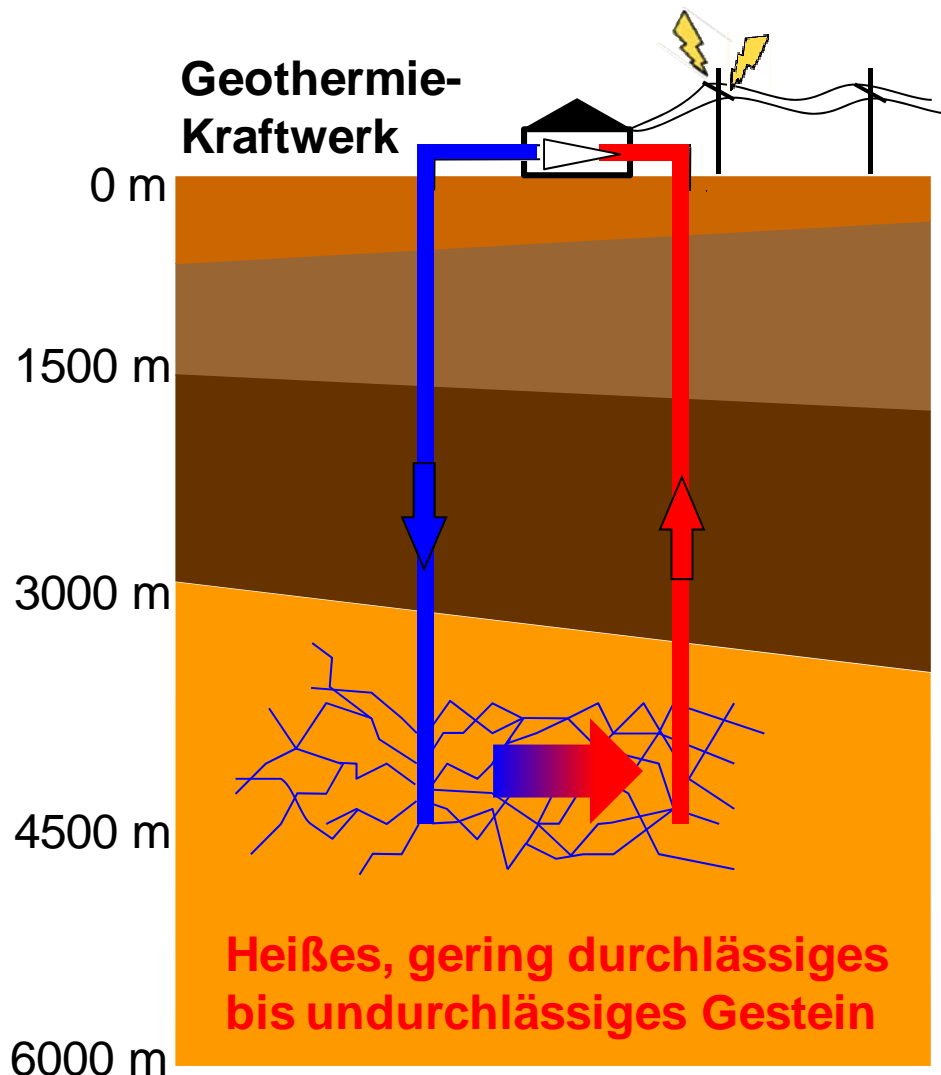


Abb. 6: Schematische Darstellung einer petrothermalen Dublette mit Injektionsbohrung (blau), Produktionsbohrung (rot) und künstlichem Wärmetauscher zwischen den Endpunkten der Bohrungen, in denen sich das injizierte Wasser erhitzen kann.

Im Folgenden wird zur Beschreibung der petrothermalen Nutzung die Darstellung des klassischen HDR-Verfahrens gemäß der Arbeitshilfe der Staatlichen Geologischen Dienste (PK Tiefe Geothermie, 2007) mit geringen Änderungen und Ergänzungen wiedergegeben.

Das HDR-Verfahren hat Hochtemperatur-Nutzungen mit Temperaturen von mehr als 150–200 °C mit (in der Regel) Tiefen von mehr als 3.000 m zum Ziel (Abb. 6). Zielhorizont ist meistens das kristalline Grundgebirge. Inwieweit dichte Sedimentgesteine mit der HDR-Technik genutzt werden können, ist Gegenstand der Forschung und von Pilotprojekten (u.a. Legarth et al. 2003, Orzol et al. 2005, Stober & Jodocy 2009, Sulzbacher & Jung 2010, Jodocy & Stober 2011, Stober 2011, Bär et al. 2011). Solche dichten Sedimentgesteine sind nach der im Projekt benutzten Definition ebenfalls als petrothermale Systeme zu betrachten.

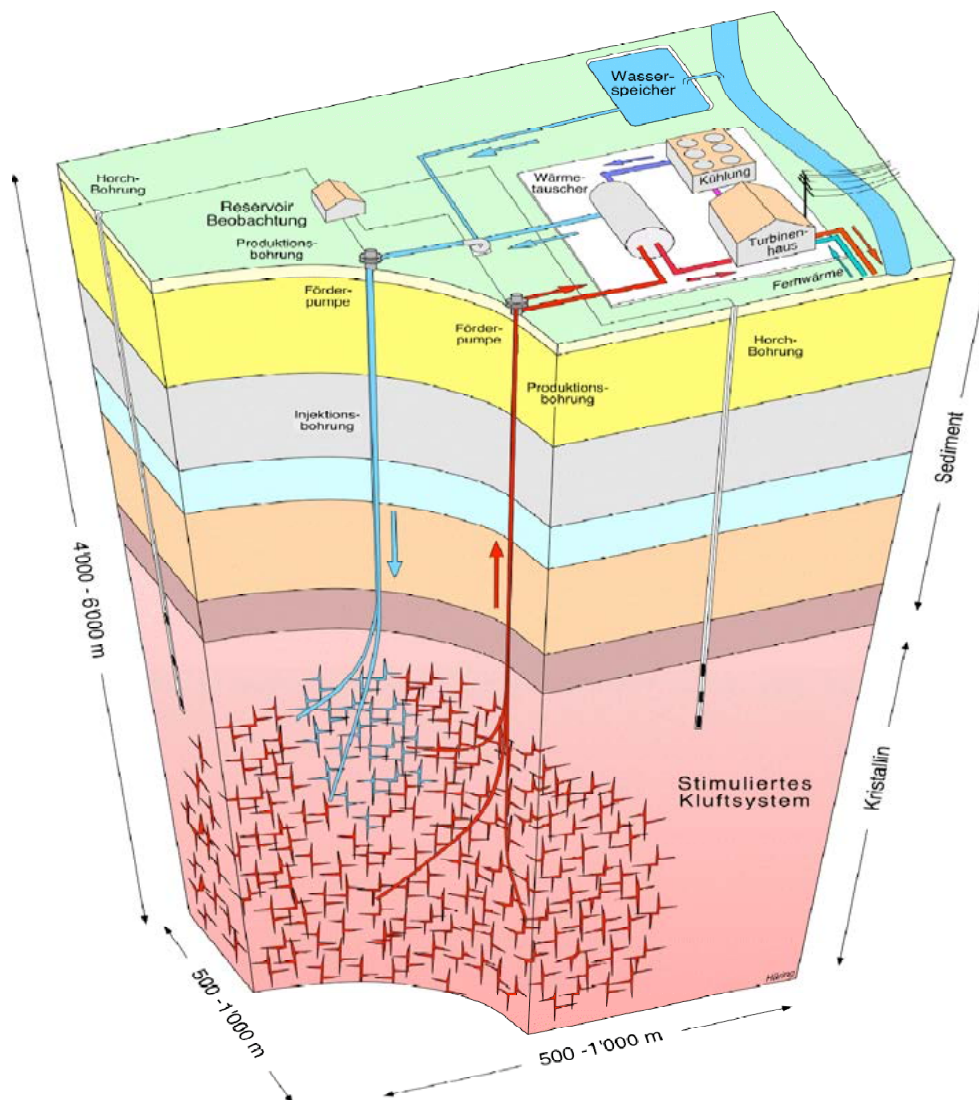


Abb. 7: Schematische Darstellung einer Hot-Dry-Rock (HDR)-Anlage (Geopower Basel AG, o.J.)

„Nach derzeitigem Kenntnisstand ist das kristalline Grundgebirge der oberen Erdkruste geklüftet. Die Klüfte sind z. T. geöffnet, mit hoch mineralisiertem Wasser gefüllt und miteinander durch ein Kluftnetz verbunden, so dass grundsätzlich eine Wasserzirkulation möglich ist. Das kristalline Grundgebirge verhält sich also wie ein Grundwasserleiter mit (sehr) geringen Durchlässigkeiten (Kapitel 5). Nach Abteufen einer Bohrung werden durch das Einpressen von Wasser das natürlich vorhandene Kluftsystem geweitet oder neue Klüfte (fracs) geschaffen. Die natürliche Permeabilität wird erhöht und zusätzliche und bessere Wasserwegsamkeiten werden

erzeugt; das Gebirge wird „stimuliert“ (Stimulation). Um die notwendigen Durchflussraten und Temperaturen dauerhaft zu erzielen, muss das Riss-System eine Mindestgröße für die Wärmeaustauschfläche aufweisen und dauerhaft geöffnet bleiben. Mit der zweiten Bohrung muss der stimulierte Bereich durchteuft werden. Durch diesen „Wärmetauscher“ oder „Durchlauferhitzer“ schickt man Oberflächenwasser über Injektions- und Förderbohrungen, um die Gebirgswärme aufzunehmen. Bei diesem System ist somit Wasser der Wärmeträger, das Gebirge die Wärmequelle.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Für ein HDR-Vorhaben ist zunächst die Temperatur und damit die Bohrtiefe entscheidend. Um einen wirtschaftlichen Betrieb zu ermöglichen, werden Temperaturen im Bereich von 150 bis 200 °C angestrebt. Standorte mit erhöhten Temperaturgradienten (In Hessen das Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens) sind dabei aus Kostengründen von besonderem Interesse. Als weiterer wichtiger Parameter sind die petrophysikalischen Eigenschaften des Gesteins und somit die Standfestigkeit des Gebirges zu nennen. Sehr stark gestörte Bereiche sollten im Gebiet der geplanten Stimulationsstrecken und Zirkulationsbereiche gemieden werden. Des Weiteren sollten die Wasserverluste ins nicht geothermisch genutzte Gebirge möglichst gering bzw. kontrollierbar sein und unter 10 % betragen.

Nach bisheriger Kenntnis (PK Tiefe Geothermie, 2007) kann beim HDR-Verfahren nur das vorhandene Kluftnetzwerk ausgenutzt werden, so dass Gebiete mit mittlerer bis hoher natürlicher Kluftdichte des Gebirges für die Erschließung vorzuziehen sind. Bereiche vollständiger Mylonitisierungen, d. h. ein Zerschneiden des Gesteins bis in kleinste Kornfraktionen, sind unerwünscht und sollten gemieden werden. Das natürlich vorhandene Kluftsystem sollte relativ gleichmäßig verteilt sein, um bei den Stimulationen unter dem vorgegebenen Stressfeld eine optimale Größe für die Wärmeaustauschflächen zu erhalten (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Rybach (2004) fordert beispielsweise eine Mindestgröße für die Wärmeaustauschfläche von mehr als 2 km². Da granitische Gesteinsverbände i. a. wesentlich rigider auf eine tektonische Beanspruchung reagieren als metamorphe Gebirge, sind sie häufig intensiver geklüftet und daher durchlässiger (Stober, 1995). Erfahrungen bei HDR-Projekten haben gezeigt, dass sich durch die Stimulation i. d. R. entsprechend dem vorherrschenden Stressfeld ein steil stehendes, ellipsoidförmiges Reservoir ausbildet. Die Reservoirgröße sollte nach Rybach (2004) mindestens 0,2 km³ betragen. Daraus ergibt sich ein untertägiger Abstand bei einem Zwei-Bohrloch-System von etwa 1000 m bei einer Länge des unverrohrten Bohrlochabschnittes (Open-Hole) von etwa 300 m.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Bei den Stimulationsmaßnahmen sollte eine ausreichend große Durchlässigkeit generiert werden. Zu hohe Durchlässigkeit (niedrige Impedanz) birgt die Gefahr hydraulischer Kurzschlüsse und somit unzureichender Wärmeübertragung. Um dieser Gefahr vorzubeugen und um eine extreme Stimulation singulärer Klüfte zu vermeiden, empfiehlt es sich, die dafür notwendigen Injektionsversuche, falls technisch machbar, abschnittsweise (mit Einsatz von Packern) durchzuführen. Nach derzeitigem Kenntnisstand liegt die Reichweite einer Stimulationsmaßnahme bei mehreren Hundert Metern.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Der Stimulationsbereich bzw. das Reservoir dürfte sich in Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung des natürlichen Stressfeldes ausbilden.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

2.2.3.1 Betriebserfahrungen

Erfahrungen zum Langzeitverhalten von im HDR-Verfahren künstlich geschaffenen Wärmetauschern liegen noch nicht vor. Durch die Aufnahme des Probetriebes im Sommer 2008 der weltweit ersten Stromproduktionsanlage, die nach dem HDR-Prinzip arbeitet, in Soultz-sous-Forêts (Elsass), ist jedoch eine Anlage vorhanden von deren Betriebserfahrungen zukünftige petrothermale Projekte maßgeblich profitieren können. Im Oberrheingraben bestehen zusätzlich auch durch das Vorhaben in Basel bereits Erfahrungen aus einem tektonisch beanspruchten Gebiet in Graniten. Die Befunde aus dem

Gneisgebirge von Bad Urach können noch nicht abschließend beurteilt werden, jedoch scheinen hier wie bei Stober (2011) dargestellt, die Durchlässigkeit und Stimulierbarkeit weniger vielversprechend zu sein.

„Über das Langzeitverhalten der Klüfte und der Gesteinsmatrix liegen ebenfalls keine praktischen Erfahrungen vor. Möglicherweise dichten sich die Klüftflächen gegenüber der Gesteinsmatrix während der langen Injektionszeiten ab. In der Gesteinsmatrix ist verstärkt mit Alterationsreaktionen (Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen) oder der Bildung von Sekundärmineralen (Tonminerale) zu rechnen, wodurch sich die Porosität der Gesteinsmatrix reduzieren kann. Es ist derzeit auch nicht abzuschätzen, welche Auswirkungen diese Vorgänge auf die Lebensdauer einer Geothermie-Anlage haben.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

2.2.4 Geschlossene Systeme: Tiefe Erdwärmesonde

Tiefe Erdwärmesonden sind vertikale geschlossene Wärmetauscher, die zur Nutzung der Geothermie in Bohrungen installiert werden können, in denen Temperaturen von mindestens 60 °C erreicht werden. Sie verwenden eine den flachen koaxialen Erdwärmesonden vergleichbare Technik, wobei in einer tiefen Erdwärmesonde ein Wärmeträgermedium in einem geschlossenen System bis zu Tiefen von ca. 3000 m zirkuliert wird (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Durch Wärmeleitung aus dem Gestein über die Verrohrung und das Hinterfüllmaterial der Sonde erfolgt die Wärmeübertragung auf das in der Sonde zirkulierende Fluid. Im Ringraum eines Doppelrohrsystems (Koaxialrohr) wird das kalte Fluid mengengeregelt nach unten geleitet. Bei seiner langsamen Bewegung (5–65 m/min) erwärmt es sich konvektiv und steigt aufgeheizt im isoliert ausgeführten Innenrohr nach oben. Vom Sondenaustritt gelangt das warme Fluid in die oberirdische Nutzungsanlage, wo es auf ca. 15 °C ausgekühlt und mit einer Sondenkreispumpe wieder in den Ringraum zurückgeführt wird. Als Fluid wird häufig Ammoniak eingesetzt. Durch den Wärmeentzug kühlt sich das Umgebungsgestein ab; es entsteht ein horizontaler Temperaturgradient, der das Nachfließen von Wärme aus der weiteren Umgebung zur Folge hat.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Je nach Wasserführung und Wärmeleitfähigkeit des Umgebungsgesteins ist über die Art des Hinterfüllmaterials zu entscheiden. So ist bei rein konduktivem Wärmetransport ein zementbasiertes thermisch verbessertes Hinterfüllmaterial ideal, während Sand- oder Kiesschüttungen bei eventuell vorhandenem konvektivem Wärmetransport besser geeignet sein können.

Tiefe Erdwärmesonden sind generell nicht auf gut durchlässige Grundwasserleiter angewiesen und können daher theoretisch nahezu überall installiert werden (PK Tiefe Geothermie, 2007). Werden jedoch Grundwasserleiter durchteuft, kann der dort mögliche konvektive Wärmetransport die Effektivität des Gesamtsystems erheblich verbessern. Gemäß dem PK Tiefe Geothermie (2007) bieten sich für das Verfahren wegen der hohen Investitionskosten bereits vorhandene Tiefbohrungen an, wenn sie einen ausreichenden Durchmesser aufweisen. Aufgrund des vergleichsweise geringen Energieertrages ist eine solche Nutzung bestehender Bohrungen jedoch nur sinnvoll wenn geologische oder rechtliche Gründe gegen die Installierung eines offenen geothermischen Systems sprechen. Darf z.B. kein Eingriff in Stoffgleichgewichte des Gebirges erfolgen, ist nur der Einsatz von tiefen Erdwärmesonden mit geschlossenem Kreislauf möglich. Da dort Lösungs- oder Fällungsreaktionen, wie sie bei hydrothermalen Systemen oder bei Hot-Dry-Rock-Systemen auftreten können, ausgeschlossen sind (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Die nutzbare Energiemenge einer tiefen Erdwärmesonde hängt in erster Linie von der Temperatur des Untergrundes ab, besonders geeignet sind daher positive Temperaturanomalien. Ein weiterer wichtiger Parameter sind die thermischen Eigenschaften des Untergrundes, insbesondere die Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und der Temperaturgradient. Die nutzbare Energiemenge hängt neben der Betriebsdauer zusätzlich von der Bauart der Sonde und der Steigleitung und somit auch von den thermischen Eigenschaften der Ausbaumaterialien der Sonde ab. Lange und großkalibrige Sonden besitzen eine größere Wärmeaustauschfläche (Kontakt Sonde – Gestein).“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Tiefe Erdwärmesonden können bislang nur zur Wärmegewinnung eingesetzt werden. Überlegungen über den Einsatz zur Gewinnung von Strom führten noch zu keinen konkreten Ergebnissen. Tiefe Erdwärmesonden finden ihren Platz im Rahmen von Projekten, in denen auf eine vom Standort unabhängige Wärmeversorgung mittleren Temperaturniveaus (bis ca. 60 °C Vorlauftemperatur) Wert gelegt wird.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

In den Folgenden Kapiteln 2.2.5 bis 2.2.8 sind weitere Begriffsdefinitionen sowie Parameter gemäß den Definitionen aus der Arbeitshilfe und dem Parameterpapier der Staatlichen Geologischen Dienste (PK Tiefe Geothermie, 2007, 2008) gegeben, die größtenteils für alle tiefen geothermischen Systeme von Relevanz sind und deren Berücksichtigung bei der Projektierung von Anlagen zur Nutzung der Tiefen Geothermie wichtig sind.

2.2.5 Fündigkeit

„Das Fündigkeitsrisiko bei geothermischen Bohrungen ist das Risiko, ein geothermisches Reservoir mit einer (oder mehreren) Bohrung(en) in nicht ausreichender Quantität oder Qualität zu erschließen.

Die Quantität wird dabei über die thermische Leistung, die mit Hilfe einer Bohrung erreicht werden kann, definiert. Diese Leistung P ist proportional zur Förderrate Q und der Temperatur T :

$$P = Q \cdot T$$

Unter Qualität versteht man im Wesentlichen die Zusammensetzung (chemische Beschaffenheit) des Wassers. Es könnten Bestandteile im Wasser auftreten (Gase, Schwermetalle, Salze, radioaktive Stoffe u. a.), die eine geothermische Nutzung ausschließen oder erschweren. Allerdings galten alle bisher bei geothermischen Bohrungen in Deutschland angetroffenen Wässer hinsichtlich ihrer Zusammensetzung für geothermische Nutzung, zwar mit unterschiedlichem technischen Aufwand, als beherrschbar.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Dies war auch mit ein Grund, die Hydrochemie der tiefen Wässer in Hessen im Rahmen des Projektes nicht weiter zu untersuchen. Dies sollte vor der tatsächlichen Durchführung eines Projektes, vor allem auch zur Planung der Betriebsparameter der Kraftwerksanlage, durch die Projektplaner durchgeführt werden.

„Eine Geothermiebohrung gilt als fündig,

- wenn die Thermalwasser-Schüttung mehr als eine Mindestförderrate Q bei einer max. Absenkung Δs erreicht und
- wenn eine Mindesttemperatur T erreicht wird.

Die Angaben zur Mindestförderrate und -temperatur ergeben sich in der Regel aus den Wirtschaftlichkeitsüberlegungen des Betreibers“ (PK Tiefe Geothermie, 2007) und können im Rahmen einer großmaßstäblichen Potenzialstudie nur bedingt scharf abgegrenzt werden.

„In Festgesteins-Grundwasserleitern beruht die Durchlässigkeit und damit die Ergiebigkeit des Grundwasserleiters, wie im Kapitel 3.2 und 4.4.2 ausführlicher beschrieben, auf dem Vorhandensein von offenen Klüften oder Kavernen sowie auf einer ausreichenden durchflusswirksamen Porosität, wie sie u. a. in Störungszonen angetroffen werden können. Grundwasserleiter können je nach Art ihres überwiegenden Hohlraumanteils in drei Grundtypen unterschieden werden: Porengrundwasserleiter, Kluftgrundwasserleiter und Karstgrundwasserleiter.

Wird die erwartete Durchlässigkeit bei der Erschließung eines konkreten Projektes zunächst nicht angetroffen, sind Ertüchtigungsmaßnahmen möglich. Zu diesen Maßnahmen gehören beispielsweise das Säuern bei karbonatischem Gestein oder das hydraulische Stimulieren (hydraulic fracturing) ggf. in Kombination mit einer Säuerung. In Anlehnung an Erfahrungen aus der Erdölindustrie können zur Steigerung der Ergiebigkeit auch Ablenkbohrungen im Nutzhorizont durchgeführt werden.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

2.2.6 Bohrungsabstand

Bei Nutzungen der Tiefen Geothermie mit offenen Systemen (hydrothermale und petrothermale Systeme) darf es zu keinem hydraulischen oder thermischen „Kurzschluss“ zwischen Förder- und Injektionsbohrung kommen. Hydraulische Verbindungen zu anderen Grundwasserstockwerken sind durch entsprechende Abdichtungen auszuschließen (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Der Abstand zwischen Injektions- und Förderbohrung muss so groß sein, dass innerhalb des vorgesehenen Bewirtschaftungszeitraums (in der Regel etwa 30 Jahre) keine nachteiligen Temperaturniedrigungen in der Förderbohrung infolge der Einleitung des abgekühlten Wassers in den Nutzhorizont über die Injektionsbohrung auftreten können. Bestimmte Mindestabstände zwischen den beiden Bohrungen im Grundwasserleiter müssen daher eingehalten werden. Allerdings darf der Abstand auch nicht zu groß sein, damit eine hydraulische Verbindung der beiden Bohrungen und somit eine dauerhafte Ergiebigkeit der Förderbohrung gewährleistet ist.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Mit Hilfe von numerischen Modellen kann versucht werden, den Abstand zwischen Förder- und Injektionsbohrung zu optimieren (PK Tiefe Geothermie, 2007). Diese Berechnungen sind auch für die Bemessung von Bewilligungsfeldern erforderlich (Schulz, 2004). Das im Rahmen des Projektes entwickelte geologische 3D Modell kann unter Zuhilfenahme der zur Verfügung gestellten geothermischen Daten und durch eigene Explorationsdaten der Erlaubnisfeldinhaber als Grundlage für numerische Modellierungen dienen. Werden vom Erlaubnisfeldinhaber keine eigenen Explorations durchgeführt, können aufgrund der beschränkt vorhandenen Daten und numerischer Modellannahmen die Untergrundverhältnisse jedoch nur sehr stark vereinfacht beschrieben werden.

2.2.7 Wirtschaftlichkeit

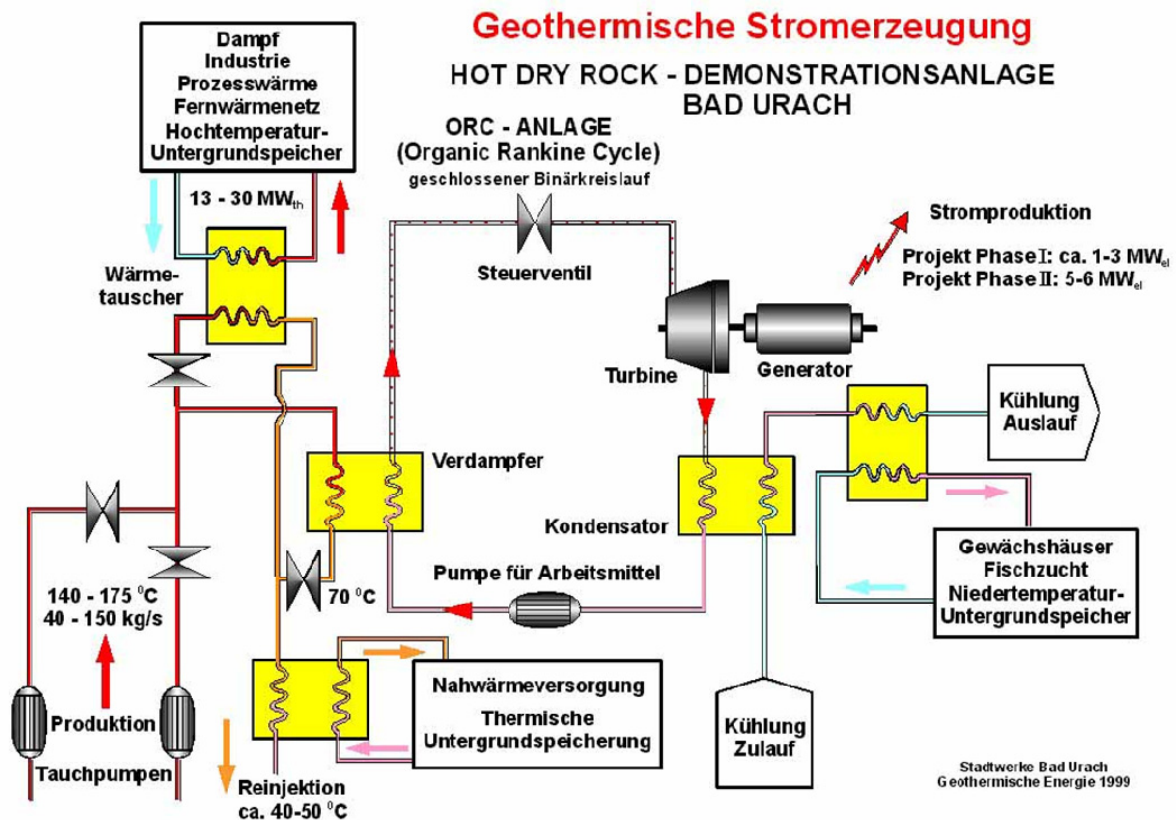


Abb. 8: Schema eines geothermischen Produktions- und Kraftwerkszyklus mit Nutzung des gefördert Fluids nach dem Kaskadenprinzip, verändert nach (Stadtwerke Bad Urach, 1999)

Aussagen über Effizienz, Dauerhaftigkeit und Wirtschaftlichkeit der Anlage sind entscheidend von den hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Nutzhorizontes sowie der Zusammensetzung des Wassers abhängig (PK Tiefe Geothermie, 2007). Diese Eigenschaften, die mit den Ergebnissen des Projektes umfangreich zur Verfügung gestellt werden, müssen vom Erlaubnisfeldinhaber vorab bestmöglich erkundet werden. Angaben zu den gewählten Untersuchungs- und Auswerteverfahren sind detailliert festzuhalten. Die Entscheidung über die Wirtschaftlichkeit geothermischer Anlagen trifft aber letztendlich der Betreiber/Investor aufgrund betriebswirtschaftlicher Überlegungen. Dabei hat die Abnehmerstruktur eine hohe Priorität (PK Tiefe Geothermie, 2007).

Standorte mit erhöhten Temperaturgradienten (Temperaturanomalien) können zu Kostenersparnissen infolge geringerer Bohrtiefen führen. Allerdings muss immer die zu erzielende Förderrate berücksichtigt werden. Wegen der durchschnittlichen Temperaturverhältnisse im Untergrund von Hessen kann die geothermische Energienutzung außerhalb des Oberrheingrabens vor allem den Wärmemarkt beliefern.

„Für den wirtschaftlichen Betrieb einer geothermischen Heizanlage ist es erstrebenswert, die Wärme möglichst ganzjährig zu nutzen (z. B. Nah- oder Fernwärmenetz, Trocknungsanlage, Bereitstellung von Kühlleistung). Dabei ist die Nutzung der Wärme hintereinander auf verschiedenen Temperaturniveaus (Kaskadenprinzip) aus ökonomischer und ökologischer Sicht anzustreben, beispielsweise in der Kombination Fernwärme (90–60 °C), Gewächshäuser (60–30 °C) und Fischzucht (unter 30 °C)“ (Abb. 8), (PK Tiefe Geothermie, 2007).

„Erst bei Temperaturen oberhalb von 100 °C ist mit entsprechender Technologie die Erzeugung von Strom möglich; von wirtschaftlicher Bedeutung sind jedoch erst Temperaturen über 120 °C. Je höher das erzielte Temperaturniveau ist, umso besser ist der Wirkungsgrad bei der Stromerzeugung. Auch bei dieser Technik ist die (Rest-)Wärme (meist um 90 °C) aus ökologischer und ökonomischer Sicht zu vermarkten. Analoge Überlegungen gelten für die Nutzung bei petrothermalen Systemen.“, (PK Tiefe Geothermie, 2007).

2.2.8 Projektierung tiefegeothermischer Anlagen

2.2.8.1 Vorerkundung

Im Zuge von Erkundungsmaßnahmen ist zunächst existierende Prospektions-Seismik der Erdöl-/Erdgasindustrie zu sichten, eventuell zu reprozessieren und geologisch zu interpretieren. Das Ziel sollte in einer genauen Aufnahme der geologischen Strukturen und von Störungen liegen. Auf der Basis dieser Ergebnisse kann dann über die Notwendigkeit weiterer seismischer Untersuchungen entschieden werden. Die Erkundung des Verlaufs von Störungen, die in Sedimentgesteinen meist gut möglich ist, gestaltet sich im kristallinen Grundgebirge ist generell wesentlich schwieriger. Die Interpretation seismischer Profile wird jedoch durch die Möglichkeit einer Extrapolation des Verlaufs von Störungen durch die Sedimente ins kristalline Grundgebirge hinein erleichtert (PK Tiefe Geothermie (2007).

Im Rahmen der Vorerkundung wird empfohlen, eine Erkundungsbohrung in die Reservoirformation (bzw. in das ggf. zu stimulierende Gestein) und idealerweise bis in die unterlagernde Gesteinseinheit abzuteufen. Diese Bohrung könnte später u. a. zur Aufzeichnung seismischer Signale bei eventuell nötigen Stimulationsversuchen in den Geothermie-Tiefbohrungen verwendet werden. In der Erkundungsbohrung sollten für die Reservoirformation hydraulische Versuche vorgesehen werden, um sowohl Aussagen zur Durchlässigkeit und zum Speichermögen des Untergrundes vor der Stimulation als auch zu den hydrochemischen Eigenschaften der Wässer inklusive deren Gasgehalte zu erhalten (PK Tiefe Geothermie, 2007). Dadurch kann auch rechtzeitig die Problematik der Ausfällungen behandelt werden. Wegen der hohen Kosten wird in der Regel die erste Bohrung als spätere Produkti-

onsbohrung abgeteuft, in der dann die Stimulationsmaßnahmen durchgeführt werden. Grundsätzlich sind die Bohrungen und Stimulationsarbeiten mindestens durch die im DVGW Regelwerk W 110 beschriebenen, besser aber durch ein umfangreicheres geophysikalisches Bohrlochmessprogramm zu begleiten.

Unter Umständen kann es durch ggf. notwendige Stimulationsverfahren in Gebieten mit natürlicher Seismizität zur Beeinflussung dieser kommen. Es besteht die Möglichkeit, dass die entstehenden Erschütterungen die Wahrnehmbarkeitsschwelle an der Erdoberfläche überschreiten (PK Tiefe Geothermie, 2007). Das Auftreten von durch hydraulische Stimulation induzierter Seismizität hängt von der Beschaffenheit des geologischen Untergrundes (Kristalline Gesteine oder Sedimente), den tektonischen Spannungen, Injektionsdrücken bzw. Fließraten und nach bisheriger Kenntnis auch von der Größe des stimulierten Riss- Systems ab (Bussmann & Rüter, 2011a und 2011b). Das Auftreten von induzierter Seismizität wird aber bis zu einem gewissen Grad als beurteilbar, prognosefähig und zum Teil als beeinflussbar angesehen. Hierzu sind laufende Messungen, die Kontrolle des Injektionsdrucks sowie ein seismologisches Monitoring in der näheren und weiteren Umgebung der Anlage vorzusehen. In den Regionen, in denen mit erhöhter Seismizität nach DIN 4149 zu rechnen ist, sollte außerdem der örtlich zuständige Erdbebendienst zur Beurteilung mit einbezogen werden (PK Tiefe Geothermie, 2007).

2.2.8.2 Wichtige Parameter für die Nutzung der Tiefen Geothermie

Als Teil, bzw. Ergebnis der Vorerkundungen sollte eine gute Kenntnis über die folgenden Parameter, deren Aufzählung und Beschreibung im wesentlichen aus den Arbeitshilfen der Staatlichen Geologischen Dienste zur Nutzung der Tiefen Geothermie (PK Tiefe Geothermie, 2007, 2008) entnommen sind, gewonnen werden:

Geologie und Struktur der Reservoirformationen (Verbreitung und Tiefenlage)

Zur Bewertung von Standorten für die geothermische Energiegewinnung werden die Verbreitung und Tiefenlage der potenziellen Reservoirformationen benötigt. Zudem ist man auf allgemeine großräumige geologische Kenntnisse zum jeweiligen Typ des Reservoirgesteins im tiefen Untergrund angewiesen. Petrografische und gesteinsphysikalische Parameter können dabei aus Analogieschlüssen zur oberflächennahen Vorkommen dieser Gesteinstypen dem Reservoirgestein im Untergrund zugewiesen werden. Zur Kartierung der Tiefenlage ist man auf Daten aus Tiefbohrungen und seismischen Profilen angewiesen, wobei im Gegensatz zur sedimentären Einheiten die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges als Reflexionshorizont oft schwer erkennbar ist und meist nur durch das Aussetzen der überlagernden Reflektoren identifiziert werden kann. Die Belegpunktdichte für die einzelnen Reservoirformationen, im speziellen für das Grundgebirge durch abgeteuft Bohrungen ist vergleichsweise gering und ist durch eine heterogene Verteilung gekennzeichnet (siehe Kapitel 4.3 und Anhang E).

Gesteinsart

Wie bereits bei der Beschreibung der einzelnen Systeme erläutert, sind für die Bohrtechnik und eine eventuell nötige spätere Stimulation Auskünfte über die Petrografie und die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins wichtig. Magmatische Gesteinsverbände reagieren i. a. wesentlich rigider auf eine tektonische Beanspruchung als metamorphe Gesteine oder Sedimentgesteine (PK Tiefe Geothermie, 2008). Aussagen zur Standfestigkeit des Gebirges sowie über Verlauf und Art von Störungen sind ebenfalls bedeutsam, da die geplanten Filter- oder Stimulationsstrecken der Injektions-

bohrungen und die Zirkulationsbereiche bei hydrothermalen und petrothermalen Systemen in einem ausreichenden Abstand zu Verwerfungen platziert werden sollten oder bei störungsbezogenen Systemen Störungen direkt angefahren werden müssen.

Temperatur, Temperaturprognose

Ein maßgeblicher Parameter ist die Temperatur. In großen Tiefen liegen wenige Temperaturdaten vor, so dass man auf eine Extrapolation gemessener Temperaturen aus flacheren Bereichen angewiesen ist. Unter der Annahme eines relativ dichten Gesteins (d. h. Ausschluss maßgeblicher Grundwasserbewegungen) kann aus dem konstanten, vertikalen Wärmestrom eine Temperaturextrapolation in die Tiefe vorgenommen werden, bei der nur die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins berücksichtigt wird. Dies gestaltet sich in Hessen besonders für den stark tektonisch gegliederten Bereich des Oberrheingrabens als schwierig. Für größere Tiefen muss zusätzlich, sofern bekannt, die Wärmeproduktionsrate des Gesteins berücksichtigt werden (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Thermophysikalische Gesteinseigenschaften (Wärmeleitfähigkeit, Dichte, spezifische Wärmekapazität, Wärmeproduktionsrate)

Insbesondere zur Abschätzung des Zeitraums bis zum thermischen Kurzschluss und der damit verbundenen Wahl des Abstandes zwischen den Injektions- und Förderbohrungen, zur Ermittlung der thermischen Reichweite und zur Prognose der Lebensdauer der Anlage und Alterung des Systems ist die Kenntnis dieser Daten als Grundlage thermischer Modellierungen wichtig.

Hydraulische Eigenschaften (Permeabilität, Porosität), Trennflächensystem

Entscheidend für den Erfolg einer Geothermieanlage sind die hydraulischen Eigenschaften des natürlich vorhandenen Kluftsystems sowie diejenigen der späteren künstlich stimulierten Rissysteme. Gemäß PK Tiefe Geothermie (2008) haben Injektionsmenge und -rate, Injektionsdruck bzw. Druckgradient sowie die hydrochemischen Eigenschaften des Injektionsfluids einen wesentlichen Einfluss auf den Erfolg der Stimulationsmaßnahme.

„Um die für die Energiegewinnung notwendigen Durchflussraten und Temperaturen im Kluftsystem (Trennflächensystem) zu erzielen, muss dieses eine gewisse Mindestgröße aufweisen, d. h. es müssen ausreichend große Durchlässigkeiten durch die Stimulationsmaßnahmen geschaffen werden. Mit zunehmender Durchlässigkeit erniedrigt sich der Fließwiderstand; andererseits birgt eine zu niedrige Impedanz bzw. eine zu hohe Durchlässigkeit die Gefahr hydraulischer Kurzschlüsse und somit unzureichender Wärmeübertragung.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Formationsdruck

„Für das Abteufen der Bohrung und die eventuell später vorgesehenen hydraulischen Maßnahmen im Nutzbereich ist die Kenntnis hydrostatischer und lithostatischer Drücke im Untergrund von wesentlicher Bedeutung. Die lithostatischen Drücke können mit Hilfe der Gesteinsdichte vergleichsweise einfach berechnet werden, während der Anteil der tektonischen Horizontalspannungen durch in situ Messungen zu bestimmen ist.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Tektonische Spannungen

„Die in-situ Spannung im Gestein (erkennbar durch Bohrloch-Elongationen, Bohrlochrandausbrüche, bestimmend für die Reaktion auf Hydraulic Fracturing) und der natürlich vorhandene Porendruck (initial formation pore pressure) sollten vor dem Beginn der fortlaufenden Frac-Stimulationen gemessen werden, da dies sowohl für die Beurteilung der erfolgten Stimulation als auch für die Beurteilung der Seismizität bedeutsam ist.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Übertägiger Raumbedarf, Größe des Wärmetauschers

„Die Landepunkte der Bohrungen müssen sich am natürlichen Stressfeld sowie der Ausrichtung des Trennflächengefüges orientieren, da sich der Stimulationsbereich des Reservoirs in die Richtung des Stressfeldes ausbilden dürfte. Sollten für das Geothermieprojekt ausschließlich Vertikalbohrungen verwendet werden, so ist dies für den oberirdischen Abstand der einzelnen Bohrungen von mehreren 100 m voneinander zu berücksichtigen. Probleme, welche durch eine Expansion der Verrohrung bei Geothermiebohrungen entstehen, sind bei Vertikalbohrungen einfacher zu handhaben.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Eigenschaft des Formations-Fluids

In den für die Erschließung ausgewählten tiefen sedimentären Grundwasserleitern und dem kristallinen Grundgebirge ist das natürlich vorkommende Wasser meist hochsalinar und weist Gesamtlösungsinhalte von einigen 10er bis 100er g/l auf, wobei die Hauptinhaltsstoffe Natrium, Calcium und Chlorid sind (Stober, 1986; Stober, 1995; Bucher & Stober, 2000). Weiterhin ist mit erhöhten Gasgehalten im Thermalwasser zu rechnen (Bucher & Stober, 2000). Hierbei ist bei kristallinen Gesteinen natürliches CO₂ dominant, aber auch Gemische mit Stickstoff, Methan, Schwefelwasserstoff und anderen Gasen werden beobachtet (PK Tiefe Geothermie, 2008), während in sedimentären Einheiten auch Erdgas in Phase vorkommen kann. Um den Fällungs- und Lösungsprozessen sowie der Aggressivität des zutage gefördertem hoch salinaren, gasreichen Fluids entgegen wirken zu können, müssen die hydrochemischen Eigenschaften des Formations-Fluids für den Bau der übertägigen Anlage bekannt sein (PK Tiefe Geothermie, 2008; Stober et al. 2009)

Seismologische Messungen

Der Personenkreis Tiefe Geothermie (2008) empfiehlt, bereits im Vorfeld die kontinuierliche Messung aller seismischen Aktivitäten im Umkreis von ca. 10 km um die geplante Geothermie-Anlage mit einer Empfindlichkeit, die eine vollständige Erfassung aller seismischen Ereignisse ab Magnitude 1,0 (Richterskala) garantiert, zu beginnen. Weiterhin sollen dabei die Messungen die Beschleunigung an der Erdoberfläche mit einbeziehen und sind nach den Empfehlungen des PK Tiefe Geothermie (2008) während des Abteufens, der Stimulation und dem Betrieb – zumindest in der Anfangsphase – fortzuführen. Hier sei insbesondere zu Beginn der hydraulischen Injektionen und während der Frac-Stimulationen eher mit induzierten Beben zu rechnen als im späteren stationären Produktionsbetrieb. Daher sollten vorab bereits Größe und Richtung der Hauptspannungen durch seismologische Herdflächenlösungen bestimmt werden (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Tabellarische Darstellungen der grundsätzlichen Schritte zur Vorgehensweise bei der Projektierung einer hydrothermalen oder petrothermalen Anlage finden sich in der Arbeitshilfe und dem Parameterpapier des PK Tiefe Geothermie (2007, 2008), bei Stober et al. (2009) und Schulz et al. (2009) sowie speziell für Hessen in der Broschüre "Nutzung tiefer Geothermie in Hessen" des HMUELV (Fritsche & Kracht, 2010).

Für die Potenzialbestimmung im Rahmen des hier vorgestellten Projektes wurden die Verbreitung und Tiefenlage, die vorkommenden Gesteinsarten, die Untergrundtemperatur sowie die thermophysikalischen und hydraulischen Eigenschaften untersucht und berücksichtigt. Von den anderen oben genannten Parametern wurde aufgrund der grobskaligen Betrachtung nur eine Auswahl untersucht. Diese sind bei der konkreten Projektierung geothermischer Anlagen vom Erlaubnisfeldinhaber im Detail zu untersuchen.

2.3 Geologische Kennwerte für tiefengeothermische Nutzungen

Zur Beurteilung des natürlichen geothermischen Potenzials und zur Festlegung geeigneter Standorte für die Nutzung tiefer geothermischer Energie sind die vorhergehend und im Detail durch den PK Tiefe Geothermie (2008) beschriebenen Kenntnisse über die Eigenschaften des potenziellen Reservoirgesteins zwingend erforderlich. Dabei stehen neben hydraulischen insbesondere thermo-physikalische Gesteinseigenschaften im Vordergrund. Sind ausreichend Daten in geeigneter Qualität vorhanden, dienen diese als Planungs- und Bewertungsgrundlage, denn nur bei geeigneten geologischen, hydrogeologischen und thermischen Verhältnissen des Untergrundes kann ein identifiziertes Potenzial wirtschaftlich genutzt werden.

Aussagen über die Effizienz und Lebensdauer eines Projektes sind dabei entscheidend von den thermischen Eigenschaften der Nutzhorizonte abhängig, wobei vorhandene Temperaturdaten und die Wärmeleitung des Reservoirs im Vordergrund stehen. Daher sind Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, Matrix- und Gebirgspermeabilität die wichtigsten Parameter. Bei Kenntnis dieser Daten wird es möglich, konduktive und konvektive Prozesse zu differenzieren, die zu einer bestehenden Temperaturverteilung im Untergrund geführt haben. Weiterhin können die Grundlagen einer solchen Abschätzung auch entscheidend zur Klärung der Frage der Regeneration des Reservoirs während und nach dem Abschluss einer tiefengeothermischen Nutzung beitragen. Von Bedeutung ist auch die Frage, ob sich anhand der vorhandenen Daten generelle Aussagen über die Eignung eines potenziellen Reservoirgesteins treffen lassen und auf andere Standorte und Projekte übertragbar sind.

Eine zusammenfassende und übersichtliche Darstellung der verschiedenen für tiefengeothermische Nutzungen wichtigen Kennwerte wurde vom Personenkreis Tiefe Geothermie der staatlichen geologischen Dienste erarbeitet (PK Tiefe Geothermie, 2008), findet sich auch bei Stober et al. (2009) und Schulz et al. (2009) und soll daher hier nur als Übersicht und nicht im Detail wiedergegeben werden

2.3.1 Thermo- und gesteinsphysikalische Kennwerte

Zu den wichtigsten thermischen Eigenschaften zählen gemäß PK Tiefe Geothermie (2008) die Wärmeleitfähigkeit λ [W/(m·K)], die spezifische Wärmekapazität c [J/(kg·K)] und die Temperaturleitfähigkeit κ [10^{-6} m²/s]. Die Wärmeleitfähigkeit beschreibt das Vermögen eines Stoffes, thermische Energie in Form von Wärme zu transportieren. Die Wärmekapazität kennzeichnet sein Vermögen, Wärme zu speichern. Die Temperaturleitfähigkeit ist wichtig für die Charakterisierung transienter, d. h. zeitlich veränderlicher Prozesse.

Eine weitere wichtige Größe ist die Wärmestromdichte q [W/m²], der Wärmestrom pro Fläche (PK Tiefe Geothermie, 2008). Die Wärmestromdichte liegt in Hessen im Mittel zwischen 55 und 65 mW/m² und erreicht die höchsten Werte im Oberrheingraben mit mehr als 90 mW/m². Im Wärmestrom ist der Faktor Zeit integrativ enthalten.

„Die Wärmestromdichte entspricht dem Produkt aus der Wärmeleitfähigkeit λ und dem Temperaturgradienten $\text{grad } T$ [K/m] und ist durch die Fouriergleichung definiert, welche die konduktive Wärmeleitung beschreibt:

$$q = \lambda \cdot \text{grad}T$$

Die Wärmeleitfähigkeit λ schwankt im Festgestein zwischen 1,5 und 6,5 W/(m·K), während die Wärmeleitfähigkeit von Wasser nur 0,598 W/(m·K) (bei 20 °C) beträgt. Hochdurchlässige Grundwasserleiter mit hoher Porosität besitzen daher eine niedrigere Wärmeleitfähigkeit als Grundwasserleiter mit geringerer Durchlässigkeit und Porosität. Die spezifische Wärmekapazität c_p liegt für Festgesteine zwischen 0,7 und 0,9 kJ/(kg·K); die Bandbreite ist somit vergleichsweise gering. Die spezifische Wärmekapazität von Wasser ist mit 4,187 kJ/(kg·K) (bei

20 °C) wesentlich größer. Das bedeutet, dass Wasser Wärme zwar schlechter leiten kann als Gestein, dafür diese aber wesentlich besser speichert.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

2.3.2 Hydraulische Kennwerte

Als hydraulische Kennwerte wurden im Rahmen des Projektes Matrixpermeabilitäten und Porositäten an Gesteinsproben im Labor bestimmt sowie Gebirgspermeabilitäten durch die Auswertung hydraulischer Testdaten (Pumpversuche etc.) ermittelt. Dabei ermöglichen, wie im Folgenden erläutert, die Gebirgspermeabilitäten die Abschätzung der Ergiebigkeit eines Grundwasserleiters und somit der zu erwartenden Förderraten, während anhand der Matrixpermeabilitäten und Porositäten Aussagen über das Volumen des im Gestein gespeicherten Fluids und über den konvektiven Wärmetransport in der Gesteinsmatrix getroffen werden können.

Bei der weiteren differenzierten Betrachtung der ermittelten hydraulischen Kennwerte muss beachtet werden, dass es sich bei den in Kernuntersuchungen ermittelten Matrixpermeabilitäten nur um die Durchlässigkeit der Matrix des Gesteins handelt. Diese schließen aus versuchstechnischen Gründen in der Regel keine sekundären Porositäten, wie Klüftung oder Verkarstungserscheinungen mit ein, da aus stark geklüfteten oder verkarsteten Gebirgsabschnitten meist keine Proben entnommen werden können. Weiterhin liefern diese Untersuchungen aufgrund der Probengröße nur punktuelle Messungen, die nur eine Übertragung der Kennwerte für die Matrix der beprobten Gesteinsart zulässt. Eine Übertragung auf den gesamten gegebenenfalls heterogenen oder anisotropen Grundwasserleiter und eine Abschätzung der Gesamtdurchlässigkeit eines Grundwasserleiters allein anhand der Matrixpermeabilitäten ist daher nicht möglich.

„In der geothermischen Anwendung ist primär die Ergiebigkeit einer Bohrung von Interesse. Als Kennwert hierfür wird häufig die gegenüber Transmissivität oder Transmissibilität vereinfachte Größe des Produktivitätsindex $PI [m^3/(s \cdot MPa)]$ gewählt. Er beschreibt die Förderrate $Q [m^3/s]$ in Abhängigkeit von der Druckabsenkung $\Delta p [Pa]$ und kann streng genommen nur bei stationären Verhältnissen bestimmt werden (vgl. Stober et al. 2009). In jedem Fall sind sehr lang dauernde Fördertests notwendig. Im Unterschied zur Transmissivität enthält der Produktivitätsindex auch die brunnenspezifischen Eigenschaften (Filtereintrittswiderstand, Skin-Effekt etc.); er ist somit keine reine Eigenschaft des Gebirges.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

„Je nachdem, welche Untersuchungsmethoden gewählt werden, liegen unterschiedliche Durchlässigkeitsparameter (K , k_f , T , T^* , PI), Speicherparameter (n , n_f , S , S_s, \dots) oder Transporteigenschaften des Untergrundes vor bzw. können aus den entsprechenden Untersuchungen ermittelt werden. Nicht jeder Test liefert dieselben Parameter in derselben Genauigkeit. Für eine Validierung sollten daher streng genommen die Testergebnisse zusammen mit den jeweiligen Testbedingungen und den verwendeten Auswerteverfahren berücksichtigt werden.“, (PK Tiefe Geothermie, 2008).

Für Abschätzungen der tatsächlich zu erwartenden Gebirgsdurchlässigkeiten und Angaben über die Ergiebigkeit einzelner Grundwasserleiter sollten daher möglichst nur durch statistische Auswertung vorhandener hydraulischer Testdaten ermittelte Gebirgspermeabilitäten herangezogen werden. Nur anhand dieser ist eine Aussage mit der für eine tiefengeothermische Erschließung erforderlichen Zuverlässigkeit zu erreichen. Allerdings sind in Hessen hydraulische Testdaten aus großen Tiefen nur sehr spärlich vorhanden. Die so ermittelten Gebirgspermeabilitäten, die je nach Filterlänge der bei der Auswertung berücksichtigten Bohrungen, sowohl die mesoskalige sekundäre Porosität aus Kleinklüften, Schichtflächen und Lösungserscheinungen, als auch die makroskalige sekundäre Porosität aus Störungszonen und Karstsystemen berücksichtigen, liegen in der Regel mehrere Größenordnungen über den im Labor ermittelten Matrixpermeabilitäten (siehe Kapitel 3.2 und 4.3). Untersuchungen von Stober & Jodocy (2009) machen deutlich, dass auch Angaben aus Produktivitätsindizes, wie

sie oftmals für Tiefbohrungen vorliegen, zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Ergiebigkeit führen. Auch Daten zur Matrixpermeabilität aus Laborversuchen an Gesteinskernen oder aus geophysikalischen Bohrlochvermessungen sind nach Stober & Jodocy (2009) zur Abschätzung der Ergiebigkeit wenig aussagekräftig.

Aufgrund großskaliger Heterogenitäten, wie sie Störungszonen oder Karstphänomene in Festgesteinsgrundwasserleitern darstellen, können jedoch auch die aus der Auswertung hydraulischer Testdaten ermittelten Gebirgspermeabilitäten Schwankungen im Bereich einer oder mehrerer Größenordnungen aufweisen. Es ist davon auszugehen, dass Bohrungen, die hydraulisch aktive Störungszonen oder großskalige Verkarstungserscheinungen anfahren, grundsätzlich höhere Ergiebigkeiten aufweisen. Genaue Lage, Verlauf und Versatzbeträge (Sprunghöhen) von Störungszonen sind im Rahmen der Exploration durch zwei- oder dreidimensionale seismische Untersuchungen zu erkunden. Um gesicherte Aussagen über die hydraulische Wirksamkeit der detektierten Störungszonen treffen zu können, ist die Einbeziehung der regionalen tektonischen Verhältnisse und des Spannungsfeldes unerlässlich. Die Ausbildung charakteristischer Strukturen und der Verlauf von Schichtgrenzen können Hinweise auf Dehnungs- oder Kompaktionsprozesse und damit auf die hydraulische Wirksamkeit geben (Stober & Jodocy, 2009).

Ebenfalls positiv auf die Ergiebigkeit kann sich die Ausführung möglicher Erschließungsbohrungen als Schrägbohrungen auswirken, da dadurch die Wahrscheinlichkeit für das Antreffen einer größeren Anzahl offener Klüfte gegenüber einer klassischen, vertikal ausgeführten Bohrung erheblich erhöht wird. Dies trifft insbesondere auf Kluftgrundwasserleiter wie den Buntsandstein und das Rotliegend zu, für die weitständige Kluftnetze zu erwarten sind. Aus diesem Grund kann bei der Prognose der Ergiebigkeit eine überproportionale Steigerung der maximalen Förderrate erwartet werden, je länger die schräg ausgeführte Filterstrecke ist. Eine zusätzliche Erhöhung der Ergiebigkeit ergibt sich dadurch, dass bei Schrägbohrungen die einzelnen Nutzhorizonte sowieso auf einer längeren Strecke durchfahren werden. Die maximale Förderrate von Schrägbohrungen dürfte daher in der Summe um mehrere Liter pro Sekunde über der einer Vertikalbohrung liegen. Entsprechende Überlegungen gelten auch für weiterreichende Verbesserungen der Ergiebigkeit beim Abteufen von (sub-)horizontal im Aquifer verlaufenden Sidetracks (Stober & Jodocy, 2009).

2.3.3 Geologische Faktoren zur tiefergeothermischen Nutzung

Für die Potenzialermittlung mit Hilfe des geothermischen Modells ist die Berücksichtigung der größeren Störungssysteme Hessens und die Geometrie und Verbreitung der potenziellen Reservoirhorizonte und Deckschichten notwendig. Insbesondere das Störungssystem und die Orientierung einzelner Störungen im natürlichen Spannungsfeld sind für die Ableitung von Gebirgspermeabilitäten aus den gemessenen Gesteinspermeabilitäten von großer Bedeutung. Anhand dieser Informationen ist eine direkte Berücksichtigung der im Modell enthaltenen Störungen möglich und Zonen erhöhter Durchlässigkeiten in der Umgebung dieser Störungsflächen, deren laterale Ausdehnung von der umgebenden Gesteinsart und deren Bruchverhalten abhängig ist, können generiert werden.

3 Kennwertermittlung

Alle im Rahmen des Projektes durchgeführten Laboruntersuchungen wurden an Bohrkernen oder quaderförmigen Gesteinsproben durchgeführt, die über Bohrkernbeprobungen an repräsentativen Aufschlüssen (Steinbrüche, Böschungsanschnitte etc.) mit Personal und Ausrüstung des IAG gewonnen wurden oder in den Bohrkernlagern des HLUG archiviert sind (siehe studentische Abschlussarbeiten, Anhang A6).

Die Probenaufbereitung für die Messungen erfolgte mit der am IAG zur Verfügung stehenden Gesteinssäge oder dem Bohrgerät sowie im Boden- und Felsmechanischen Labor des IAG. Da beide Geräte mit Wasser gekühlt werden, müssen die Proben im Trockenofen für mindestens 48 Stunden je nach Petrografie bei 65 °C bzw. 105 °C getrocknet werden. Die Abkühlung der Proben erfolgt im Exsikkator. Die zu ermittelten Kennwerte werden durch Messungen an trockenen Bohrkernen unter Laborbedingungen (ca. 20 °C, ca. 1000 mbar Luftdruck) gewonnen.

Nach Abkühlung der Proben wurden entlang der Längsachsen zwei bis vier Messstreifen aufgetragen, an denen alle streifen- und punktförmigen Messungen ausgeführt wurden. Dies ermöglicht die direkte Korrelation der verschiedenen Gesteinseigenschaften (Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, Permeabilität) miteinander sowie je nach Orientierung der Gesteinsprobe die Identifikation richtungsabhängiger Anisotropien oder Inhomogenitäten. Für die Messungen am Minipermeameter wurden im Abstand von 2 bis 5 cm jeweils Messpunkte an den Streifen markiert (Abb. 9). Nach Abschluss der Messungen am Minipermeameter wurden zur Bestimmung der thermophysikalischen Gesteinskennwerte mit dem Thermoscanner über diese Messstreifen eine mindestens 15 mm breite und 30 µm dicke schwarze Lackschicht aufgetragen. Die Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit erfolgt dann entlang der schwarzen Lackstreifen (Abb. 9). Da die Messung der Wärmeleitfähigkeit auf den gleichen Messstreifen wie die vorher durchgeführten Permeabilitätsmessungen erfolgt, können die Werte direkt miteinander korreliert werden.

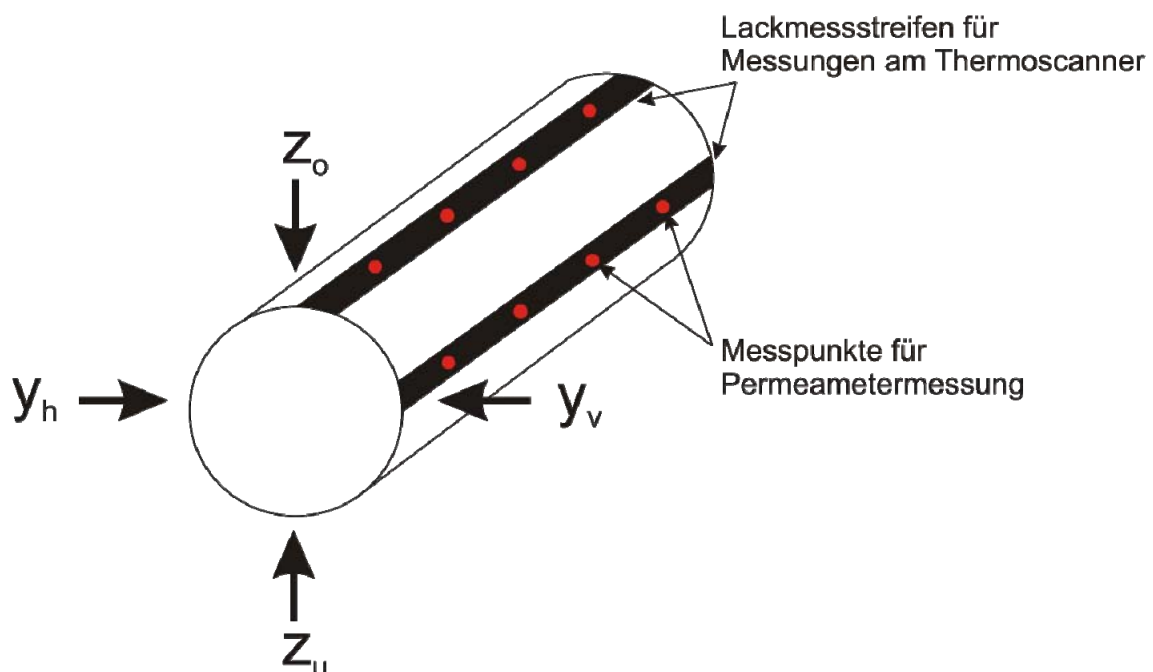


Abb. 9: Messkonfiguration zur Ermittlung der geothermisch relevanten Gesteinskennwerte. Punkte für die Messungen mit dem Minipermeameter (rot) und Lackstreifen für Messungen am Thermoscanner (schwarz).

3.1 Bestimmung der geothermischen Kennwerte im Labor

Zur Messung der Permeabilität steht ein Gasdruck-Permeameter zur Verfügung, mit dem punktuell beliebig viele Messwerte bestimmt und dabei direkt der faziellen und lithostratigrafischen Ansprache zugeordnet werden können (Hornung & Aigner, 2002, Sass & Götz, 2008).

Zur Messung der Wärmeleitfähigkeit steht der Thermal Conductivity Scanner zur Verfügung, mit dem linienhaft die Wärmeleitfähigkeiten punktuell bestimmt und somit direkt den punktuellen Permeabilitätswerten zugeordnet werden können (Sass et al., 2008). Die Temperaturleitfähigkeit kann ebenfalls mit dem Thermoscanner ermittelt werden.

Für die Bestimmung der Porosität und Dichten steht das Helium-Pyknometer AccuPyc 1330 zur Bestimmung der Korndichte und das Rohdichtemessgerät GeoPyc 1360 zur Bestimmung der Rohdichte und des Porenvolumens zur Verfügung.

Alle Messverfahren werden bereits seit mehreren Jahren am IAG genutzt, kamen im Rahmen zahlreicher weiterer, am Fachgebiet Ingenieurgeologie und Geothermisches Labor (seit 2009 Fachgebiet Angewandte Geothermie) des Instituts für Angewandte Geowissenschaften durchgeführten Arbeiten zum Einsatz (Mack, 2007; Sass, 2007; Sass & Buß, 2008; Sass & Götz, 2008, u.v.m.; Anhang A5) und sind Standard im Bereich der Geothermie und Reservoirgeologie (vgl. Popov et al., 1999; Hornung & Aigner, 2002; PK Tiefe Geothermie, 2008 u. a.).

3.1.1 Wärmeleitfähigkeit λ

Für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit steht am IAG der von Lippman & Rauen entwickelte Thermoscanner (Thermal Conductivity Scanner) zur Verfügung. Dabei handelt es sich um eine kontaktlose Messung der Wärmeleitfähigkeit mit Hilfe der Optical Scanning Methode nach Popov et al. (1999). Da es möglich ist, viele Proben in kurzer Zeit zu messen, ohne diese zu zerstören, ist die Arbeitsgeschwindigkeit sehr hoch. Außerdem ermöglicht dieses Verfahren eine Abschätzung der Anisotropien und Inhomogenitäten der einzelnen Proben (Popov et al., 1999).

3.1.1.1 Definition Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit λ ist eine physikalische Größe, die den konduktiven Wärmestrom in Richtung eines Gradienten durch eine bestimmte Fläche mit dem Querschnitt A angibt. Sie ist temperatur-, druck- und materialabhängig (Buntebarth, 1989). Für den stationären Zustand ergibt sich die Wärmeleitfähigkeit aus dem Quotienten des Energieflusses (\dot{Q}) pro Flächeneinheit (A) durch den Temperaturgradienten ∂T in einem eindimensionalen Leitungsmedium der Länge x (Buntebarth, 1989):

$$-\lambda = \frac{\dot{Q}}{A \cdot \frac{\partial T}{\partial x}}$$

oder aufgelöst nach dem Wärmestrom

$$\dot{Q} = -\lambda \cdot A \cdot \frac{\partial T}{\partial x}$$

$$\dot{Q} = \text{Wärmestrom [W]}$$

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

A = Fläche [m²]

∂T = Temperaturdifferenz [K]

∂x = Länge des Leiters [m]

Die Wärmeleitfähigkeit nimmt mit steigendem Druck zu, weil durch den Druck Poren und Risse geschlossen werden. Dies ist besonders bei porösen Gesteinen von Bedeutung und abhängig von dem Fluid, welches den Porenraum ausfüllt. Da Luft eine sehr geringe Wärmeleitfähigkeit von 0,0262 W/(m·K) hat, ist dieser Effekt bei luftgefüllten Porenräumen besonders ausgeprägt. Mit steigender Sättigung der Poren durch Wasser (Wärmeleitfähigkeit von Wasser (20 °C) = 0,5562 W/(m·K)) steigt die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine an (Popov et al., 1999). Die Wärmeleitfähigkeit steigt, je geringer der zwischenmolekulare Abstand der Atome ist. Somit hat Temperaturerhöhung eine Erniedrigung der Wärmeleitfähigkeit zur Folge, da sich bei Temperaturerhöhung die Atome stärker bewegen und der zwischenmolekulare Abstand dadurch erhöht wird. Außerdem entstehen neue Mikrorisse, die einen negativen Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit haben (Buntebarth, 1989).

Einen weiteren Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit hat die Anisotropie der Gesteine, dass heißt die Richtungsabhängigkeit der Wärmeflussdichte, die mit folgender Gleichung beschrieben werden kann:

$$\vec{Q} = -\lambda \text{ grad}T$$

Das bedeutet, dass die Wärmeleitfähigkeit von der Textur der Gesteine abhängig ist und unterschiedliche Werte für die drei Raumrichtungen x, y und z annehmen kann. Dies ist besonders bei metamorphen Gesteinen, wie Schiefen und Gneisen der Fall, aber durch ablagerungsbedingte Prozesse (z.B. Einregelung von Tonmineralen bei Tonsteinen) auch bei Sedimentgesteinen. Zur Berechnung des geometrischen Mittels kann folgende Gleichung verwendet werden (Buntebarth, 1989):

$$\lambda_G = \sqrt[3]{\lambda_x \cdot \lambda_y \cdot \lambda_z}$$

Auch bei Einzelmineralen erkennt man eine Anisotropie, die sich oft im Habitus zeigt (zum Beispiel bei den Mineralen Turmalin, Quarz und Glimmer) (Buntebarth, 1989). In Gesteinen ohne Poren hängt die Wärmeleitfähigkeit von den Mineralen ab. Hier hat der variierende Quarzgehalt einen besonders großen Einfluss, da dieser mit 7,7 W/(m·K) eine sehr hohe Wärmeleitfähigkeit besitzt.

3.1.1.2 Messung der Wärmeleitfähigkeit

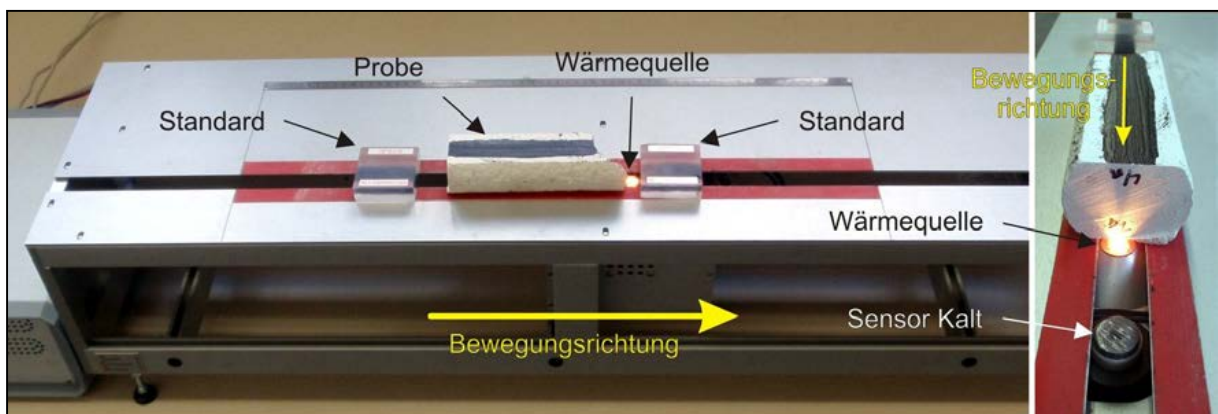


Abb. 10: Messanordnung des Thermal Conductivity Scanners.

Zur Messung der Wärmeleitfähigkeit der beprobten Gesteinseinheiten Hessens kam im Rahmen des Projektes ausschließlich der Thermoscanner zum Einsatz. Bei der Messung fährt unterhalb der Probe eine fokussierte, bewegte Wärmequelle mit gleich bleibender Geschwindigkeit entlang und erhitzt diese. Zwei Infrarot-Temperatursensoren in gleichem Abstand vor und hinter der Wärmequelle bilden mit der Wärmequelle zusammen die sich bewegende Messeinheit, die die Temperatur der Probe vor und nach der Erhitzung kontinuierlich aufzeichnet (Abb. 10 und Abb. 11).

Durch die Wärmequelle wird die Probe bei der Messung um etwa 4 °C erhitzt, während die Temperatursensoren die Temperaturdifferenz messen. Die Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit durch das Messprogramm erfolgt durch den Vergleich der Temperaturdifferenzen der unbekannt Probe mit zwei Standards bekannter Wärmeleitfähigkeit. Die Standards werden vor und hinter der Probe auf der Messstrecke angeordnet (siehe Abb. 10). Die Wärmeleitfähigkeiten der Standards müssen ungefähr in derselben Größenordnung liegen, wie die zu erwartende Wärmeleitfähigkeit der Probe. Nach Popov et al. (1999) lässt sich der maximale Temperaturanstieg dabei wie folgt berechnen:

$$\Theta = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \lambda}$$

Θ = maximale Temperaturdifferenz [K]

Q = Energie der Wärmequelle [W]

x = Abstand von der Wärmequelle zu den Messsensoren [m]

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

Weiterhin gilt, dass das Verhältnis der Temperaturdifferenzen der Probe Θ und des Standards Θ_R zu den jeweiligen Spannungen U und U_R proportional ist (Popov et al., 1999). Dadurch ergibt sich folgende Relation:

$$\lambda = \lambda_R \cdot \left(\frac{\Theta_R}{\Theta} \right) = \lambda_R \cdot \left(\frac{U_R}{U} \right) [\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})]$$

λ_R = Wärmeleitfähigkeit der Referenzprobe [W/(m·K)]

Θ_R = Temperaturdifferenz der Standards [K]

Θ = Temperaturdifferenz der Probe [K]

U_R = Spannung der Referenzprobe [V]

U = Spannung der Probe [V]

Die Auswahl des Messbereichs einer Probe kann am Ende des Messvorgangs über ein Auswahlfeld im Programm manuell definiert werden, um Randeffekte zu eliminieren, bestimmte Bereiche von der Messung auszuschließen oder um bestimmte Bereiche bzw. Punkte auf der Probenoberfläche separat auszuwerten. Der Messbereich liegt zwischen 0,2 und 25 W/(m·K) und der Messfehler ist <3 % (Lippmann & Rauen, 2005; Popov et al., 1999). Die Messung kann auf Bohrkernen oder ebenflächigen Proben erfolgen, die Längen von 1 cm bis maximal 80 cm haben können (Popov et al., 2003) und eine Mindestbreite von 3 cm besitzen müssen. Der Wärmeleitfähigkeitstensor kann durch Messungen entlang der Achsen x, y und z ermittelt werden.

Ein systematischer Fehler ergibt sich durch die Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von der Probendicke (Lippmann & Rauen, 2005). Die Proben sollten eine Mindestdicke von 1 cm für Wärmeleitfähigkeiten bis 3 W/(m·K) haben. Je höher die Wärmeleitfähigkeiten werden, desto größer sollte die Pro-

bendicke sein. Weitere Messfehler ergeben sich durch das ungleichmäßige Auftragen des Lacks. Je nach Breite, Dicke und Art des Lacks haben die Proben ein unterschiedliches Absorptions- und Reflexionsverhalten. Ein weiteres Problem sind Proben, die unregelmäßige Oberflächen haben. Dies kann zum Beispiel durch Klüfte, Poren, Lösungserscheinungen und Wechsel der Zusammensetzung hervorgerufen werden. Unebenheiten der Messfläche von mehr als einem 1 mm erzeugen Streueffekte, die ebenfalls zu einem Fehler beim Ergebnis führen. Konnten solche Bereiche bereits im Vorfeld oder bei der Messung identifiziert werden, wurden sie in der Regel durch Auswahl im Programm von der Auswertung ausgeschlossen.

3.1.2 Temperaturleitfähigkeit κ

Die Temperaturleitfähigkeit κ kann ebenfalls mit dem Thermoscanner in einem zweiten Messdurchgang bestimmt werden. Dabei wird der hintere (heiße) Temperatursensor durch Zwei-Kanal-Temperatursensoren ersetzt, die neben der Wärmeleitfähigkeit auch die Temperaturleitfähigkeit messen. Der zweite Sensor ist dabei in y-Richtung um wenige Millimeter verschoben (Abb. 11).

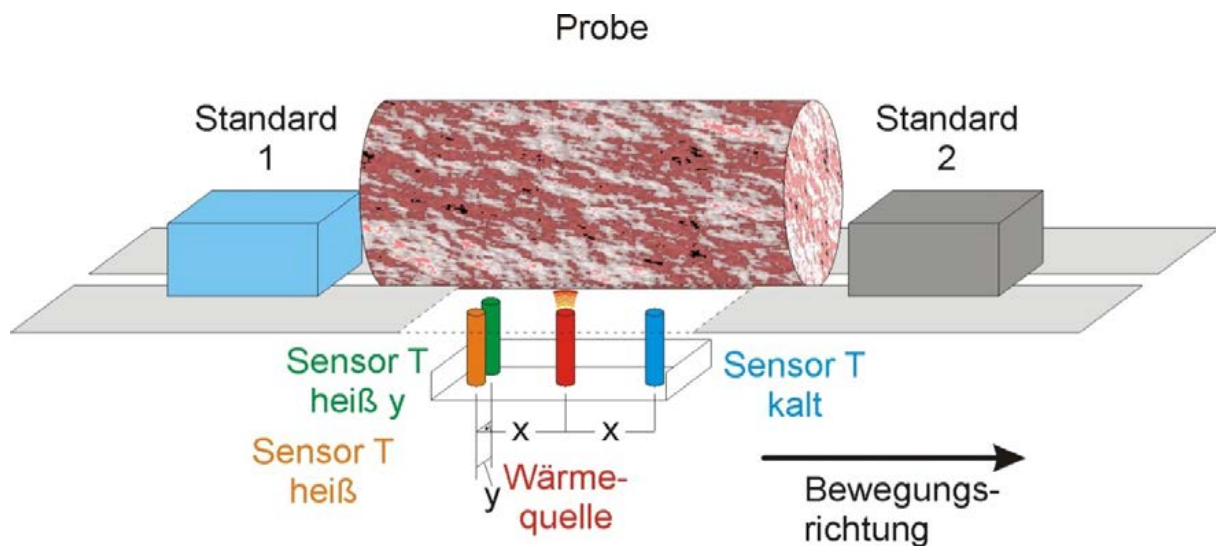


Abb. 11: Schematischer Aufbau des Thermoscanners.

3.1.2.1 Definition Temperaturleitfähigkeit κ

Die Temperaturleitfähigkeit auch Temperaturleitzahl oder gelegentlich „Wärmediffusivität“ (aus dem engl. thermal diffusivity, TD) genannt, ist ein Maß für transiente thermische Reaktionen durch Veränderungen der Temperatur. Sie ist eine Materialeigenschaft, mit der die zeitliche Veränderung der räumlichen Verteilung der Temperatur durch Wärmeleitung als Folge eines Temperaturgefälles beschrieben wird. Sie ist verwandt mit der Wärmeleitfähigkeit λ und kann durch folgende Formel beschrieben werden:

$$\kappa = \frac{\lambda}{\rho \cdot c_p}$$

κ = Temperaturleitfähigkeit [m²/s]

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

ρ = Dichte [kg/m³]

c_p = spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]

Alle in dieser Gleichung vorkommenden Stoffeigenschaften sind temperaturabhängig. Der Faktor $\rho \cdot c_p$ mit der Einheit [J/(m³·K)] stellt die volumetrische Wärmekapazität c dar. Formt man nun die Gleichung mit dem Proportionalitätsfaktor $c = 1/c$ um, ergibt sich die von Kukkonen & Suppala (1999) empirisch ermittelte lineare Abhängigkeit der Temperaturleitfähigkeit von der Wärmeleitfähigkeit:

$$\kappa = c \cdot \lambda \quad [\text{m}^2/\text{s}]$$

κ = Temperaturleitfähigkeit [m²/s]

c = Proportionalitätsfaktor für die volumetrische Wärmekapazität [m³·K/J]

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

3.1.2.2 Messung der Temperaturleitfähigkeit

Die Vorgehensweise zur Bestimmung der Temperaturleitfähigkeit ist identisch mit der zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit. Die Auswertung kann ebenfalls mit dem Messprogramm in einem speziellen Modus berechnet werden. Der einzige Unterschied besteht darin, dass für dieses Messverfahren zwei unterschiedliche Standards benötigt werden. Die Probe muss dabei eine der folgenden Bedingungen erfüllen:

- 1.) TD Standard 1 < TD der Probe < TD Standard 2
- 2.) TD der Probe < TD Standard 1 < TD Standard 2

Die Probe wird auch hierbei zwischen den beiden Standards eingebaut (siehe Abb. 11). Die Kombinationsmöglichkeiten von Standards zur Bestimmung der Temperaturleitfähigkeit ist in Tabelle 1 dargestellt und muss je nach zu erwartender Temperaturleitfähigkeit entsprechend ausgewählt werden. Für die meisten natürlichen Gesteinsmaterialien wird vom Hersteller die Kombination von verschmolzenem Quarz und der Titanlegierung empfohlen (TD = 1,0·10⁻⁶ m²/s bis 2,0·10⁻⁶ m²/s).

Tabelle 1: Kombinationen von Standards zur Bestimmung von TD (Lippmann & Rauen, 2009).

Standard 1	Standard 2	Anforderungen an die Probe
Glas TC = 0,717 W/(m·K) TD = 0,389·10 ⁻⁶ m ² /s	Verschmolzener Quarz TC = 1,35 W/(m·K) TD = 0,850·10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 0,67·10 ⁻⁶ m ² /s
Verschmolzener Quarz TC = 1,35 W/(m·K) TD = 0,850·10 ⁻⁶ m ² /s	Titanlegierung TC = 6,05 W/(m·K) TD = 2,587·10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 1,9·10 ⁻⁶ m ² /s
Titanlegierung TC = 6,05 W/(m·K) TD = 2,587·10 ⁻⁶ m ² /s	Stahl TC = 13,3 W/(m·K) TD = 3,619·10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 2,587·10 ⁻⁶ m ² /s

3.1.3 Rohdichte, Korndichte (Reindichte) und Porosität

Die Rohdichte, auch scheinbare, geometrische Dichte oder Raumgewicht genannt, ist die Dichte eines porösen Festkörpers basierend auf dem Volumen einschließlich aller Arten von Hohlräumen (Porenräume, Klüfte, etc.). Die Korndichte (Reindichte) beschreibt hingegen nur die Dichte der festen Bestandteile (Körner) eines porösen Körpers bezogen auf das Feststoffvolumen ohne Berücksichtigung des Hohlraumvolumens. Existieren keine Hohlräume im betrachteten Körper sind Korndichte und Rohdichte gleich. Der Quotient aus Roh- und Korndichte ist die Porosität.

Die Porosität bezeichnet demnach den Raum, der in einer festen Matrix von nicht festen Phasen (z.B. Wasser oder Luft, Kohlenwasserstoffe, Thermalsolen, etc.) eingenommen wird. Nahezu sphärische, ellipsoide oder runde Hohlräume, die im allgemeinen primär gebildet sind, werden meist als Poren bezeichnet, während bei einer stärkeren Asymmetrie wie bei Hohlräumen, die sekundär während tektonischer Prozesse oder Beanspruchungen gebildet werden, von Rissen oder Spalten gesprochen wird. Poren und Risse können dabei miteinander verbunden sein (offene oder effektive Porosität) oder isoliert vorliegen (geschlossene Porosität) sowie unterschiedliche Geometrien aufweisen. Die offene oder effektive Porosität ist ein entscheidender Parameter für Speichergesteine (Öl, Gas, Wasser). Die damit verbundene Permeabilität ist eine entscheidende Größe bei der Förderung von Öl, Gas, Wasser oder geothermischer Energie. Die Anordnung und Orientierung der Poren und Risse im Gestein kann zu einer zusätzlichen Anisotropie verschiedener Eigenschaften führen. Poren und vor allem Risse haben z.B. auf die elastischen Eigenschaften einen erheblichen Einfluss. Sphärische Poren haben bei gleicher Porosität einen wesentlich geringeren Einfluss auf die elastischen Eigenschaften als Risse oder Spalten. Die Poren und Risse reduzieren die elastischen Module eines realen Gesteins sowie deren Schallgeschwindigkeiten.

Zu unterscheiden ist bei der Porosität zwischen der absoluten Porosität, die den Gesamthohlraumanteil (n) eines Gesteins beschreibt und als der Quotient aus dem Volumen aller Hohlräume eines Gesteinskörpers und dessen Gesamtvolumen definiert ist und der nutzbaren oder effektiven Porosität n_e bzw. der durchflusswirksamen Porosität n_d . Diese beschreibt den Volumenanteil, in dem sich das Wasser oder andere Fluide effektiv bewegen können. Das heißt, Fluide, die in geschlossenen oder sehr kleinen Hohlräumen lagern oder als Haftwasser an der Gesteinsoberfläche adhäsiv gebunden sind, nehmen am Fließvorgang nicht teil. Mit kleiner werdender Korngröße nimmt die Kornoberfläche pro Volumeneinheit und damit auch der Haftwasseranteil zu, es wird weniger Wasser abgegeben, als aufgenommen wurde. Das Gesamtporenvolumen ist naturgemäß in den feinstkörnigen Sedimenten am größten, das effektive Porenvolumen wegen der großen Kornoberfläche jedoch am geringsten. Dieses erreicht in den Sanden ein Optimum und nimmt dann mit zunehmender Kornvergrößerung bis hin zu den Kiesen weiter ab.

Sekundäre Porosität entsteht neben der Rissbildung durch mechanische Beanspruchung durch Lösungsprozesse in einem Sedimentgestein. Die Größe des Porenvolumens und die Porengestalt sind abhängig vom Verlauf der Diagenese und von den Materialeigenschaften des Gesteins.

Die Bestimmung der Roh- und Korndichte sowie der Porosität erfolgte im Rahmen des Projektes durch die Messung des Rein volumens und Rohvolumens der Proben mit einem Heliumpyknometer (AccuPyc 1330 von Micromeritics GmbH) und einem Pulver-Pyknometer (Geopyc 1360 von Micromeritics GmbH). Die so bestimmte Porosität entspricht der effektiven, bzw. nutzbaren Porosität für das Gas Helium und kann näherungsweise mit der effektiven Porosität von Wasser gleichgesetzt werden

3.1.3.1 Bestimmung von Korndichte, Rohdichte und Porosität

Zur Bestimmung der Korndichte ρ_s kommt das Gaspyknometer AccuPyc 1330 (Abb. 12) von der Micromeritics GmbH zum Einsatz. Anschließend wird das Rohdichtemessgerät GeoPyc 1360 (Abb. 12) von Micromeritics benutzt, um die Rohdichte ρ_r und das Rohvolumen V_P zu ermitteln und daraus die Porosität zu bestimmen. Die Proben dürfen aufgrund der zur Verfügung stehenden Messbehälter eine maximale Größe von ca. 4 cm × 4 cm × 4 cm nicht überschreiten, ansonsten aber jede beliebige Form besitzen.



Abb. 12: Gaspyknometer AccuPyc 1330 (links) und Rohdichtemessgerät GeoPyc 1360 (rechts).

3.1.3.2 Messung der Korndichte

Um die Korndichte mit dem Helium-Pycnometer AccuPyc 1330 zu ermitteln, wurden die Proben vorher auf die entsprechende Größe von maximal 4 cm × 4 cm × 4 cm gebracht. Müssen die Proben dafür gesägt werden, ist es notwendig, diese anschließend im Trocknungsofen bei 105 °C mindestens 24 Stunden bis zur Massenkonstanz zu trocknen. Bevor die Proben in das Messgerät eingebaut werden, wird die Masse durch Wägen bestimmt. Das Gerät misst dann das Volumen der Probe und berechnet aus der vorher eingegebenen Masse der Probe automatisch die Korndichte. Dafür wird angenommen, dass das ideale Gasgesetz gilt. Gleiche Gasvolumen enthalten immer die gleiche Anzahl an Teilchen bei konstanten Druck- und Temperaturbedingungen (Mortimer, 2003):

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

p = Druck [kg/m³]

V = Volumen [m³]

n = Anzahl der Gasmoleküle []

R = ideale Gaskonstante [8,314 J/(mol·K)]

T = Temperatur [K]

Das Gerät besteht aus einer Probenkammer mit dem Volumen V_1 und einer Expansionskammer mit dem Volumen V_2 . Bei Beginn einer Messung wird dann Heliumgas durch das Ventil 1 in den Probenraum geleitet, wodurch sich auch die Poren der Probe mit dem Gas füllen. Ist die Probenkammer vollständig mit dem Helium geflutet, wird der Gasdruck p_1 gemessen. Danach wird das Ventil 2 zum Expansionsraum geöffnet (siehe Abb. 13). Das Volumen wird dann aus der Druckänderung des Gases

p_2 beim Expandieren vom Probenraum in den Expansionsraum bestimmt. Dabei wird zusätzlich die Temperatur am Ende der Messung genommen.

$$p_1 \cdot (V_1 - V_R) = n \cdot R \cdot T \quad (\text{Gleichung nach Öffnung von Ventil 1})$$

$$p_2 \cdot (V_1 - V_R + V_2) = n \cdot R \cdot T \quad (\text{Gleichung nach Öffnung von Ventil 2})$$

p_1 = Druck im Probenraum vor Öffnung von Ventil 2 [kg/m³]

p_2 = Druck nach Öffnung von Ventil 2 [kg/m³]

V_1 = Volumen der Probenkammer [m³]

V_2 = Volumen der Expansionskammer [m³]

V_R = Reinvolumen der Probe [m³]

n = Anzahl der Mole des Gases []

R = ideale Gaskonstante [8,314 J/(mol·K)]

T = Umgebungstemperatur [K]

Durch Gleichsetzen der Gleichungen erhält man:

$$V_R = \frac{p_2 \cdot V_1 - p_1 \cdot V_1 + p_2 \cdot V_2}{(p_2 - p_1)} \quad [\text{m}^3]$$

Mit dem gewonnenen Ergebnis des Reinvolumens der Probe wird dann aus der am Anfang eingegebenen Masse der Probe automatisch durch das Programm die Korndichte berechnet:

$$\rho_s = \frac{m_p}{V_R}$$

ρ_s = Korndichte [kg/m³]

m_p = Masse der Probe [kg]

V_R = Reinvolumen der Probe [m³]

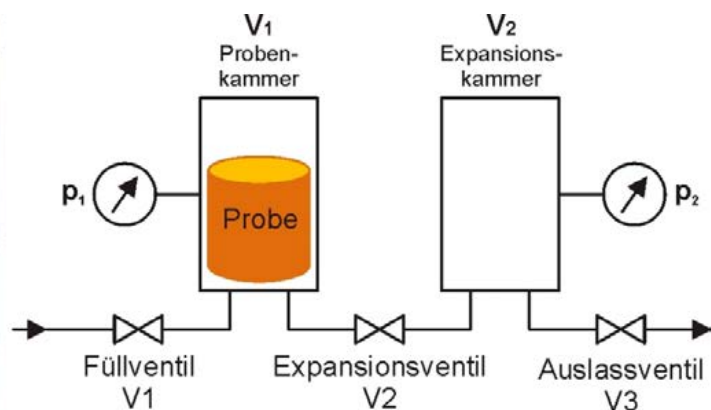


Abb. 13: Funktionsweise des Gasverdrängungs-Pycnometers, verändert nach (Micromeritics, 1997).

3.1.3.3 Messung der Rohdichte und Porosität

Nachdem die Korndichte mit dem Gasverdrängungs-pyknometer ermittelt wurde, kann unter Eingabe der Korndichte (ρ_s) anschließend die Rohdichte (ρ_r) sowie das Rohvolumen mit dem Pulverpyknometer GeoPyc 1360 von der Firma Micromeritics bestimmt werden. Hierbei wird das Kornvolumen durch Verdrängung eines flüssigkeitsähnlichen Pulvers (Dry Flow) ermittelt. Als Messpulver dient ein feines graphitisiertes Glaskugelpulver mit enger Korngrößenverteilung, welches sich dadurch den Konturen der Probe anpasst. Im ersten Arbeitsschritt wird das Pulver in den Messzylinder mit einem Kammerdurchmesser von 50,8 mm gegeben und mit einer definierten Kraft von 145 N durch einen Kolben komprimiert. Diese Nullmessung muss vor jeder Messung durchgeführt werden und dient zur Ermittlung des Volumens des Pulvers (Dry Flow). Danach wird die Probe mit dem Pulver zusammen in den Messzylinder gegeben und der Vorgang bei gleicher Kraftaufbringung von 145 N wiederholt (Abb. 14). Da sich nun Pulver und Probe in dem Zylinder befinden, kann der Kolben bei gleicher Kraftaufbringung das Gemisch nicht so stark komprimieren wie vorher. Aus der Differenzstrecke (Δx) kann das Rohvolumen V_p der Probe über das Volumen des Zylinders berechnet werden (Mack, 2007):

$$V_p = \pi \cdot r^2 \cdot \Delta x$$

V_p = Volumen der Probe [m³]

r = Radius der Messkammer [m]

Δx = Differenzstrecke des Kolbenauszugs von beiden Messungen [m]

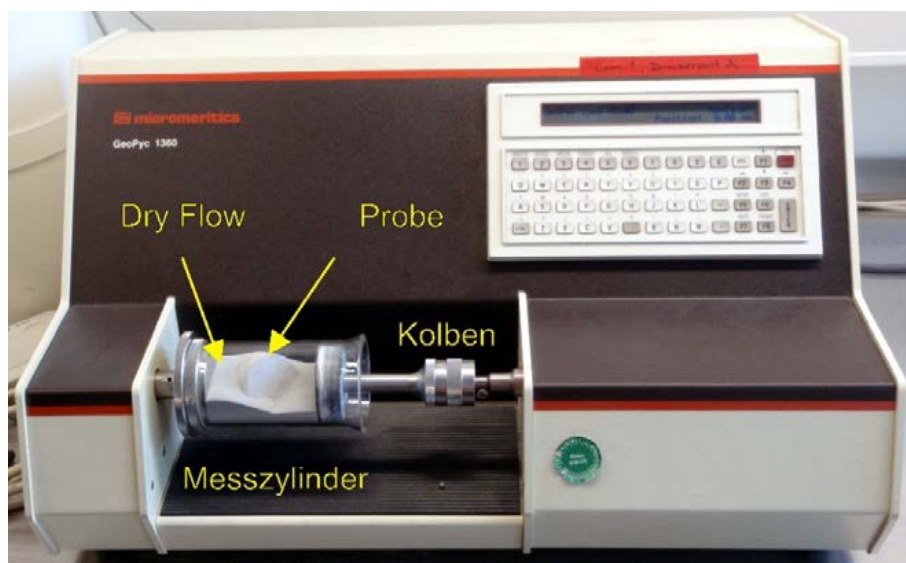


Abb. 14: Funktionsweise des Pulverpyknometers, verändert nach (Micromeritics, 1997).

Anhand der vorher im Messprogramm eingegebenen Masse der Probe und den ermittelten Volumina des Pulvers $V_{DryFlow}$ und des Pulvers mit der Probe $V_{DryFlow+Probe}$ kann man die Rohdichte ermitteln:

$$\rho_r = \frac{m_p}{(V_{DryFlow+Probe} - V_{DryFlow})}$$

ρ_r = Rohdichte der Probe [kg/m³]

m_p = Masse der Probe [kg]

$V_{DryFlow + Probe}$ = Volumen von DryFlow und Probe [m³]

$V_{DryFlow}$ = Volumen des DryFlow [m³]

Die Porosität berechnet sich dann nach folgender Formel:

$$\Omega = \frac{(V_P - V_R)}{V_P} \cdot 100$$

Ω = Porosität [%]

V_P = Rohvolumen der Probe [m³]

V_R = Reinvolumen der Probe [m³]

3.1.4 Spezifische Wärmekapazität

Die massenspezifische Wärmekapazität c_p ist die Menge an Wärme, die benötigt wird, um die Temperatur T eines Körpers mit der Masse m um ein Kelvin zu erhöhen. Sie beschreibt somit das Vermögen eines Stoffes, Wärme zu speichern und ist temperaturabhängig. Die isobare spezifische Wärmekapazität c_p ist die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Die volumenbezogene spezifische Wärmekapazität ist das Produkt aus spezifischer Wärmekapazität und Dichte (Buntebarth, 1980). Da im Rahmen des Projektes keine direkten Messungen der Wärmekapazität erfolgten, wurde sie indirekt durch die Berechnung aus gemessener Rohdichte ρ , Wärmeleitfähigkeit λ und Temperaturleitfähigkeit κ bestimmt.

$$c_p = \frac{\Delta Q}{m \cdot \Delta T} = \frac{\lambda}{\rho \cdot \kappa}$$

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

c_p = massenspezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]

T = Temperatur [K]

ρ = Rohdichte [kg/m³]

m = Masse [g]

κ = Temperaturleitfähigkeit [m²/s]

3.1.5 Mechanische Gesteinseigenschaften

Die einaxiale Druckfestigkeit von Gesteinen sowie deren Verformungsmodule sind eine wesentliche Größe zur Charakterisierung und Klassifizierung von Festgesteinen sowie der Ableitung von Kennwerten für geotechnische Fragestellungen, insbesondere geostatische Berechnungsverfahren. Bei geothermischen Fragestellungen findet die einaxiale Druckfestigkeit von Gesteinen beim Einsatz von Stimulationsverfahren und bei der Abschätzung der möglichen Magnitude von induzierten seismischen Ereignissen Verwendung und ist somit für die Reservoircharakterisierung von Bedeutung. Außerdem können Abschätzungen über die Permeabilität eines geothermischen Reservoirs in einer Störungszone, die einerseits vom Bruchsystem, andererseits vom lokalen Spannungsfeld abhängt, aus einaxialen Druckfestigkeiten, Zugfestigkeiten und Spaltzugfestigkeiten und der Berücksichtigung der Gebirgsspannungsverhältnisse getroffen werden.

Grundlage für den Versuch zur Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit ist die Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises „Versuchstechnik Fels“ der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V. (DGGT)

von 2004. Gegenüber der DIN EN 1926, die allein die Bestimmung der Druckfestigkeit unter schneller einaxialer Belastung ohne Verformungsmessung regelt, ist die Empfehlung der DGGT weiter gefasst. Die DIN 18136 regelt den (ähnlichen) einaxialen Druckversuch an Bodenproben. Die wesentlichen aus dem Versuch gewinnbaren Kennwerte sind:

- die einaxiale Druckfestigkeit sowie
- der Verformungs- und der Elastizitätsmodul und
- die zugehörige Querdehnungszahl.

Für die Durchführung der Versuche steht am Institut für Angewandte Geowissenschaften die Druckprüfmaschine der Fa. Form+Test Prüfsysteme zur Verfügung (Abb. 15).

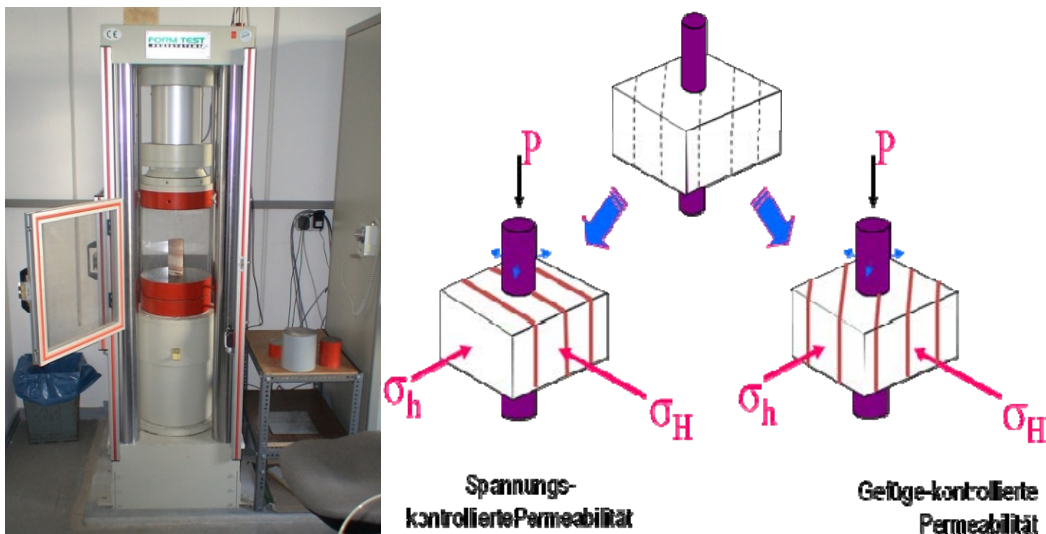


Abb. 15: Links: Form- und Prüfpresse des IAG; rechts: Schemazeichnung zur Unterscheidung von spannungkontrollierter Permeabilität und gefügekонтроllierter Permeabilität.

3.2 Hydraulische Kennwerte

Als hydraulische Kennwerte wurden im Rahmen des Projektes Matrix- bzw Gesteinspermeabilitäten (K_M) und Porositäten an Gesteinsproben im Labor bestimmt sowie Gebirgspermeabilitäten (K_G) durch die Auswertung hydraulischer Testdaten (Pumpversuche etc.) ermittelt. Dabei ermöglichen die Gebirgspermeabilitäten die Abschätzung der Ergiebigkeit eines Grundwasserleiters und somit der zu erwartenden Förderraten, während anhand der Matrixpermeabilitäten und Porositäten Aussagen über das Volumen des im Gestein gespeicherten Fluids, die Ergiebigkeit von Porengrundwasserleitern sowie über den konvektiven Wärmetransport in der Gesteinsmatrix getroffen werden können. Weiterhin sind diese Parameter wichtig für das Gesamtverständnis des Fluid-, Wärme- und Massentransportes sowie für geochemische Fluid-Gesteinwechselwirkungen im Reservoir.

3.2.1 Gesteinspermeabilität K_M

Bei dem zur Messung der Gesteinspermeabilität eingesetzten Gasdruck-Permeameter handelt es sich um ein an der Eberhard-Karls-Universität Tübingen entwickeltes und an der Technischen Universität Darmstadt weiterentwickeltes kombiniertes Säulen- und Minipermeameter (Hornung & Aigner, 2002)(Abb. 16).

Zur Messung der Permeabilität kam aufgrund der hohen Messgeschwindigkeit bei allen im Gelände genommenen Proben und bei den ausgewählten Kernproben aus den Bohrkernlagern des HLUG vorwiegend das Minipermeameter zum Einsatz. Das Säulenpermeameter wurde nur bei ausgewählten Proben des Rotliegend verwendet, um bereits mit dem Minipermeameter gemessene Werte zu überprüfen und eine Einschätzung der Vergleichbarkeit der beiden Messmethoden zu ermöglichen (vgl. Jaritz, 1999 und Bär, 2008).



Abb. 16: Kombiniertes Säulen- und Minipermeameter (Bär, 2008)

3.2.1.1 Definition Permeabilität

Die Permeabilität (K) ist eine Materialeigenschaft, die unabhängig von der Art des Fluids (Flüssigkeit oder Gas) von dem es durchströmt wird, die Beschaffenheit des Porensystems einer Gesteinsmatrix beschreibt und für die nach Langguth & Voigt (2004) gilt:

$$K = C \cdot d_w^2$$

Dabei ist C ein dimensionsloser Koeffizient, der vereinfacht die Kornform, Kornanordnung, Porosität und Packungsdichte des porösen Mediums berücksichtigt (Hubbert, 1940; De Wiest, 1965). Mit d_w wird der wirksame Korndurchmesser bezeichnet, der den charakteristischen Korndurchmesser eines natürlichen Lockergesteins beschreibt und anstelle des nicht messbaren Porendurchmessers benutzt wird. Andere Ansätze, wie die oftmals verwendete Kozeny-Carman Gleichung (Kozeny, 1927; Carman, 1937, 1948, 1956) versuchen, die Permeabilität über die Porosität und Tortuosität sowie dem effektiven hydraulischen Porendurchmesser des Kapillarsystems zu beschreiben:

$$K = \frac{\Omega}{T} \cdot \frac{r_{eff}^2}{8}$$

Grundlage dieser Gleichung ist die Annahme, dass die Poren ein System von glatten, zylindrischen aber tortuosen Kapillaren mit dem Radius des effektiven hydraulischen Porendurchmessers bilden. Dies bedeutet jedoch, dass der effektive hydraulische Durchmesser nicht direkt ermittelt werden kann und durch andere Parameter, wie die spezifische Kornoberfläche, den wirksamen Korndurchmesser oder die Porosität substituiert werden muss, die leichter anhand von Messungen bestimmt werden können. Einen Überblick zu verschiedenen Modellansätzen zur Bestimmung der Permeabilität aus anderen Parametern gibt Pape et al. (1999, 2000).

Die Permeabilität beschreibt ebenso wie der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f , hydraulische Leitfähigkeit) die Durchlässigkeit eines Mediums gegenüber einem Fluid. Dabei beschränkt sich die Permeabilität auf die Gesteinseigenschaften, während der Durchlässigkeitsbeiwert die Eigenschaften des Fluids miteinbezieht. Der Durchlässigkeitsbeiwert gibt an, welcher Volumenstrom bei einem hydraulischen Gradienten pro Fläche strömt:

$$k_f = \frac{Q}{i \cdot A}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

Q = Volumenstrom [m³/s]

i = hydraulischer Gradient [-]

A = durchströmte Fläche [m²]

Die Permeabilität steht mit dem Durchlässigkeitsbeiwert unter Berücksichtigung der physikalischen Eigenschaften des Wassers, wie der dynamischen Viskosität und Dichte in Beziehung:

$$k_f = K \cdot \left(\frac{\rho \cdot g}{\eta} \right)$$

K = Permeabilität [m²]

ρ = Dichte des Fluids [kg/m³]

η = Dynamische Viskosität des Fluids [Ns/m²]

Demnach gilt für eine beliebige Flüssigkeit:

$$K = \frac{\eta \cdot Q \cdot l}{\rho \cdot g \cdot A \cdot \Delta p}$$

K = Permeabilität [m^2]

l = durchströmte Länge des porösen Körpers [m]

Δp = Druckdifferenz bei der Durchströmung [N/m^2]

Als SI-Einheit für die Permeabilität ergibt sich m^2 . Vor allem in der Kohlenwasserstoffindustrie wird in der Regel die Maßeinheit Darcy [D] bzw. Millidarcy [mD] verwendet, die sich wie folgt errechnet:

$$1 D = 9,869 \cdot 10^{-13} m^2 \quad \text{bzw.} \quad 1 m^2 = 1,01325 \cdot 10^{12} D$$

3.2.1.2 Messung der Gesteinspermeabilität (intrinsische Permeabilität)

Mit dem Säulenpermeameter wird die intrinsische Permeabilität (K_i) nach Klinkenberg (1941) bestimmt. Die intrinsische Permeabilität entspricht der effektiven Gaspermeabilität für Luft unter unendlich hohem Druck und ist für natürliche Sandsteine in der Regel etwa doppelt so hoch wie die Wasserpermeabilität (Hornung, 2004). Da die Permeabilität nicht unter unendlich hohem Druck gemessen werden kann, wird beim Säulenpermeameter die Gaspermeabilität unter mindestens 5 Druckstufen zwischen 1000 mbar und 5000 mbar bei gleich bleibender Druckdifferenz bestimmt.

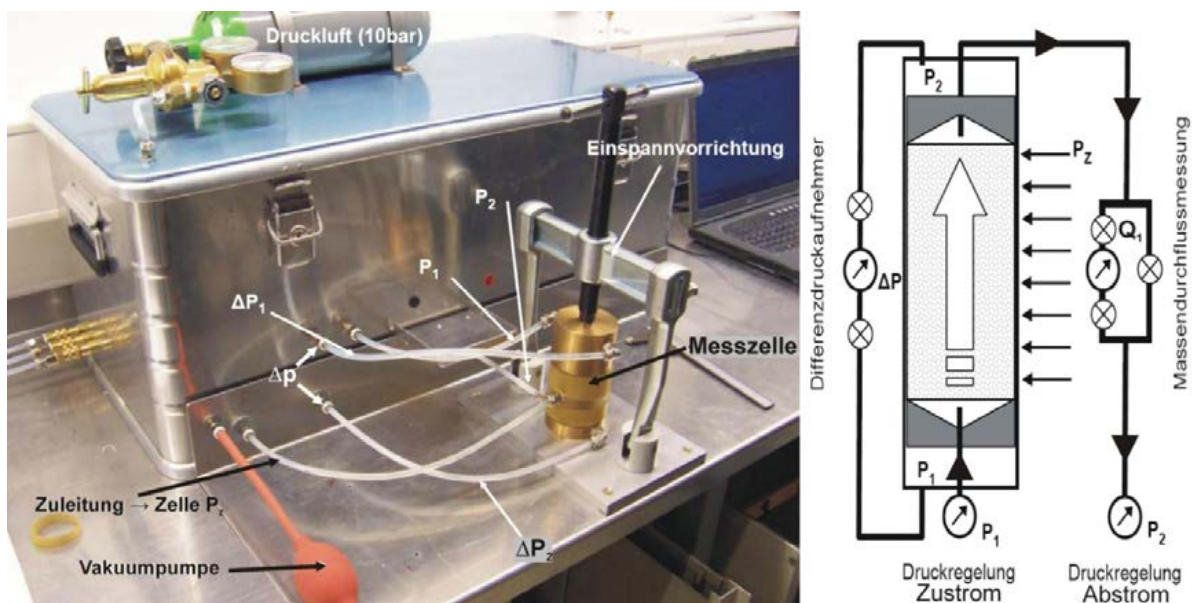


Abb. 17: Foto und schematischer Aufbau des von Hornung (2004) entwickelten Säulenpermeameters, verändert nach (Jaritz, 1999). Zu sehen ist die geschlossene und in der Einspannvorrichtung fixierte Messzelle, das Gehäuse mit den Regelungseinheiten und die Druckluftflasche für den Anpressdruck der Latexmembran.

Die Höhe der jeweiligen Druckstufe wird über den Abstromdruck (P_2) eingestellt. Der Anstromdruck (P_1) ergibt sich aus dem jeweiligen Abstromdruck und dem Differenzdruck (Δp), dessen Größe für jede Messreihe der zu erwarteten Durchlässigkeit der Gesteinsprobe anzupassen ist, um eine gleichmäßige Durchströmung der Probe im optimalen Messbereich des Gerätes zu gewährleisten (Abb. 17). Da durch diese Vorgehensweise während einer Messreihe die Erhöhung des mittleren Porendruckes ohne Erhöhung des Druckgradienten in der Probe erfolgt, bleibt die Fließgeschwindigkeit klein und störende Turbulenzen können vermieden werden.

Vor jedem Messvorgang muss die Höhe (h) und der Radius (r) des Probenzylinders exakt bestimmt werden, bevor die Probe in die Messzelle eingebaut wird. Als Abdichtung der Messzelle dient eine 1 mm dicke Latexmembran, die nach Einbau der Probe und Schließen der Messzelle in der Einspannvorrichtung mit einem äußeren Zelldruck (P_2) von 10 bar an die Probe angepresst wird, um Umläufigkeiten zu vermeiden.

Jeder Messvorgang besteht aus einer Serie von 5 bis 10 Einzelmessungen, für die die Höhe des Abstromdrucks im Messprogramm eingestellt werden kann. Bei den Einzelmessungen wird jeweils der Luftdruck P_L , der tatsächliche Differenzdruck Δp , der Volumendurchfluss am Anstrom der Probe Q_1 und der Abstromdruck P_2 direkt gemessen. Der jeweilige Anstromdruck P_1 wird aus Abstromdruck und Differenzdruck berechnet. Der Volumendurchfluss im Abstrom der Probe ergibt sich nach folgender Formel:

$$Q_2 = \frac{P_1}{P_2} \cdot Q_1$$

Zur Auswertung wird für jede Einzelmessung einer Messreihe anhand der gemessenen Werte mit dem Darcy'schen Gesetz für kompressible Fluide die scheinbare Permeabilität (K_a) in m^2 berechnet, und im sogenannten Klinkenbergplot (Abb. 18) gegen den reziproken mittleren Druck ($1/P^*$) der jeweiligen Druckstufe aufgetragen.

$$K_a = \frac{2 \cdot \eta \cdot h \cdot P_2 \cdot Q_2}{\pi \cdot r^2 \cdot (P_1^2 - P_2^2)}$$

- K_a = scheinbare Permeabilität [m^2]
- η = Dynamische Viskosität des Fließmediums [Ns/m^2]
- h = Höhe des Probenkörpers [m]
- r = Radius des Probenkörpers [m^2]
- Q_2 = Volumendurchfluss [m^3/s]
- P_1 = Anstromdruck [N/m^2]
- P_2 = Abstromdruck [N/m^2]

Der reziproke mittlere Druck ($1/P^*$) ergibt sich aus:

$$\frac{1}{P^*} = \frac{2}{(P_1 + P_2)}$$

Aus den Einzelmessungen wird nun die Regressionsgerade berechnet, die in der Regel eine positive Steigung aufweist und die Y-Achse theoretisch bei unendlich hohem Druck schneidet ($1/P^*$ gegen 0). Dieser Schnittpunkt entspricht dem Y-Achsenabschnitt der Regressionsgeraden und somit der intrinsischen Permeabilität K_i in m^2 .

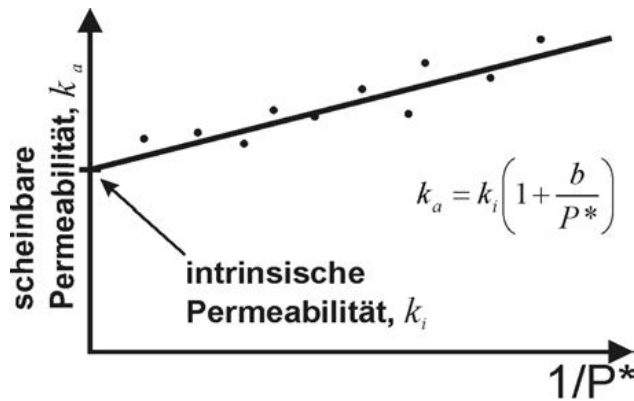


Abb. 18: Klinkenbergplot zur Ermittlung der intrinsischen Permeabilität einer Gesteinsprobe, verändert nach (Jaritz, 1999)

Diese Vorgehensweise, die als Klinkenbergkorrektur bezeichnet wird und die Berücksichtigung der Gleitströmung ermöglicht, ist ebenso wie der Messablauf, die Berechnung der Permeabilität mit dem Säulenpermeameter sowie die Effekte der Gleitströmung von Jaritz (1999) im Detail dargestellt.

Die Klinkenbergkorrektur wird nur bei Permeabilitäten unter $5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ und Klinkenbergfaktoren über 0,24 bar angewendet, da die Daten andernfalls nicht zwangsläufig eine eindeutige Klinkenberggerade ergeben, sondern Verteilungen zeigen, deren Regressionsgeraden negative Steigungen besitzen können (Jaritz, 1999).

Bei hohen Durchlässigkeiten von über $5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ sind die Abweichungen der scheinbaren Permeabilität von der intrinsischen Permeabilität demnach kleiner als 13 % und eine Klinkenbergkorrektur aufgrund der Größenordnung des Messfehlers von ca. 15 % somit nicht mehr sinnvoll. Dies bedeutet, dass auch bei Klinkenbergfaktoren über 0,24 bar eine Korrektur überflüssig ist. Zur Bestimmung der Permeabilität bei Proben, bei denen gemäß der Größenordnung ihrer Permeabilität und ihres Klinkenbergfaktors eine Korrektur nach Klinkenberg nicht sinnvoll durchführbar ist, wird das arithmetische Mittel der Einzelmessungen verwendet (Jaritz, 1999).

3.2.1.3 Messung der Gesteinspermeabilität (scheinbare Permeabilität)

Das von Hornung & Aigner (2002) entwickelte Minipermeameter ist ein druckluftbetriebenes Gaspermeameter, mit dem auf einer glatten Probenoberfläche die Permeabilität einer Gesteinsprobe punktuell gemessen werden kann. Dazu wird eine Messsonde mit einem Pneumatikstempel unter einstellbarem Anpressdruck im rechten Winkel auf die Oberfläche der zu messenden Probe gedrückt. Diese Messsonde besteht aus einer Injektionsdüse, auf die verschiedene, der Probenoberfläche angepasste, mit einem Dichtungsring versehene, ringförmige Adapter mit einem Innendurchmesser von 4 mm und einem Außendurchmesser von 25 mm aufgeschraubt werden können. Um Leckagen zwischen Probenoberfläche und dem Adapter der Messsonde zu vermeiden, wird der Adapter mit einem Dichtungsring aus Neopren oder Zellkautschuk versehen (Abb. 19).

Über die Injektionsdüse wird durch die zentrale Ringöffnung in Adapter und Neoprendichtung Druckluft in die Gesteinsprobe injiziert, was zu einem spezifischen Durchfluss führt. Am Injektionsstrom wird mit Hilfe der Messapparatur der Injektionsdruck (p_i) und der Massendurchfluss (M_i) durch die Probe gemessen. Der Injektionsdruck ergibt sich aus dem Luftdruck (p_L) und dem Differenzdruck (Δp), der über das Kontrollprogramm vorgegeben werden kann und der entsprechend der erwarteten Permeabilität der zu messenden Gesteinsart einzustellen ist. Der die Probe durchströmende Vo-

lumenstrom (Q_i) wird durch das Auswertungsprogramm automatisch über den Injektionsdruck und den Massenstrom (M_i) wie folgt berechnet:

$$Q_i = \frac{p_i}{p_L} \cdot M_i$$

Sobald sich in der Probe stationäre Strömung eingestellt hat, werden die Messwerte vom Datenlogger gespeichert und mit Hilfe einer abgewandelten Form des Darcy'schen Gesetzes, welches um die Kompressibilität und Viskosität von Gasen ergänzt wurde (Goggin et al., 1988), von der Software ausgewertet.

$$K = \frac{\eta \cdot p_i \cdot Q_i \cdot 2}{G_0 \cdot d \cdot (p_i^2 - p_L^2)}$$

K = Permeabilität [m^2]

η = Dynamische Viskosität von Luft bei 20 °C [Ns/m^2]

d = Durchmesser der Ringöffnung [m]

G_0 = Geometriefaktor [-]

G_0 und d sind geometrische Korrekturfaktoren, die der Fließgeometrie Rechnung tragen sollen. Unter der Annahme völliger Homogenität des Gesteins würde sich bei der punktförmigen Injektion von Druckluft, wie sie bei der Messung mit dem Minipermeameter stattfindet, ein dreidimensionales nahezu radialsymmetrisches hemisphärisches Strömungsbild ausbilden (Abb. 19).

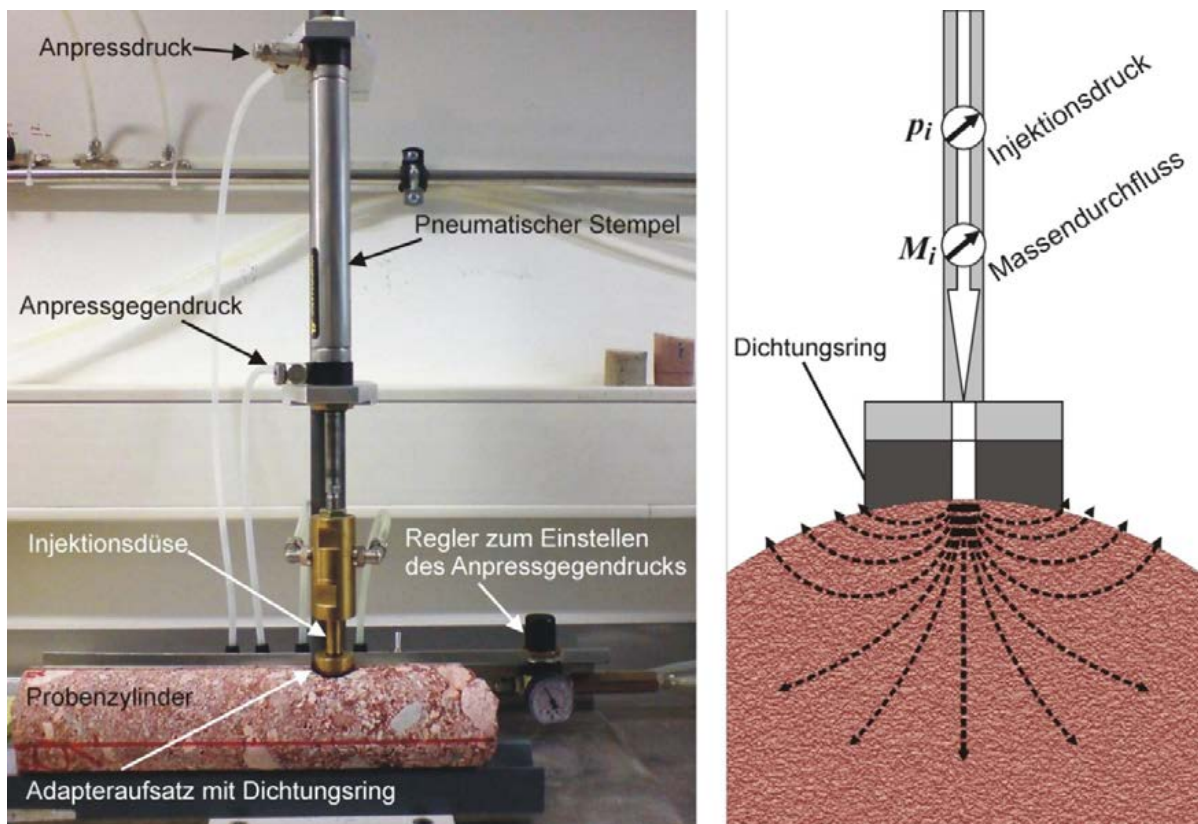


Abb. 19: Aufbau des Minipermeameters und schematische Darstellung des Messverfahrens und der Probendurchströmung. Zu sehen ist der pneumatische Stempel zum Anpressen der Injektionsdüse auf die Probenoberfläche, der Regler zum Einstellen des Anpressgegendrucks sowie eine Gesteinsprobe (Rotliegend-Konglomerat).

Unter dieser Annahme wurde von Goggin et al. (1988) durch Kalibrierung mit einem numerischen Strömungsmodell eine Gleichung zur Berechnung des Geometriefaktors abgeleitet, die die Bestimmung des durchströmten Volumens ermöglicht. Der Geometriefaktor wird dabei als eine Funktion von Probengeometrie (Probenradius und Probenlänge) und Radius der Injektionsdüse beschrieben und für zwei Strömungsarten unterschieden. Erstens für die Strömung eines kompressiblen Fluids im Halbraum und zweitens für die uneingeschränkte Strömung durch Bohrkerne. Unter der Annahme der Ausbildung eines radialsymmetrischen hemisphärischen Strömungsbildes unter stationären Bedingungen in Bohrkerne errechnet sich der Geometriefaktor nach Goggin et al. (1988) wie folgt:

$$G_0(b_D, R_D, L_D) = 2\pi \int_0^1 \left\{ \frac{\partial m_D}{\partial z_D} \right\} \cdot r_D \cdot dr_D$$

b_D = Radius der Injektionsdüse [m]

R_D = Radius der Probe [m]

L_D = Länge der Probe

m_D = räumliche Druckverteilung (scheinbares Gaspotenzial) [-]

z_D = vertikale Position [-]

r_D = radiale Position [-]

Dabei gilt:

$$m_D = \frac{m\{\phi\} - m\{\phi_0\}}{m\{\phi_1\} - m\{\phi_0\}}$$

Φ_0 = räumliche Druckverteilung (scheinbares Potenzial) auf der äußeren Oberfläche des Bohrzylinders [-]

Φ_1 = räumliche Druckverteilung (scheinbares Potenzial) auf der Oberfläche des Bohrzylinders, auf der die Messsonde aufsitzt [-]

Da die mathematische Herleitung des Geometriefaktors nur unter der Annahme einer homogenen, isotropen Probe gilt, kann er für heterogene Gesteinsproben nicht rechnerisch ermittelt werden. Eine Ermittlung des Geometriefaktors für Gesteine kann nur empirisch erfolgen. Dafür muss eine repräsentative Anzahl von Gesteinsproben einer Gesteinsart mit der für das Säulenpermeameter nötigen Probengeometrie vorhanden sein. An diesen Probenzylindern mit einem maximalen Durchmesser von 40 mm und einer maximalen Höhe von 50 mm wird dann mit dem Säulenpermeameter die Permeabilität gemessen. Anschließend wird an den Stirnflächen, an denen im Säulenpermeameter der Injektionsdruck angelegt wurde, die Permeabilität mit dem Minipermeameter gemittelt über mindestens 10 Messpunkte gemessen. Seitliche Druckverluste bei den Minipermeametermessungen können aufgrund der geringen Größe des bei der Messung durchströmten Bereiches vernachlässigt werden (Jaritz, 1999). Anhand dieser Messwerte kann der Geometriefaktor so angeglichen werden, dass die Standardabweichung der Ergebnisse der Minipermeametermessungen minimal ist im Vergleich zu den Ergebnissen der Säulenpermeametermessungen.

In der Regel kann bei Minipermeametermessungen an klastischen Sedimenten aber der im Auswertungsprogramm voreingestellte Wert als Geometriefaktor verwendet werden. Dieser Wert wurde durch Hornung & Aigner (2002) für fluviatile Sandsteine des Keuper empirisch ermittelt und kann als Mittelwert für Sandsteine, die unter ähnlichen Faziesbedingungen abgelagert wurden, angesehen

werden. Auch für die anderen Gesteinsarten, die im Rahmen des Projektes beprobt wurden, sind die mit dem Minipermeameter gemessenen scheinbaren Permeabilitäten eine ausreichend gute Abschätzung für die Größenordnung der Matrixpermeabilität. Zur Identifikation von Korrelationen der Matrixpermeabilität mit anderen Gesteinseigenschaften wie z.B. Porosität oder Wärmeleitfähigkeit sind die Messungen mit dem Minipermeameter jedoch nicht oder nur sehr bedingt geeignet.

3.2.2 Gebirgspermeabilität K_G

An dieser Stelle sollen zur Erleichterung der weiteren Betrachtung und den Vergleich der hydraulischen Kennwerte einige Definitionen eingeführt werden. Anstelle der Gesteins- oder Gebirgsdurchlässigkeit sowie dem Durchlässigkeitsbeiwert wird im Folgenden die von den Fluideigenschaften unabhängige Permeabilität verwendet. Die Größe des Durchlässigkeitsbeiwerts ist maßgeblich von Dichte und Viskosität des Wassers beeinflusst, die wiederum vom Gesamtlösungsgehalt (TDS), vom Druck und von der Temperatur abhängig sind. Da im Rahmen des Projektes nur die Eigenschaften der potenziellen Reservoirgesteine und nicht die Hydrochemie der dort vorkommenden Thermalsolen betrachtet wurde, ist die fluidunabhängige Permeabilität der repräsentativere Parameter.

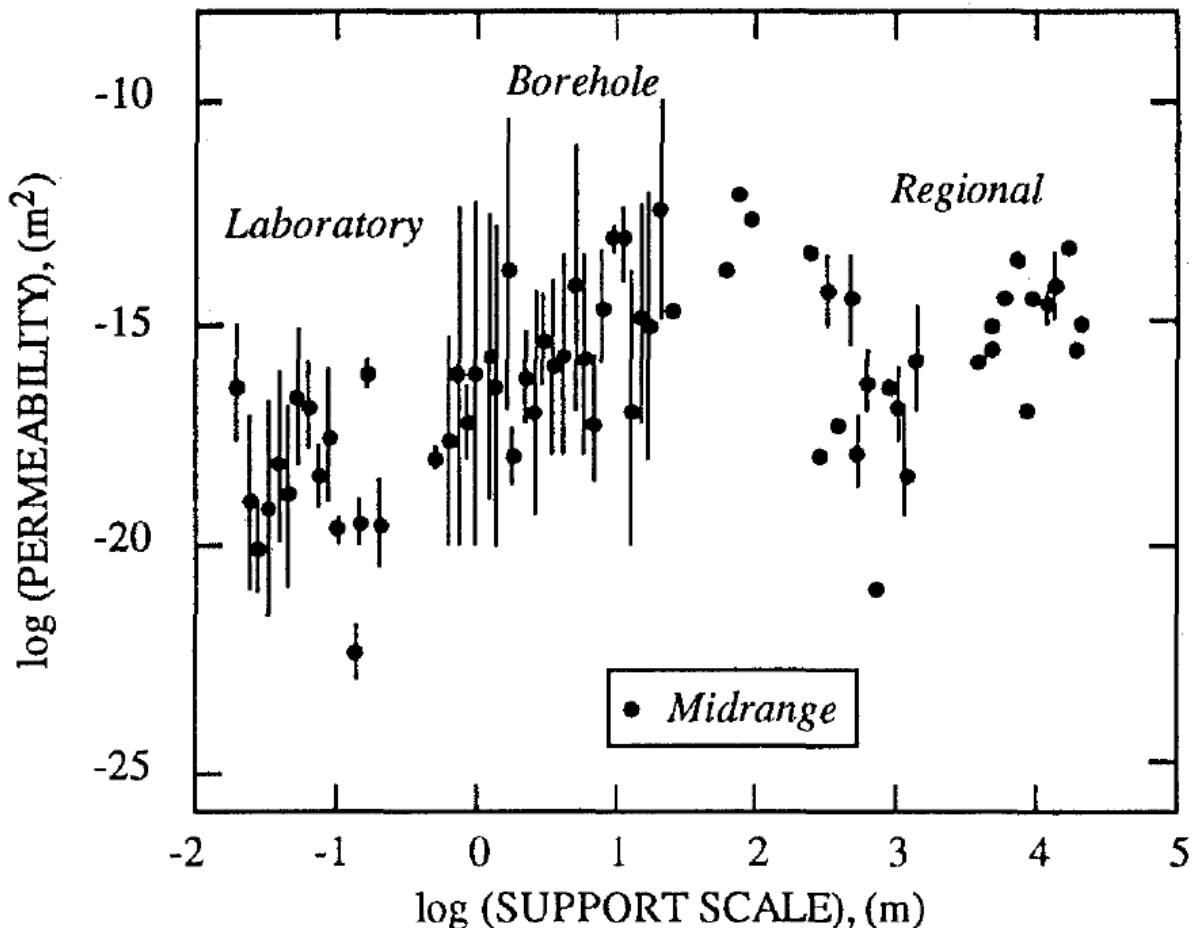


Abb. 20: Permeabilität als Funktion der Beobachtungsskala (Clauser, 1992). Punkte sind Mittelwerte.

Alle im Labor oder Feld bestimmten hydraulischen Kennwerte wurden dementsprechend zur vereinfachten Auswertung unter Berücksichtigung der bei den Messungen herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen in Permeabilität umgerechnet. Hierbei ist abhängig von der Bestimmungsmethode und des damit einhergehenden Betrachtungsmaßstabes zwischen Gesteins- oder Matrixpermeabilität (K_m ; im folgenden **Gesteinspermeabilität** genannt), die nur die Permeabilität der ungestörten, ungeklüfteten Gesteinsmatrix bezeichnet und der **Gebirgspermeabilität** (K_G), bei der auch

das vorliegende Trennflächengefüge, Karsthohlräume und ähnliches berücksichtigt sind, zu unterscheiden. Eine Skalenabhängigkeit der Permeabilität unter Angabe verschiedener Begründungen für die auftretenden Effekte, sowie einen Vergleich von Gesteinspermeabilitäten und Gebirgspermeabilitäten liefern auch Clauser (1992) oder Guéguen et al. (1996), (Abb. 20).

Diese Unterscheidung ist für die Geothermie in Deutschland insofern von Bedeutung, da die in Deutschland als hydrothermale Reservoirs identifizierten Gesteinseinheiten (Rotliegend, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Malm) ausnahmslos als Kluft- oder Karstgrundwasserleiter zu klassifizieren sind. Aufgrund dessen kann vor allem bei den verkarsteten und geklüfteten Kalksteingrundwasserleitern die Gesteinspermeabilität für die Reservoirbetrachtung nahezu vernachlässigt werden. Auch bei Sandsteinkluftgrundwasserleitern ist die Gesteinspermeabilität bei den in der Regel in Deutschland vorkommenden niedrigen Werten (u.a. Legarth et al. 2003, Orzol et al. 2005, Stober & Jodocy 2009, Sulzbacher & Jung 2010, Jodocy & Stober 2011, Stober 2011, Bär et al. 2011) für die Ermittlung der hydraulischen Ergiebigkeit von untergeordneter Bedeutung und eher für die Abschätzung der Wärmetransportprozesse im Gestein (Kluftkörper) selbst von Belang. Bei der geothermischen Nutzung der in Reservoirtiefe in der Regel dichten Sedimentgesteine erfolgt der Wassertransport hauptsächlich entlang natürlicher hydraulischer Fließwege, wie Klüften, Schichtflächen und Störungen, oder es ist erforderlich, künstlich Risse und Brüche durch hydraulisches Fracen zu erzeugen (Wasserfrac). Dementsprechend wird bei der Potenzialbetrachtung im Rahmen dieser Arbeit die zur Abschätzung der Ergiebigkeit entscheidende Transmissibilität des betrachteten Reservoirgesteins mit Hilfe der ermittelten Gebirgspermeabilitäten und der aus dem Modell abgeleiteten lokalen Reservoirmächtigkeit berechnet. Die tatsächliche hydraulisch aktive Nettomächtigkeit kann lokal anhand der detaillierten Faziesverteilung ermittelt werden.

Die hydraulischen Gebirgskennwerte wurden durch die Auswertung der Daten von mehr als 900 Pumpversuchen und anderen hydraulischen Tests bestimmt, die in den Bohrchiven des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie und dem Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz gesichtet und ausgewertet wurden (Abb. 26). Hierbei wurde die Datenauswahl auf Bohrungen mit einer Endteufe von mehr als 50 m beschränkt, um von vorneherein zu stark oberflächennah aufgelockerte Bereiche von der Auswertung auszuschließen. Gleichwohl können diese Daten nur unter Vorbehalten auf die Verhältnisse in großen Tiefen übertragen werden, da aufgrund der dort herrschenden Druckbedingungen mit einer Verminderung der primären und sekundären Porosität und somit mit einer Verringerung der Durchlässigkeit zu rechnen ist. Für das Projekt sind sie jedoch sehr wichtig, um in Abhängigkeit des Gesteinstyps das Verhältnis zwischen Labordaten (Gesteinspermeabilität) und Felddaten (Gebirgspermeabilität) zu ermitteln. Den Schwerpunkt der zusammengetragenen hydraulischen Testdaten entstammt Trink- und Mineralwassererschließungen, aber auch Thermalwassererschließungen, außerdem wurden Forschungs- und Erkundungsbohrungen berücksichtigt. Bei einem großen Anteil der Daten handelt es sich nur um Angaben von Entnahmeraten und zugehörigen Absenkungen, aus denen keine exakten Durchlässigkeiten ermittelt, sondern nur qualitative Angaben über die Durchlässigkeit getroffen werden können (s. a. Stober & Jodocy 2009). Durchlässigkeiten konnten jedoch an ebenfalls zahlreich vorhandenen Daten hydraulischer Tests ermittelt werden. Ergänzt wurde dieser Datensatz durch Literaturangaben über die hydraulischen Durchlässigkeiten oder Transmissivitäten der verschiedenen untersuchten Gesteinseinheiten (HÜK 200; Dürbaum et al., 1969; Krapp, 1979; Schraft & Rambow, 1984; Prinz & Holtz, 1989; Stober & Bucher, 2006; Stober & Jodocy, 2009; Jodocy & Stober, 2011)

Da wie beschrieben für die überwiegende Anzahl an Datensätzen nur Angaben über die Entnahmerate und die zugehörige Absenkung ohne genaue Angaben zum Ausbau oder zu eventuel-

len Beobachtungsbrunnen gegeben waren, konnte der Durchlässigkeitsbeiwert nur über orientierende Bestimmungsmethoden näherungsweise bestimmt werden. Dazu wurden die folgenden Formeln nach Bieske (1956) verwendet:

Für gespanntes Grundwasser:

$$k_f = \frac{Q}{M \cdot s}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

Q = Entnahmerate unter quasistationären Bedingungen [m³/s]

M = Mächtigkeit des genutzten Grundwasserleiters [m]

s = Absenkungsbetrag im Brunnen [m]

Für freies Grundwasser:

$$k_f = \frac{Q}{h_m \cdot s}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

Q = Entnahmerate unter quasistationären Bedingungen [m³/s]

h_m = $h + s/2$

h = abgesenkte Wassersäule über Brunnensohle [m]

s = Absenkungsbetrag im Brunnen [m]

Die für die Berechnung notwendigen Mächtigkeiten der jeweils genutzten Grundwasserleiter wurden meist anhand der Schichtenverzeichnisse ermittelt oder aus zusätzlichen Angaben zur Filterstrecke, zu Zustrombereichen oder Ähnlichem abgeleitet. In der Regel wurde jedoch die verfilterte, bzw. wassererfüllte Mächtigkeit angesetzt, so dass auch schlecht durchlässige Horizonte mitberücksichtigt sind und die ermittelte Durchlässigkeit der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit der gesamten erfassten Gesteinsabfolge entspricht. Dies vereinfacht auch die Übertragung der ermittelten Kennwerte auf das geologische 3D-Modell und korrespondiert insofern auch mit der Auflösungsgenauigkeit des Modells.

Eine Möglichkeit zur Überprüfung der mit Hilfe der orientierenden Methode ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte ergibt sich durch einen geringen Anteil an Datensätzen für die bereits Transmissivitätswerte vorlagen, die mit verschiedenen genaueren Bestimmungsmethoden, z.B. durch die Auswertung von Wiederanstiegskurven nach Theis oder Dupuit & Thiem (Krusemann & De Ridder, 1991) ermittelt wurden. Durch einen Vergleich der Ergebnisse beider Methoden zeigt sich, dass die mit der orientierenden Bestimmungsmethode ermittelten Durchlässigkeiten mit den aus Pumpversuchsauswertungen gewonnenen Werten gut übereinstimmen (Abb. 21).

Zur weiteren differenzierten Betrachtung der Durchlässigkeiten wurde der Datensatz nach Modelleinheiten gegliedert und eventuelle in den Schichtenverzeichnissen vermerkte Angaben zu Störungs- oder Klüftzonen erfasst. Somit können Brunnen, die Mischwasser aus Gesteinsschichten fördern, die verschiedenen Modelleinheiten entsprechen, von der Auswertung ausgeschlossen werden. Weiterhin können ungewöhnlich hohe Durchlässigkeiten direkt mit Störungzonen oder Bereichen erhöhter Klüftung in Verbindung gebracht werden und geben wiederum Auskunft über die maximal zu erwartenden Durchlässigkeiten einer Gesteinseinheit.

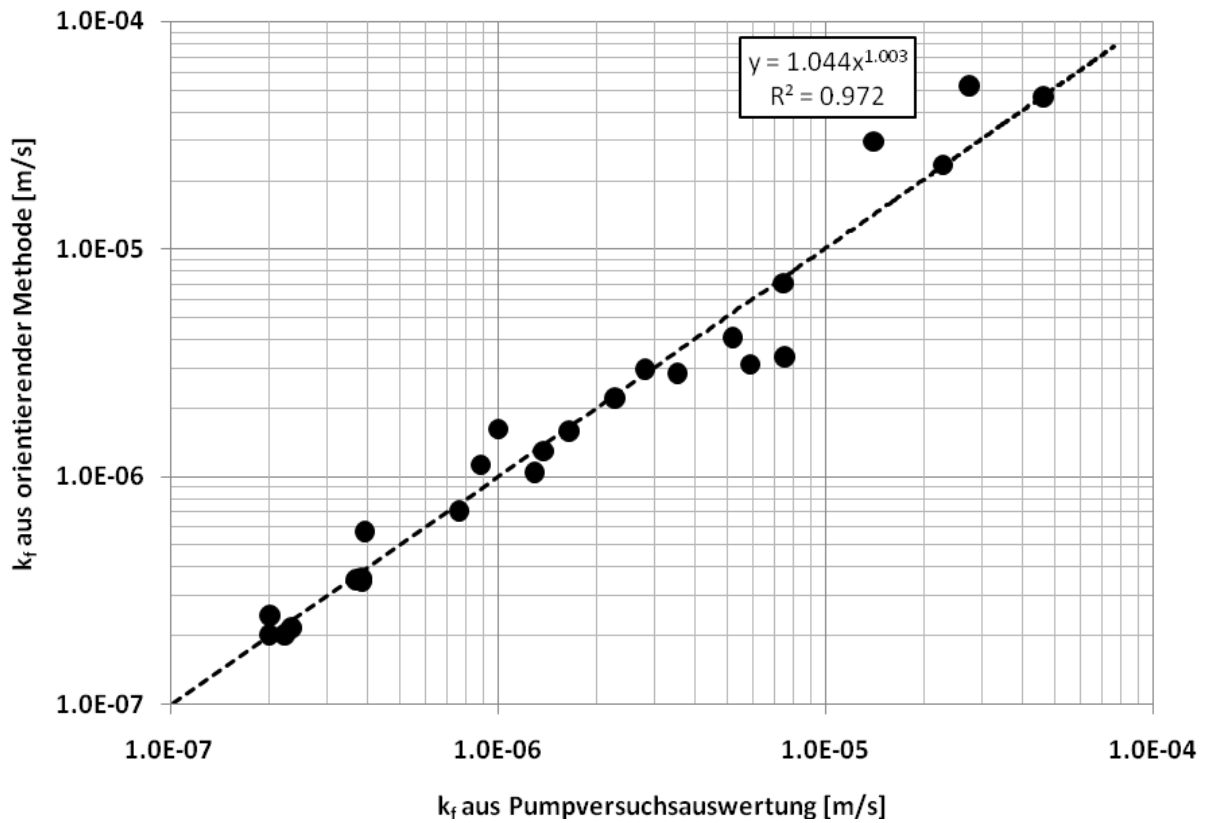


Abb. 21: Vergleich der k_f -Werte des Rotliegend aus ausführlicher Pumpversuchsauswertung nach Dupuit & Thiem und Theis (Krusemann & De Ridder, 1991) mit k_f -Werten des Rotliegend aus orientierenden Bestimmungsmethoden.

3.2.3 Weitere Untersuchungsmethoden

Weitere Anhaltspunkte zur Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften des Nutzhorizontes werden in den Arbeitshilfen der Staatlichen Geologischen Dienste zur Nutzung der Tiefen Geothermie (PK Tiefe Geothermie, 2007, 2008) dargestellt und sind auch bei Stober et al. (2009) und ausführlich in den DVGW Regelwerken W 109, W 110 und W111 beschrieben.

3.3 Ergebnisse

3.3.1 Kennwertdarstellung

Die vorhergehend beschriebenen Eingangsdaten sind Grundlage zur Attributierung der geologischen Einheiten des 3D-Modells mit geothermischen Gesteinskennwerten (siehe Kapitel 4.3 und 4.4.2). Zur Beschreibung der untersuchten lithostratigrafischen Einheiten wurden mit Hilfe der Software SPSS für jede betrachtete Gesteinseigenschaft statistische Kenngrößen (Minimalwert, Maximalwert, 1. und 3. Quartil, arithmetischer Mittelwert, Median, Standardabweichung etc.) ermittelt. Einzelne Eingangsdatensätze aus der Literatur, wie insbesondere die Daten zur Gebirgsdurchlässigkeit sowie weitere Daten wie Porosität, einaxiale Druckfestigkeit oder Elastizitätsmodul waren bereits in den herangezogenen Quellen auf einzelne statistische Kenngrößen zusammengefasst. Diese Kenngrößen mussten ohne die Möglichkeit einer weiteren Kontrolle mit den eigenen Daten abgeglichen oder bei fehlenden Vergleichswerten unverändert übernommen werden. Die Einzelwerte der gemessenen Gesteinspermeabilitäten und der aus Pumpversuchen bestimmten Gebirgspermeabilitäten wurden für die statistische Bearbeitung zunächst logarithmiert. Diese logarithmierten Werte wurden zur Bestimmung der oben beschriebenen statistischen Kenngrößen herangezogen.

Zur Darstellung der geothermischen Gesteins- und Gebirgskennwerte in Form von normierten Datenblättern, die im Anhang zu diesem Bericht für den Nutzer zur Verfügung gestellt sind, wird sowohl auf Box-Whisker-Plots als auch auf Histogramme zurückgegriffen. Dies gewährleistet die Vergleichbarkeit mit Werten anderer geothermischer Untersuchungen, wie z.B. GeotIS (Schulz et al. 2007 und 2009) oder im Speziellen mit dem Projekt GeoTool (Jodocy & Stober 2011), das derzeit vom Regierungspräsidium Freiburg bearbeitet wird und im Oberrheingraben zumindest mit dem Buntsandstein den gleichen Reservoirhorizont untersucht. Die Histogrammdarstellung ermöglicht weiterhin eine schnelle Einschätzung, ob die untersuchten Gesteinseigenschaften normalverteilt sind oder ob multimodale Verteilungen vorliegen, deren geologische Ursache ggf. durch genauere Betrachtungen zu ermitteln ist. Außerdem wird die Identifikation von Ausreißern erleichtert.

Die Box-Whisker-Plots hingegen ermöglichen eine einfache Veranschaulichung der Daten in Bezug auf die angetroffenen Größenordnungen und die Werteverteilung unter Verwendung robuster Streuungs- und Lagemaße (Jodocy & Stober 2011). Zudem ermöglichen sie den übersichtlichen Vergleich der Gesteinskennwerte verschiedener geologischer Einheiten oder verschiedener Probenahmegebiete oder lithofazieller Ausbildungen der gleichen geologischen Einheit im Hinblick auf regionale Unterschiede. Weiterhin sind sie ideal für den Vergleich von Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten. Durch die Lage des Medians innerhalb der Box lässt sich, in Ergänzung der Histogrammdarstellung, die Schiefe der den Daten zugrunde liegenden Verteilung ermitteln. Die Länge der Whisker basiert auf dem Ansatz von Tukey (1977) und beträgt maximal das 1,5-fache des Interquartilsabstands. Punktwerte stellen Ausreißer innerhalb der Datenreihe dar, die noch außerhalb der Fühlerlänge angesiedelt sind. Als Stern markierte Einzelwerte sind extreme Ausreißer in einer Datenreihe (Jodocy & Stober 2011).

Als Ergebnis der Datenauswertung wird für jede untersuchte Gesteinseinheit eine Tabelle der statistischen Kenngrößen, die für die weitere Potenzialbestimmung genutzt werden sowie das Histogramm und der zugehörige Box-Whisker-Plots zur Visualisierung in Form eines Datenblattes zur Verfügung gestellt (Abb. 22).

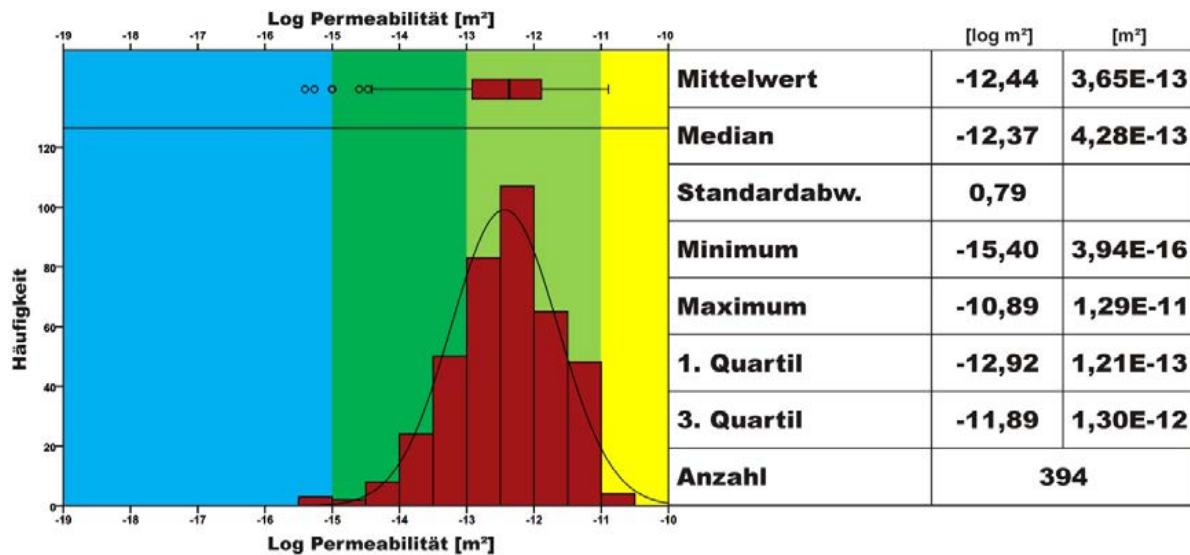


Abb. 22: Datenblatt geothermischer Kennwerte als Ergebnis der statistischen Datenauswertung am Beispiel der Gebirgspermeabilität des Rotliegend. Die Farbcodierung der Wertebereiche entspricht den in Tabelle 17 vorgestellten Potenzialstufen.

3.3.2 Gesteinsphysikalische Eigenschaften

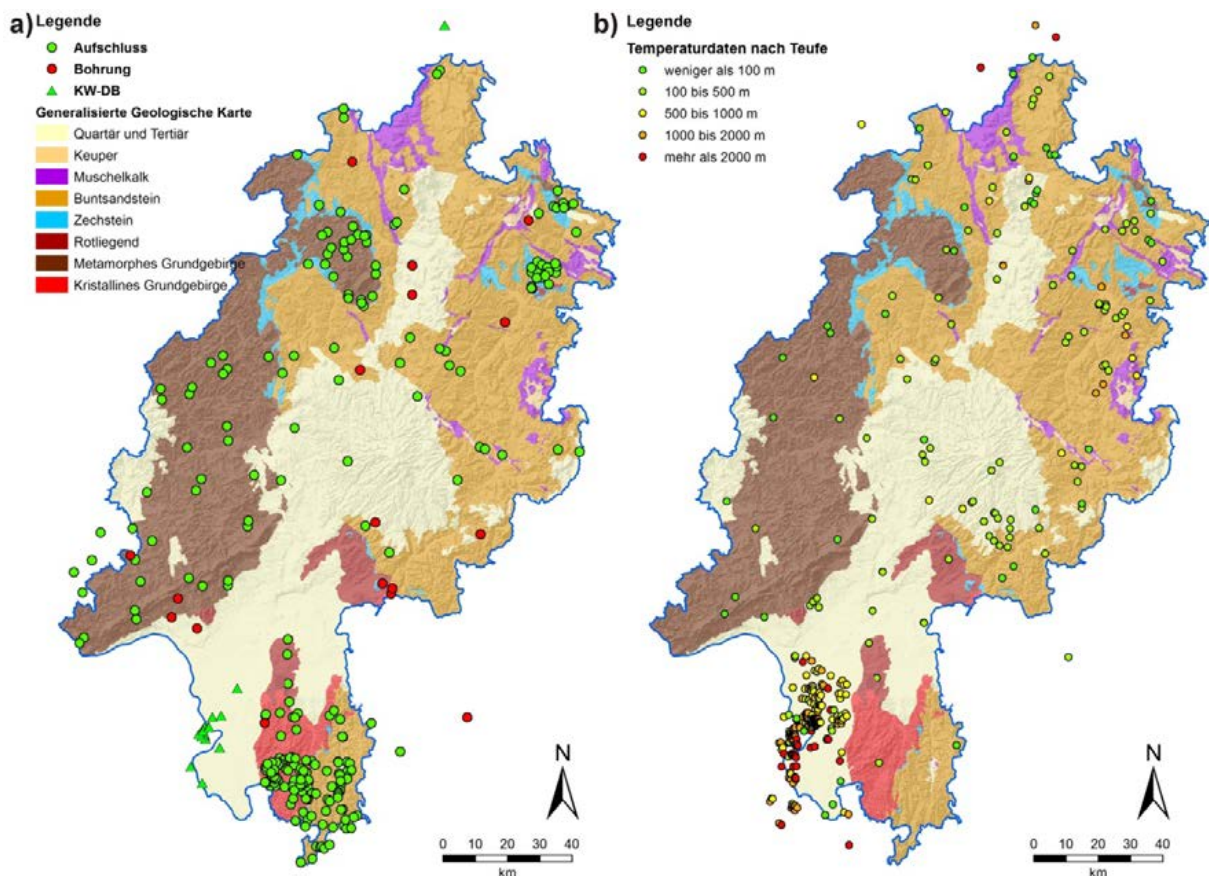


Abb. 23: Eingangsdaten für das geothermische Modell. a) Lage der Aufschlüsse und Bohrungen, in denen Proben für Labormessungen entnommen wurden und der in der Kohlenwasserstoff-Datenbank enthaltenen Messdaten. b) Lage der für Hessen vorhandenen Untergrundtemperaturmessungen untergliedert nach Teufe. (Generalisierte geologische Karte auf Basis der GÜK 300 Hessen, HLUG)

Insgesamt wurden im Rahmen des Projektes und weiterer an der TU Darmstadt laufender studentischer Abschlussarbeiten mehr als 600 Gesteinsproben zur Messung der Wärmeleitfähigkeit, Tempe-

raturleitfähigkeit, spezifischen Wärmekapazität und Gesteinspermeabilität genommen (Abb. 23). Zur statistischen Absicherung der Messwerte fanden pro Probe zwischen 10 und 30 punktuelle Einzelmessungen der jeweiligen Gesteinseigenschaften statt, so dass insgesamt annähernd 8500 Wärmeleitfähigkeitsmessungen, über 5000 Temperaturleitfähigkeits- und Wärmekapazitätsmessungen sowie mehr als 7500 Messungen der Gesteinspermeabilität von Gesteinen Hessens und angrenzender Regionen gesammelt werden konnten (Tabelle 2).

Diese Daten bilden u.a. die Grundlage für das geothermische 3D-Modell von Hessen, anhand dessen das tiefengeothermische Potenzial ermittelt und beurteilt wird.

Tabelle 2: Datengrundlage (Mittelwerte) thermophysikalischer Gesteinseigenschaften Hessens

Modelleinheiten	λ [W/m·K]	n	c_p [J/(kg·K)]	n	Log K_m [m ²]	n
Tertiär (Basalte)	1,81±0,25	353	678±99	403	-16,02±1,0	390
Muschelkalk	2,01±0,39	313	672±87	125	-16,12±0,8	309
Buntsandstein	2,51±0,46	2618	635±120	1705	-13,61±1,1	2685
Zechstein	2,26±1,15	970	855±267	654	-15,14±1,2	958
Rotliegend	2,26±0,51	863	625±90	254	-13,89±1,4	683
Prä-Perm met	2,74±1,10	2103	650±147	1495	-16,03±1,3	1620
Prä-Perm krist.	2,38±0,40	1127	756±75	989	-16,41±0,9	954
GESAMT		8347		5625		7599

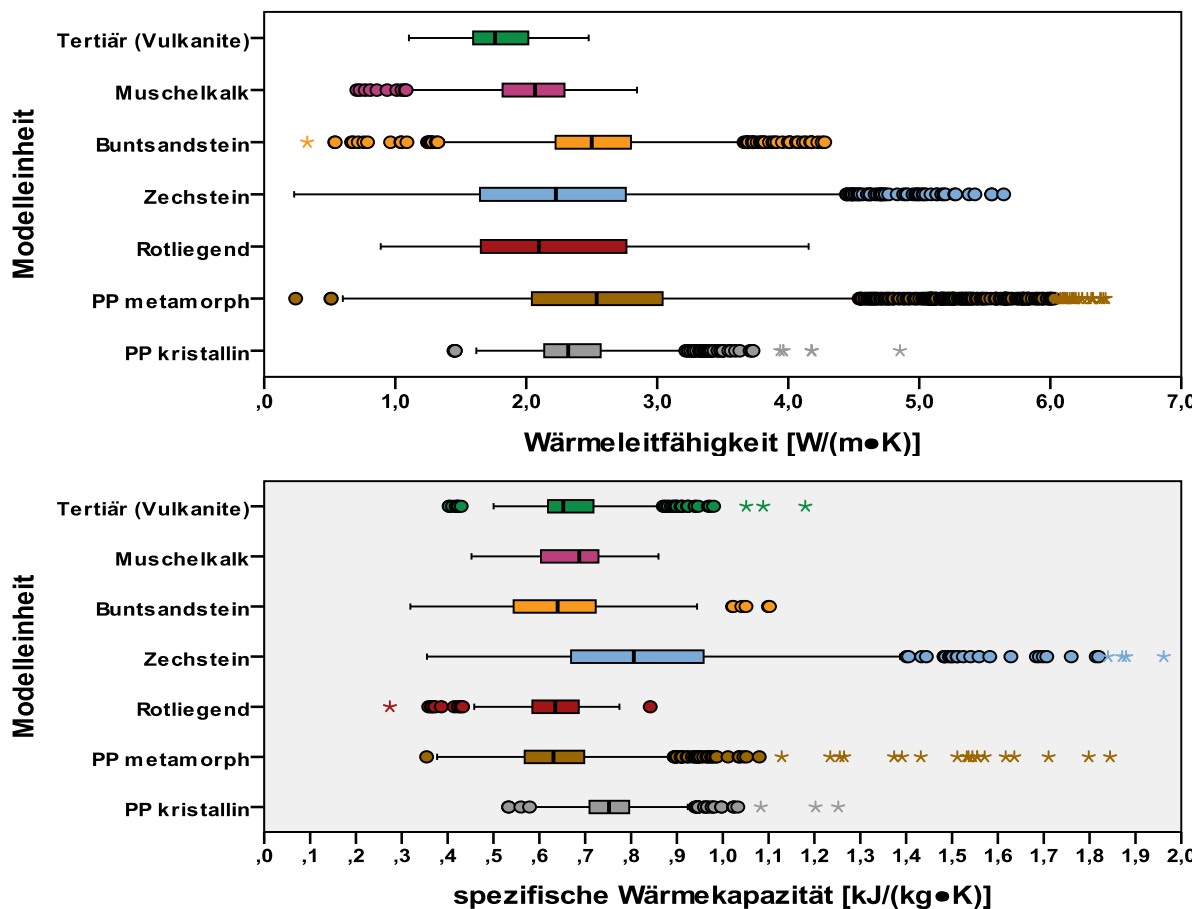


Abb. 24: Box-Whisker-Plots für alle Wärmeleitfähigkeiten und spezifischen Wärmekapazitäten. PP metamorph = Rheinisches Schiefergebirge und Nördliche Phyllit-Zone; PP kristallin = Mitteldeutsche Kristallinschwelle

Eine detailliertere Beschreibung der thermophysikalischen Gesteinseigenschaften der einzelnen Modelleinheiten untergliedert nach Gesteinsarten erfolgt in Kapitel 4.3.

3.3.3 Porosität und Gesteinspermeabilität

Neben den eigenen Messungen liefert die Kohlenwasserstoff-Datenbank (KW-DB) des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) in Hannover weitere Daten zur Gesteinspermeabilität und -porosität, die durch Labormessungen an Kernen bestimmt wurden.. Da die in dieser Datenbank digital erfassten Werte an Proben aus Tiefen von 1 bis 3 km bestimmt wurden und somit der Zieltiefe tiefengeothermischer Erschließung am nächsten kommen, sind sie eine wertvolle Ergänzung und Prüfmöglichkeit der eigenen Messwerte.

Insgesamt liegen aus der KW-Datenbank für den nördlichen Oberrheingraben 4233 Einzelwerte für Porositäten und 3583 Einzelwerte zu Permeabilitäten aus 16 Bohrungen vor. Die Werte stammen aus Teufen zwischen 675 und 2550,0 Metern unter Geländeoberkante (m u GOK) und erschließen große Abschnitte der tertiären Grabenfüllung, die gesamte Schichtenfolge des Rotliegend, das unterlagernde Karbon und das Grundgebirge. Die genaue Anzahl der vorliegenden Porositäts- und Permeabilitätsmessungen sowie die Anzahl der Bohrungen, aus denen diese Werte stammen, sind für jede Schicht in Tabelle 3 aufgeführt. Da die Bohrungen, aus denen die untersuchten Kernproben stammen, der Kohlenwasserstoffexploration dienten, befinden sie sich überwiegend im Bereich struktureller Hochlagen und erfassen daher insbesondere in der tertiären Schichtenfolge meist nur reduzierte proximale Abfolgen. Somit sind Bereiche, in denen die verschiedenen Gesteinseinheiten in für tiefengeothermische Nutzung interessanten Tiefen von mehr als 3 km liegen, nicht abgedeckt.

Für die Weiterverarbeitung und statistische Auswertung wurden die Einzelwerte der Permeabilität logarithmiert und dann wie vorhergehend beschrieben statistische Kenngrößen der Porosität und Permeabilität für die einzelnen stratigrafischen Einheiten bestimmt und in Box-Whisker-Plots nach Tukey (1977) dargestellt (Abb. 25).

Tabelle 3: Datengrundlage der KW-Datenbank für Hessen

Stratigrafische Einheiten	Anzahl Bohrungen	Porosität [%]	Anzahl Werte	Log Permeabilität [m ²]	Anzahl Werte
Hydrobienschichten	3	9,0±8,5	37	-16,72±0,85	23
Corbículaschichten	1	19,9±4,3	13	-16,62±0,55	10
Niederrödern-Formation	3	18,2±6,3	151	-13,99±1,74	135
Graue-Mergel Formation	5	13,7±5,6	335	-14,83±1,65	237
Pechelbronn-Formation	16	14,5±5,6	2883	-14,55±1,82	2519
Z1, Kupferschiefer	1	1,2±0,4	156	-18,39±0,63	156
Rotliegend	9	6,9±3,4	746	-16,35±1,00	603
Karbon	1	3,0±1,0	36	-16,76±0,77	29
Grundgebirge	2	2,5±2,0	32	-16,64±0,70	27

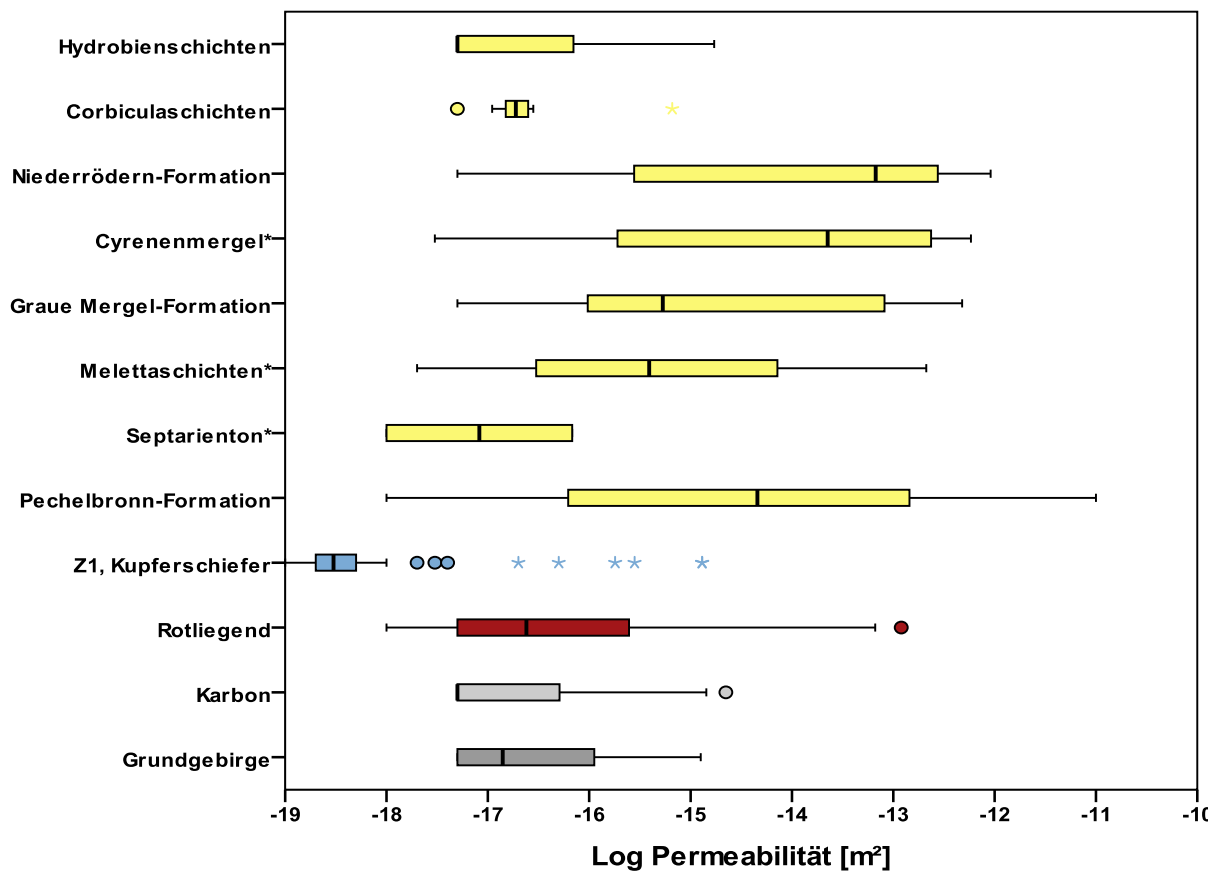
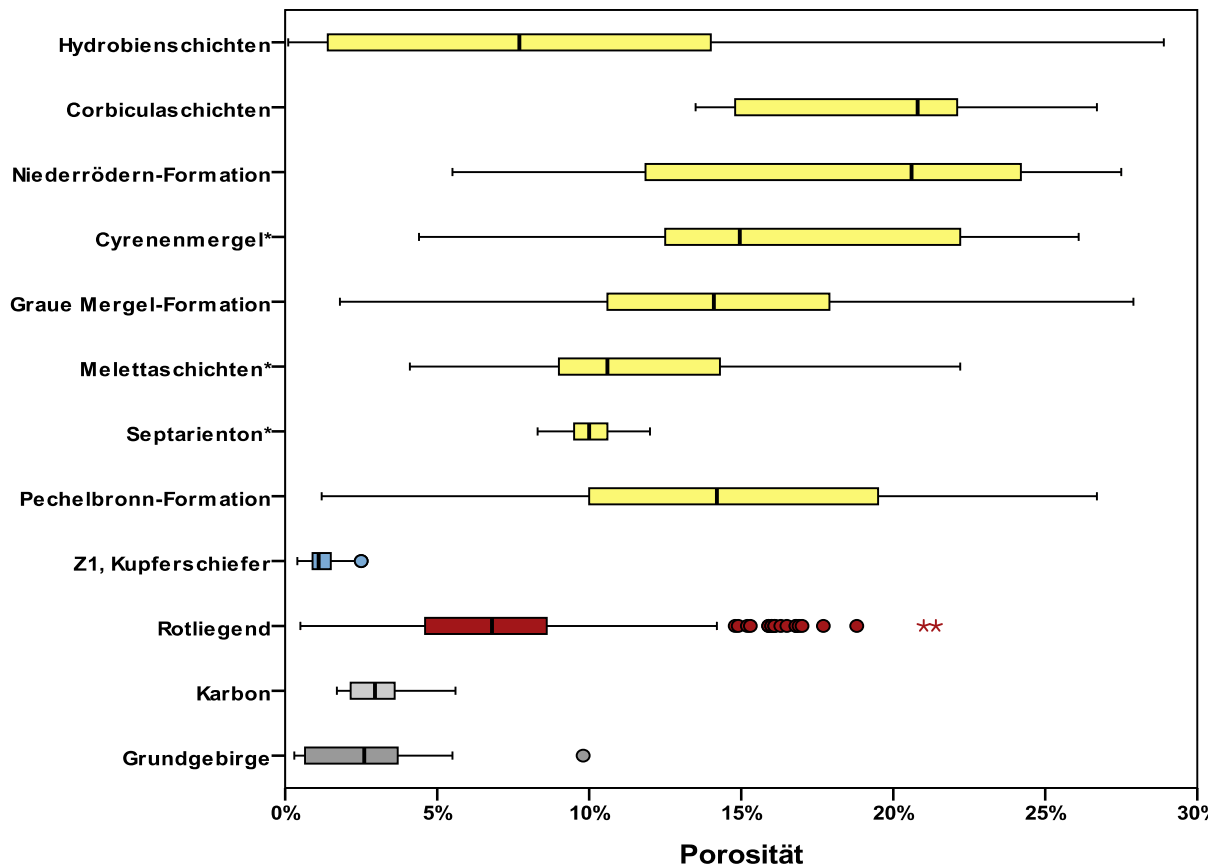


Abb. 25: Box-Whisker-Plots für die Porositäts- und Gesteinspermeabilitätswerte aus der KW-Datenbank für den nördlichen Oberrheingraben und Nordhessen (Zechstein). Die mit * markierten Einheiten gehören zur Grauen Mergel-Formation.

Die vorliegenden Porositäts- und Gesteinspermeabilitätsdaten aus der KW-Datenbank zeigen, dass sowohl in den Einheiten der tertiären Grabenfüllung als auch in der Schichtenfolge des Rotliegend Gesteinshorizonte mit Porositäten von mehr als 10 bis 15 % sowie Gesteinspermeabilitäten von mehr als $1 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ auftreten. Weisen diese Schichten eine ausreichend große Mächtigkeit von mehr als 50 m und eine ausreichend große laterale Erstreckung auf, sind sie als hydrothermale Nutzhorizonte geeignet. Gesteinseinheiten, bei denen der Mittelwert und das 3. Quartil der Gesteinspermeabilität deutlich unter $1 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ liegen (Hydrobienschichten, Corbículaschichten, Graue-Mergel-Formation, Zechstein, Rotliegend, Karbon und Grundgebirge), kommen als hydrothermale Nutzhorizonte nur dann in Frage, wenn durch sekundäre Porositäten wie Klüfte, Verkarstung etc. eine deutlich höhere Gebirgspermeabilität vorliegt. Aussagen hierzu sind jedoch möglich, wenn hydraulische Testdaten aus den jeweiligen Formationen vorliegen. Ansonsten besteht bei ausreichend hoher Temperatur und guten thermophysikalischen Eigenschaften die Möglichkeit der petrothermalen Nutzung. Diese kann jedoch nur erfolgen, wenn das Gestein aufgrund seiner mechanischen Eigenschaften eine erfolgreiche hydraulische Stimulation erwarten lässt (Rotliegend, Karbon und Grundgebirge).

Eine detailliertere Beschreibung der hydraulischen Gesteinseigenschaften der einzelnen Modelleinheiten aus eigenen Messungen und denen der KW-Industrie untergliedert nach Gesteinsarten erfolgt in Kapitel 4.3.

3.3.4 Gebirgspermeabilität

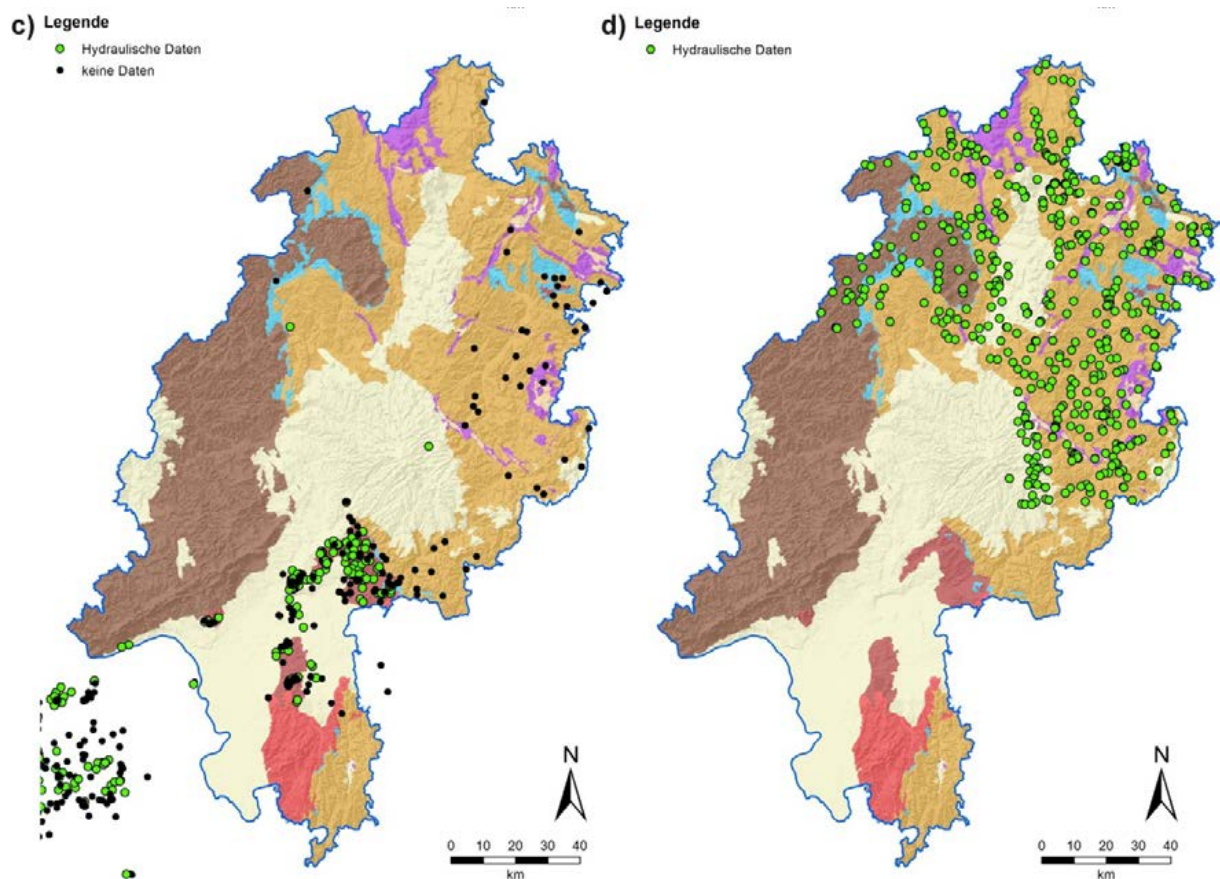


Abb. 26: Eingangsdaten für das geothermische Modell. Lage der Bohrungen im Rotliegend (c) und im Buntsandstein (d), die auf hydraulische Testdaten gesichtet wurden.

Da die für die tiefe Geothermie so wichtige Abschätzung der zu erwartenden Fördermenge oder Ergebigkeit eines Reservoirs maßgeblich von der Gebirgsdurchlässigkeit abhängt, ist die Betrachtung und Auswertung hydraulischer Testdaten wichtiger Teilaspekt der Potenzialabschätzung.

Die Gebirgspermeabilität ist bei den untersuchten Gesteinseinheiten (Buntsandstein, Rotliegend), wie bereits eingehend beschrieben, weniger von den Gesteinseigenschaften als vielmehr von der Wasserwegsamkeit des Trennflächengefüges bestimmt. Dies stimmt mit Beobachtungen von Dürbaum et al. (1969) und Schraft & Rambow (1984) für den Buntsandstein in Nordhessen überein, die für die Gesteinspermeabilität einen Wert ermittelten, der maximal 20 % der Gebirgspermeabilität beträgt. Ähnliche Verhältnisse von Gesteins- zu Gebirgsdurchlässigkeit teilte März (1977) für den unter- und oberfränkischen Buntsandstein mit und können auch für den Buntsandstein im mittleren bis südlichen Oberrheingraben aus den Werten von Stober & Jodocy (2009) und Jodocy & Stober (2011) sowie anhand der eigenen Daten für die permokarbonen Gesteinsabfolgen des Rotliegend abgeleitet werden.

Eine detailliertere Beschreibung der hydraulischen Gebirgseigenschaften der einzelnen Modelleinheiten untergliedert nach Gesteinsarten erfolgt in Kapitel 4.3.

3.3.5 Literaturdaten

Die im Folgenden aufgeführten Veröffentlichungen wurden im Hinblick auf für das Projekt nutzbare Daten zur Gesteins- und Gebirgspermeabilität gesichtet und verwendet.

Biehler, D. (1995): Kluftgrundwässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes - Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen. - Tübinger geowiss. Arb., **C 22**: 103 S.

Bitzer, F. (2007): Ergebnisse von Durchlässigkeitsuntersuchungen an permotriassischen Gesteinen der Pfälzer Mulde. - Mainzer geowiss. Mitt., **35**: 17-32, 7. Abb., 1. Tab.; Mainz.

Bitzer, F. (2004): Zu Pumpversuchen in Tiefbrunnen - eine idealisierte Betrachtung für den Buntsandstein der Pfälzer Mulde. - Mainzer geowiss. Mitt., **32**: 197-228, 12. Abb., 3. Tab.; Mainz.

Clauser, C. (1992): Permeability of Crystalline Rocks, EOS Trans. AGU 73(21), 233, 237-238.

Diederich, G. Finkenwirth, A., Hölting, B., Kaufmann, F., Rambow, D., Scharpff, H.-J., Stengel-Rutkowski, W. & Wiegand, K. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1: 300.000. Geol. Abh. Hessen, **95**: 83 S.

Dürbaum, H.-J., Matthess, G. & Rambow, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. - Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., **97**: 258-274, 10 Abb., 4 Tab., Wiesbaden.

Feldrappe, H., Obst, K. & Wolfgramm, M. (2008): Die mesozoischen Sandstein-Aquifere des Norddeutschen Beckens und ihr Potential für die geothermische Nutzung. – Zeitschr. Geol. Wiss., **36**: 199-222.

Heinemann, B. Troschke, B & Tenzer, H. (1992): Hydraulic investigation and stress evaluations at the HDR test site Urach III, Germany, Geothermal Resources Council Transactions, Davis, CA: 425-431.

Hug, N. & Vero, G. (2008): Ein vollständiges Zechsteinprofil im südlichen Odenwald: die hydrogeologische Erkundungsbohrung Langenthal BK2/05. - Geol. Jb. Hessen, **135**: 25-45, 6. Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

-
- Jodocy, M. & Stober, I. (2011): Porositäten und Permeabilitäten im Oberrheingraben und im Südwestdeutschen Molassebecken. – Erdöl Erdgas Kohle, **127** (1): 20–27, Hamburg.
- Krapp, L. (1979): Gebirgsdurchlässigkeit im Linksrheinischen Schiefergebirge - Bestimmung nach verschiedenen Methoden. - Mitt. Ing.- u. Hydrogeol. **9**: 313-347, 18. Abb., 5 Tab.; Aachen.
- März, K. (1977): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Buntsandstein und Muschelkalk Nordbayerns (Unterlauf der fränkischen Saale/Ufr. und Gebiet Kronach und Lautertal/Ofr.). - Hydrochem. hydrogeol. Mitt., **2**:VII + 170 S., 26 Abb., 27 Tab.;München.
- Manning, C.E. & Ingebritsen, S.E. (1999): Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. – Rev. Geophys. **37**: 127-150.
- May, F., Hoernes, S. & Neugebauer, H.J. (1995): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: the Rhenish Massif, Central Europe. Geol. Rdsch., **85** (4): 782-799.
- Prinz, H. & Holtz, S. (1989): Zur Durchlässigkeit des Buntsandsteingebirges - Erfahrungen aus dem Tunnel- und Talsperrenbau in Hessen (BRD). - Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **32**: 197-224. Aachen.
- Schraft, A. (2005): Hydraulische Eigenschaften der Kluftgrundwasserleiter Nord- und Mittelhessens. - Geol. Jb. Hessen, **132**: 33-42, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Sperl, J., Trckova, J. (2008): Permeability and Porosity of Rocks and their Relationship based on Laboratory Testing. Acta Geodyn. Geomater., **Vol. 5**: 41-47, Prag.
- Stober, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. -Ferdinand Enke Verlag, 81 Abb., 16 Tab., 191 S., Stuttgart.
- Stober, I. (2011): Depth- and pressure-dependent permeability in the upper continental crust: data from the Urach 3 geothermal borehole, southwest Germany. – Hydrogeology Journal, **19**: 685–699.
- Stober, I. & Bucher, K. (2000): Hydraulic properties of the upper continental crust: data from the Urach 3 geothermal well, Hydrogeology of Crystalline Rocks, 53-78, Kluwer Academic Publishers
- Stober, I. & Bucher, K. (2005): The upper continental crust, an aquifer and its fluid: hydraulic and chemical data from 4 km depth in fractured crystalline basement rocks at the KTB test site. – Geofluids, **5**: 8-19.
- Stober, I. & Bucher, K. (2007): Hydraulic properties of the crystalline basement. – Hydrogeology Journal, **15**: 213–224.
- Stober, I. & Jodocy, M. (2009): Eigenschaften geothermischer Nutzhorizonte im baden-württembergischen und französischen Teil des Oberrheingrabens. – Grundwasser, **14**: 127–137.
- Sulzbacher, H. & Jung, R. (2010): Numerical simulation of geothermal energy production from hydraulic fractures in tight sedimentary rock formations by cyclic-injection-produktion-schemes. – ZDGG **161** (1): 99–109, Stuttgart (Schweizerbart).

4 Geologisch-Geothermisches 3D-Modell

4.1 Geologisches Strukturmodell

Das geologische Modell von Hessen deckt die komplette Landesfläche von mehr als 21.000 km² ab. Die modellierten Horizonte sind die Oberflächen („Top“) des Prä-Perms (untergliedert in „Rhenoherynikum und Phyllit-Zone“ und „Mitteldeutsche Kristallinschwelle“, siehe auch Kapitel 4.3.1), des Rotliegend, des Zechsteins, des Buntsandsteins, des Muschelkalks und der als Quartär bis Tertiär zusammengefassten jüngsten Einheit.

Neben der intensiven Datenaufbereitung erforderte die Größe des Modellgebiets eine Gliederung in Submodelle (Abb. 26). Aus geologischer und modellierungstechnischer Sicht ist es sinnvoll, eine Gliederung entlang von geologischen Strukturgrenzen, wie z.B. Störungen, vorzunehmen. Durch die Gliederung in Submodelle erhöht sich die Übersichtlichkeit und die IT-Infrastruktur bleibt im finanzierbaren Rahmen. Das Modell wurde in sechs Submodelle entlang von in das Prä-Perm reichenden Störungen untergliedert. Die Gliederung orientierte sich dabei auch an der Karte Geologische Strukturräume in Hessen (HLUG, 2007b). Diese von der Geologischen Übersichtskarte 1:300.000 (GÜK300) (HLUG, 2007a) abgeleitete thematische Karte gliedert Räume mit einheitlichen stratigrafischen, petrografischen oder struktureologischen Eigenschaften voneinander ab.

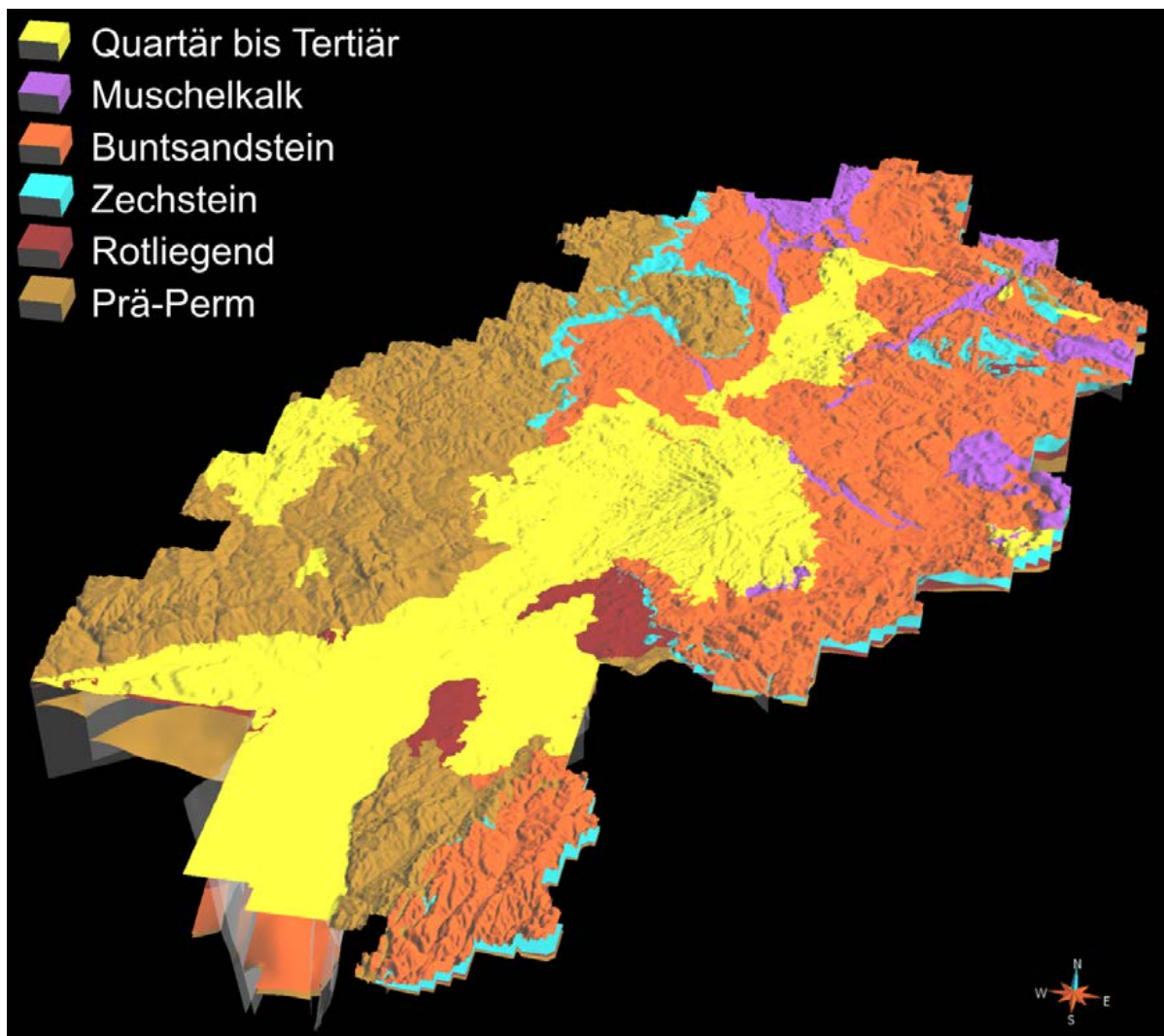











Abb. 27: Das dreidimensionale geologische Strukturmodell von Hessen (5-fach überhöhte Darstellung) zeigt die Lage der Oberflächen ausgewählter Horizonte (geologischer Einheiten).

Legende

-  Submodelle
-  Quartär und Tertiär
-  Keuper
-  Muschelkalk
-  Buntsandstein
-  Zechstein
-  Rotliegend
-  Prä-Perm (Mitteldtsch. Kristallinschw.)
-  Prä-Perm (Renoherzynikum)

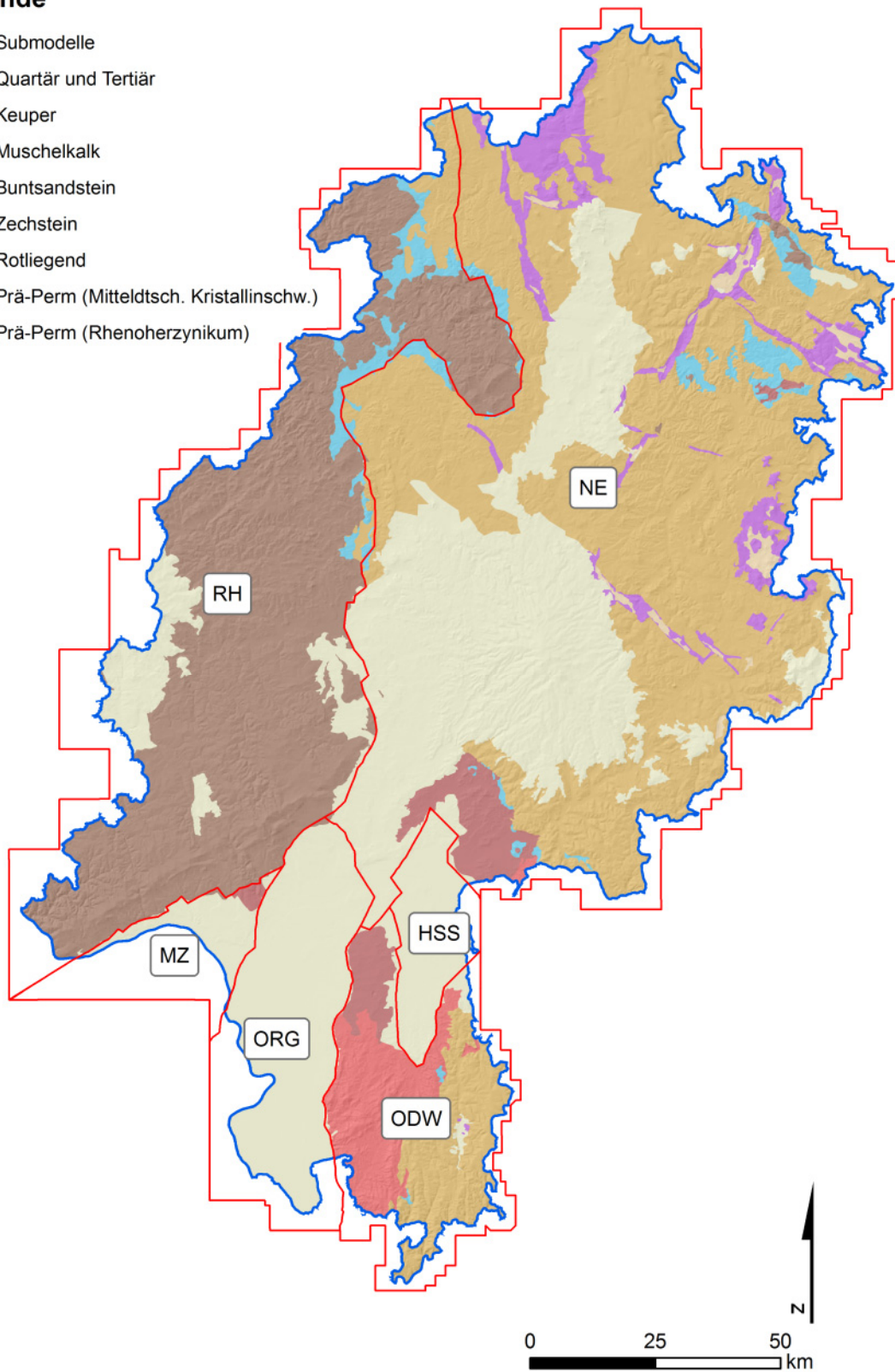


Abb. 28: Das Gesamtmodell wurde entlang tieferreichender Störungen in sechs Submodelle unterteilt. HSS: Hanau Seligenstädter Senke; MZ: Mainzer Becken; NE: Hessen Nordost; ODW: Odenwald; ORG: Oberrheingraben; RH: Rheinisches Schiefergebirge.

Im Folgenden werden die Eingangsdaten und die angewendete Methodik der Modellierung beschrieben. Im Ergebnis liefert das geologische Strukturmodell die Raumlage der enthaltenen stratigrafischen Flächen und Störungen und lässt erst so die Kombination von geophysikalischen Kennwerten und Temperaturen im 3D-Raum zu.

Geologische Schnitte und Isolinienpläne der tiefengeothermisch relevanten Einheiten sind im Anhang E sowie auf dem beigelegten Datenträger zu finden. Bei den dargestellten Daten handelt es sich um direkte Exporte aus dem geologischen Modell ohne eine weitere Glättung oder Aufbereitung der Daten, so dass es vereinzelt zu Artefakten kommen kann. Das Modell ist auf dem Datenträger als GOCAD Flächenobjekt und als 3D-PDF abgelegt.

4.1.1 Modelleinheiten

Für das geologische Modell wurden die Topflächen des Quartär & Tertiär, des Muschelkalk bis Keuper, des Buntsandstein, des Zechstein, des Rotliegend und das variszische Grundgebirge (Prä-Perm) modelliert. Die Fläche des Grundgebirges wurde in die Teilbereiche Rhenoherynykum und Nördliche Phyllit-Zone sowie Mitteldeutsche Kristallinschwelle unterteilt (siehe auch Kapitel 4.3.1).

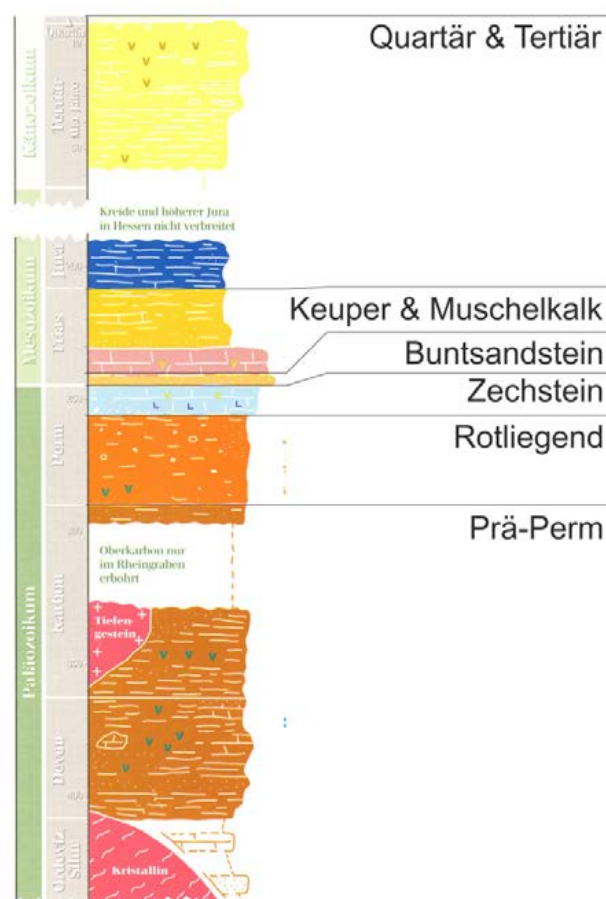


Abb. 29: Modellhorizonte dargestellt im Stratigrafischen Profil Hessens (nach Hoppe & Mittelbach, 1999)

Es wurden durchweg Topflächen modelliert, da so die Bohrinformation am besten nutzbar ist. Während bei Markern an der Basis einer Schicht in der Regel davon auszugehen ist, dass der jeweils letzte Marker keine Basis markiert (da Bohrungen so gut wie nie exakt am Übergang zweier Schichten enden), ist bei Markern am Top einer Schicht immer klar, dass an dieser Position das Top dieser Schicht

vorzufinden ist. Somit sind Marker am Top einer Schicht bei der 3D Modellierung in der Regel vorzuziehen, es sei denn, es liegen weitere Daten bezogen auf die Schichtbasis vor, welche nur sehr aufwändig in Top-Flächen übersetzt werden können. Sind andere Eingangsdaten wie z.B. Isolinien weiträumig und in ausreichendem Detaillierungsgrad verfügbar, so dass diese lediglich vereinzelt durch Bohrungen korrigiert werden müssen, kann es sinnvoll sein, Basisflächen zu modellieren.

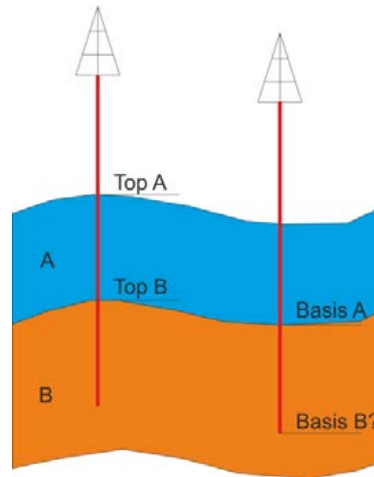


Abb. 30: Werden Marker am Top jeder Schicht verwendet, können diese direkt zur Modellierung genutzt werden. Bei Markern an der Basis kann bei Bohrungen, die innerhalb einer Schicht enden, der jeweils letzte Marker nicht zur Modellierung genutzt werden, da diese Information fehlerhaft wäre.

4.1.2 Störungen

In das geologische Modell wurden die wichtigsten Störungen integriert. Dies sind insbesondere jene mit Versätzen von mehr als 50 bis 100 m. Es ist jedoch davon auszugehen, dass einige Störungen aufgrund der heterogenen, bzw. regional schlechten Datenlage nicht abgebildet werden konnten. Des Weiteren sind vornehmlich Störungen integriert worden, die zur Erstellung der Modellhorizonte aufgrund von größeren Versatzbeträgen notwendig waren. Störungen mit geringeren Versatzbeträgen blieben weitestgehend unberücksichtigt. Zur genaueren Auswahl des Störungsnetzes wurden die Geologische Übersichtskarte 1:300.000 (HLUG, 2007a), die Tektonische Karte der BRD (Zitzmann, 1981), sowie Literaturdaten von Anderle (1974) und Derer (2003) genutzt. Das Einfallen der Störungen konnte insbesondere im Submodell Oberrheingraben anhand von seismischen Linien (Derer, 2003) sowie in den restlichen Submodellen entweder aus den geologischen Schnitten oder Interpretationen der vorhandenen geologischen Karten abgeleitet werden.

Die Hessischen Gräben sind die Grabenstrukturen in der Hessischen Senke und des westlichen Thüringer Beckens, die als Ergebnis der sogenannten saxonischen, bzw. germanotypen Tektonik angesehen werden (Möbius, 2007). Die Gräben streichen in rheinischer (NE-SW) und herzynischer (NW –SE) Richtung und wurden an der Jura-Kreide Wende angelegt (Schröder 1976; Meiburg 1982; Möbius 2007). Im Submodell Hessen Nordost (NE) wurden die Störungen aufgrund der Daten von Möbius (2007) zur tectomechanischen Genese der Hessischen Gräben am Beispiel des Altenmorschen-Lichtenhagener Grabens abweichend von den geologischen Schnitten der Geologischen Karten im Maßstab 1:25.000 modelliert.

Nach Möbius (2007) sind die Grabenrandstörungen der Hessischen Gräben listrische und antithetische Störungen, die in den duktilen Bereichen des Zechstein enden und nicht in das Grundgebirge reichen. Dies deckt sich mit Angaben von Meiburg (1982) und dem Tiefenlinienplan des Kupferschiefers von Kulick (1984), auf welchem kein nennenswerter vertikaler Versatz an der Basis des Zechstein

verzeichnet ist. Entstanden sind diese Gräben durch die Scherbewegungen entlang divergentgestaffelt angeordneten Transversalstörungen, welche sich aufgrund von entkoppelnd wirkender duktiler Gesteine des Zechsteins nicht an die Erdoberfläche fortsetzen, sondern zu einem Grabenbruch transformiert werden (Möbius, 2007). Zusammenfassend beschreibt Möbius (2007) die Gräben als „mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“ Strukturen, die sich über transtensiven Segmenten konjugierter synthetischer und antithetischer Riedelbrüche gebildet haben“. Die dabei angelegten bereits oben erwähnten listrischen Störungen, die Gesteine des Zechstein als Detachmenthorizont nutzen, wurden stark vereinfacht modelliert. Nach Möbius (2007) ist davon auszugehen, dass alle Gräben in Nordhessen diese Struktur aufweisen. Dies wurde jedoch aufgrund fehlender ähnlich detaillierter Untersuchungen in den restlichen Regionen nicht modelliert. Ebenso konnten die von Möbius (2007) beschriebenen Transferstörungen im Grundgebirge die zur eigentlichen Entstehung der Hessischen Gräben geführt haben, aufgrund fehlender konkreter Daten nicht modelliert werden. Hier wurden die Eingangsdaten aus den geologischen Schnitten entsprechend umgesetzt. Der Einfluss der verschiedenen tekto-genetischen Ansätze auf die geothermische Bewertung ist als gering einzustufen, da diese Bereiche in Teufen < 1000 m liegen, wodurch die Temperaturen i.d.R. geringer als 60 °C sind.

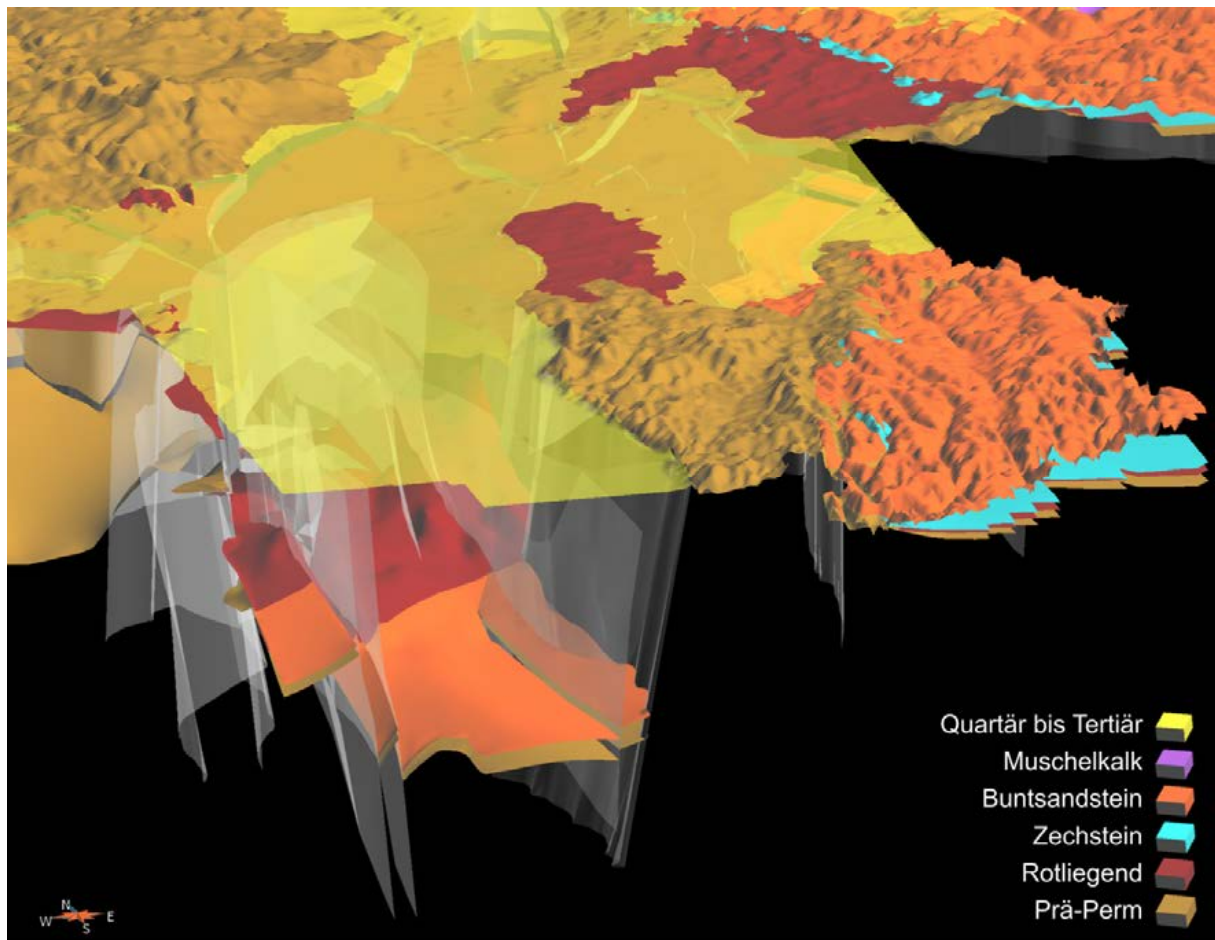


Abb. 31: Blick in den Oberrheingraben und das Submodell Odenwald. Trotz der 5-fachen Überhöhung ist das Einfallen der Störungen gut zu erkennen (Arndt et al. 2010)

Zur Unterstützung der Bewertung der potenziellen Wasserwegsamkeit einer Störung wurden die Modellstörungen mit einem Attribut versehen, der den Winkel zwischen der Hauptspannungsrichtung nach Heidbach et al. (2010) und der Störungsflächennormalen beschreibt. Die Daten der Hauptspannungsrichtung sind 2D Daten im XY Raum. Aus diesem Grund wurde nur die X und Y Komponenten

te der Störungsflächennormalen zum Vergleich herangezogen. Bei sehr flach einfallenden Störungen (z.B. listrische Störungen) kann es daher zu Artefakten kommen. Bei einem Wert von 90° ist die Störung parallel zum Hauptspannungsfeld orientiert und bei den Werten 0° und 180° orthogonal dazu (siehe Kapitel 4.4.2.5).

4.1.3 Eingangsdaten und deren Aufbereitung

4.1.3.1 Geologische Karten

Geologische Karten liefern wichtige Informationen über die Verbreitung geologischer Einheiten an der Geländeoberfläche. Die digitale Geologische Übersichtskarte Hessens im Maßstab 1: 300.000 (GÜK300) (HLUG, 2007a) war als flächendeckend harmonisierte geologische Karte die wichtigste Kartengrundlage für die Modellierung. Sie musste aufgrund der gröberen stratigrafischen Gliederung entsprechend der ausgewählten Modellhorizonte angepasst werden. Zunächst wurden die einzelnen Polygone zusammengeführt und darauf folgend generalisiert, damit diese zur Modellierung genutzt werden konnten. Darauf folgend ist die meist hohe Anzahl an Vertices (Polygonstützpunkte) der Polygone auf ein Maß reduziert worden, welches der Modellauflösung entspricht (Abb. 32).

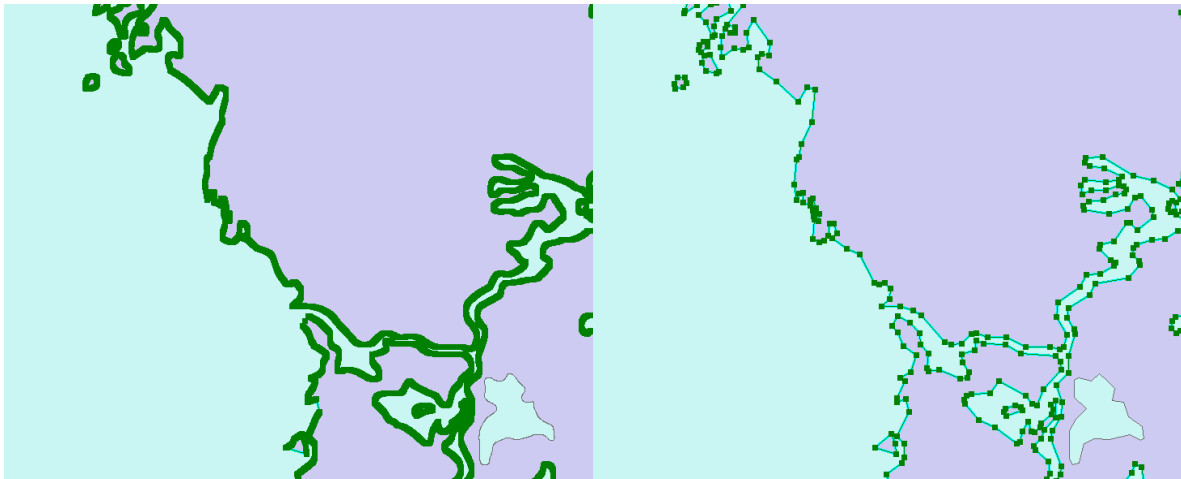


Abb. 32: Vereinfachung von Schichtausbissen aus der GÜK 300 durch Reduktion der Vertices.



Abb. 33: Generalisierung von Schichtausbissen am Beispiel des Zechsteins in der Region Kellerwald und Frankenberger Bucht.

Ebenso wurden Bereiche mit vielen kleineren Schichtausbissen generalisiert, um nicht zu komplexe Schichtausbisse zu erhalten (Abb. 33). Damit später im Modell topologisch korrekte Schichtkontakte entstehen, ist bereits hier auf eine korrekte Topologie der Polygone zu achten. Abb. 34 zeigt den Ausgangsdatensatz der GÜK 300 und das Ergebnis der Generalisierung. Bei der so erstellten Karte handelt es sich um eine (Quartär) abgedeckte geologische Karte.

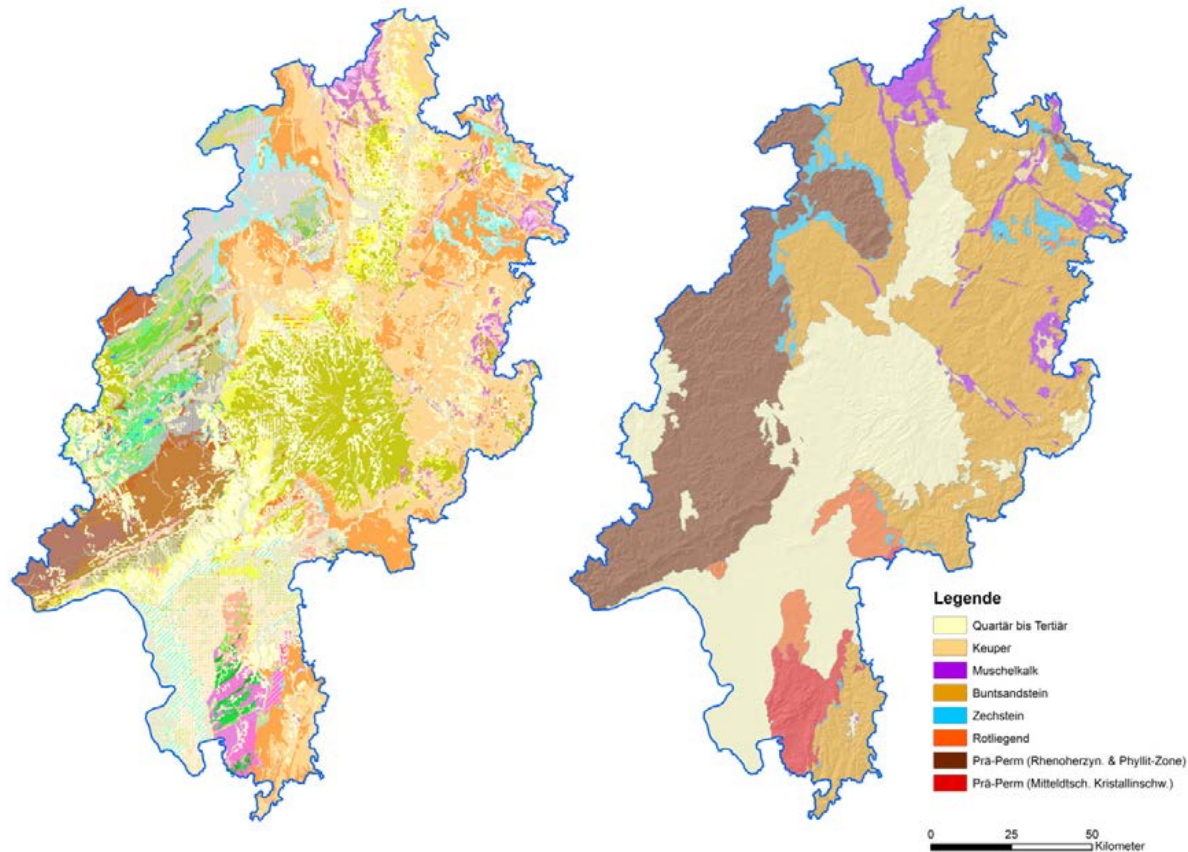


Abb. 34: Links: Ausgangsdatensatz der GÜK300 (HLUG, 2007) und rechts die daraus erstellte generalisierte Geologische Karte.

4.1.3.2 Digitales Höhenmodell

Das digitale Höhenmodell wurde vom HLUG zur Verfügung gestellt. Es handelt sich hierbei um ein Raster mit Kachelkantenlängen von je 25 Metern (DGM25). Nach Angaben der Hessischen Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation (HVBG, 2011) hängt die Höhengengenauigkeit von der Geländestruktur ab und kann daher von maximal 20 % der Kachelgröße (5 m) bis zu 0,15 cm Genauigkeit schwanken.

Bei der Umsetzung in das GOCAD-Modell konnte diese hohe Auflösung aufgrund begrenzter EDV Systeme nicht beibehalten werden. Das Höhenmodell wurde daher mit gleichschenkligen Dreiecken von etwa 200 m Kantenlänge modelliert. Dies ist im Rahmen des Projekts völlig ausreichend.

Eingangsdaten, die sich auf die Geländeoberkante beziehen, wurden stets durch die modellierte GOCAD-Fläche referenziert, während die Anpassung von Höhen in Bohrdaten durch den genaueren oben beschriebenen Rasterdatensatz der HVBG erfolgte.

4.1.3.3 Bohrdaten

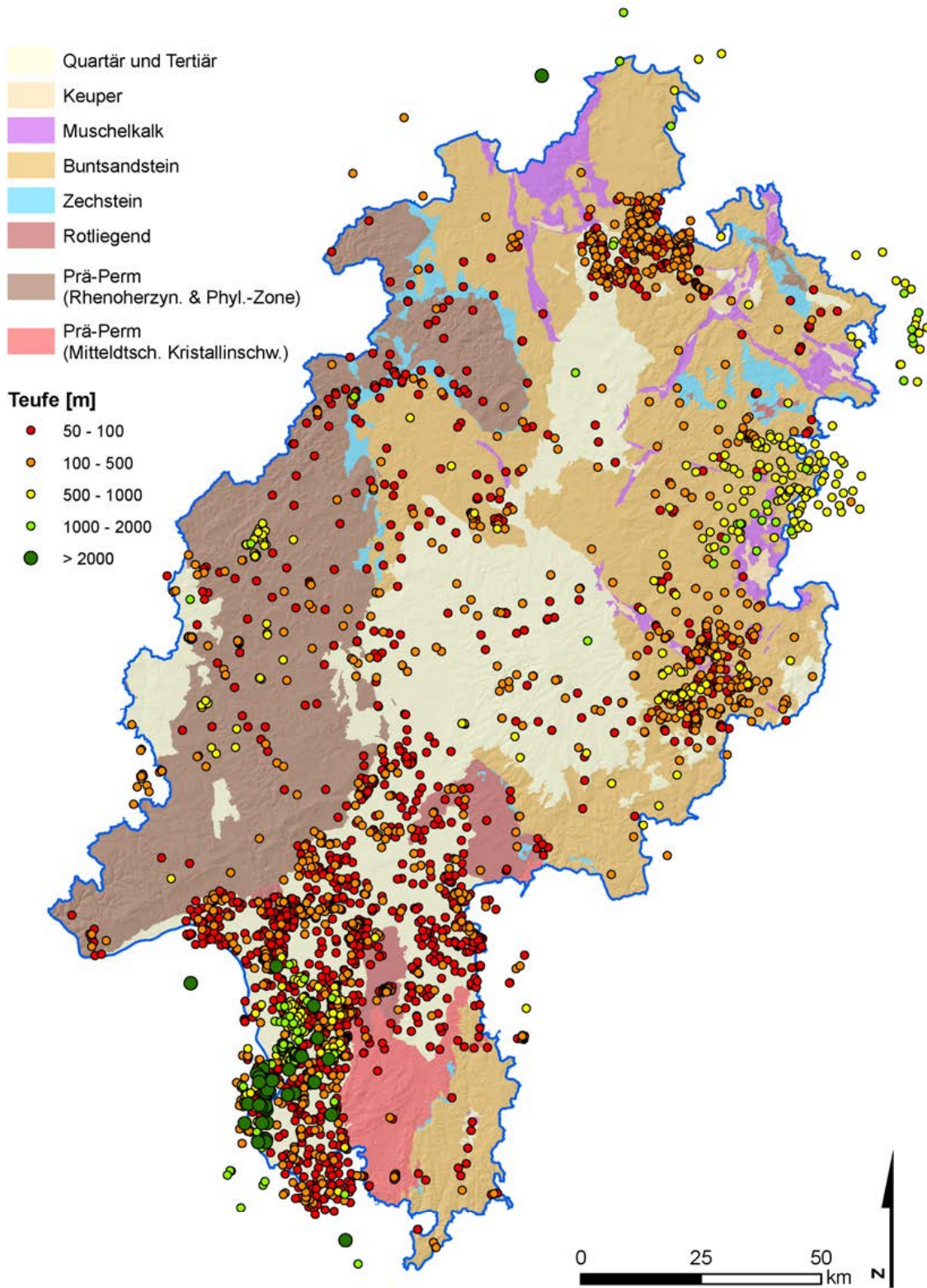


Abb. 35: Übersicht der Bohrlokationen aus der Hessischen und der Kohlenwasserstoff-Bohrdatenbank

Im Rahmen dieses Projekts wurden alle digital verfügbaren Bohrungen mit Teufen von mehr als 50 m aus der Hessischen Bohrdatenbank (HBDB) und der Kohlenwasserstoffbohrdatenbank (KWDB) des Landesamts für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen (LBEG) mit Stand vom August 2010 genutzt. Insgesamt standen so mehr als 4150 Bohrungen in der Projektbohrdatenbank zur Verfügung.

Innerhalb der Bohrdatenbank der Kohlenwasserstoffindustrie sind Bohrlochabweichungsmessungen hinterlegt. Diese Daten erhöhen die Lagegenauigkeit der Bohrinformation teilweise deutlich (vgl. Abb. 36). Beide Bohrdatenbanken enthalten Bohrungen mehrfach mit unterschiedlichen Interpretationen der angetroffenen Gesteine und Stratigrafien. Im Gegensatz zur HBDB enthält die KWDB als beschreibende Eigenschaft der verschiedenen Interpretationen einen Qualitätsindex. Dieser kann die Werte 0 (unbekannte Qualität), 1 (sehr gute Qualität) und 2 (fragliche Qualität) annehmen. Entsprechend dieser Wertung wurden stets die Interpretationen mit dem Wert 1 bzw. 0 den Interpretationen von fraglicher Qualität vorgezogen. Generell unterscheiden sich die verschiedenen Interpretationen in beiden Datenbanken (für alle Bohrungen der KWDB mit Qualitätsindex 1 und 0) oftmals nur in Details zu bestimmten Untereinheiten, während die Grenzen der hier modellierten Einheiten zu meist eindeutig sind. In der KWDB sind teilweise auch stratigrafische Horizonte vermerkt, die nicht erbohrt wurden. Dies wird in der Datenbank durch einen Eintrag in der Schichtdatentabelle mit identischer Teufe wie die hangende Schicht dokumentiert, so dass „Nullmächtigkeiten“ resultieren. Diese Einträge wurden in GOCAD durch die bekannte Verbreitung der jeweiligen Einheit bereinigt.

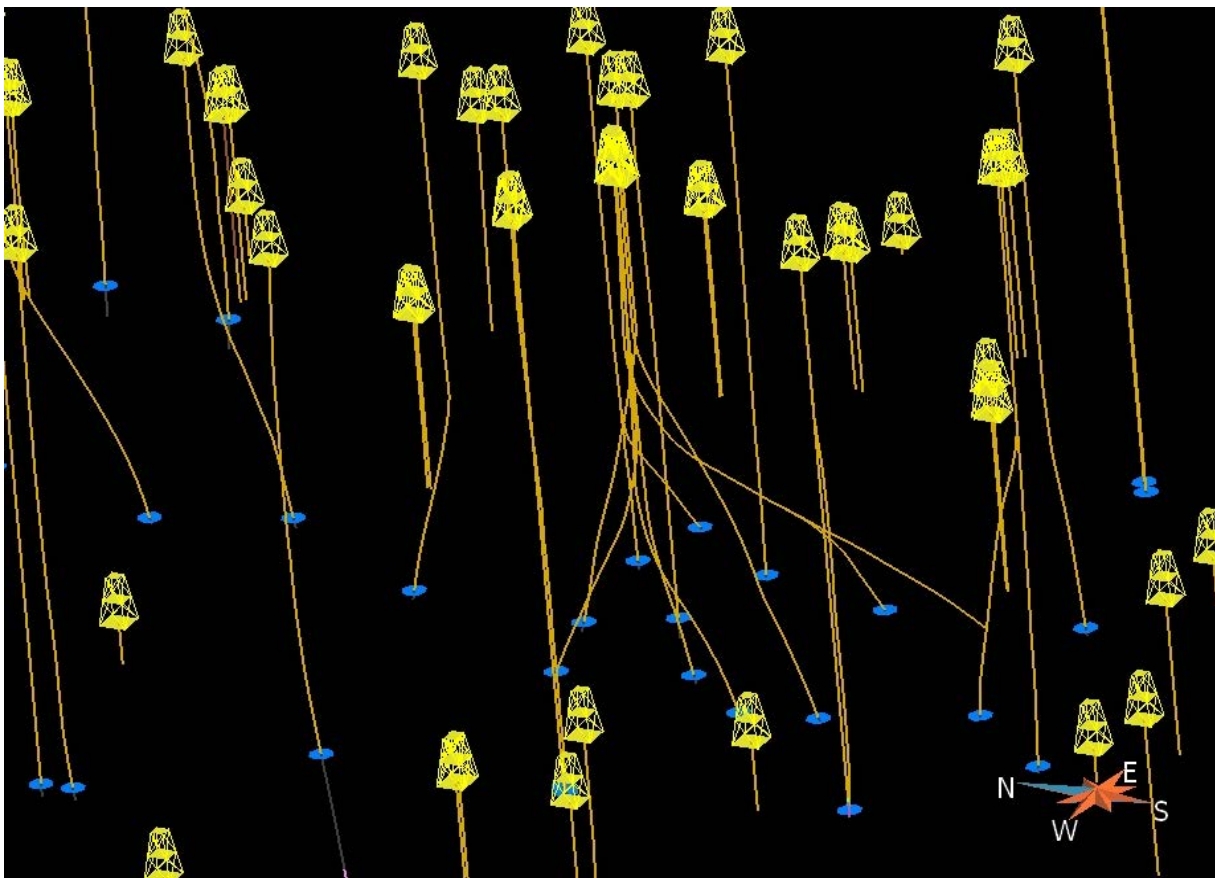


Abb. 36: Blick auf Bohrungen im Oberrheingebiet (blaue Marker am Top des Rotliegend). Die Berücksichtigung der Abweichungsdaten abgelenkter Bohrungen führt zu einer wesentlichen Verbesserung der Datendichte und Genauigkeit. Die Bohrlochabweichungsmessdaten werden bei der Konvertierung der Bohrdaten aus einer Datenbank in das GOCAD Format von dem Programm MyWells2GOCAD berücksichtigt.

Entsprechend der regional unterschiedlich intensiven Explorationstätigkeiten der Unternehmen sind die Daten ungleich über Hessen verteilt. Die höchste Bohrdatendichte findet sich im Oberrheingraben und in den Gebieten des Kali-Bergbaus in Osthessen. Zur Aufbereitung, Filterung und Konvertierung der Bohrdaten wurde das von Arndt (2010a) entwickelte Programm MyWells2GOCAD genutzt, welches zum einen die Bohrdaten anhand verschiedener Kriterien z.B. auf Dopplungen filtert. Durch die Verwendung eines hierarchischen Fremdschlüssels für die stratigrafische Bezeichnung ist es möglich, Bohrdaten in generalisierter Form aus der Projektbohrdatenbank nach GOCAD zu übertragen. Des Weiteren berücksichtigt das Programm Bohrlochabweichungsmessdaten, wie sie die Kohlenwasserstoffdatenbank zur Verfügung stellt (Abb. 36). Bei der Darstellung von Bohrungen mit Schichtdaten im 3D Raum können grobe Fehler auch in umfangreichen Datensätzen relativ schnell identifiziert werden. Offensichtliche Fehler in der Digitalisierung können durch ein Durchnummerieren der Schichten leicht visualisiert werden. So erhält jede Schicht einen Bezeichnungsprefix, der beschreibt, wie oft diese Schicht innerhalb dieser Bohrung bereits durchteuft wurde. Im hessischen Beispiel seien hier die Bohrungen im Bereich des Vogelsbergs erwähnt, in welchem der Buntsandstein immer wieder durch tertiäre Vulkanite durchschlagen wird, was dazu führt, dass in einer Bohrung insbesondere die Einheiten Quartär bis Tertiär und der Buntsandstein mehr als einmal durchteuft werden können. Durch die Nummerierung ist jedoch leicht ersichtlich, dass z.B. nur die Marker „1_Buntsandstein“ den Top der Schicht beschreiben. Eine Überprüfung jedes einzelnen Schichtprofils ist zwar wünschenswert, jedoch in Abhängigkeit der Bohrdatenanzahl, sehr zeitaufwändig.

4.1.3.3.1 Projektbohrdatenbank

Beide oben genannten Bohrdatenbanken wurden in einer Projektbohrdatenbank zusammen geführt. Bei der Projektbohrdatenbank handelt es sich um eine MySQL-Datenbank. Die Struktur orientiert sich stark an der GeODin-Bohrdatenbankstruktur des Hessischen Aufschlussdatentyps. Es wurden jedoch auch Strukturen der KW-Bohrdatenbank, wie z.B. die Bohrlochabweichung übernommen.

Für jede Bohrung existieren ein Datensatz in der Stammdatentabelle und beliebig viele in der Schichtdatentabelle. Dabei ist jede Bohrung eindeutig durch die Kombination aus Projekt-ID (PRJ_ID) und Lokations-ID (LOC_ID) identifizierbar. Für die stratigrafische Bezeichnung wird eine hierarchisch aufgebaute Fremdschlüsseltabelle genutzt. Hier ist für jede Stratigrafie-ID eine Bezeichnung hinterlegt. Die Fremdschlüsseltabelle enthält sowohl die originale Bezeichnung der Stratigrafie, als auch die stratigrafische Bezeichnung in der „Projektauflösung“. So erhielten z.B. die Begriffe „Unterer Buntsandstein“ oder „Volpriehausen Folge“ in der Fremdschlüsseltabelle die Bezeichnung „Buntsandstein“. Eine weitere Tabelle enthält die Messdaten Tiefe, Neigung und Azimut, um die Bohrlochabweichung zu beschreiben.

Damit jede Bohrung eine korrekte Höhe erhält, wurde für jede Bohrung in die Stammdatentabelle der Höhenwert am Ansatzpunkt aus dem Höhenmodell hinterlegt. In Abhängigkeit der Methode zur Höhenfindung des Bohransatzpunktes wurde bei geodätisch eingemessenen Höhen der angegebene Wert behalten oder aber der Wert aus dem digitalen Höhenmodell (Kachelmaße 25 x 25 m) übernommen. So konnten auch Bohrungen mit fehlender oder ungenauer Höhenangabe genutzt werden.

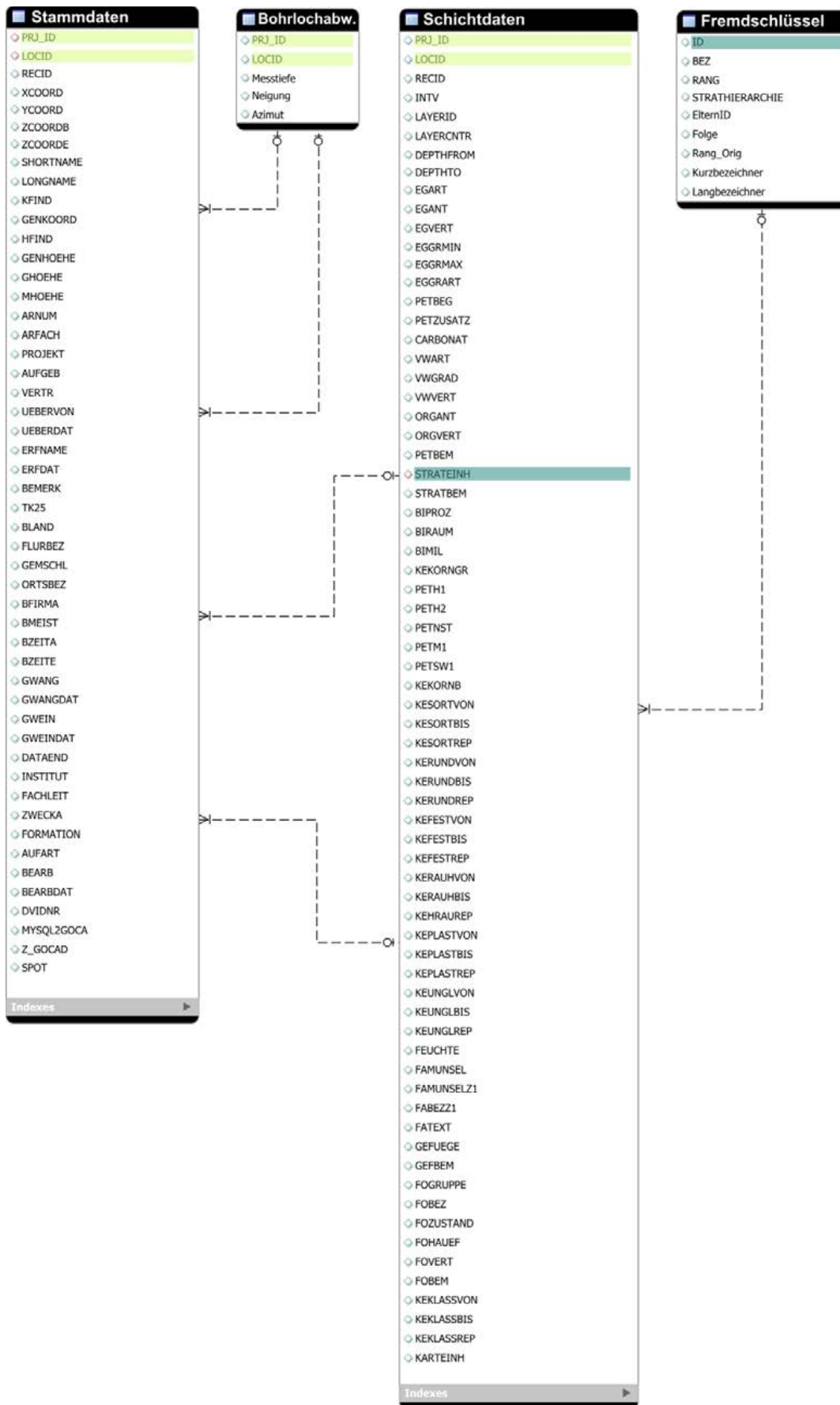


Abb. 37: Die Struktur der Bohrdatenbank orientiert sich maßgeblich an der GeODin Datenbank des Hessischen Aufschlussdatentyps.

4.1.3.4 Geologische Schnitte

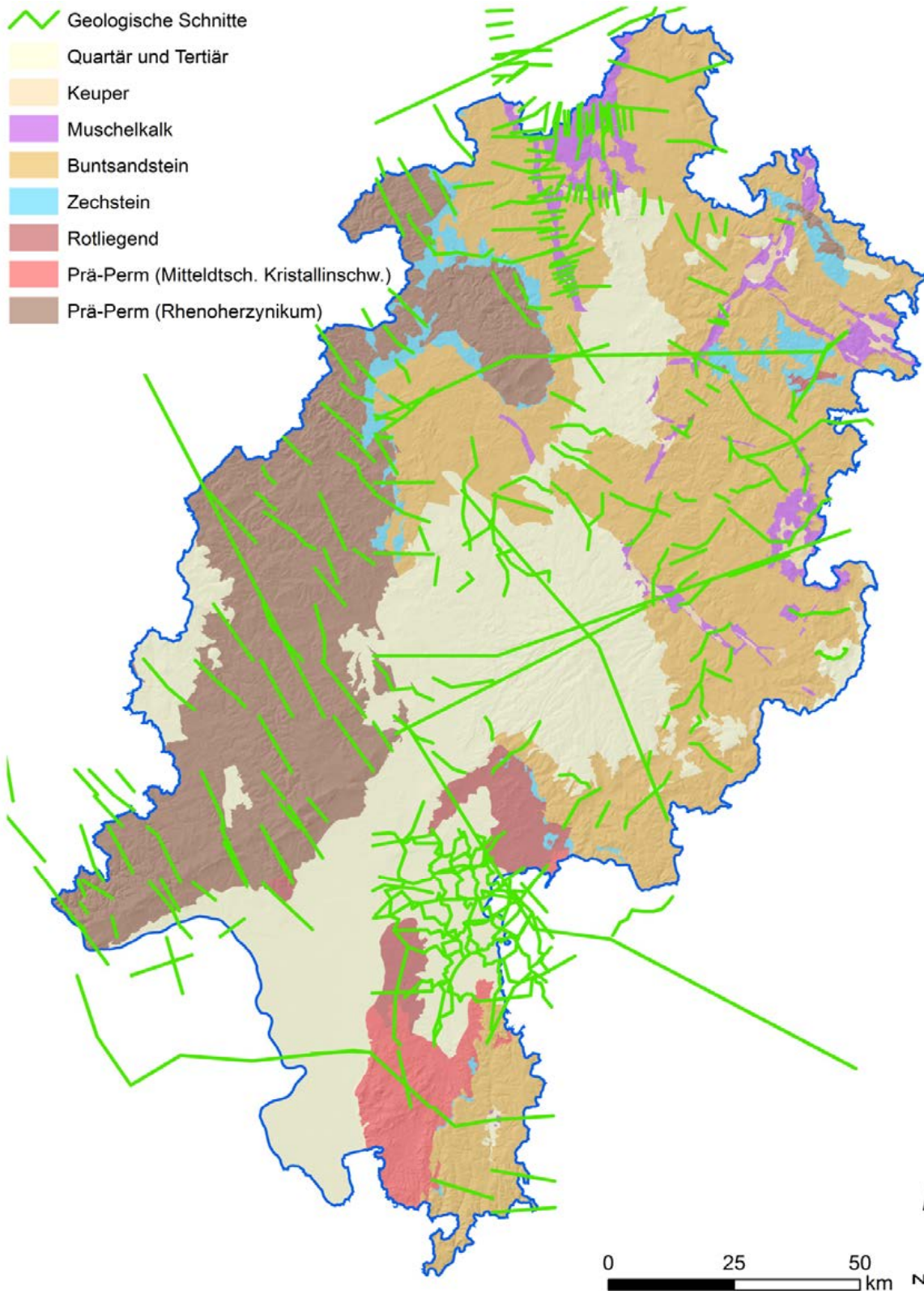


Abb. 38: Karte der geologischen Profilschnitte (GK25, GÜK200, versch. Pub.), die bei der Erstellung des 3D-Modells berücksichtigt wurden..

Das Modell berücksichtigt 318 geologische Schnitte (Abb. 38). Der überwiegende Teil der Schnitte stammt aus den geologischen Kartenwerken Hessens (GK25, GÜK200) sowie den Schriftenreihen des HLUG (Geologische Abhandlungen Hessen, Geologisches Jahrbuch Hessen).

Zunächst wurden die Schnitte gescannt und der genaue Verlauf in einem GIS erfasst. Mit diesen beiden Datensätzen wurden dann alle Schnitte auf einmal mit dem von Arndt (2010b) entwickelten Tool MyXSec2GOCAD in einem semiautomatischen Workflow durch wenige Klicks automatisch zugeschnitten und georeferenziert (Abb. 39). Im Gegensatz zum GOCAD-Plugin der Geological Toolbox (Le Carlier de Veslud et al., 2008) setzt MyXSec2GOCAD nicht bereits genau zugeschnittene Schnitte voraus. So kann auch eine große Anzahl von geologischen Schnitten in überschaubarer Zeit georeferenziert werden. Danach werden die relevanten geologischen Horizonte und Störungen in GOCAD digitalisiert und zur Modellierung genutzt.

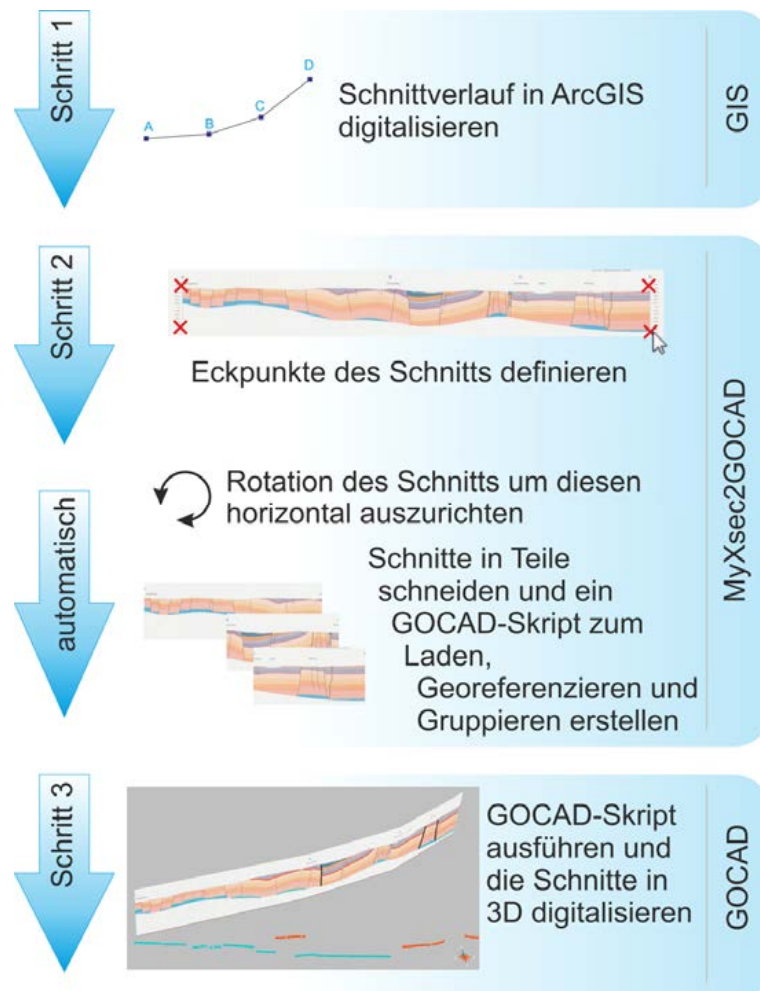


Abb. 39: Arbeitsschritte zur Einbindung der geologischen Schnitte mit dem Tool MyXSec2GOCAD.

Die Nutzbarkeit und Qualität der geologischen Schnitte ist stark abhängig vom Autor und Maßstab des Schnitts. Wie bei allen Eingangsdatensätzen fand auch hier während des Modellierungsprozesses eine iterative Auswahl statt, wobei Daten verworfen, genutzt oder generalisiert genutzt wurden.

4.1.3.5 Isolinienkarten

Isolinienpläne zeigen flächenhafte Daten mittels Linien in meist gleichen Intervallen. Die dargestellte Information ist im Kontext der geologischen Strukturmodellierung meist die Höhenlage bestimmter geologischer Horizonte bezogen auf Normal Null oder bezogen auf die Geländeoberkante, bzw. die Mächtigkeit bestimmter geologischer Schichten. Diese Karten sind in der Regel Interpretationen aus Bohrdaten und der langjährigen Erfahrung regionaler Experten und liefern einen wichtigen Datensatz für die Modellierung. Je nach Maßstab und Qualität der Karten lassen sich daraus bereits detaillierte Modelle entwickeln (z.B. Helms et al., 2010; Hese et al., 2010)). Mindestens liefern diese Daten aber die grobe Teufe für bestimmte Horizonte. Zur Evaluation der Qualität der Isolinien bietet sich der dreidimensionale Vergleich mit weiteren Eingangsdaten, wie z.B. Bohrdaten jüngerer Datums an. So können offensichtliche Fehler in älteren Strukturkarten schnell identifiziert oder aber die Relevanz bestimmter Teile von Isolinienkarten bekräftigt werden.

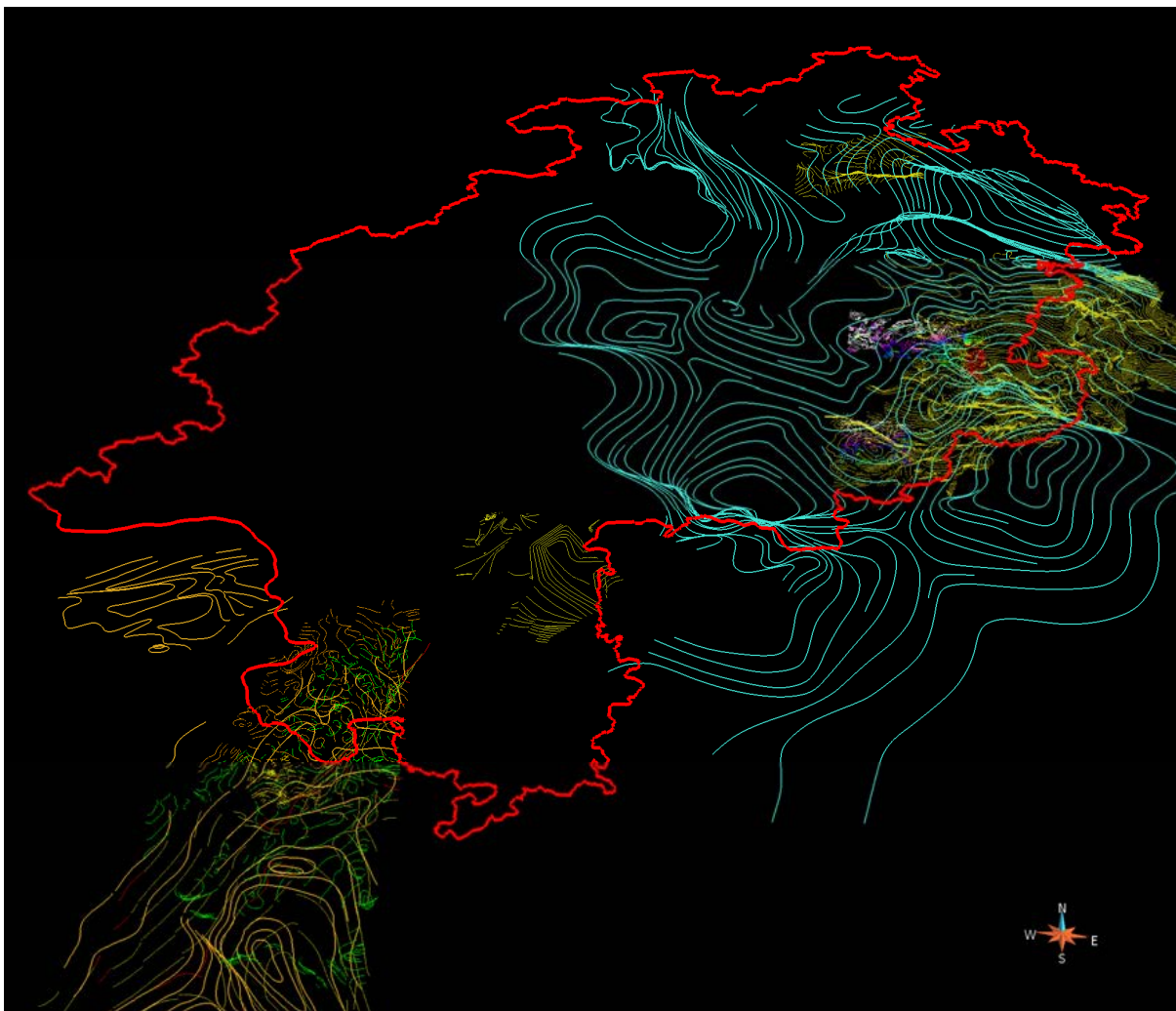


Abb. 40: Übersicht der Tiefenlinienpläne. Eine Auflistung der Pläne, die für die Modellierung der jeweiligen Modelleinheiten genutzt wurden, ist in Kapitel 4.3 enthalten.

Liegen Tiefenlinienpläne von anderen Einheiten als den Modelleinheiten vor, können diese ggfs. durch flächenhafte Mächtigkeitsinformationen vertikal verschoben werden, um so der ausgewählten Modelleinheit zu entsprechen. In diesen Fällen wurden grobe Mächtigkeitskarten dieser Schichten aus der Bohrdatenbank erstellt. Anhand dieser Information konnten Isolinienpläne vertikal verschoben werden. Diese Interpolationen der Mächtigkeiten weisen jedoch aufgrund geologischer Struktu-

ren mit starken Mächtigkeitsänderungen (z.B. Salzhang) Fehler auf, weshalb diese verschobenen Isolinien nur als grober Anhaltspunkt und nicht direkt zur Modellierung genutzt wurden.

Störungen werden auf Isolinienkarten meist als Linien dargestellt. Dies hat zur Folge, dass Störungen bei Tiefenlinienplänen generell als vertikal angenommen werden müssen, da selbst bei bekannter Einfallrichtung und Einfallswinkel der betrachteten Störung nicht klar ist, ob sich die verzeichnete Raumlage der Störung auf die hangende oder liegende Scholle bezieht.

Isopachenkarten zeigen die Mächtigkeit bestimmter Horizonte. Diese Karten benötigen also zur weiteren Verarbeitung in der Strukturmodellierung entweder die Raumlage der Ober- oder Unterkante der betrachteten Schicht als Referenz. Hierbei ist zu beachten, dass sich die Unsicherheiten in der Referenzschicht und zugleich die Unsicherheiten der Isopachenkarte auf die neu modellierte Schicht auswirken.

Alle genutzten Isolinienkarten wurden mit ArcGIS digitalisiert und mit den auf der Karte verzeichneten Attributen versehen. Die genutzten Isolinien sind in Kapitel 4.3 beschrieben. Einen Überblick gibt auch Abb. 40.

4.1.3.6 Geophysikalische Daten

4.1.3.6.1 Seismik

Das Prinzip der reflexionsseismischen Erkundung (vereinfacht als Seismik bezeichnet) besteht darin, durch die Ausbreitung von Schallwellen und deren Messung Aussagen über den Schichtenaufbau im Untergrund zu erlangen. Dies geschieht durch an der Oberfläche durch Sprengungen, Rütteln, Hammerschläge oder Vibrationen (hier meist durch Großgeräte) erzeugte seismische Wellen (Abb. 41). Diese haben die Eigenschaft, dass sie durch veränderte physikalische Eigenschaften (Dichte) des untersuchten Untergrundes an dessen Dichtekontrasten reflektiert werden. Aus den Laufzeiten der seismischen Wellen muss durch eine vergleichsweise aufwändige Datenbearbeitung (Processing) mit einer daran anschließenden geowissenschaftlichen Interpretation die Tiefenlage und die anzunehmende Mächtigkeit der Schichten ermittelt werden.



Abb. 41: Seismische Großgeräte (Vibratoren) während einer Messkampagne im Raum Wiesbaden im Frühjahr 2010.

Die räumliche Verteilung der bisherigen seismischen Untersuchungen in Hessen wurde im Kartenserver CardoMap des LBEG Hannover und im Archiv des HLUG recherchiert (Abb. 42). Es ist ersichtlich, dass im Bereich des Oberrheingrabens die seismische Erkundungsdichte mit 246 Linien sehr hoch ist. Dies ist vor allem auf Explorationsprojekte der Kohlenwasserstoffindustrie, die in den Jahren 1950 bis ca. 1990 durchgeführt wurden, zurückzuführen. Im Bereich des Vogelsberges liegen acht Seismiklinien vor. Eine weitere Häufung findet sich in Nordosthessen, wo Messungen durch die Kaliindustrie durchgeführt wurden. Die Seismiklinien liegen teilweise nur als Metadaten (Lage der Linien, Eigentümer, Datum der Messung etc.) vor. Für viele Linien sind aber im Archiv des HLUG die Fachdaten in gedruckter oder gescannter Version verfügbar. Die Erkundungstiefen dieser Daten sind insbesondere im Oberrheingraben meist zu flach, um Informationen zu allen Modellhorizonten ableiten zu können. So sind im Oberrheingraben zwar die Struktur der tertiären Grabenfüllung und die Oberkante des Rotliegend, jedoch meistens nicht die Raumlage der Topfläche Grundgebirge mit Seismikdaten aufzulösen.

Im November 2010 erfolgte eine Aktualisierung des Kartenservers CardoMap des LBEG, bei der auch die im Rahmen der Exploration für die Nutzung der Tiefen Geothermie durchgeführten seismischen Untersuchungen mit aufgenommen wurden. Neu hinzugekommen sind drei 2D-Seismiklinien im westlichen Taunus im Raum Lorch, Rüdesheim und vier 2D-Seismiklinien im Rheinland-Pfälzischen Teil des Mainzer Beckens zwischen Bingen, Gau-Algesheim und Nieder-Olm.

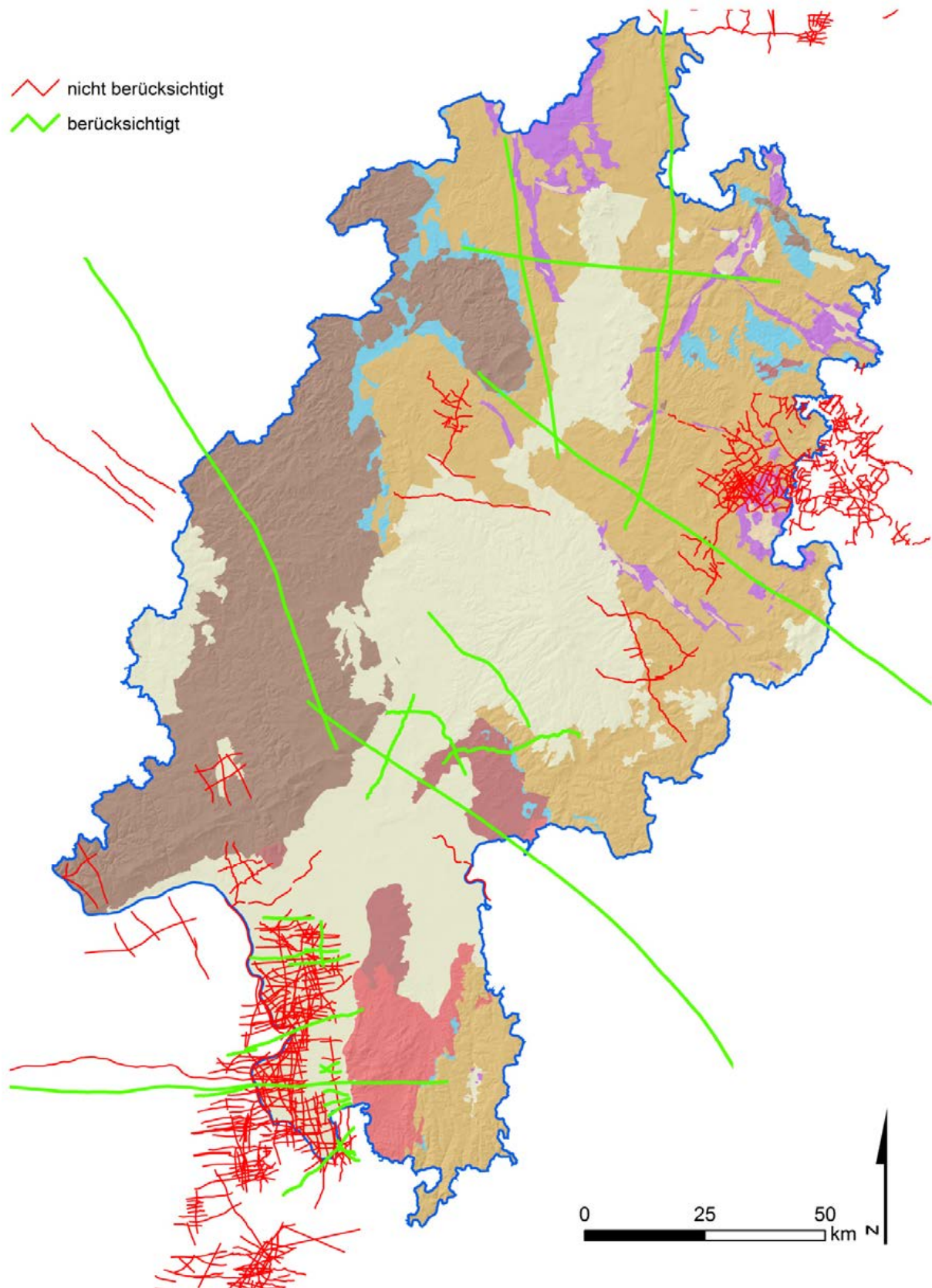


Abb. 42: Lage der seismischen Linien in Hessen, unterteilt in bei der Modellierung genutzte (grün) und nicht genutzte (rot) Linien.

Weiterhin neu sind fünf 2D-Seismiklinien im Idsteiner Graben, je eine 3D-Seismik im Rheinland-Pfälzischen Teil des nördlichen Oberrheingrabens bei Eich westlich von Gernsheim und bei Worms sowie drei 2D-Seismiklinien westlich von Frankfurt a.M. entlang des Taunussüdrandes, die z.T. bei

Bauer et al. (2010) und Schwarz et al. (2011) beschrieben sind. Weiterhin ist der Verlauf von vier weiteren 2D-Seismiklinien zwischen Wiesbaden und Frankfurt entlang des Südrandes des Taunus von der ESWE Versorgungs AG (<http://infopaket.eswe-versorgung.de/geothermie-seismikroute.html>) veröffentlicht worden, deren Linien noch nicht im Kartenserver des LBEG berücksichtigt sind. Diese neuen seismischen Untersuchungen wurden zur Exploration tiefegeothermischer Reservoirs im Auftrag der verschiedenen Erlaubnisfeldinhaber durchgeführt. Bis zum Projektabschluss lagen jedoch für keine dieser Linien Daten bei den zuständigen Aufsichtsbehörden vor. Aufgrund dessen konnten diese neueren seismischen Untersuchungen nicht wie geplant zur Validierung und Verbesserung des geologischen Modells herangezogen werden. Eine Einarbeitung dieser Daten in das geologische 3D-Modell von Hessen kann somit erst nach Projektabschluss erfolgen.

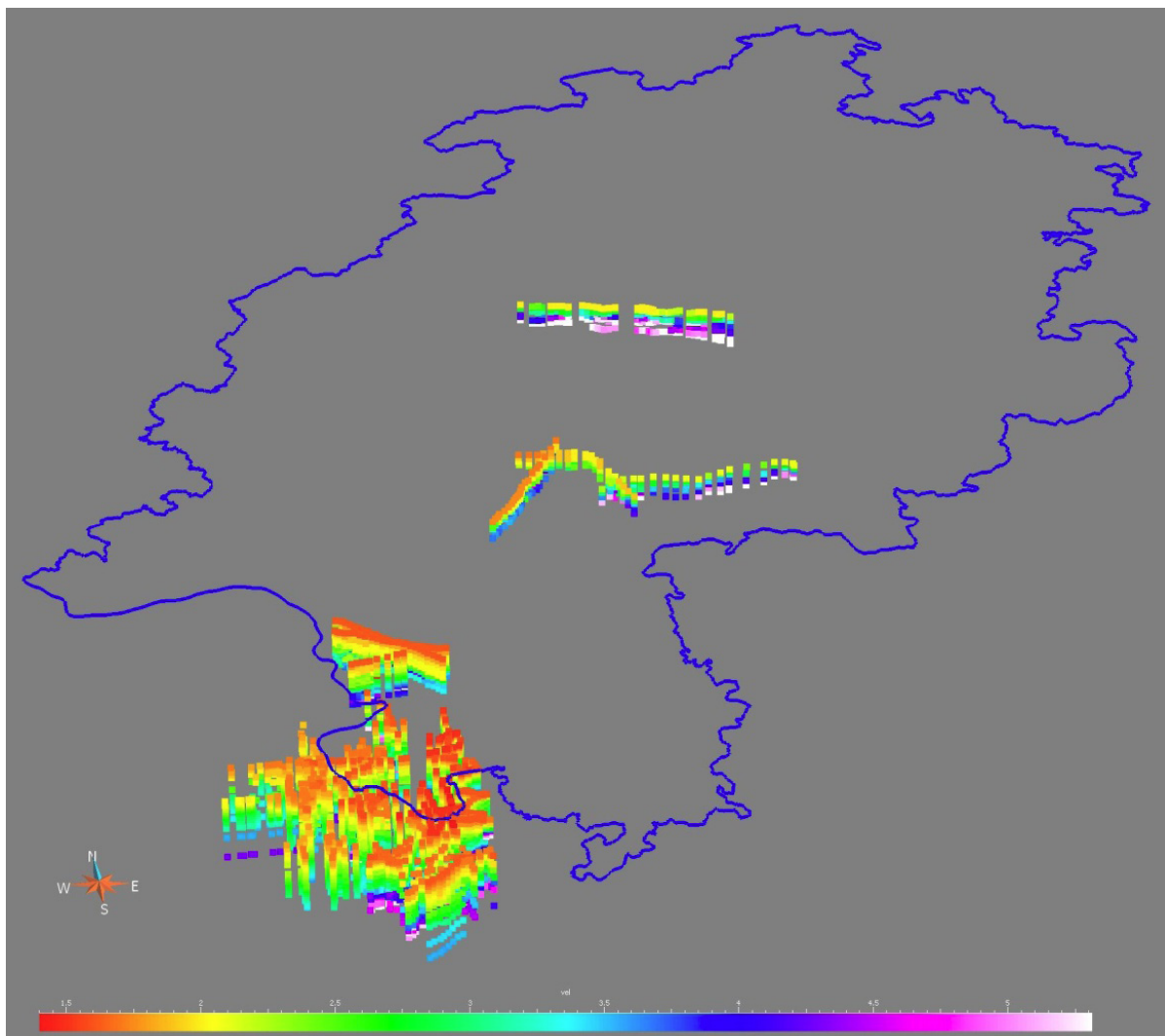


Abb. 43: Punktueller Informationen zur Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Untergrund. Dargestellt sind Daten aus dem Oberrheingraben und aus dem Gebiet des Vogelsberges. Rot = langsame Ausbreitungsgeschwindigkeit; Weiß = schnelle Ausbreitungsgeschwindigkeit. Die hessische Landesgrenze ist als blaue Linie dargestellt.

Die als Bilddateien vorliegenden Seismikprofile können nicht direkt für das geologische Modell verwendet werden, sondern müssen aufbereitet werden. In einem ersten Schritt ist eine Digitalisierung der gescannten Profile notwendig, die dann interpretiert werden und abschließend unter Berücksichtigung verfügbarer Geophonmessungen oder eines Geschwindigkeitsmodells teufenmigriert werden müssen. Anstelle der Tiefe ist bei den klassischen Messungen die Zwei-Wege-Laufzeit der seismischen Wellen auf der vertikalen Achse angegeben, welche unter Zuhilfenahme von weiteren Daten

(z.B. Geophonversenkmessungen) erst in Tiefen umgerechnet werden müssen. Da jedoch für weniger als 5 Bohrungen in Hessen Geophonmessungen vorliegen, die zur Tiefenkorrelation der Seismik herangezogen werden können, wurde für das Projekt entschieden, dass die Profile mit Messdaten zur seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeit, die bei ca. 30 % der verfügbaren Profile angegeben ist, teufenmigriert werden sollen.

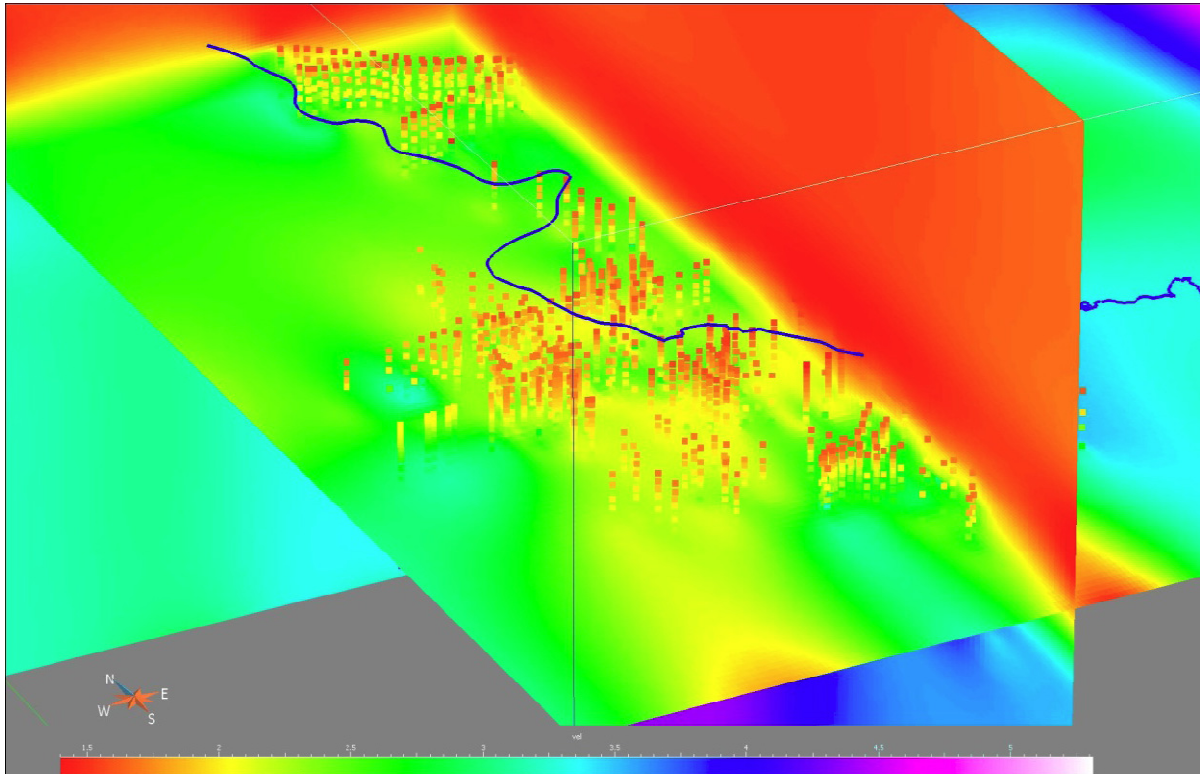


Abb. 44: Raumfüllendes Geschwindigkeitsmodell zur Zeit-Tiefen-Migration von seismischen Daten. Detailansicht des nördlichen Oberrheingrabens. Die hessische Landesgrenze ist als blaue Linie dargestellt.

Da die eigene Bearbeitung der seismischen Daten zunächst nicht vorgesehen war, wurden Angebote zur Reprozessierung und Interpretation der recherchierten seismischen Profile bei verschiedenen Firmen eingeholt und entsprechend verhandelt. Bei der weitergehenden Analyse wurde in enger Abstimmung mit dem HLUg festgestellt, dass eine Reprozessierung der vorhandenen Seismikdaten unter Umständen zwar wünschenswerte Ergebnisse erzielen könnte, aber im Rahmen der finanziellen Möglichkeiten des Projektes nicht leistbar und für die großmaßstäbliche Modellierung nicht unbedingt von Nöten ist. Die Verhandlungen zu diesem Punkt wurden eingestellt. Es wurde beschlossen, die vorliegenden seismischen Profile nicht durch externe Auftragnehmer reprozessieren und interpretieren zu lassen, sondern die ohne Ankauf verfügbaren seismischen Profile im Projekt zu berücksichtigen, soweit diese fachtechnisch brauchbar sind.

Die seismischen Profile, die in ausreichend guter Qualität vorliegen, wurden daher direkt von den Projektbearbeitern interpretiert und zur Validierung und Verbesserung des geologischen Modells herangezogen. Um eine Teufenmigration der vorliegenden Seismikprofile zu ermöglichen, wurde anhand der in einigen Profilen vorliegenden Daten zur seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeit ein Geschwindigkeitsmodell für den Bereich Vogelsberg und den nördlichen Oberrheingraben erstellt (Abb. 43 und Abb. 44). Dieses Geschwindigkeitsmodell ermöglicht es, die teufenmigrierten und interpretierten Seismikprofile bei der Erstellung des geologischen Modells direkt zur Validierung des Modells heranzuziehen.

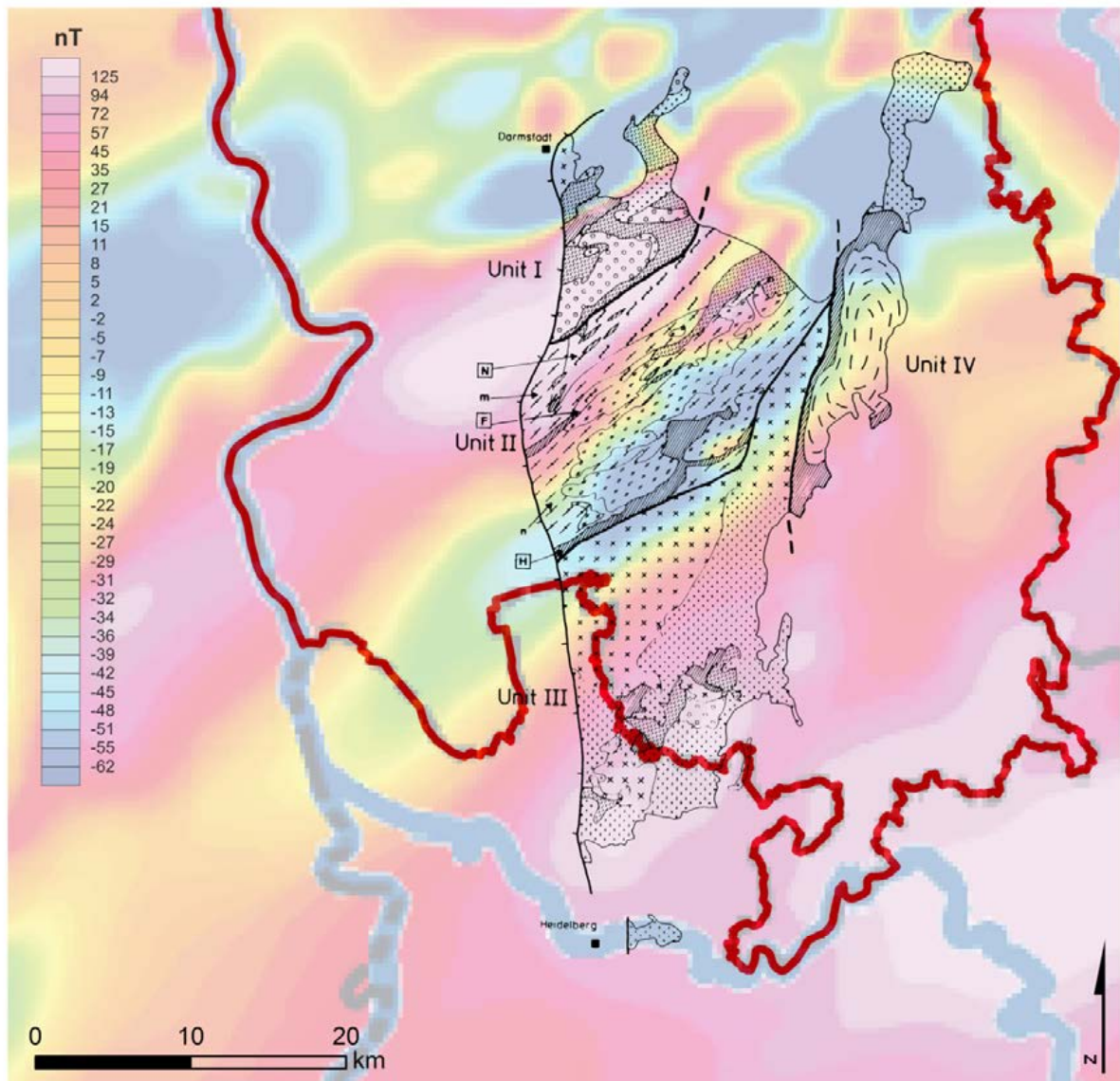
Aus der Literatur (Blum 1984) konnten zwei interpretierte refraktionsseismische Untersuchungen in der Hessischen Senke östlich des Kellerwaldes recherchiert werden, die direkt für das geologische Modell verwendet werden konnten. Diese liefern Informationen zur Tiefenlage der Zechsteinoberfläche, zeigen jedoch im Vergleich zur Isolinienkarte von Kulick et al. (1984) und jüngeren Bohrungen etwas zu große Tiefen und wurden somit verworfen. Weiterhin wurden die seismischen Profile, die im Rahmen des DEKORP Projektes, welche die Auflösung der Tiefe der Mohorovičić Diskontinuität in einer Tiefenlage von ungefähr 30 km als Ziel hatten (Meissner & Bortfeld, 1990; Anderle et al., 1991; Behr & Heinrichs, 1987; Brun et al., 1992; Korsch & Schäfer, 1991; Oncken, 1998; Wenzel et al., 1991) sowie in Derer et al. (2005) veröffentlichte Profile genutzt.

4.1.3.6.2 Magnetische Totalfeldanomalien und Gravimetrie

Zur Identifikation großräumiger tektonischer Strukturen und lithologischer Einheiten im tieferen Untergrund sind neben der Seismik auch weitere geophysikalische Methoden geeignet. Für die Untersuchung der Struktur und des Aufbaus des von mächtigen Deckgebirgsschichten verborgenen Grundgebirges des Oberrheingrabens hat sich insbesondere die Modellierung und (Re-)Prozessierung magnetischer und gravimetrischer Daten als geeignet erwiesen (Edel et al., 2007, Rotstein et al., 2006). So bestimmen z.B. Rotstein et al. (2006) und Edel et al. (2007) die Orientierung und die Zusammensetzung der Strukturen des variszischen Grundgebirges der Region des Oberrheingrabens und benachbarter Gebiete zur Bewertung der Reaktivierung dieser Strukturen während jüngerer tektonischer Phasen anhand gravimetrischer und magnetischer Daten. Der Fokus dieser Arbeiten, die im Rahmen des europäischen Verbundprojektes EUCOR-URGENT durchgeführt wurden, liegt jedoch im Bereich des mittleren und südlichen Oberrheingrabens, so dass zukünftige Arbeiten die Struktur und die Petrografie des Grundgebirges im hessischen Teil des Oberrheingrabens wahrscheinlich noch detaillierter auflösen könnten.

Die aktuellsten Daten für Deutschland und Hessen sind die Kartenwerke von Gabriel & Vogel (2010) und Skiba & Gabriel (2010) sowie die daraus hervorgegangenen Karten für Hessen. Diese Karten „Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300.000“ und „Schwerekarte/Bouguer-Anomalien von Hessen 1:300.000“ sind in 2011 als Kartenplots beim HLUG veröffentlicht. Eingangsdaten für mögliche weitere Untersuchungen sind im FIS-Geophysik des LIAG gespeichert und können dort angefragt werden.

Die Karte der magnetischen Totalfeldanomalien von Gabriel & Vogel (2010) sowie die Karte der Bouguer-Anomalien von Skiba & Gabriel (2010) fanden keine direkte Verwendung bei der Erstellung des geologischen Modells. Jedoch sind diese Daten vor allem im Bereich des Oberrheingrabens interessant, da insbesondere die magnetischen Totalfeldanomalien das SW-NE Streichen der geologischen Einheiten im Bereich des Odenwald gut nachzeichnen und sich dieses über die Bereiche des Oberrheingrabens fortsetzen. Von daher ist davon auszugehen, dass sich die Lithologien des Odenwalds im Streichen auch im westlich gelegenen Oberrheingraben unter dem Deckgebirge fortsetzen. Es lassen sich jedoch keinesfalls bestimmte Lithologien allein anhand der Karte der magnetischen Totalfeldanomalien ableiten. Hierzu wären eine Reprozessierung der Daten, ggf. eine detaillierte geophysikalische Modellierung und eine Verschneidung und ein Vergleich mit den Bouguer-Anomalien durchzuführen. Dieser kombinierte Ansatz könnte in Analogie zur Vorgehensweise von Edel et al. (2006) und Rotstein et al. (2007) zur genaueren Auflösung der Struktur und Geologie des Grundgebirges im nördlichen Oberrheingraben beitragen.



- | | |
|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Paragneiss | Orthogneiss (Unit II) |
| Amphibolit | Gabbro, Diorit, Tonalit (Unit II) |
| Gabbro, Diorit (Unit I, Unit III) | Granodiorit, Granit (Unit II) |
| Granodiorit (Unit I, Unit III) | Orthogneiss (Unit IV) |
| Granit (Unit I, Unit III) | |

Abb. 45: Karte der magnetischen Totalfeldanomalien im Bereich des Odenwald und des Oberrheingrabens. Die SW – NE streichenden geologischen Strukturen des kristallinen Odenwaldes sind auch in der Magnetikmessung zu erkennen. Das kontinuierliche Streichen der Anomalien weist darauf hin, dass sich die im Odenwald zu beobachtenden Gesteine auch unterhalb des Deckgebirges im Oberrheingraben und weiter nach Westen fortsetzen. (Magnetische Totalfeldanomalien aus (Gabriel & Vogel, 2010), Geologie des Odenwalds nach (Nickel, 1985) aus (Krohe & Willner, 1995))

4.1.4 Methodik

Der prinzipielle Workflow der Modellierung zur Erstellung des Modells folgt weitestgehend den Ausarbeitungen Caumon et al. (2009) und Kaufmann & Martin (2008). Vor der eigentlichen Modellierung müssen alle Eingangsdaten digitalisiert und aufbereitet werden. Dieser Arbeitsschritt ist i.d.R. der Zeitintensivste.

Aufgrund der Größe des Modellgebiets fallen viele Eingangsdatentypen in großer Zahl an. Um stetig wiederkehrende Arbeitsschritte nicht immer neu zu vollziehen, wurden C# .NET Tools von Arndt (2010a) und Arndt (2010b) genutzt, welche diese Arbeiten erleichtern. Diese filtern Bohrdatenbanken u.a. auf Duplikate und konvertieren die komplette, oder Teile der Bohrdatenbank in für GOCAD lesbare Formate. Ein weiteres Tool georeferenziert eine große Anzahl von geologischen Schnitten in einem einfachen Workflow. Dennoch ist die Recherche und Aufbereitung der Eingangsdaten der arbeitsintensivste Teil bei der Erstellung des geologischen Strukturmodells. Neben der Aufbereitung der Eingangsdaten ist auch deren Qualitätskontrolle wichtig. Dabei ist die dreidimensionale Visualisierung der verschiedenen Eingangsdaten unterschiedlicher Autoren hilfreich, um offensichtliche Fehler in den Daten zu erkennen, und eine erste Idee der Raumlage verschiedener Horizonte zu erlangen. Geologisches *a priori* Wissen ist dabei von großem Vorteil, um die Raumlage der verschiedenen Daten zu bewerten und eventuelle Fehler schneller identifizieren zu können. Eine generelle Beschreibung der Vorgehensweise bei Widersprüchen in den Eingangsdaten ist nicht möglich, da diese von dem Datentyp, dem Datenautor und weiteren Kriterien abhängig ist. Generell wurde Bohrdaten mehr vertraut als den Derivaten davon. Jedoch sind durch Informationen anderer Datentypen, wie z.B. Isolinienplänen, auch Fehler in den Bohrdaten identifizierbar. So ist z.B. die Untersuchungsbohrung Nentershausen (Mst. 17) aus dem Jahr 1862 in preußischen Fuß anstatt im metrischen System aufgenommen worden und ohne Umrechnung in die metrischen Bohrdatenbank des HLOG übernommen worden, was im direkten räumlichen Vergleich mit den umliegenden Daten leicht als fehlerhaft identifizierbar ist.

Bereits während der Digitalisierung und auch während der Modellierung ist auf den Maßstab der Eingangsdaten zu achten. So ist es selbstverständlich, dass Widersprüche in den Daten auch durch unterschiedliche Maßstäbe zweier Datensätze resultieren können. Es ist deshalb auch zwischen maßstabsabhängigen Daten, wie z.B. Karten und geologischen Schnitten und maßstabsfreien Daten, wie z.B. Bohrungen zu unterscheiden.

Wie alle diskreten digitalen Daten ist das geologische Modell zunächst maßstabsfrei. Alle Modellhorizonte und Störungen werden als Fläche durch triangulierte Punkte dargestellt. Geht man von einer beliebig guten Datendichte aus, ist also insbesondere der Abstand der Punkte untereinander der Faktor, der die Genauigkeit der Abbildung der realen Fläche beeinflusst. Je dichter das Netz, desto genauer kann die Abbildung der Realität sein. Ziel bei der Modellierung sollte es jedoch sein, die Anzahl der Dreiecke auf ein Minimum zu reduzieren, aber die Fläche gleichzeitig für das Projektziel genau genug abzubilden. Dazu kann die Größe der Dreiecke innerhalb einer Fläche variieren, um komplexere Geometrien mit vielen kleinen Dreiecken und weniger Komplexe mit entsprechend größeren Dreiecken darzustellen (Caumon et al., 2009). Im vorliegenden Modell betragen die Kantenlängen der annähernd gleichschenkligen Dreiecke in Bereichen hoher Datendichte und Flächenkomplexität bis zu 250 m, in Bereichen geringerer Datendichte und geringer Flächenkomplexität können die Dreiecke Kantenlängen bis zu 2500 m aufweisen. Jedoch spiegelt die Dreiecksgröße nicht zwangsläufig die Eingangsdatendichte wider.

Für die Modellierung wird der GOCAD eigene Interpolationsalgorithmus DSI (Discrete Smooth Interpolation) verwendet (Mallet, 2002). Der Algorithmus benötigt sog. Constraints (Randbedingungen) und wird immer versuchen, die Constraints so gut wie möglich zu erfüllen und gleichzeitig das Relief der Fläche zu minimieren (Paradigm, 2009).

In einem ersten Schritt werden zunächst die Störungsflächen modelliert. Handelt es sich dabei um tiefreichende Störungen, eignen sich diese auch, um Modelle in Submodelle zu untergliedern. In einem zweiten Schritt werden dann die stratigrafischen Horizontflächen modelliert, da diese auch von der Raumlage der Störungsflächen abhängig sind. Hierbei müssen einige Grundregeln geologischer Geometrien beachtet werden, damit das Modell geologisch konsistent ist. So sollte ein Horizont immer bis an die Störung reichen und diese nicht schneiden, oder stratigrafische Horizonte dürfen sich untereinander nicht schneiden etc.. Ist eine Störung syn- oder post-sedimentär, so hat dies ebenfalls Einfluss auf die Abstände der Horizontflächen beidseitig der Störung, bzw. deren Mächtigkeiten. Generell ist die Modellierung ein iterativer Prozess, mit jeder Realisation nähert sich das Modell dem Endprodukt an. So können sich z.B. erst im Laufe der Horizonterstellung Hinweise auf Störungen ergeben, welche sich wiederum auf weitere Horizonte auswirkt. Sind Änderungen an einem Horizont nötig, so werden also oft auch Änderungen an weiteren Horizonten nötig.

4.1.5 Unsicherheiten im Geologischen Modell

Geologische Modelle haben das Ziel die Natur möglichst realitätsnah abzubilden. Die geologische Realität ist dabei in großen Teilen unbekannt und das Modell spiegelt eine Interpretation aus den geologischen Eingangsdaten wider (Lelliott et al., 2009). Die Unsicherheit dieser Interpretation ist zunächst nur dem Modellierer bekannt, aber auch für dritte Nutzer des Modells von großer Wichtigkeit. Konzepte zum Umgang mit der Unsicherheit von geologischen 3D-Modellen liefern z.B. Lelliott et al. (2009) und Tacher et al. (2006). Beide Autoren beschreiben Ursachen für Unsicherheiten und Ungenauigkeiten und geben dann nach einem bestimmten System berechnete Unsicherheiten in absoluten metrischen Werten an. Diese Methoden sind in diesem Fall nicht anwendbar. Um dies zu verdeutlichen, sollen hier zunächst die Begriffe Ungenauigkeit und Unsicherheit definiert werden.

Die **Ungenauigkeit** beschreibt die Abweichung von einem gesicherten, nachgewiesenen, oder auch angenommenen Wert, während die **Unsicherheit** eben daraus entsteht, dass ein gesicherter, bzw. nachgewiesener Wert nicht gegeben ist. Die Ungenauigkeit kann also quantitativ, z.B. in Metern, angegeben werden, während die Unsicherheit eher aus dem gesamten Erfahrungsschatz einer Person heraus in der Regel mit linguistischen Kennwerten (sicher, bzw. unsicher) bewertet werden kann. Die Ungenauigkeit eines geologischen Modells kann viele Ursachen haben. Zum einen spielen die Ungenauigkeiten der Eingangsdaten, wie z.B. die Genauigkeit der Einmessung der Lokation oder der Vertikalität einer Bohrung eine wichtige Rolle. Weitere Ursachen für Ungenauigkeiten liegen in der Modellierungsmethode selbst begründet, so hat z.B. die Dreiecksvermaschung einen Einfluss auf die Ungenauigkeit eines Modells. Je engständiger das Netz, desto genauer ist das Abbild der Realität.

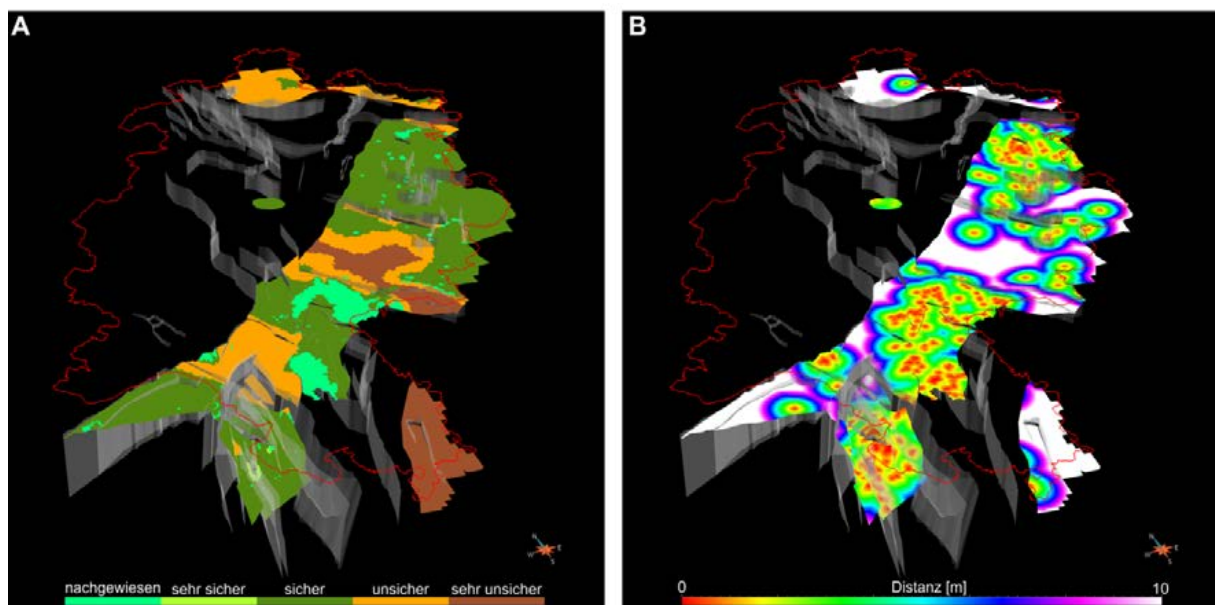


Abb. 46: Fläche Top Rotliegend (in grau: Modellstörungenetz): A: die Klassifikation der Unsicherheit nach Tabelle 4; B: mit der Eigenschaft Distanz zu Bohrinformationen.

Zur Dokumentation der Unsicherheit tragen alle im geologischen Modell enthaltenen Horizontflächen eine Eigenschaft Sicherheit (Abb. 46). Diese ist in 5 Klassen unterteilt (Tabelle 4). Diese zeigt die subjektive Bewertung der modellierten Fläche, bezogen auf die Eingangsdatenlage und die erwartete geologische Komplexität. Zudem ist für jeden Punkt dieser Flächen die Distanz zur nächstgelegenen Bohrung und zum nächstgelegenen Schnitt hinterlegt, die zur Modellierung genutzt wurden. Die Angabe der Distanz zum nächsten Eingangsdatensatz ist die einfachste Form einer Angabe der Unsicherheit und hat den Vorteil, dass die Information nicht interpretiert ist. Des Weiteren ist das Ver-

ständnis von komplexeren Algorithmen zur Berechnung von Unsicherheiten, für den Anwender nicht nötig und ist somit leicht verständlich.

Tabelle 4: Bewertungsklassen der Sicherheit des Modells

Nachgewiesen	Ausbiss nach generalisierter GÜK300, oder Bohrung in unmittelbarer Nähe , entsprechend der jeweiligen Größe der Verwendeten Dreiecke, bis zu ca. 400 m.
Sehr sicher	Bereiche, in denen die Eingangsdaten eine sehr sichere Interpretation der geologischen Struktur zulassen. Die Eingangsdaten widersprechen sich nicht und weisen eine außergewöhnlich hohe Dichte auf.
Sicher	Bereiche, in denen die Eingangsdaten eine sichere Interpretation der geologischen Struktur zulassen.
Unsicher	Bereiche, in denen Eingangsdaten zu weit entfernt sind, um eine sichere Aussage zu der geologischen Struktur zu treffen. Die modellierte Struktur erscheint wahrscheinlich. Widersprüche in den Eingangsdaten sind möglich.
Sehr unsicher	Bereiche, in denen sich Eingangsdaten widersprechen, oder nur äußerst wenige bis keine Eingangsdaten vorliegen. Die geologische Struktur ist der Vollständigkeit halber modelliert, jedoch wahrscheinlich mit größeren Fehlern behaftet.

4.2 Temperaturmodell

4.2.1 Eingangsdaten

Für die in das Modell eingehenden Temperaturdaten wurde das Fachinformationssystem (FIS) Geophysik, das vom Leibniz Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) in Hannover betrieben wird (Kühne et al. 2003), herangezogen. In diesem ist ein Großteil der in hessischen Bohrungen durchgeführten Temperaturmessungen erfasst. Des Weiteren wurden alle für Hessen in den Datenbanken der Kohlenwasserstoffindustrie (KW-Datenbank) hinterlegten sowie alle in den Archiven des HLUg vorhandenen Temperaturmessungen in Bohrungen mit Endteufen von mehr als 150 m zusammengetragen (Abb. 47). Diese verschiedenen Datensätze wurden miteinander abgeglichen, Dopplungen entfernt und in eine auf der Struktur der Temperaturdatensammlung des FIS-Geophysik basierenden Datenbank zusammengeführt.

Bei den zusammengetragenen Temperaturdaten aus Bohrungen handelt es sich um ungestörte und gestörte Temperaturlogs, Lagerstättentemperaturen, Fördertests und vor allem Bottom Hole Temperatures (BHT), die entsprechend ihrer Genauigkeit mit einem Qualitätsindex gemäß Clauser et al. (2002) belegt wurden (Tabelle 5). Ungestörte Temperaturlogs und Lagerstättentemperaturen werden hierbei als optimale Daten angesehen. Lagerstättentemperaturen liegen aufgrund der regelmäßigen, langjährigen Kontrolle der Förderbohrung als umfangreiche Messwertreihen vor; die Schwankungsbreite dieser Temperaturwerte liegt überwiegend unter 1 K. BHT-Messungen werden in fast allen Industriebohrungen im Bohrlochtiefsten, unmittelbar nach dem Einstellen der Bohrarbeiten, ausgeführt und sind durch den Bohrvorgang (Spülungszirkulation) thermisch gestört. Eine Korrektur (Extrapolation) dieser BHT-Werte auf ungestörte Temperaturen ist möglich, da im Bohrlochtiefsten der störende Einfluss auf das Temperaturfeld am geringsten ist. In Abhängigkeit von der Standzeit nach Bohrende, der Spüldauer (Spülungszirkulation) und der Anzahl der für jede Tiefe zur Verfügung stehenden Temperaturwerte können unterschiedliche Extrapolationsverfahren angewendet werden (Schulz & Schellschmidt, 1991; Schulz et al., 1990; Schulz et al., 2009):

- (1) der "Explosionszylinderquellenansatz" (Leblanc et al., 1982),
- (2) die Annahme einer "kontinuierlichen Linienquelle" (Horner, 1951),
- (3) einer "Explosionslinienquelle" (Lachenbruch & Brewer, 1959),
- (4) der "Zylinderquellenansatz" (Middleton, 1982) mit statistischen Parametern.

Bei der Extrapolation von zeitlich nur einfach belegten BHT-Werten auf die ungestörte Temperatur müssen aus umgebenden Messungen mit höherem Informationsgehalt statistische Parameter ermittelt werden. Zusätzlich müssten die Werte in Verbindung mit einer statistischen Auswertung aller verfügbaren Bohrlochdaten aus dem jeweiligen Untersuchungsgebiet ausgeglichen werden. Schulz et al. (2009) geben an, dass trotz solcher Korrekturen die Ergebnisse im Gegensatz zu ungestörten Temperaturlogs noch mit einem Fehler von ca. ± 5 K behaftet sind.

Da alle in diesem Projekt zur Weiterverarbeitung ausgewählten Temperaturangaben aus BHT-Messungen bereits auf im Rahmen der Erstellung des FIS Geophysik korrigierten Temperaturwerten beruhen, wurden keine eigenen Korrekturen von BHT-Messungen vorgenommen. Temperaturlogs, die nicht im FIS Geophysik erfasst sind und aus den Archiven des HLUg stammen, wurden eingehend auf Störungen während der Messungen geprüft und wurden falls Störungen offensichtlich vorliegen

genau wie die korrigierten BHT-Werte als suboptimale Daten angesehen und entsprechend der verwendeten Qualitätsindizes klassifiziert.

Tabelle 5: Qualitätsgewichtung der Temperaturdaten

Wichtung	Beschreibung der Messung
1	Ungestörte Temperaturlogs
0.2	Gestörte Temperaturlogs
0.7	BHT mit mindestens 3 Temperaturmessungen $T=T(t)$ in gleicher Teufe; korrigiert mit dem Explosionszylinderquellenansatz
0.63	BHT mit mindestens 3 Temperaturmessungen $T=T(t)$ in gleicher Teufe; korrigiert mit der Hornerplot Methode
0.63	BHT mit mindestens 2 Temperaturmessungen $T=T(t)$ in gleicher Teufe; korrigiert mit dem Explosionslinienquellenansatz
0.35	BHT mit einer Temperaturmessung, bekanntem Radius und bekannter Zeit seit Ende der Zirkulation
0.35	BHT mit einer Temperaturmessung und bekannter Zeit seit Ende der Zirkulation
0.14	BHT mit einer Temperaturmessung und bekanntem Radius
0.14	BHT mit einer Temperaturmessung ohne Radius oder Zeit seit Ende der Zirkulation
0.7	Fördertests (Drill Stem Test)

Anhand der verfügbaren Temperaturdaten zeigt sich, dass der geothermische Gradient in Hessen zwischen ca. 20 und 60 K/km liegt (Abb. 47). Geringe geothermische Gradienten finden sich überwiegend in Nordhessen im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges und nordöstlich des Vogelsbergs. Geothermische Gradienten von mehr als 50 K/km finden sich in Hessen ausschließlich im Oberrheingraben und entlang der Grabenrandstörungen.

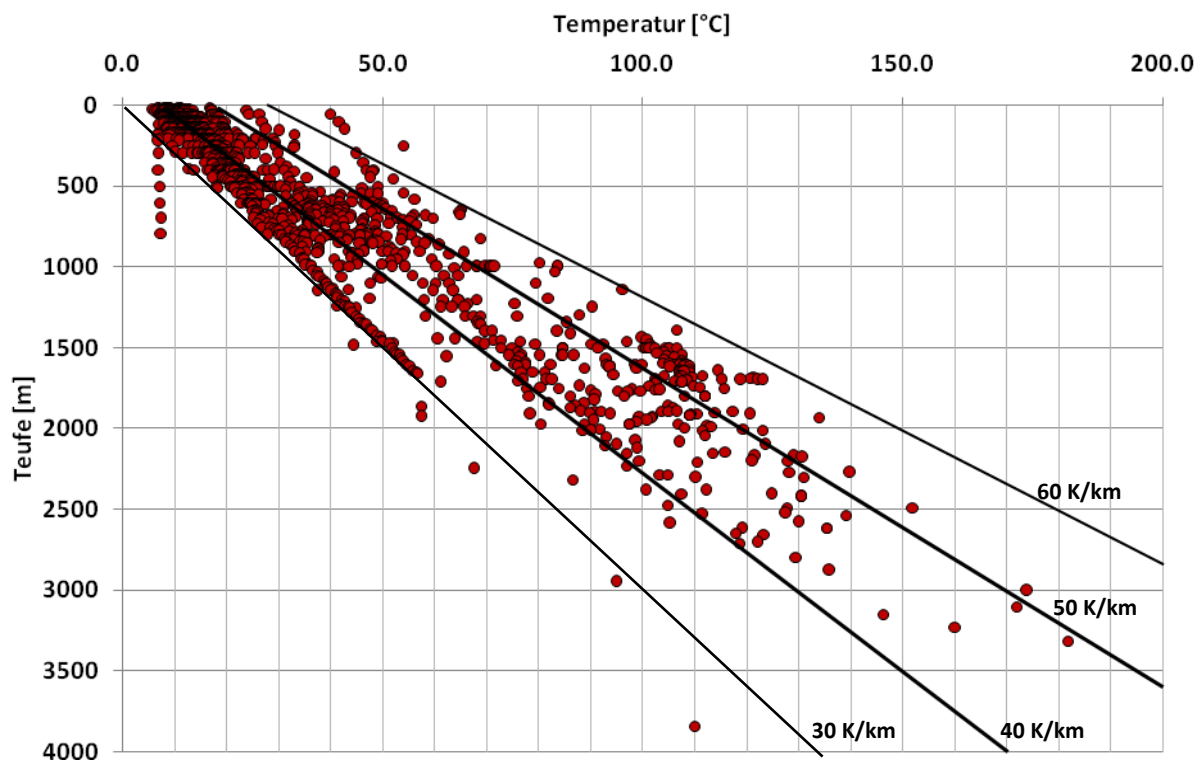


Abb. 47: Temperatur-Tiefenverteilung aller für Hessen und angrenzende Gebiete vorliegenden Untergrundtemperaturdaten mit Verlauf verschiedener geothermischer Gradienten.

Neben der Datenbasis aus Untergrundtemperaturdaten wird zur Erstellung eines 3D-Temperaturmodells auch die Temperaturverteilung an der Oberfläche benötigt. Hierzu wurden die

Lufttemperaturdaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 2006) herangezogen. Aus den Temperaturreihen der Wetterstationen des DWD liegen Mittelwerte für den Zeitraum 1961 - 1990 vor, die nach Auskunft des DWD eine gute Näherung der Bodentemperaturen unterhalb der neutralen Zone darstellen. In dieser Tiefe ist die Bodentemperatur frei von jahreszeitlichen Schwankungen und kann somit zur Erstellung eines 3D-Temperaturmodells herangezogen werden.

4.2.2 Methodik

Zur Berechnung des Temperaturmodells von Hessen standen abschließend 2029 Temperaturdaten aus Teufen von mehr als 150 m u GOK zur Verfügung. Die Temperaturdaten reichen in eine Tiefe von maximal 3604 m u. GOK im Bereich des Oberrheingrabens. In dieser Region ist die Datendichte auch am höchsten (siehe Abb. 49).

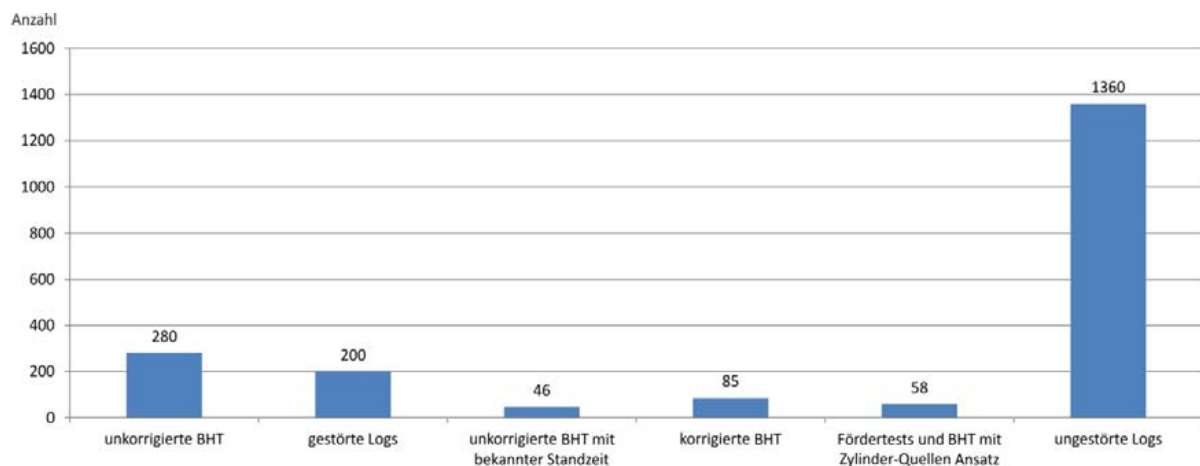


Abb. 48: Anzahl der Temperaturmessungen, dargestellt nach deren Qualität. BHT = Bottom Hole Temperature.

Temperaturmodelle können mit unterschiedlichen Methoden erstellt werden. Zum einen sind numerische Modellierungen möglich. Dies setzt i.d.R. einen bekannten, bzw. angenommenen Wärmefluss, sowie die Kenntnis der geothermischen Eigenschaften der Gesteine und eine quantifizierbare Kenntnis der radiogenen Wärmeproduktion der Gesteine voraus (vgl. Cloetingh et al., 2010; Förster & Förster, 2000). Ein weiterer Ansatz zur Erstellung von Temperaturmodellen ist das Nutzen von geostatistischen Methoden wie z.B. das Kriging (vgl. Schulz et al., 2009).

Zur Bestimmung der räumlichen Korrelation der Temperaturmessdaten wurden Semivariogramme in horizontaler und in vertikaler Richtung erstellt (Rühaak et al., 2012). Die Variogramme zeigen in Abhängigkeit des Abstands, die Hälfte der Varianz der Differenzen aller möglichen Wertepaare einer Abstandsklasse aus den vorliegenden Daten (Marinoni, 2002).

Legende

- genutzte Temperaturmessungen
- Quartär und Tertiär
- Keuper
- Muschelkalk
- Buntsandstein
- Zechstein
- Rotliegend
- Prä-Perm (Mitteldtsch. Kristallinschw.)
- Prä-Perm (Rhenoherynykum)

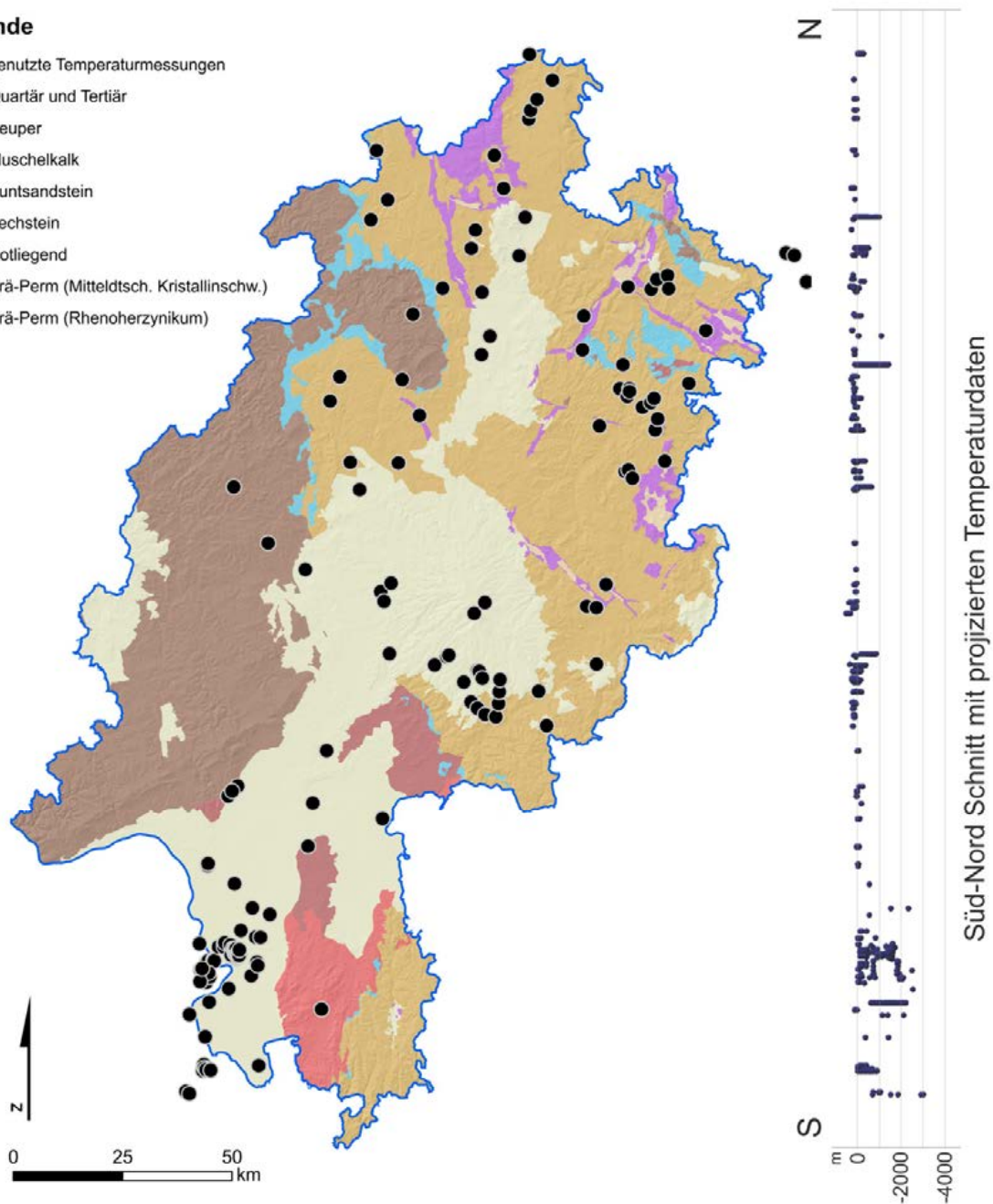


Abb. 49: Lage der zur Erstellung des Temperaturmodells benutzten Temperaturmessungen . Rechts ist ein Nord-Süd Schnitt dargestellt, auf den alle Temperaturmessungen projiziert sind. Dies ermöglicht eine Übersicht über die Tiefenverteilung der in der Karte dargestellten Messungen.

Zur Erstellung der Variogramme wurden ausschließlich Daten mit dem Qualitätsindex 1 (siehe Tabelle 5) genutzt, die unter der Annahme eines geothermischen Gradienten von 3 K pro 100 m und einer durchschnittlichen Jahresmitteltemperatur von 10 °C trendbereinigt wurden. Wurden Daten mit schlechteren Qualitätsindizes hinzugezogen, konnten keine belastbaren Variogramme berechnet werden. Die Variogramme zeigen in horizontaler Richtung bis zu einer Entfernung von etwa 30 km eine Korrelation, sowie in vertikaler Richtung bis zu 150 m eine Korrelation. Diese Werte zeigen, dass eine Interpolation der Temperaturdaten ausgehend von den in Abb. 49 gezeigten räumlichen Verteilung nicht raumfüllend erfolgen kann, da die Abstände der Temperaturdaten in Teilen größer sind, als die in den Variogrammen ermittelten Korrelationsabstände.

Eine zumindest überschlägige Quantifizierung der Untergrundtemperaturen für gesamt Hessen ist aber für das Projekt nötig, um die geothermischen Potenziale abschätzen zu können. Jedoch werden aufgrund der variablen Qualität der verschiedenen Temperaturmessungen im Folgenden nur die Temperaturdaten mit den Qualitätsindizes 0.65 bis 1 (Bottom hole Temperaturmessungen mit mindestens 3 Temperaturmessungen in gleicher Teufe und ungestörte Temperaturlogs, siehe Tabelle 5) berücksichtigt.

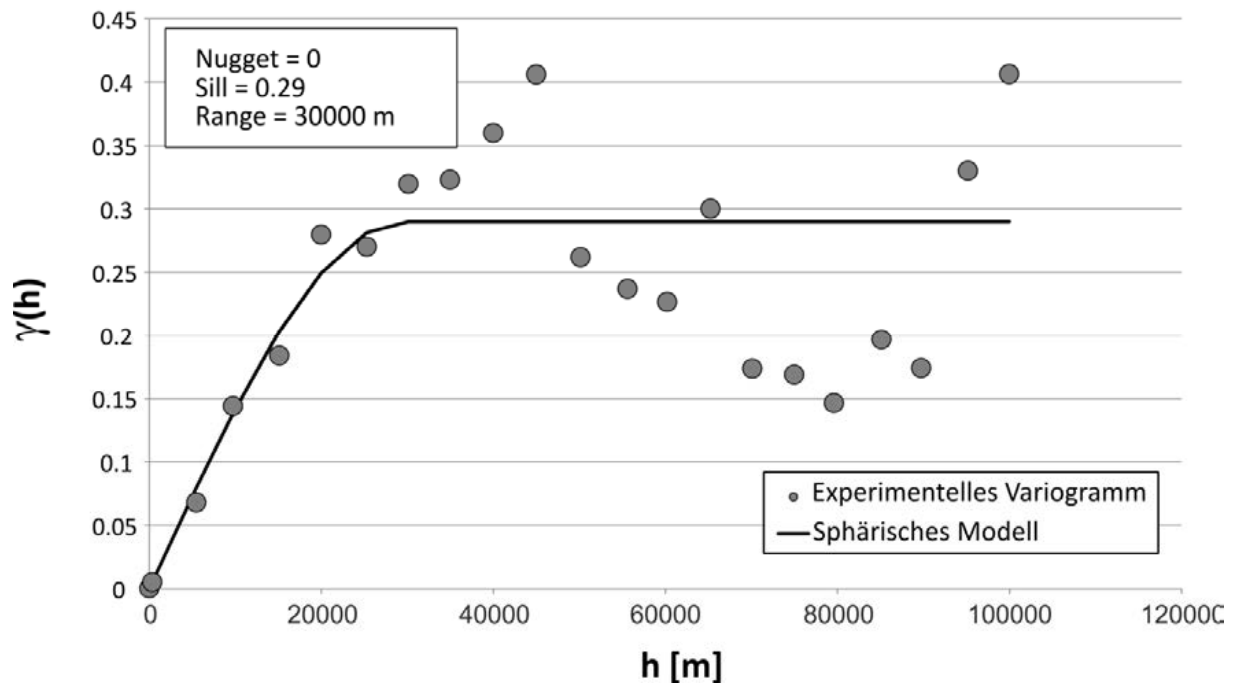


Abb. 50: Semivariogramm der Temperaturdaten ($Q_{index} = 1$; Submodell ORG und MZ) in horizontaler Richtung, verändert nach (Rühaak et al., 2012).

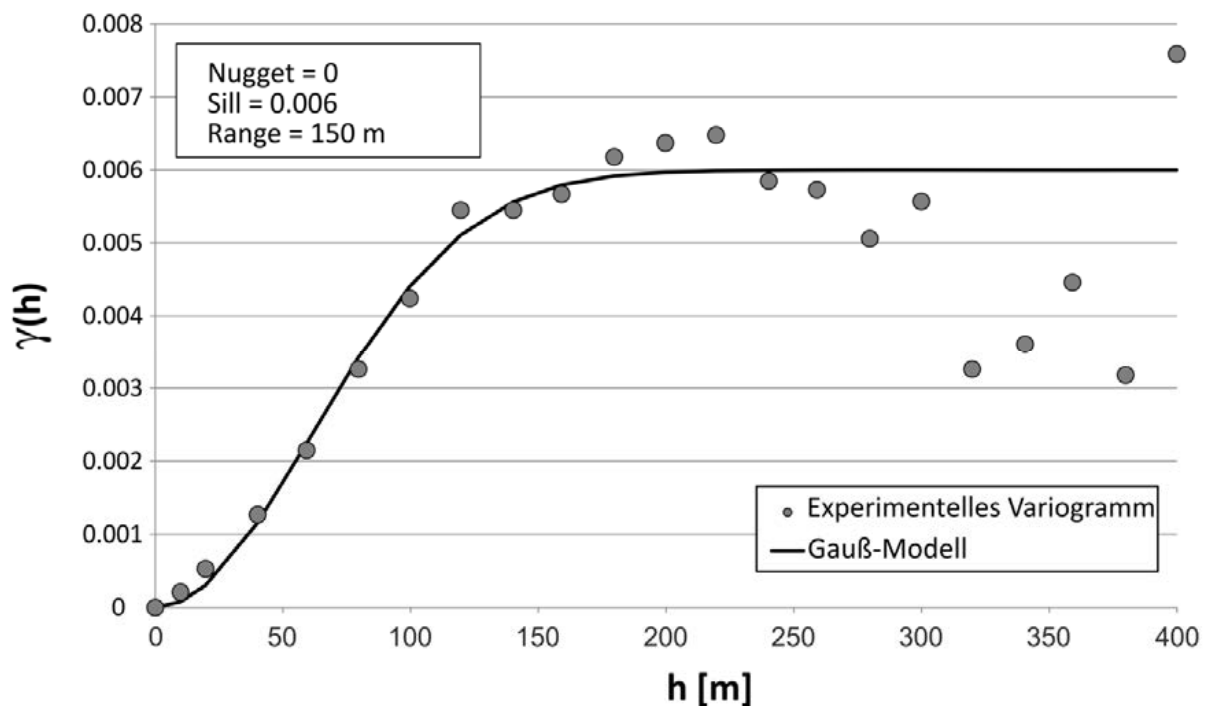


Abb. 51: Semivariogramm der Temperaturdaten in vertikaler Richtung ($Q_{index}=1$; Alle Submodelle; Messungen tiefer 250m und größer 15°C), verändert nach (Rühaak et al., 2012).

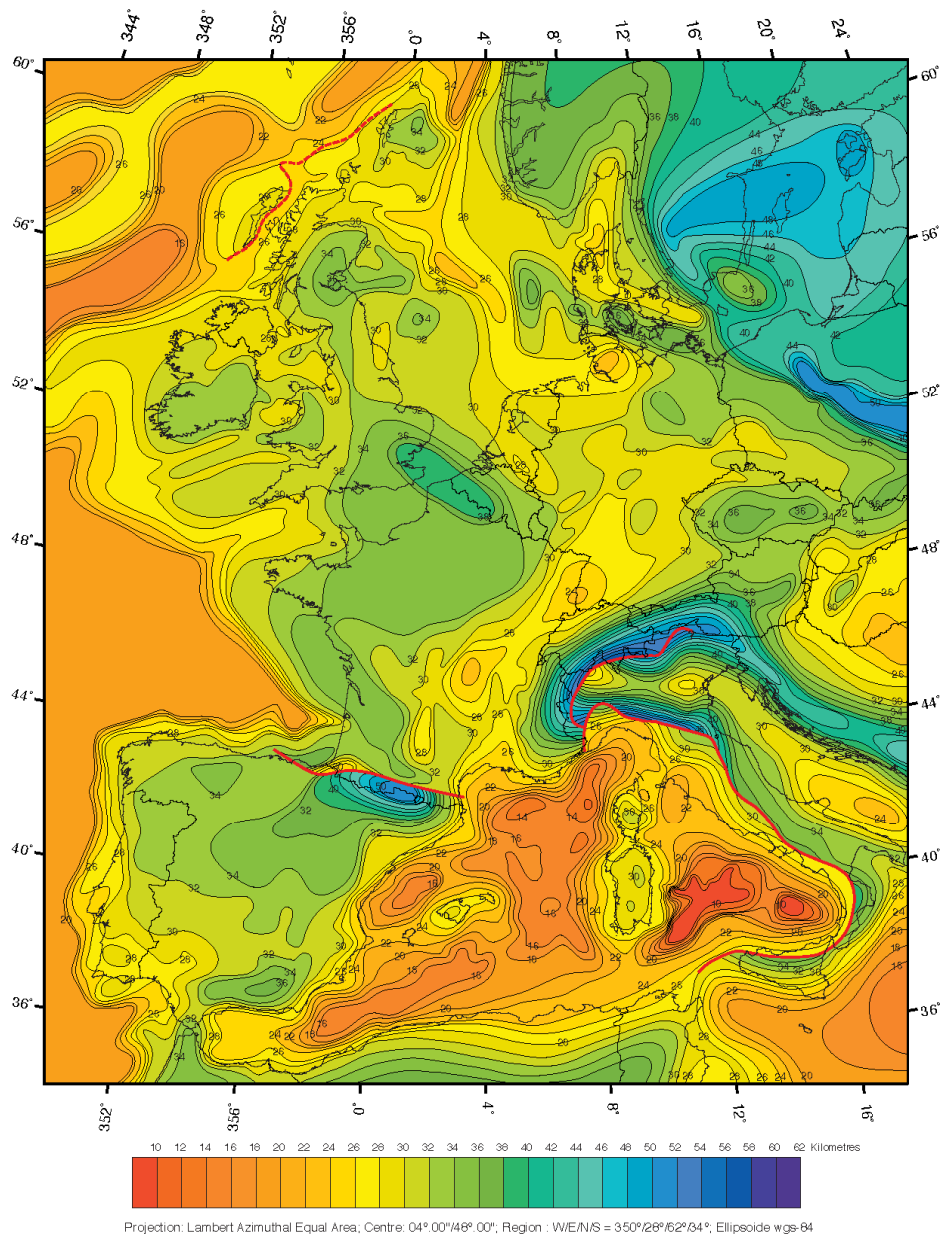


Abb. 52: Tiefenlage der Mohorovicic Diskontinuität im westlichen Europa (Dèzes & Ziegler 2001).

Um nicht einen über gesamt Hessen konstanten Gradienten zu nutzen, sollte der Gradient räumlich variabel sein. Die Mohorovicic Diskontinuität liegt nach Angaben verschiedener Autoren (Dèzes & Ziegler, 2001; Grad et al., 2009)) im Bereich des Oberrheingrabens höher als in den restlichen Gebieten Hessens. In dieser Region finden sich ebenfalls die größten geothermischen Gradienten in Hessen. Wird ein konstanter Wärmeimpuls an der Grenze der Kruste-Mantel Grenze angenommen, ergibt sich aus den regional verschiedenen geothermischen Gradienten und der Tiefenlage der Moho eine plausible Korrelation. Aufgrund dieser Überlegung wurde für das Temperaturmodell von Hessen ein räumlich variabler geothermischer Gradient aus der Tiefenlage der Moho nach Dèzes & Ziegler (2001) empirisch iterativ abgeleitet und mit einem Polynom dritter Ordnung beschrieben (siehe Arndt, 2011 in Vorb.). Das Regressionspolynom ist gültig für alle Tiefenlagen der Moho (Z) zwischen -32.000 und -23.000 Meter.

$$grad = 3,764 \cdot 10^{-12} \cdot Z^3 - 3,196376 \cdot 10^{-7} \cdot Z^2 - 8,787 \cdot 10^{-3} \cdot Z - 74,82095$$

Mittels dieser Gradienten und der Jahresdurchschnittstemperatur kann dann ein erstes „Mohotemperaturmodell“ berechnet werden. Die Daten von Dèzes und Ziegler (2001) wurden genutzt, da diese die Moho auf kontinentalem Maßstab abbilden. Somit sind keine Sprünge in den abgeleiteten Gradienten zu erwarten. Des Weiteren sind diese jungen Daten international anerkannt. Zur Überprüfung der abgeleiteten Gradienten wurde das aus diesen Werten berechnete Temperaturmodell mit den vorliegenden Temperaturmessungen verglichen.

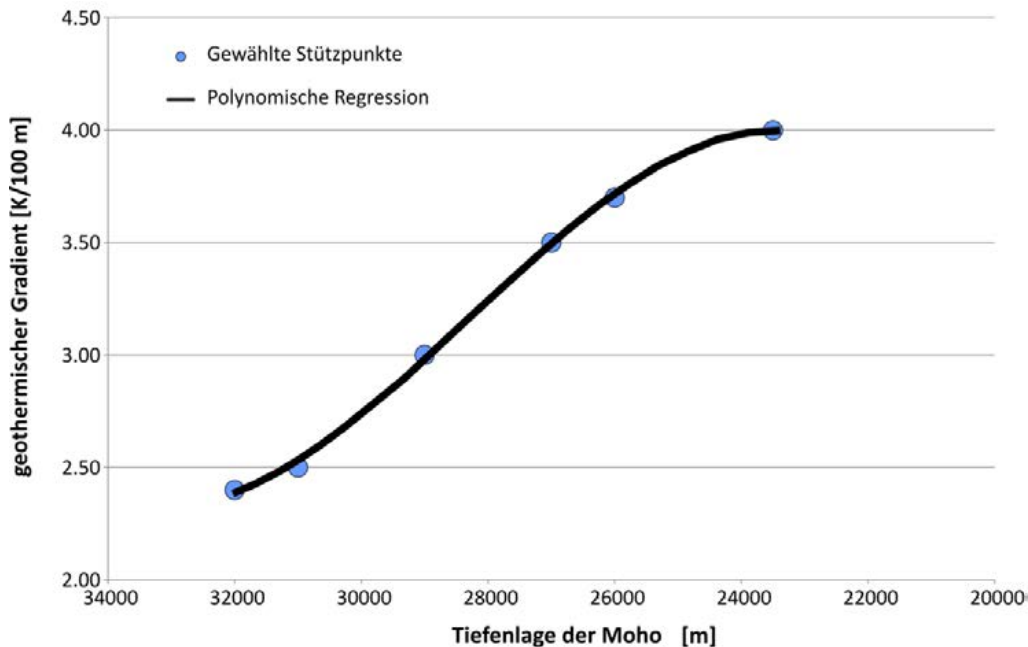


Abb. 53: Regressionspolynom durch die iterativ ermittelten Stützpunkte zur Bestimmung des geothermischen Gradienten anhand der Moho Tiefenlage nach (Dèzes & Ziegler, 2001).

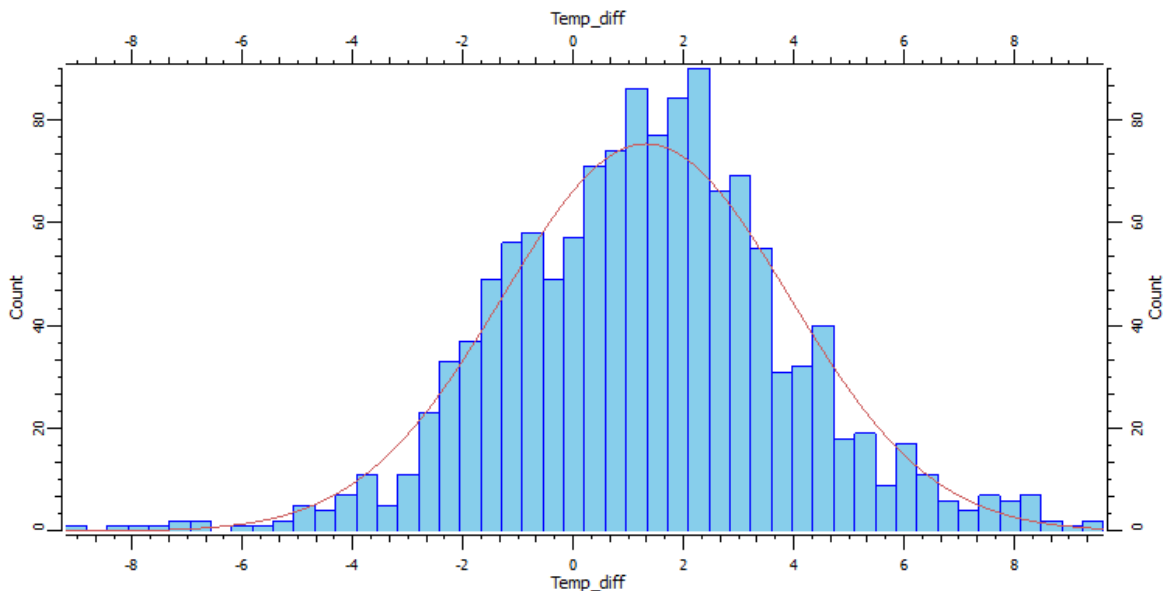


Abb. 54: Abweichung des „Mohotemperaturmodells“ von den gemessenen Temperaturdaten außerhalb des Oberrheingrabens.

Dieser Vergleich zeigt, dass die Temperaturdaten außerhalb des Submodells Oberrheingraben relativ gut mit den berechneten Werten übereinstimmen (Abb. 54). Die maximale Abweichung zu den gemessenen Daten liegt hier bei etwa ± 9 °C. Im Submodell Oberrheingraben entsprechen die berechneten Temperaturen den gemessenen eher schlecht. Hier ergeben sich zum Teil große Abweichungen

von bis zu mehreren Zehner-Kelvin. Dies ist mit dem überwiegend konvektiven Wärmetransport entlang von Störungen in diesem tektonisch stark beanspruchten Gebiet zu erklären, während die Temperaturmessungen außerhalb des Oberrheingrabens eher einen konduktiven Wärmetransport widerspiegeln.

Zur Verbesserung des Temperaturmodells im Bereich des Oberrheingrabens sollten die vorliegenden Temperaturdaten mit den Qualitätsindizes 0.63 bis 1 berücksichtigt werden. Dazu wurden die Temperaturdifferenzen zwischen gemessener Temperatur und dem Wert aus dem „Mohotemperaturmodell“ mittels DSI in den Raum interpoliert. Zudem wurde ein Multiplikator für das Modell definiert, der im Bereich des Oberrheingrabens den Wert 1 und außerhalb des Oberrheingrabens den Wert 0 annimmt (Abb. 55). Die Summe aus dem „Mohotemperaturmodell“ und dem Produkt aus den interpolierten Temperaturdifferenzen und dem Multiplikator ergibt letztlich das endgültige Temperaturmodell von Hessen.

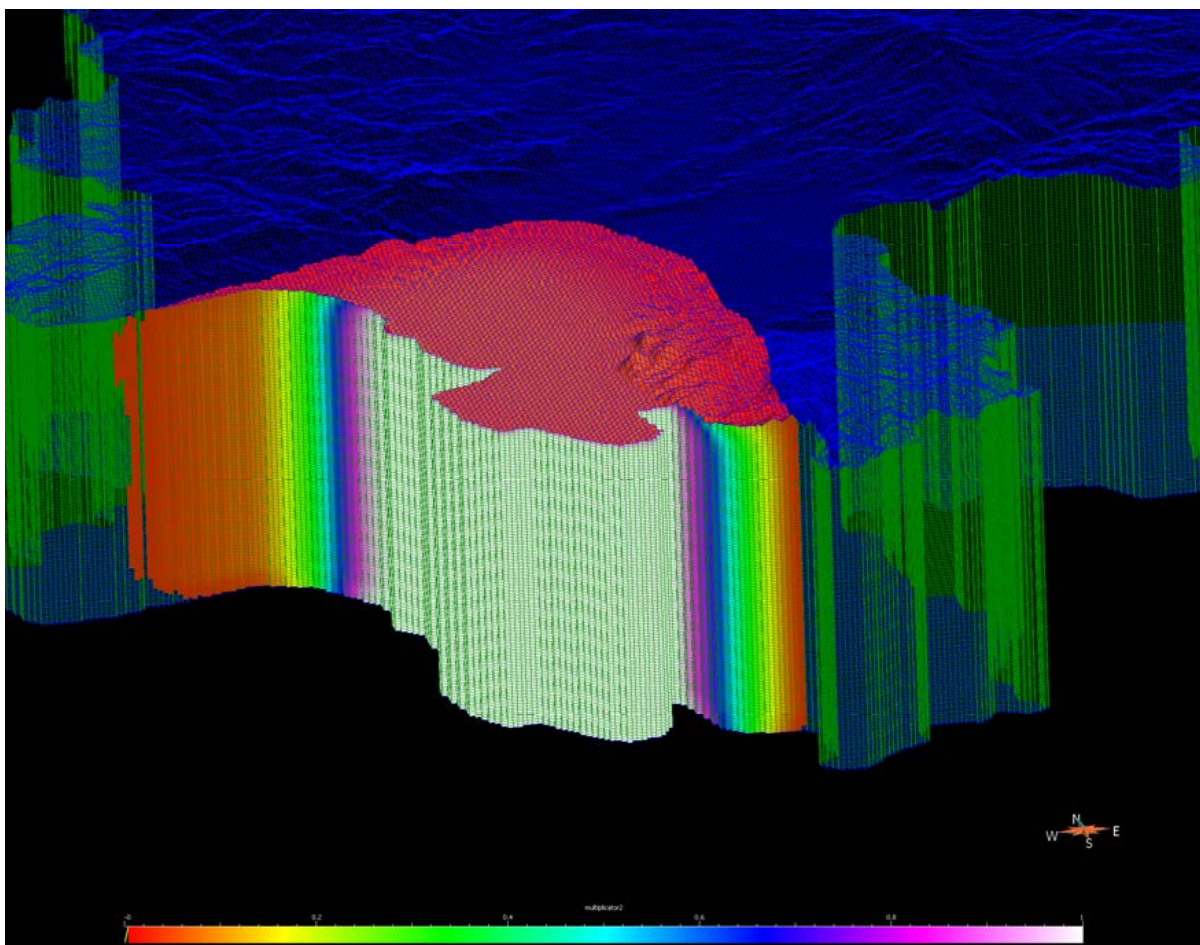


Abb. 55: Zellen des Temperaturgrids mit Werten von 0.01 (rot) bis 1 (weiß) für den Multiplikator des Temperaturmodells. Nur in dem hier gezeigten Block konnten die Temperaturmessungen im Modell berücksichtigt werden. Weitere Erläuterungen im Text.

4.2.3 Ergebnis

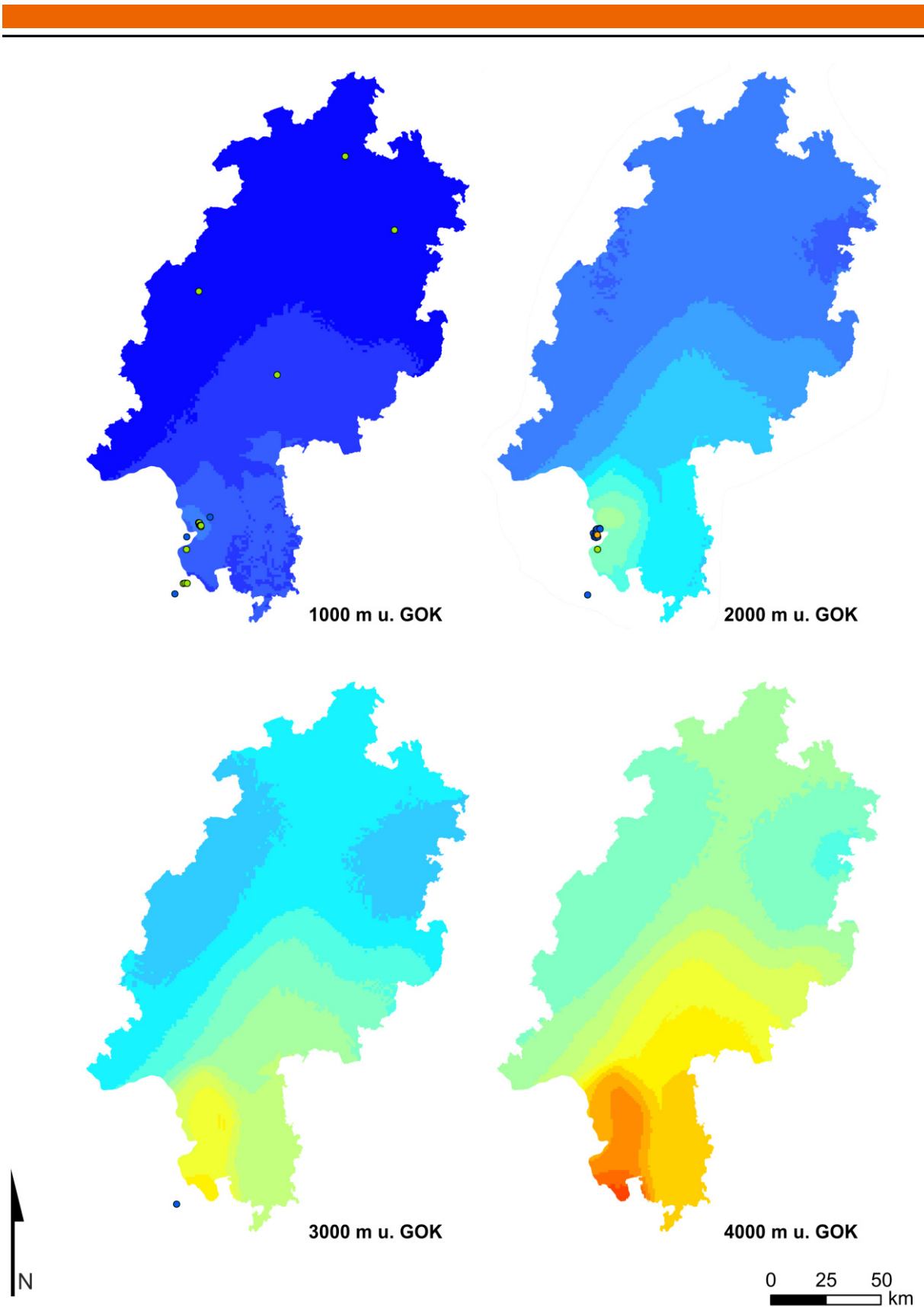
Das Temperaturmodell basiert auf Zellen mit Zellgrößen von 500 m in horizontaler und 50 m in vertikaler Richtung. Zur Visualisierung der Daten finden sich im Anhang E2 Temperaturkarten in 1, 2 und 3 km Tiefe unterhalb der Geländeoberkante. Des Weiteren sind die Tiefenlagen der Isothermenflächen 60 °C, 100 °C, 120 °C und 150 °C als Karte dokumentiert. Zur Dokumentation der Eingangsdaten ist auf jeder Isothermenkarte ein Diagramm enthalten, dass alle zur Temperaturmo-

dellierung genutzten Temperaturdaten in einem Abstand von 150 m (vgl. ermittelter Range in Abb. 51) zur dargestellten Fläche visualisiert. Auf der Abzisse ist die Distanz zur dargestellten Fläche in vertikaler Richtung dargestellt, auf der Ordinate bei Isothermenflächen der absolute Temperaturwert des Datensatzes, bei Temperaturkarten in bestimmten Tiefen unterhalb GOK ist auf der Ordinate die Temperaturdifferenz zur berechneten Temperatur dargestellt. Mit zunehmender Entfernung (Distanz) des Temperaturwerts von der Fläche ist eine größere Temperaturdifferenz zu erwarten. Zusätzlich sind die Messungen auch in der Karte, farblich durch den jeweiligen Qualitätsindex codiert, visualisiert. In Abb. 56 ist so z.B. gut zu erkennen, dass zur Berechnung der 150 °C Isotherme keine Temperaturmessung in einer Entfernung geringer als 150 m zur Isothermenfläche vorhanden ist. Diese Darstellung soll dem Nutzer eine Bewertung der Eingangsdatenlage der gezeigten Temperaturdaten auf einen Blick erlauben.

Außerhalb des Oberrheingrabens zeigt der Vergleich mit den Temperaturmessungen (Abb. 54) dass die modellierte Temperatur mit etwa ± 10 Kelvin mit den gemessenen Daten übereinstimmt. Hier ist jedoch die Tiefenlage der Messungen (siehe Abb. 49) zu berücksichtigen. Da keine Temperaturmessungen außerhalb des Oberrheingrabens unterhalb von 1650 m u. GOK vorliegen ist auch kein Vergleich mit den modellierten Temperaturen möglich und somit eine Abweichung der realen Temperaturen von den Modellierten durchaus möglich.

Innerhalb des Oberrheingrabens sind die Abweichungen durch die Berücksichtigung der dortigen Temperaturmessungen gering. Jedoch unterscheidet die Interpolation nicht zwischen konduktiven und konvektiven Wärmetransport, was natürlich zu Abweichungen zwischen modellierten und realen Temperaturen führen kann. So wird die Wärmeleitung aufgrund der komplexen Bruchschollentektonik des Oberrheingrabens mit einer Vielzahl von Abschiebungen, Aufschiebungen, Blattverschiebungen sowie rotierten Blöcken und Störungssystemen konvektiv dominiert. Des Weiteren führen Störungen insbesondere in den Schichtfolgen der tertiären Grabenfüllung je nach Lage zum rezenten Spannungsfeld und der von Ihnen durchschlagenen Gesteinseinheit zu kleinräumigen Wechsel von hochpermeablen zu impermeablen Abschnitten. Diese komplexe tektonische Situation mit dem kleinräumigen Wechsel von konduktivem oder konvektivem Wärmetransport, führt zur Ausbildung lokaler Wärmeanomalien (Werner & Doeb1 1974, Teichmüller & Teichmüller 1979).

Hier ist ebenfalls zu erwähnen, dass in der berechneten Untergrundtemperaturverteilung, wenn keine regionalen Eingangsdaten vorhanden sind, potenzielle Heißwasseraufstiegswege, wie Störungen, nicht berücksichtigt werden können. Zum Teil sind bekannte Konvektionszellen jedoch durch Temperaturmessungen an diesen Stellen durch die Verwendung aller verfügbaren Temperaturdaten im Modell abgebildet und sichtbar. Annahmen über die Ausdehnung von unbekanntem Konvektionszellen, die durch Heißwasseraufstiege an bekannten Störungssystemen belegt sind, können jedoch nicht hessenweit getroffen werden, wenn in deren Einflussgebiet keine tiefen Temperaturmessungen vorliegen. Somit können vermutete Konvektionszellen auch bei bekannten Thermalquellen aufgrund der hohen Unsicherheiten nicht im Temperaturmodell berücksichtigt werden. Es ist jedoch davon auszugehen, dass an größeren Störungen, die parallel oder mit flachem Winkel zur Hauptspannungsrichtung orientiert sind und insbesondere an Kreuzungspunkten großer Störungen, der Aufstieg von heißen Wässern möglich ist. Beispiele in Hessen sind die Thermalquellen von Wiesbaden, Bad Nauheim oder Bad Salzhausen. Eine geothermische Erschließung dieser potenziell gut geeigneten Gebiete steht jedoch in der Regel in Konflikt mit den Grundsätzen des Heilquellenschutzes.



Temperaturmessungen in einem 150 m Puffer ober- und unterhalb der betrachteten Tiefenstufe

- Korrigierte BHT Messungen
- Messungen aus Fördertests
- Ungestörte Logs

Abb. 56: Temperatur in einem bis vier Kilometern Tiefe. Die Temperaturmesspunkte in einem Abstand bis zu 150 m ober- und unterhalb der betrachteten Fläche sind als farblich codierter Punkt dargestellt.

Diese sich aus der Eingangsdatendichte ergebenden Probleme zur Aussagesicherheit des Temperaturmodells können mit dem derzeitigen Datenstand nur kontrolliert werden, indem überprüft wird, ob die aus dem Modell abgeleiteten geothermischen Gradienten in realistischen Wertebereichen zwischen 20 und 60 K/km liegen. Dies führt zu einer realistischen Modellierung der Untergrundtemperatur, die jedoch in der Realität lokal von dem Modell abweichen kann. Insbesondere in solchen Gebieten geringer Datendichte, aber auch bei Gebieten mit besserer Datengrundlage ist zu betonen, dass es sich bei den Ergebnissen des Projektes um eine Übersichtsdarstellung handelt und vor einer tatsächlichen Erschließung tiefengeothermischer Potenziale projektbezogene Explorationstätigkeiten unerlässlich sind.

4.3 Geologische und Geothermische Beschreibung der Modelleinheiten

4.3.1 Grundgebirge (Prä-Perm)

4.3.1.1 Paläogeografie

Die Prä-Permischen Gesteine in Hessen wurden im Rahmen des Projekts in die Gesteine des „Renoherzynikums und der nördlichen Phyllit-Zone“ sowie die der „Mitteldeutschen Kristallinschwelle“ untergliedert. Die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten ist die Suture einer ehemaligen Subduktionszone. Die im Paläozoikum (Silur bis Unterkarbon) abgelagerten Sedimente des Renoherzynischen Beckens bilden heute die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Im Silur kollidierten die Avalonischen Terrane mit den nördlich gelegenen Kontinenten Laurentia und Baltica und bildeten so den neuen Großkontinent Laurussia. Im Zuge dieser Kollision schloss sich der Rheische Ozean. Im Verlauf zunehmender Dehnung und damit Absenkung der avalonischen Basis im späten Unterdevon stieß die marine Transgression immer weiter nach Nordwesten in die Renoherzynische Zone vor. Den zunächst mächtigen siliziklastischen Schüttungen (Konglomerate, Quarzite und Grauwacken) folgten im höheren Mitteldevon bis tiefen Oberdevon hemipelagische Bedingungen, die auch zur Bildung von Rifffarbonaten führten, während weiter südlich und östlich überwiegend pelitische Sedimentation (Ton- und Siltschiefer, vereinzelt Kieselschiefer) vorherrschte (Walter & Dorn, 2007). Im Karbon schloss sich das Renoherzynische Becken und die variszische Gebirgsbildung begann.

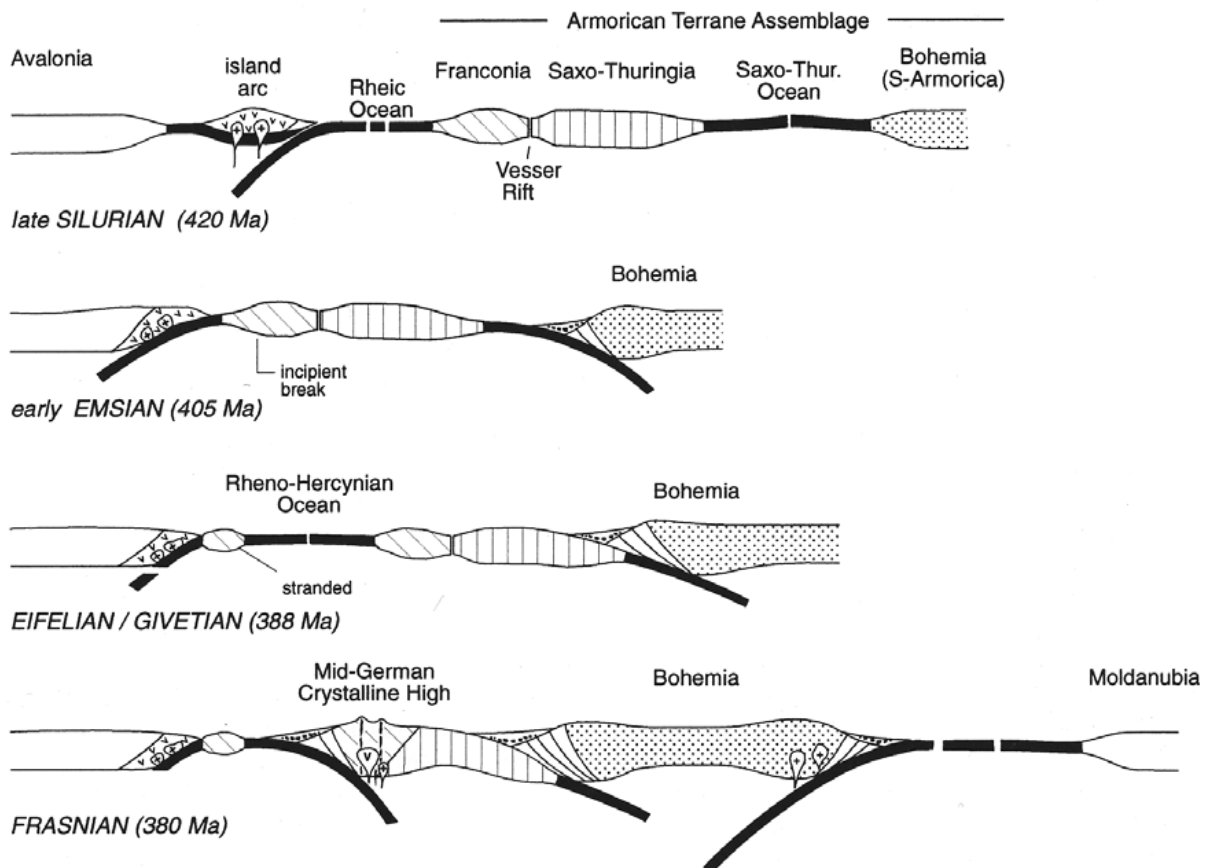


Abb. 57: Plattentektonisches Modell zur Entstehung der mitteleuropäischen Varisziden (Franke, 2000)

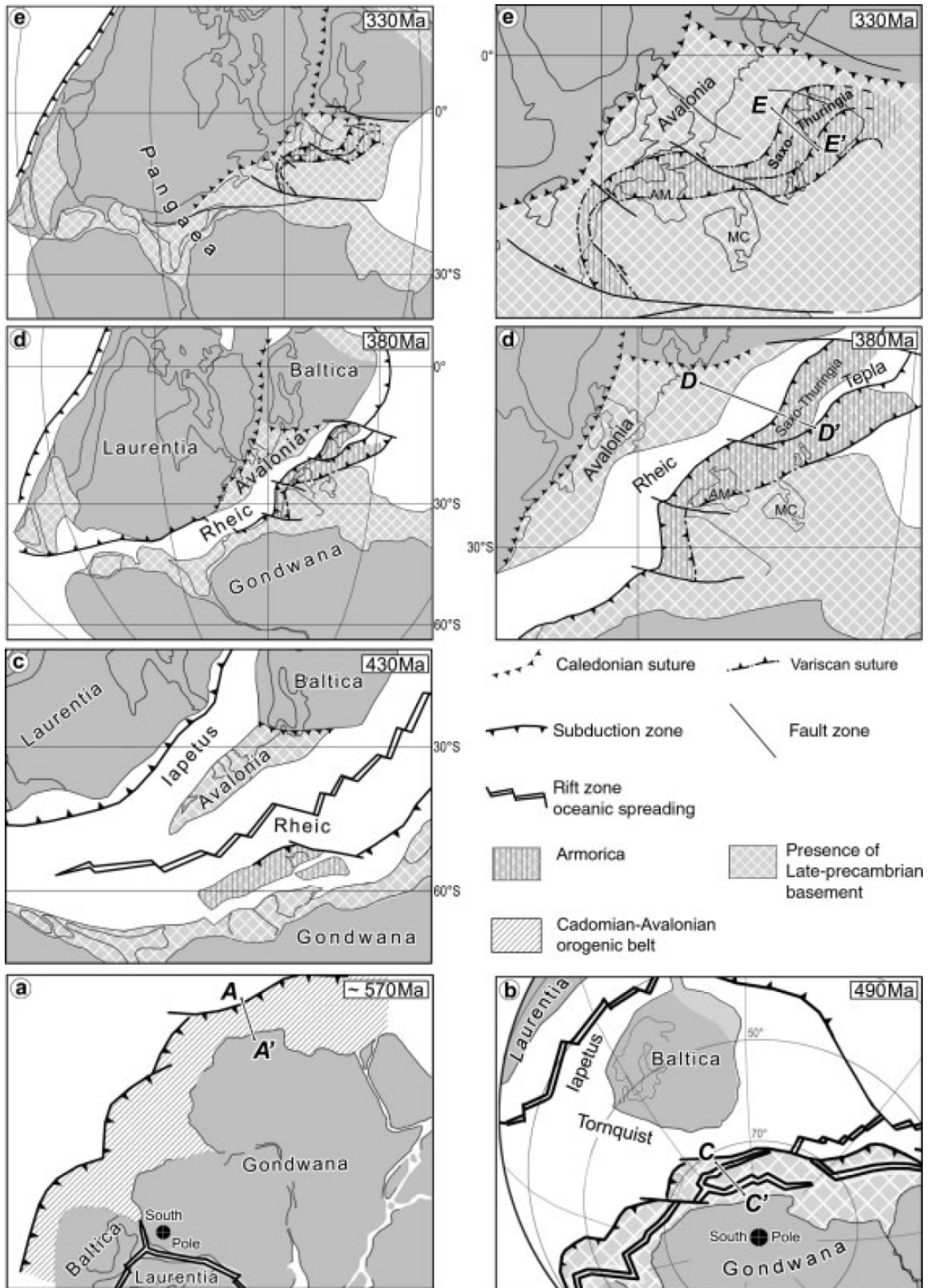


Abb. 58: Paläogeografie des späten Präkambriums bis frühen Karbons (Sommer & Katzung, 2006)

Nach dem Schließen des Rheinischen Ozeans im Oberen Emsium öffnet sich am Südrand von Laurussia ein neues rhenoheryznisches Riftbecken (Gießener-Ozean), dessen Sedimente sind heute im Rheinischen Schiefergebirge nur in den allochthonen Gießener Überschiebungsdecken sowie den entsprechenden Überschiebungseinheiten des Harz überliefert. Der Gießener Ozean wurde bereits

im obersten Devon von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle aus Süden herkommend geschlossen. Im späten Turnais bis Namurium wurde von hier aus das Rhenoherynische Becken mit Grauwackenschüttungen schrittweise gefüllt. Im Anschluss daran wurden diese Sedimente aufgefaltet. Bis in das Westfalium bildeten sich im Norden (subvariszische Saumsenke) klastisch-paralische Molasseablagerungen mit Kohleflözen. Noch im Oberkarbon endete die Faltung des Rhenoherynischen Beckens, welches während der Orogenese in weitreichenden Überschiebungen auf das nördliche Vorland transportiert wurde. Damit war die variszische Orogenese weitgehend abgeschlossen und die Abtragung des Varizikums setzte ein (Walter & Dorn 2007).

Die Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle sind im kristallinen Odenwald aufgeschlossen und von karbonischem Alter (Stein, 2001). Zur Mitteldeutschen Kristallinschwelle gehören des Weiteren die Gneise des Böllsteiner Odenwalds und der Rotgneisskomplex des Spessarts. Die Einheiten des Rhenoherynikums sind im Rheinischen Schiefergebirge aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse finden sich im Werra-Grauwackenaufbruch bei Bad Sooden-Allendorf. Die Untergliederung des Prä-Perms erfolgte zwischen dem Südostrand der Nördlichen Phyllit-Zone und der Mitteldeutschen Kristallinschwelle anhand der Karte von Klügel (1997).

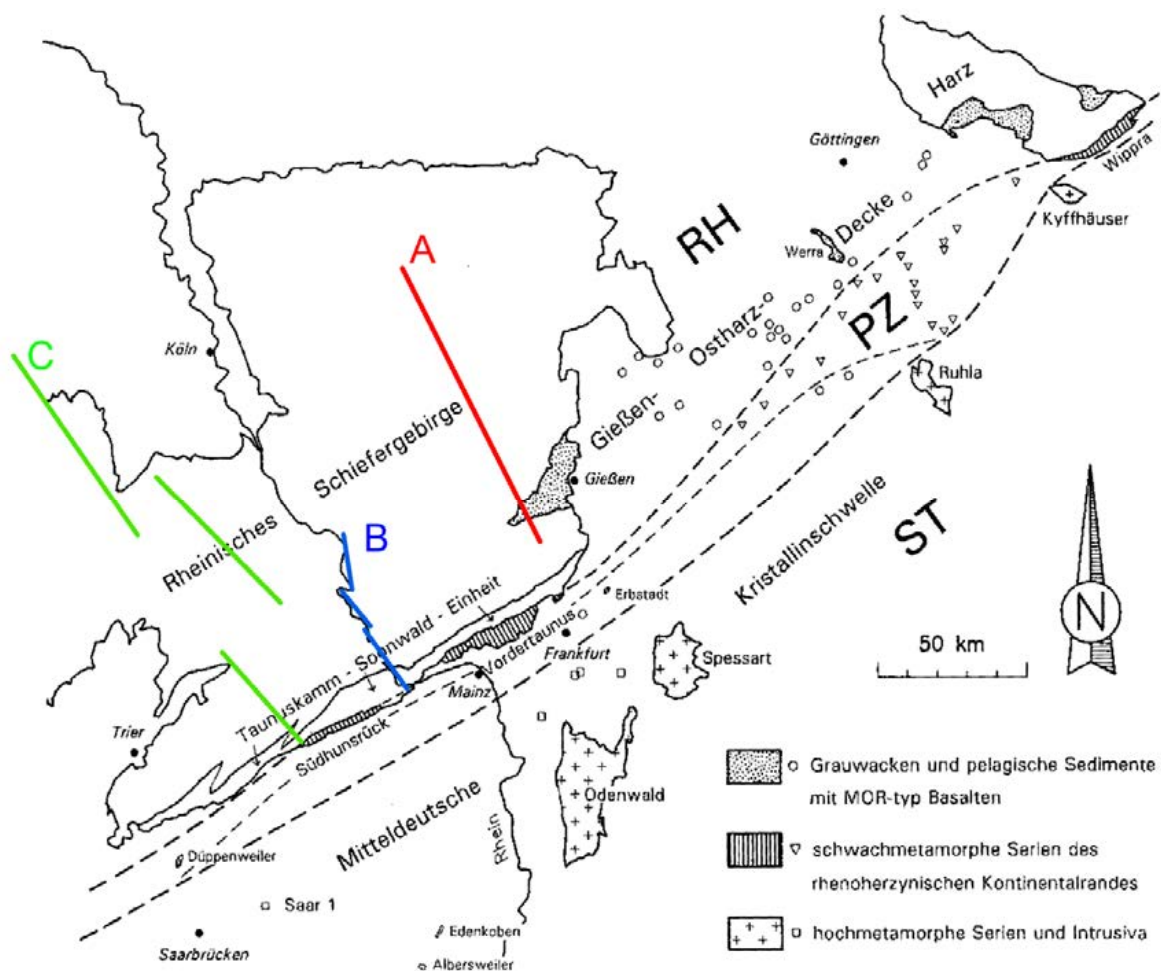


Abb. 59: Gliederung der Varisziden (Klügel, 1997). Die Lage der Schnitte aus Abb. 60 ist farbig markiert. RH: Rhenoherynikum; PZ: Phyllit-Zone; ST: Saxothuringikum

Eine weitergehende Untergliederung in verschiedene lithostratigrafische Einheiten wäre zwar wünschenswert, ist jedoch aufgrund der schlechten Datenlage nicht möglich. Zwar sind die Einheiten des Prä-Perms oberflächennah gut kartiert (HLUG, 2007a), aber für die dreidimensionale Darstellung fehlen weitere Eingangsdaten, wie tiefe Bohrungen und geologische Schnitte. In Fehler! Verweisquel-

le konnte nicht gefunden werden. sind die drei wichtigsten der wenigen großmaßstäblichen geologischen Schnitte dargestellt, die für die Nördliche Phyllitzone und das Rheinische Schiefergebirge zur Verfügung stehen. Es ist ersichtlich, dass eine Korrelation der einzelnen Einheiten nicht möglich ist.

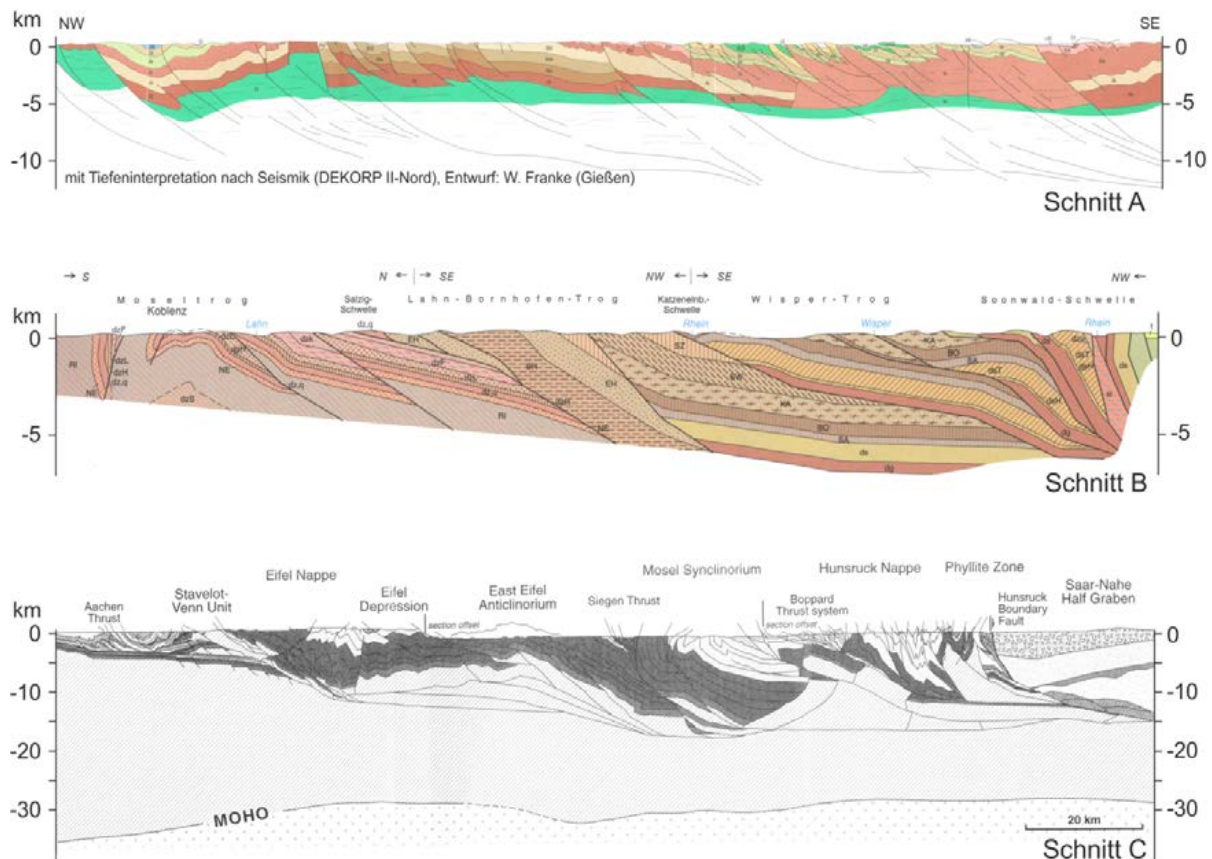


Abb. 60: Geologische Schnitte durch das Rheinoherzynikum und die Nördliche Phyllit-Zone, zur Verdeutlichung der unterschiedlichen strukturellen Interpretationen, die keine dreidimensionale Korrelation zulässt. Schnitt A aus (Franke in Zitzmann et al., 1989); Schnitt B aus (Franke & Anderle 2001); Schnitt C aus (Oncken et al., 1999). Die Lage der Schnitte ist in Abb. 59 dokumentiert.

4.3.1.2 Modelleingangsdaten Prä-Perm

Insgesamt wurden die Schichten des Prä-Perm in 656 Bohrungen erbohrt, jedoch überwiegend in den Bereichen, in denen die Einheit ohnehin oberflächennah ansteht oder ausbeißt. Somit sind Informationen zur Raumlage und Mächtigkeit der hangenden Formationen der wichtigste Eingangsdatensatz zur Modellierung des Prä-Perms. Die vorliegenden Bohrdaten wurden ebenfalls zur Modellierung genutzt.

Im Bereich des **Ober Rheingraben** ist die Tiefenlage des Prä-Perms durch Boigk & Schöneich (1970, 1974) am besten beschrieben. Die Autoren liefern darin sowohl Tiefenlinienkarten, als auch Isopachen für hangende Formationen. Eine Isopachenkarte für das Rotliegend liefert Falke (1969). Diese zeigt jedoch abgelagerte Mächtigkeiten. Es besteht hier also eine große Unsicherheit, da nach Henk (1993) zumindest regional große Teile (bis zu 3 km im Saar-Nahe-Becken) später wieder erodiert wurden. Paläogeografische Karten des Prä-Perms liefern z.B. Ziegler (1990) oder Sommer & Katzung (2006).

Die Tiefenlage des Prä-Perms im Bereich des **Mainzer Beckens** ergibt sich wie im Ober Rheingraben aus den Karten von Boigk & Schöneich (1970, 1974) und Falke (1969).

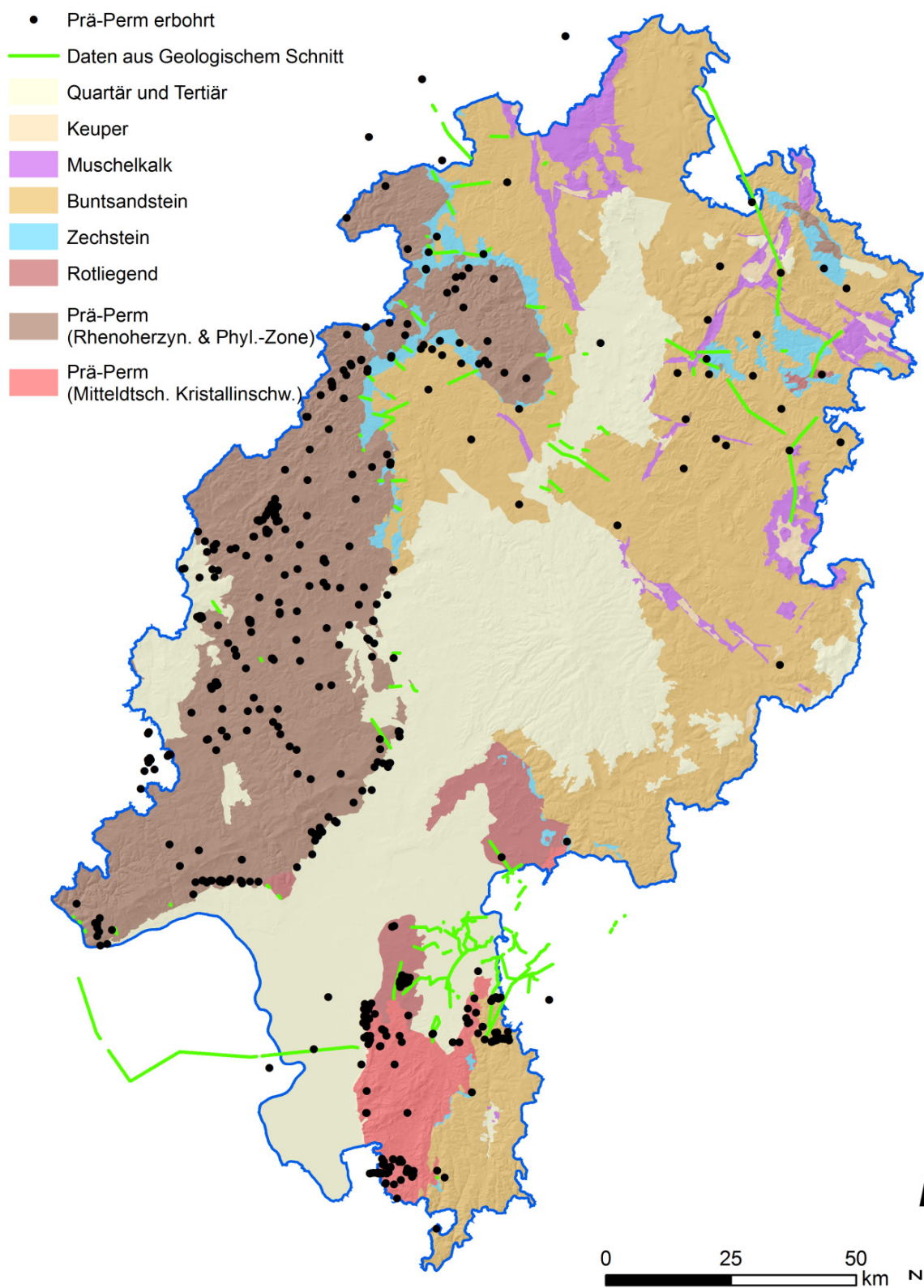


Abb. 61: Lage der Bohrungen, geologischen Profilschnitte und geologischen Karten die für die Modellierung verwendet wurden. Trennung zwischen Prä-Perm (Rhenoharzynikum und Nördliche Phyllit-Zone) und Prä-Perm (Mitteldeutsche Kristallinschwelle) siehe Abb. 59.

In der **Hanau Seligenstädter Senke** wurden ebenfalls die o.g. Isopachenkarten genutzt, jedoch in Bereichen ohne Verbreitung des Buntsandsteins und des Rotliegend zunächst auf jüngere Daten von Lang (2007) zurückgegriffen.

Im Submodell **Odenwald** liegen außerhalb der Oberflächenausbisse keine Daten zur Tiefenlage des Prä-Perms vor. Hier wurde die Tiefenlage anhand der Paläogeografie und den z.T. aus Bohrungen außerhalb des Submodells bekannten Mächtigkeiten der hangenden Formationen abgeleitet (insb. Bohrung Grosswallstadt 6).

Im Submodell des **Rheinischen Schiefergebirges** beißen die prä-permischen Schichten großflächig aus. Lediglich im Bereich des Westerwalds, der Idsteiner Senke sowie der Korbacher Bucht sind die Prä-Permischen Gesteine von jüngeren Sedimenten überdeckt. Am Ostrand des Westerwalds konnten Bohrungen (Driedorf 2, TK: 5315, Arnum.: 0006; Brunnen Waldaubach 1, TK 5314, ArNum.: 0008; Brunnen Waldaubach, TK: 5315, Arnum.: 0041) zur Modellierung genutzt werden. Im Zentrum des Vulkanitkomplexes existieren jedoch keine Angaben über die Mächtigkeit der überlagernden Sedimente, weshalb diese hier geschätzt werden musste. Im Bereich der Idsteiner Senke konnten grobe Angaben der Quartären und Tertiären Sedimente aus Bauer et al. (2010) entnommen werden. Im Bereich der Korbacher Bucht wurde die Tiefenlage aus den geologischen Schnitten der geologischen Kartenblätter im Maßstab 1: 25.000 herangezogen.

Die Tiefenlage des Prä-Perms im Submodell **Nordost-Hessen** ergibt sich ebenfalls wesentlich über Mächtigkeitsinformationen von überlagernden Sedimenten. Da die Raumlage der Oberfläche des Rotliegend, bzw die Basis des Zechstein, relativ gut durch Daten in Kulick et al. (1984) beschrieben ist, wurden u.a. die Rotliegend-Mächtigkeitskarten von Falke (1969), sowie Boigk & Schöneich (1974) zur Modellierung genutzt. In Bereichen ohne Rotliegend-Verbreitung konnten die Daten von Kulick et al. (1984) direkt genutzt werden.

4.3.1.3 Geologie Prä-Perm kristallin

Der kristalline Odenwald stellt den größten aufgeschlossenen Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle dar. Das Odenwald-Kristallin besteht aus zwei großen Einheiten, dem Bergsträßer Odenwald im Westen und dem Böllsteiner Odenwald im Osten, beide getrennt durch die Otzberg Zone (Stein, 2001) (siehe auch Abb. 45).

Das kristalline Grundgebirge entstand während der variszischen Gebirgsbildung, im Zuge derer es zum Aufdringen von Plutonen in schon vorhandene Gesteine kam, was zu deren Metamorphose führte. Im Anschluss der Platznahme der Plutone kam es zur Hebung der Kruste und zur erosiven Abtragung der überlagernden Metamorphite. Der Bergsträßer Odenwald besteht zu 90 % aus Graniten, Granitoiden, Gneisen, Dioriten und Gabbros und zu 10 % aus Metamorphiten wie Schiefen und Gneisen, die die einzelnen Intrusiveinheiten voneinander trennen (Stein, 2001a, 2001b). Die plutonischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes weisen Alter von 340 bis 350 Ma auf (Kreuzer & Harre, 1975) und weisen deutliche Anzeichen für Verformungsbewegungen während der Platznahme und der anschließenden Abkühlung auf, die nach Edel et al. (2007) durch NE-SW orientierte Transtensionsbewegungen in dem damals herrschenden E-W orientierten Extensionsregime gebildet wurden. Die Granodiorit- und Granitintrusionen des südlichen Odenwaldes zeigen magnetische Foliationen und Lineationen in WSW-ENE Richtung, die nach Greiling und Verma (2001) ebenfalls ein Produkt der Verformung während der Platznahme sind.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand bildet der metamorphe Komplex des Böllsteiner Odenwaldes eine NNE streichende Sattelstruktur, die flach nach NNE abtaucht. Im Kern dieser Struktur stehen überwiegend granitische bis granodioritische Orthogneise (Biotit-Hornblende-Gneise sowie Granat-Biotit-Gneise) an, die von einer Hüllserie aus unterschiedlich zusammengesetzten Metamorphiten (Ortho- und Paragneise, Quarzite und Glimmerschiefer) umgeben werden. In der Literatur (vgl. Zusammenstellung bei Scheuven, 2008) wird für die Hüllserie eine Mächtigkeit von ca. 650 m angegeben.

Die Otzberg-Zone ist eine steilstehende sinistrale Blattverschiebung, welche in Richtung Nordosten in eine Überschiebung übergeht, durch die der metamorphe Komplex des Spessarts in Form einer krustalen Decke exhumiert wird (Weber, 1995, Edel & Weber, 1995). Kalium-Argon und Argon-Argon Alter von 329 Ma, die an die Kataklastite und Mylonite der Störungszone durchschlagenden Lamprophyren bestimmt wurden, zeigen, dass seit der Platznahme der Lamprophyre keine Bewegungen mehr entlang dieser Störungszone stattgefunden haben (Hess & Schmidt, 1989).

Über die weitere Erstreckung der Gesteinseinheiten des kristallinen Grundgebirges nach Westen in das Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens ist nur sehr wenig bekannt, da das kristalline Grundgebirge im Norden durch die känozoische Grabenfüllung und die permokarbone Schichtenfolge und südlich der Linie Zwingenberg – Worms durch die Einheiten des Buntsandsteins überdeckt ist. Erst westlich der Grabenrandstörung finden sich wieder Aufschlüsse des kristallinen Grundgebirges bei Landau (Kaiserbachtal, Albersweiler) (siehe RLP, 2005). Aufschluss über die anstehenden Gesteine im Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens geben vier Bohrungen (Weiterstadt 1, Stockstadt 33R, Wiag Hessen 5 und Worms 3), die die Oberkante des Grundgebirges erreichen. Die Bohrung Stockstadt 33R erschließt in einer Tiefe von 2240 m u. GOK granodioritische Gesteine (Müller, 1996, Lippolt et al., 1990). In der Bohrung Weiterstadt 1 stehen ab 2490 m u. GOK, ebenso wie bei der Bohrung Wiag Hessen 5 ab 2180 m u. GOK, Granite und Amphibolite an (Marell, 1989). In der weiter westlich gelegenen Bohrung Worms 3 wird in 2170 m u. GOK an der Kristallinoberkante eine Kataklastosezone angefahren, die sich aus stark zerscherten Gneisen, Pegmatiten und vereinzelt Granitoiden zusammensetzt und von biotitreichen, apatitführenden Gneisen mit straffer Parallelstruktur unterlagert wird, die von pegmatitischen Gängen mit großen Quarzblasten durchsetzt sind (Müller, 1996). Diese Kataklastosezone ist genetisch vermutlich mit einer unmittelbar östlich gelegenen N-S streichenden grabeninternen Hauptstörung verbunden.

Es ist anzunehmen, dass das kristalline Grundgebirge im nördlichen Oberrheingraben eine ähnliche lithologische Zusammensetzung aufweist wie im benachbarten Odenwald und sich die einzelnen Einheiten dem variszischen Streichen folgend nach SW bis WSW fortsetzen. Diese Annahme wird durch die Messung der magnetischen Totalfeldanomalie (siehe auch Kapitel 4.1.3.6.2) gestützt.

Das geologische Modell zeigt (siehe auch Anhang E2.2), dass die Oberkante des Kristallin westlich Gross-Gerau bei mehr als -3500 m NN zu erwarten ist. Im Bereich der nördlichen Transferzone zwischen Darmstadt und Worms liegt sie zwischen -2000 m NN bis -2500 m NN. Im Bereich der Niederhessischen Senke und des Vogelsbergs ist sie in Tiefen von bis zu -1600 m NN zu erwarten.

Im Bereich nördlich des Odenwaldes ist bis zur Taunus-Südrandstörung ebenfalls nur sehr wenig über das kristalline Grundgebirge bekannt. Die nördlichsten Aufschlüsse sind Bohrungen im Bereich der Grube Messel, in denen unter geringmächtiger Rotliegenüberdeckung Granite und Granodiorite erbohrt wurden, sowie die Bohrungen I und II beim Hofgut Neuhof bei Dreieich-Sprendlingen, ca. 10 km südlich von Frankfurt a.M., wo unter ca. 250 m mächtigem Rotliegend und einer zehnermetermächtigen Vergrusungszone Diorite erbohrt wurden. Im Submodell NE ist kristallines Prä-Perm nur in der Nähe von Fulda in den Bohrungen Schäferquelle Ebersburg-Weyhers und Dalherda 1 unter

mehreren hundert Meter mächtigen triassischen und permischen Sedimenten in Form von Graniten erbohrt worden.

Aufschluss über die Erstreckung der unterschiedlichen Gesteinseinheiten des kristallinen Grundgebirges im tieferen Untergrund können geophysikalische Daten, wie z.B. die Karte der Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes (Gabriel & Vogel, 2010) oder die Schwerekarte der Bouguer-Anomalien (Skiba & Gabriel, 2010) liefern. Hier zeigt sich, dass die magnetischen Anomalien mit regionalen Abweichungen überwiegend dem variszischen Streichen folgen und sich vergleichsweise gut mit den unterschiedlichen im Odenwald aufgeschlossenen Einheiten parallelisieren lassen (Abb. 45). Dies ermöglicht für detailliertere Studien zumindest eine grobe Prognose, ob das kristalline Grundgebirge eher aus sauren oder basischen plutonischen Gesteinen aufgebaut ist (vgl. Edel et al. 2007).

4.3.1.4 Geothermische Eigenschaften des kristallinen Grundgebirges

Die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des kristallinen Grundgebirges (Mitteldeutsche Kristallinschwelle) erstreckt sich über einen Wertebereich von ca. 1,5 bis 4,5 W/(m·K), wobei die Werte der Gesteine die mehr als 90 % des Gesamtvolumens ausmachen (Granite, Granitoide, Gneise, Diorite und Gabbro) in einem engerem Bereich zwischen 2,1 und 2,7 W/(m·K) liegen (Abb. 63). Die Temperaturleitfähigkeit liegt zwischen $0,7 \cdot 10^{-6}$ und $2,0 \cdot 10^{-6}$ m²/s kann aber ebenso wie die Wärmeleitfähigkeit auf einen engeren Wertebereich von $1,0 \cdot 10^{-6}$ bis $1,3 \cdot 10^{-6}$ m²/s eingegrenzt werden (Abb. 64). Demzufolge liegt auch die spezifische Wärmekapazität in einem eng begrenzten Wertebereich mit geringer Schwankungsbreite von 750 bis 800 J/(kg·K) (Abb. 65).

Tabelle 6: Ergebnisse der statistischen Auswertung der thermophysikalischen Gesteinseigenschaften Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und Wärmekapazität (unter ofentrockenen Bedingungen) des kristallinen Grundgebirges untergliedert nach Petrografie

Gesteinsart	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	Anzahl	Temperaturleitfähigkeit [10^{-6} m ² /s]	Anzahl	Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	Anzahl
Amphibolit	1,88±0,21	24	0,81±0,14	24	813±92	24
Gabbro	2,10±0,19	218	1,01±0,09	120	764±53	120
Lamprophyr	2,15±0,16	16	1,03±0,11	16	795±63	16
Diorit	2,23±0,18	152	1,03±0,10	152	760±59	152
Tonalit	2,36±0,17	130	1,14±0,13	130	770±67	130
Granodiorit	2,51±0,33	280	1,26±0,22	252	736±68	276
Granit	2,58±0,38	185	1,33±0,25	182	753±98	182
Gneis	2,72±0,24	32	1,56±0,21	16	713±88	16
Kataklasit	3,03±0,29	33	1,55±0,20	33	745±52	33
Quarzphyllit	3,44±0,79	17	k.A.	0	k.A.	0

Dabei zeigen die sauren Plutonite (Granite und Granitoide) die höchsten Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten und dementsprechend die geringsten spezifischen Wärmekapazitäten, während die basischen und ultrabasischen Gesteine (Gabbros, Amphibolite und Lamprophyre) die geringsten Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten und demnach die höchsten spezifischen Wärmekapazitäten aufweisen (Tabelle 6). Die Gesteine der metamorphen Schiefer (Quarzphyllite), Störungszonen (Kataklasite) und die Gneise des Böllsteiner Odenwaldes weisen aufgrund starker Quarzanreicherungen die höchsten Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten auf. Aufgrund der geringen Werteanzahl ist jedoch unklar, ob die Proben der metamorphen Abschnitte

repräsentativ sind. Von diesen Einheiten sollten weitere Proben zur statistischen Absicherung untersucht werden. Eine Möglichkeit hierzu bieten Untersuchungen der Bohrkerne der Erdwärmebohrung Heubach, die in 2011 bis in eine Tiefe von ca. 900 m in die metamorphe Hüllserie und die Gneise des Böllsteiner Odenwaldes abgeteuft werden soll.

Generell ist bei den porenarmen Gesteinen des Grundgebirges die konvektive Wärmeübertragung zu vernachlässigen und es überwiegt der konduktive Anteil des Wärmetransports, der, wie sich an den Messwerten zeigt, in besonderem Maße mit dem Quarzgehalt des Gesteins korreliert. Clauser & Huenges (1995) stellen die Beziehung zwischen dem Anteil von gesteinsbildenden Mineralen und der Gesteinswärmeleitfähigkeit von plutonischen und metamorphen Gesteinen in einem semi-quantitativen ternären System graphisch dar (Abb. 62). Demnach lässt sich durch die enthaltenen Mineralkomposition und deren Anteile eine vage Aussage über die Wärmeleitfähigkeit des gesamten Gesteins treffen, die durch die eigenen Messwerte bestätigt wird. So können für die Gesteine des kristallinen Grundgebirges von Hessen die einzelnen Felder in Abb. 62 mit den Wertebereichen, die in Abb. 63 dargestellt sind, genauer umrissen werden.

Dass dieser Zusammenhang sowohl für die metamorphen und plutonischen Gesteine nur semi-quantitativ angegeben werden kann, liegt an dem Einfluss des unterschiedlichen Modalbestandes sowie der unterschiedlichen Fragmentgröße und -Form und der dadurch unterschiedlichen Ausbildung der Korn-Korn-Kontakte, die in trockenen Gesteinen die Gesteinswärmeleitfähigkeit ebenfalls deutlich beeinflussen (Somerton, 1992). Aus diesem Grund sind Messungen an konkreten Gesteinen immer die bessere Alternative gegenüber solchen semi-quantitativen Einschätzungen, die regionale Variationen der Gesteinsausbildung und damit der geothermischen Eigenschaften nicht berücksichtigen können.

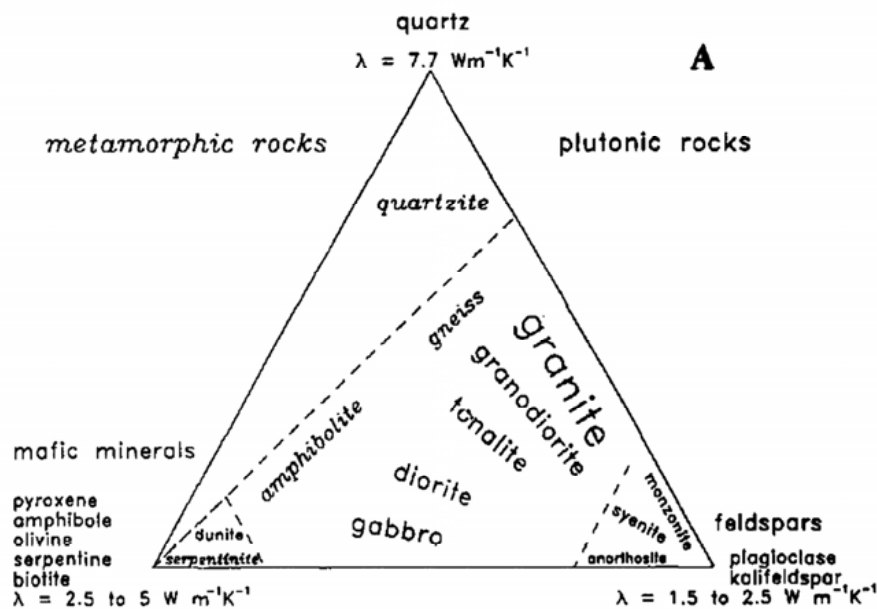


Abb. 62: Zusammenhang zwischen der Wärmeleitfähigkeit von metamorphen und plutonischen Gesteinen und dem Anteil der enthaltenen gesteinsbildenden Mineralen. (Clauser & Huenges, 1995)

Anhand der derzeitigen Datengrundlage scheinen Granite und Granitoide aufgrund ihrer thermophysikalischen Gesteinseigenschaften für eine petrothermale Nutzung die am besten geeigneten Gesteinsarten des kristallinen Grundgebirges zu sein. Aber auch die Ortho- und Paragneise sowie die Metasedimente und Quarzit-Glimmerschieferserien des Spessarts und Böllsteiner Odenwaldes weisen gute thermophysikalische Eigenschaften auf. Hier ist jedoch im Speziellen bei den Metasedimen-

ten aufgrund der deutlichen Foliation mit einer ausgeprägten Anisotropie der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit zu rechnen, die die Zuweisung von Mittelwerten und somit die Abschätzung der konduktiven Wärmetransporteigenschaften in 3D deutlich erschwert.

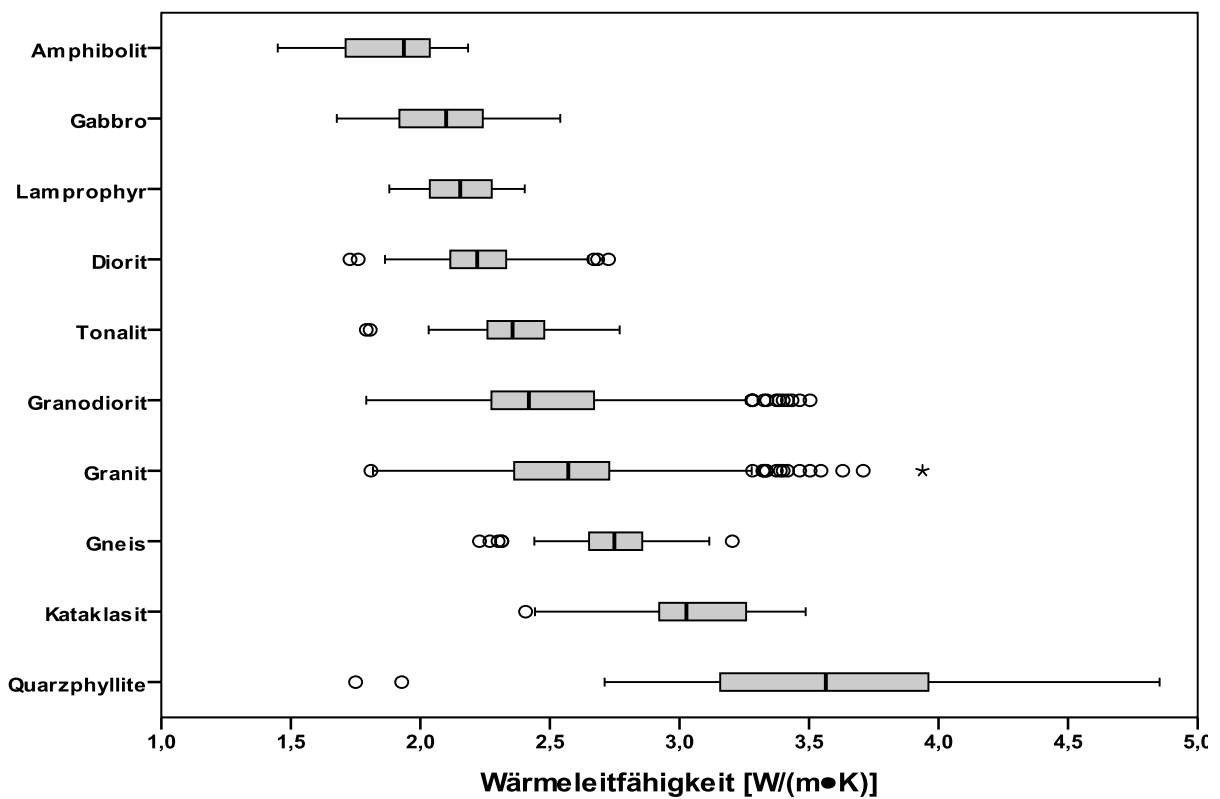


Abb. 63: Box-Whisker-Plots für die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

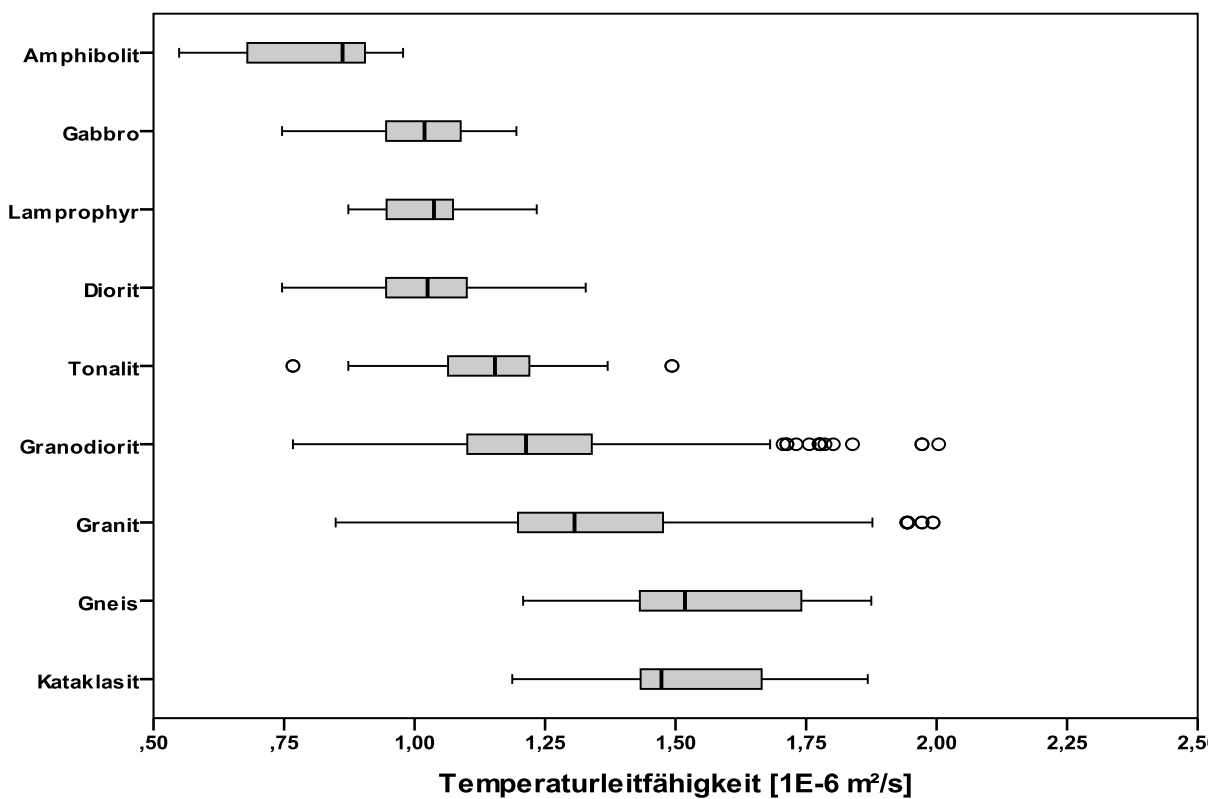


Abb. 64: Box-Whisker-Plots für die Temperaturleitfähigkeit der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

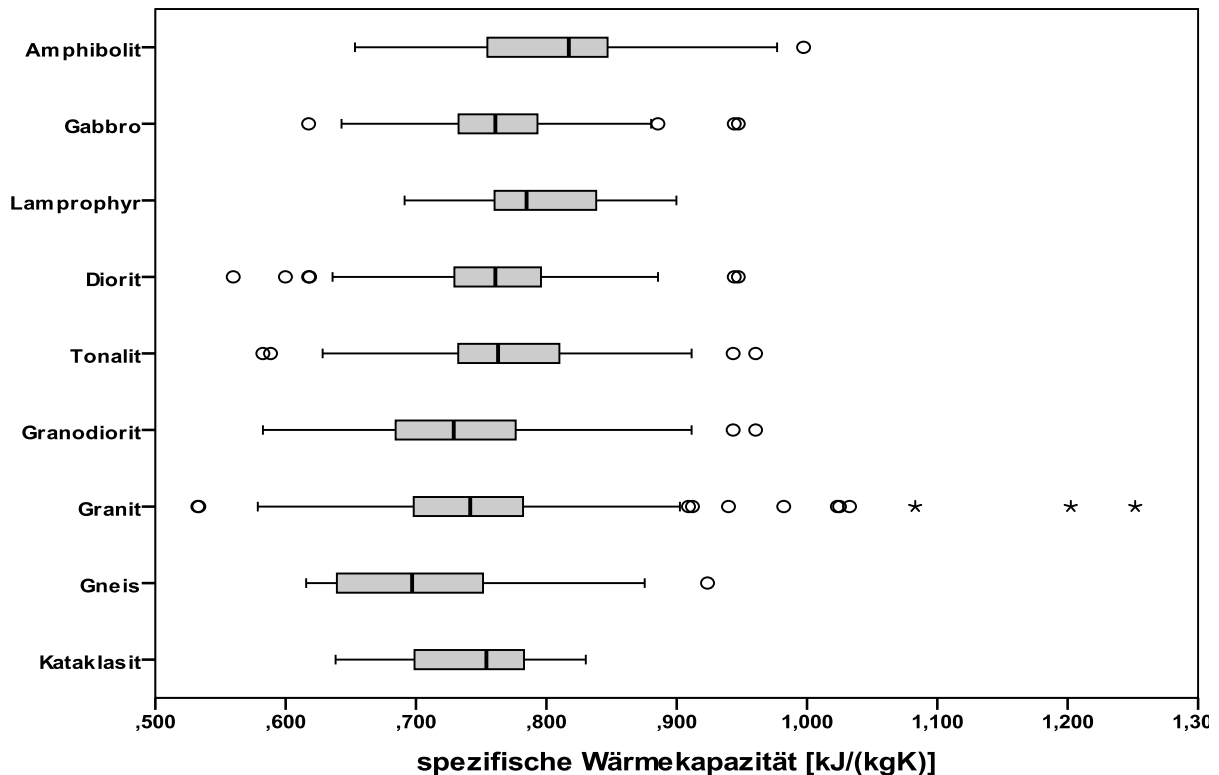


Abb. 65: Box-Whisker-Plots für die spezifische Wärmekapazität der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

Zur Beurteilung der hydraulischen Eigenschaften des kristallinen Grundgebirges existiert für Hessen nur eine äußerst unzulängliche Datengrundlage, wobei auch die eigenen Untersuchungen keinen entscheidenden Erkenntnisgewinn bringen konnten.

So gibt es nur sehr wenige Porositäts- und Permeabilitätsdaten der KW-Industrie für den kristallinen Teil des Grundgebirges im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens (Abb. 25 und Tabelle 3). Diese sind für geothermische Fragestellungen jedoch ohnehin nur von geringer Aussagekraft, da die gemessenen Porositäten und Permeabilitäten nur die Eigenschaften der Gesteinsmatrix wiedergeben und diese bei kristallinen Gesteinen i.d.R. ohnehin zu gering sind um einen Fluidtransport zu ermöglichen. Im Grundgebirge findet der Fluidtransport in der Regel ausschließlich entlang des Trennflächengefüges, bzw. entlang größerer Störungszonen statt. Somit sind für die Abschätzung der Ergiebigkeit bei der Nutzung der petrothermalen Potenziale Kenntnisse des Trennflächengefüges, die Lage und Ausbildung größerer Störungszonen sowie von durch hydraulische Tests ermittelten Gebirgspermeabilitäten vorrangig. Aussagen über das Trennflächengefüge, insbesondere über den Durchtrennungsgrad und die Richtungsabhängigkeit der Wasserführung einzelner Kluftscharen, können anhand von Aufschlussuntersuchungen getroffen werden. Verläufe von Störungszonen, Vortzugsorientierungen von Störungen sowie der Einfallwinkel können meist über eine Kombination von im Gelände ermittelten Daten mit geophysikalischen Untersuchungen gewonnen werden. Hierbei sind seismische Untersuchungen aufgrund der fehlenden Schichtung im Grundgebirge und der geringen Impedanzunterschiede meist nur bedingt für die Identifizierung von Störungen oder die Bestimmung von Sprunghöhen geeignet. Dies trifft im Besonderen auf das Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens zu, da aufgrund der hohen akustischen Impedanz der überlagernden Sedimente in der tertiären Grabenfüllung das Signal in der Regel so stark abgeschwächt ist, dass die verfügbaren seismischen Profile keine Aussagen über das Grundgebirge mehr erlauben.

Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass das kristalline Grundgebirge wassergesättigt ist und die Klüfte und sonstigen Hohlräume miteinander verbunden sind, so dass ein Transport von Wasser möglich ist (Stober & Bucher, 2007; Stober & Jodocy, 2009). Hydraulische und hydrochemische Daten des kristallinen Grundgebirges in Tiefen größer -4000 m NN sind deutschlandweit nur sehr vereinzelt verfügbar. Die einzigen natürlichen, nicht während der Stimulation ermittelten Daten des Grundgebirges stammen von der Bohrung Urach 3 (Testbereich: 3320 - 4444 m mit 3 Perforationsbereichen zwischen 3259 - 3299 m) und von der KTB-VB/Oberpfalz (Kontinentale Tiefbohrung, Vorbohrung, Testbereich: 3850 - 4000 m) (Stober & Bucher, 2007). Für das von der Bohrung Urach 3 erschlossene Gneisgebirge wurde eine Durchlässigkeit von $k_f = 1,32 \cdot 10^{-8}$ m/s ermittelt. Im Testbereich der KTB-VB stehen Metabasite (Amphibolit, Metagabbro) an; die Durchlässigkeit beträgt dort $k_f = 4,07 \cdot 10^{-6}$ m/s. Für die durchflusswirksamen Hohlraumgehalte wurde $n = 0,5$ % (Urach 3) und $n = 0,7$ % (KTB-VB) berechnet (Stober, 1995; Tenzer, 1997; Stober & Bucher, 2000, 2005, 2007) (Abb. 66). In beiden Tiefbohrungen wurden wesentlich höhere k_f -Werte ermittelt als zuvor für die tieferen Bereiche der Oberkruste angenommen worden sind.

Für den tektonisch stark beanspruchten Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens, für den eine überwiegend granitische bis granodioritische Zusammensetzung angenommen werden kann, sind, wie die Daten aus Soultz-sous-Forêts zeigen, im Mittel deutlich höhere Durchlässigkeiten zu erwarten, als für die in der Bohrung Urach 3 getesteten Gneise (vgl. Stober, 1995)(Abb. 66). Durch die Verwitterungsprozesse, der die Gesteine der Odenwald- Spessart-Schwelle während des Permokarbons ausgesetzt gewesen sein dürften, könnte die Durchlässigkeit der obersten Bereiche des Kristallins zusätzlich erhöht sein.

Für das kristalline Grundgebirge des nördlichen Oberrheingrabens selbst liegen keine hydraulischen Testdaten vor. Auch in den Gebieten, in denen das Grundgebirge in den Grabenschultern aufgeschlossen ist (Odenwald, Spessart), finden sich keine Wassererschließungsbohrungen in statistisch repräsentativer Anzahl, die tief genug wären, um Ableitungen über den nicht oberflächennah aufgelockerten und verwitterten Teil des Grundgebirges zu erlauben. Zur Abschätzung der Gebirgsdurchlässigkeit des Grundgebirges wurde daher neben den oben angeführten Daten auf die Gebirgspermeabilitäten und die Permeabilitäts-Tiefenbeziehung zurückgegriffen, die von Stober & Bucher (2007) anhand der Auswertung von über 400 hydraulischen Testdaten von 153 Wassererschließungsbohrungen im Gebiet des Nordschwarzwaldes ermittelt wurde (Abb. 66). Auch dieser Datensatz bezieht keine Versuchsdaten aus dem Oberrheingraben mit ein. Da es sich jedoch im nördlichen Oberrheingraben und im Odenwald um ähnliche, wenn auch stärker differenziertere, Gebirgsformationen handelt, wie sie im Schwarzwald anzutreffen sind, können diese Werte näherungsweise herangezogen werden. Stober & Jodocy (2010) verweisen darauf, dass das kristalline Grundgebirge in den Grabenschultern in Abhängigkeit vom jeweiligen Hebungs- und Erosionsbetrag stellenweise frischer und weniger stark geklüftet sein dürfte als das Grundgebirge im Oberrheingraben. Weiterhin rechnen sie aufgrund der Grabenbildung und der damit einhergegangenen stärkeren tektonischen Beanspruchung des kristallinen Grundgebirges mit einer verstärkten Klüftung, insbesondere der plutonischen Gebirgsbereiche, die zur Erhöhung der Gebirgspermeabilität führt. Genau wie im Odenwald ist auch im tief versenkten Oberrheingraben mit einem Wechsel von Plutoniten und Gneisen zu rechnen. Die Untersuchungen von Stober & Bucher (2007) zeigen, dass plutonische Gebirge im Mittel höhere Gebirgspermeabilitäten aufweisen als metamorphe Gebirge und eine deutlich geringer ausgeprägte Abnahme der Permeabilität mit der Tiefe zeigen. Dies wird mit den verschiedenen Reaktionen auf tektonische Beanspruchung begründet, wonach Plutonite auf Druck deutlich rigider reagie-

ren und somit leichter zerbrechen als Gneise oder andere foliierte Metamorphite, wie z.B. Phyllite oder Schiefer, die gewisse Spannungen bruchfrei aufzunehmen vermögen.

Unerwartet hohe Durchlässigkeiten, die bis auf Werte ansteigen, wie sie für Kiesaquifere typisch sind, beschreiben Stober & Bucher (2007) sowie Stober & Jodocy (2010) für einzelne Bohrungen im Grundgebirge und erklären diese mit Bereichen, in denen dem kompakten Fels Verwitterungsschutt aufliegt oder wo der Fels im oberen Abschnitt stark geklüftet ist. Diese Beobachtungen werden durch die Ergebnisse der Geothermiebohrungen Landau und Insheim im Oberrheingraben bestätigt, die in großer Tiefe im Granit auf überdurchschnittlich gute Durchlässigkeiten stießen (Menzel & Hecht 2008) und somit neben der günstigen Temperaturbedingungen auch auf günstige hydraulische Bedingungen zur Erschließung der (hydro- und) petrothermalen Potenziale des nördlichen Oberrheingrabens hinweisen. Nach geologischen Überlegungen, die durch Beobachtungen in Aufschlüssen und Bohrungen auf den Grabenschultern gestützt werden, ist mit einer solchen Verwitterungszone erhöhter Klüftigkeit an der Oberkante des kristallinen Grundgebirges nahezu im gesamten nördlichen Oberrheingraben zu rechnen.

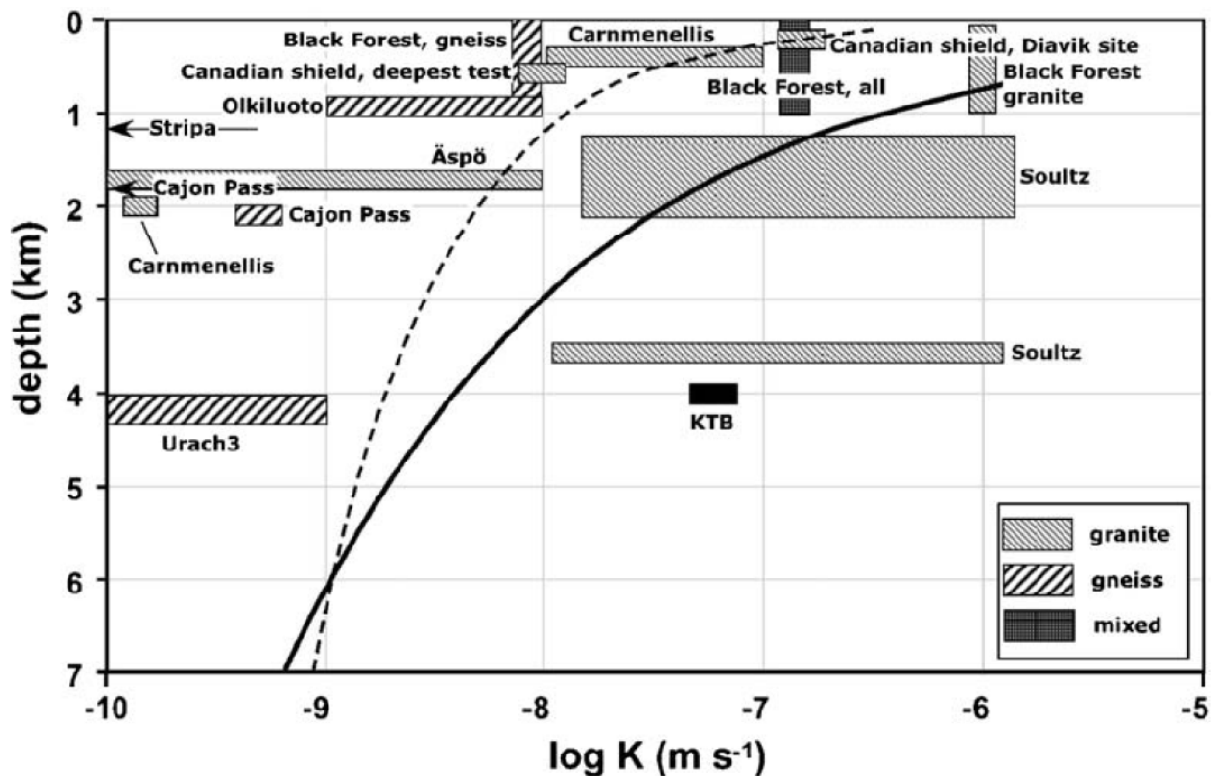


Abb. 66: Zusammenstellung hydraulischer Durchlässigkeiten des kristallinen Grundgebirges (Stober & Bucher, 2007). Durchgezogene Linie: Zusammenhang zwischen Tiefe und der logarithmierten Durchlässigkeit nach Ingebritsen & Manning (1999). Gestrichelte Linie: Extrapolation des Zusammenhangs zwischen Tiefe und der logarithmierten Durchlässigkeit, der von Stober & Bucher (2007) für den Schwarzwald bestimmt wurde.

Somit sind unter Berücksichtigung sowohl der thermophysikalischen als auch der hydraulischen Eigenschaften granitische bis granitoide Gesteine für eine petrothermale Erschließung der tiefen Geothermie als am besten geeignet zu beurteilen, da sowohl die konduktiven Wärmetransporteigenschaften als auch die Möglichkeiten für die hydraulische Stimulation aufgrund eines gut ausgeprägten Kluftnetzwerkes am besten sind. Basische Plutonite wie Gabbros und Diorite sind, was die zu erwartende Ergiebigkeit aus einem stimulierten Kluftnetzwerk angeht, wahrscheinlich ähnlich gut geeignet, weisen jedoch geringere Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten auf. Außerdem ist in basischen Plutoniten aufgrund des geringeren Anteils radioaktiver Isotope mit einer gerin-

geren Wärmeproduktion zu rechnen. Die metamorphen Gesteine wie Gneise und Schiefer sind zwar aufgrund ihrer thermophysikalischen Eigenschaften besser geeignet als die plutonische Gesteine, weisen jedoch, wie in Abb. 66 deutlich wird, vermutlich deutlich geringere Durchlässigkeiten auf, die aufgrund ihrer Foliation wahrscheinlich auch durch hydraulische Stimulation nicht in dem Maße verbessert werden können, wie dies bei plutonischen Gesteinen der Fall ist.

4.3.1.5 *Geothermische Eigenschaften des Prä-Perm des metamorphen Grundgebirges*

Im Gegensatz zu den Gesteinen des kristallinen Grundgebirges zeigen die Gesteine des metamorphen Grundgebirges (Renoherzynikum und Nördliche Phyllitzone) deutlich größere Differenzen zwischen den Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten der einzelnen Gesteinsarten und meist auch größere Schwankungsbreiten (Tabelle 7). So erstreckt sich die Wärmeleitfähigkeit über einen Wertebereich von ca. 1 bis 6 W/(m·K) (Abb. 67). Die Temperaturleitfähigkeit liegt zwischen $0,5 \cdot 10^{-6}$ und $4,0 \cdot 10^{-6}$ m²/s (Abb. 68) und die spezifische Wärmekapazität in einem Wertebereich von ca. 500 bis 800 J/(kg·K) (Abb. 69).

Bei der Auswertung zeigte sich, dass allein die Gesteinsart die thermophysikalischen Eigenschaften bestimmt und keine signifikanten Unterschiede zwischen gleichen Gesteinsarten unterschiedlicher stratigrafischer Zuordnung festgestellt werden können. Dies ermöglicht für das Rheinische Schiefergebirge eine deutliche Vereinfachung bei der Parameterausweisung, da nur die Gesteinsart berücksichtigt werden muss.

Die größten Schwankungsbreiten zeigen dabei die Metavulkanite (Serizitgneise und Grünschiefer) und Metasedimente (Phyllite) der Nördlichen Phyllitzone, deren Ausgangsgesteine Rhyolithe (Keratophyre und Quarzkeratophyre) und andesitische Gesteine (porphyrische Keratophyre und Natronkeratophyre) waren. Aufgrund ihrer straffen Foliation und des kleinräumigen Wechsels zwischen phyllitischen Lagen mit geringer Wärme- und Temperaturleitfähigkeit und quarzitischen Lagen mit sehr hoher Wärme- und Temperaturleitfähigkeit weisen diese Gesteine außerdem eine ausgeprägte Richtungsanisotropie der Wärmeleitung aus, die sich jedoch aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung und Verfaltung nur schlecht in den Raum interpolieren lässt.

Deutlich homogenere Eigenschaften hingegen zeigen die Metasedimente (Metapelite, Grauwacken, Sandsteine, Kalksteine, Kieselschiefer und Quarzite) und Metavulkanite (Diabase, Spillite, Metabasalte) des Renoherzynikums. Die geringsten Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten weisen die großräumig verbreiteten Metapelite ("Ton- und Siltschiefer") und die metamorphen Basalte auf. Mittlere Werte zeigen Grauwacken, Konglomerate und Kalksteine. Zunehmend höhere Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten haben die unterschiedlich stark metamorph überprägten silikatisch gebundenen Sandsteine, die Kieselschiefer und Quarzite sowie die entlang der NW-SE-orientierten Störungen häufig auftretenden Gangquarze. Von den Gesteinen des Renoherzynikums weisen einzig die Metapelite eine signifikante Richtungsanisotropie der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit auf.

Die im Labor bestimmten Gesteinspermeabilitäten und Porositäten sind bei allen untersuchten Gesteinen sehr gering, so dass davon auszugehen ist, dass ein Wassertransport ausschließlich über das Trennflächengefüge und speziell entlang größerer Störungszonen, nicht aber über die Matrix möglich ist. Fast alle untersuchten Gesteinsarten des Renoherzynikums und der Nördlichen Phyllitzone sind demnach anhand ihrer Gesteinspermeabilitäten als undurchlässig zu klassifizieren. Einzig schwächer metamorph überprägte Sandsteine und poröse Kalksteinvarietäten weisen Gesteinspermeabilitäten auf, die einer schwachen Durchlässigkeit nach DIN 18130 entsprechen.

Tabelle 7: Ergebnisse der statistischen Auswertung der thermophysikalischen Gesteinseigenschaften Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und Wärmekapazität (unter ofentrockenen Bedingungen) des metamorphen Grundgebirges, untergliedert nach Petrografie.

Gesteinsart	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	Anzahl	Temperaturleitfähigkeit [10^{-6} m ² /s]	Anzahl	Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	Anzahl
Kalkstein	2,66±0,18	127	1,68±0,11	39	629±56	140
Metapelit	2,14±0,60	510	1,41±0,43	267	700±234	376
Grauwacke	2,79±0,38	382	1,81±0,34	317	627±83	440
Konglomerat	2,76±0,28	24	2,02±0,34	19	539±92	21
quarz. Sandstein	3,41±0,41	85	2,55±0,23	72	558±68	78
Kieselschiefer	5,02±0,38	45	3,72±0,49	35	519±49	39
Quarzit	5,36±0,60	185	3,36±0,30	63	553±32	68
Buchit	1,77±0,16	24	1,00±0,19	24	694±89	34
Metabasalt	1,85±0,27	440	0,97±0,15	69	701±102	316
Metaandesit	2,18±0,31	22	k.A.	0	k.A.	0
Metatrachyt	3,22±0,14	25	k.A.	0	k.A.	0
Metarhyolith	2,25±0,66	177	1,32±0,53	128	k.A.	0
Phyllit	2,70±0,52	205	1,84±0,88	138	k.A.	0

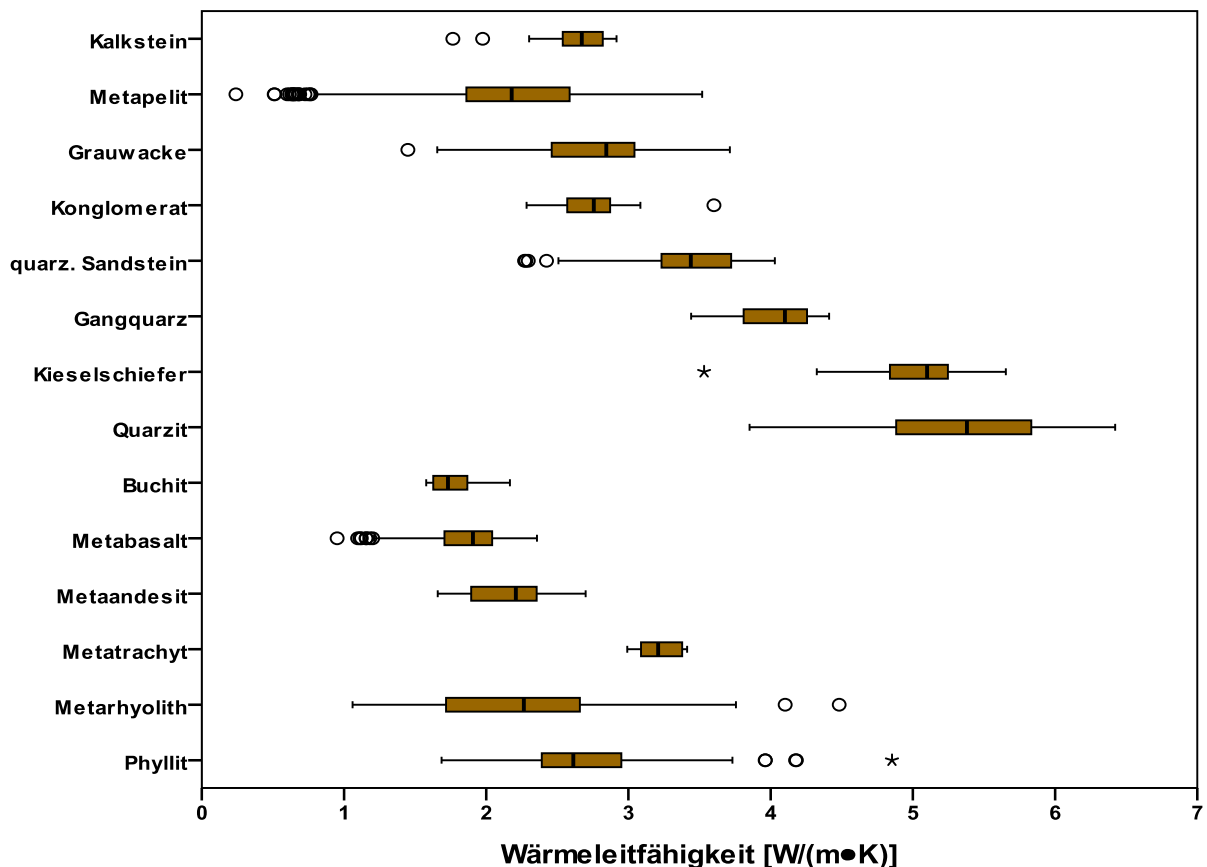


Abb. 67: Box-Whisker-Plots für die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des Rhenoherynykums und der Nördlichen Phyllit-Zone.

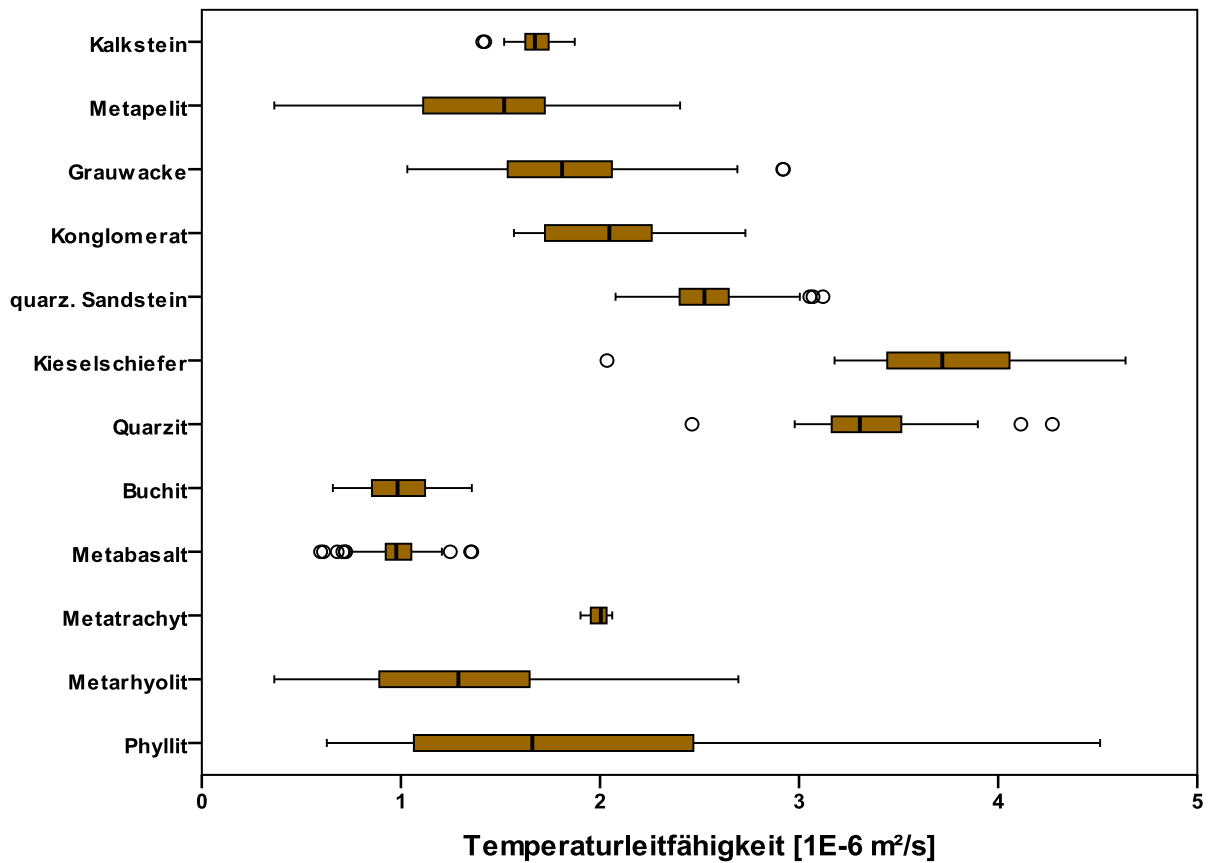


Abb. 68: Box-Whisker-Plots für die Temperaturleitfähigkeit der Gesteine des Rhenherzynikums und der Nördlichen Phyllit-Zone.

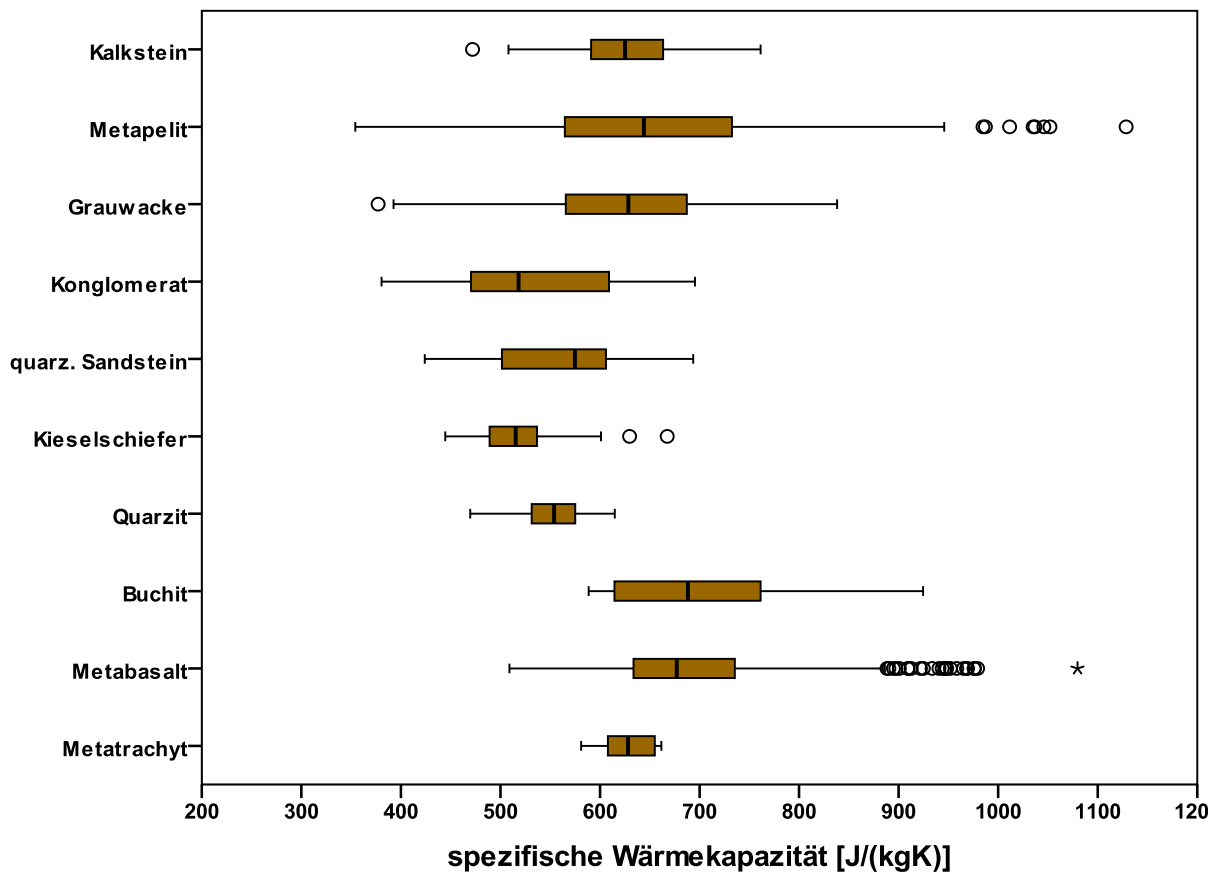


Abb. 69: Box-Whisker-Plots für die spezifische Wärmekapazität der Gesteine des Rhenherzynikums und der Nördlichen Phyllit-Zone.

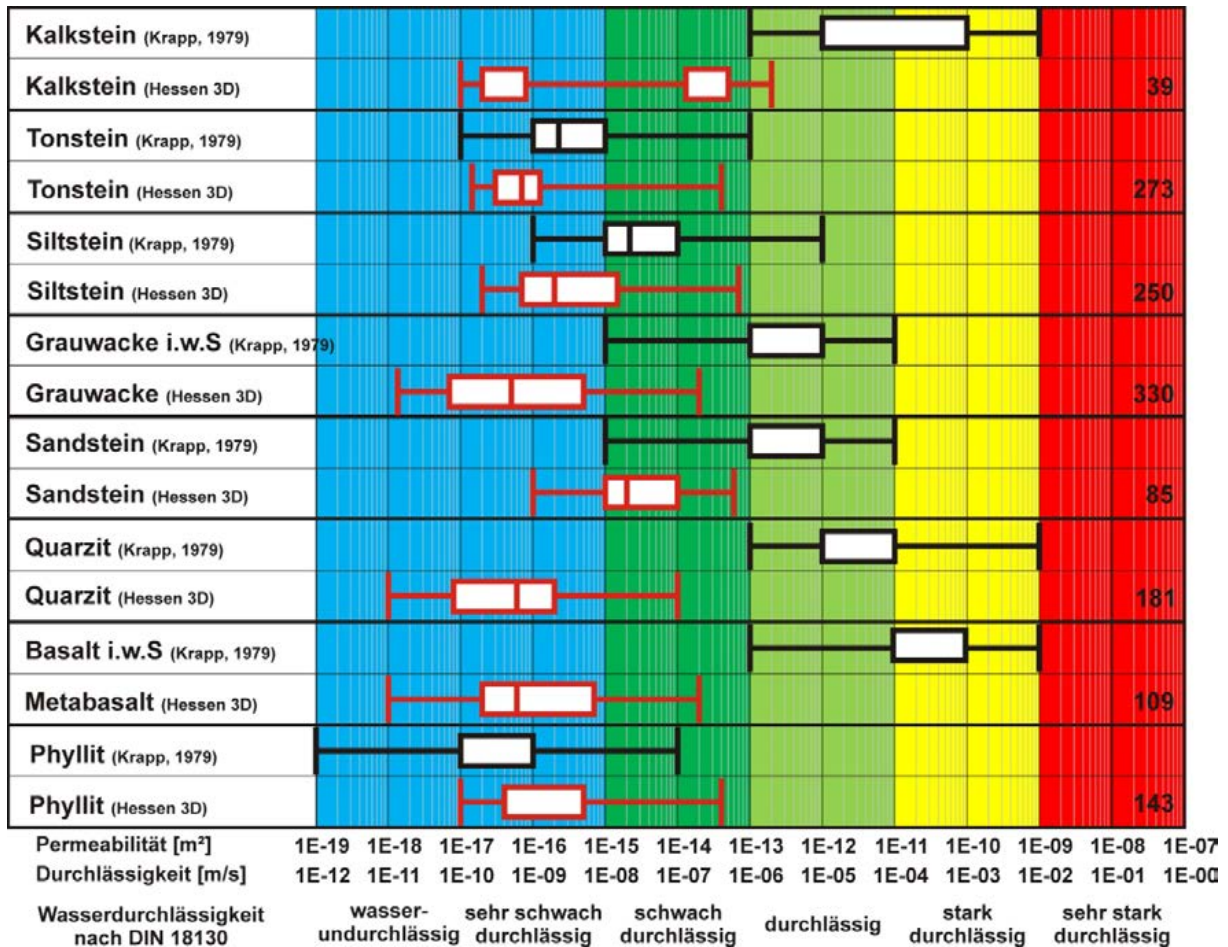


Abb. 70: Vergleich der Gebirgs- und Gesteinspermeabilitäten für die Modelleinheit metamorphes Prä-Perm (Rhenoherynikum und Nördliche Phyllitzone) in Hessen und angrenzenden Gebieten. Rote Box-Whisker-Plots geben Gesteinspermeabilitäten, schwarze Gebirgspermeabilitäten wider.

Ein Vergleich der Gesteinspermeabilitäten mit den Gebirgspermeabilitäten der einzelnen Gesteinsarten der oberflächennah aufgelockerten Gebirgszone des Rheinischen Schiefergebirges, die von Krapp (1979) durch die Auswertung unterschiedlichster hydraulischer Datensätze kompiliert wurden (Abb. 70), zeigt dass die Differenz zwischen diesen beiden Parametern je nach Gesteinsart sehr unterschiedlich ist. So sind für auf Verformung stark bruchhaft reagierende Hartgesteine wie Basalte, bzw. Metabasalte, Quarzite, Kalksteine, Sandsteine und auch Grauwacken Gebirgspermeabilitäten ermittelt worden, die um bis zu 6 Größenordnungen über der Gesteinspermeabilität liegen und prinzipiell ausreichend hoch sind, um eine hydrothermale Nutzung zu ermöglichen (vgl. Diederich et al., 1991). Die Ergiebigkeit kann hier jedoch in Abhängigkeit der Nähe zu Störungzonen sehr unterschiedlich sein. So zeigen alle Gesteinsarten Gebirgspermeabilitäten, die über mindestens 4 Größenordnungen variieren. Weiterhin fehlt hier aufgrund der geringen Anzahl an Tiefbohrungen (größer 1000 m, Abb. 35) die Erfahrung, wie stark sich diese hohen Gebirgspermeabilitäten der oberen Auflockerungszone (bis zu 100 m mächtig) mit größerer Tiefenlage reduzieren. Zwar beschreiben Witkowski & Kowalczyk (1993) eine tiefenabhängige Abnahme der Permeabilität und Porosität für klastische Gesteine des Karbons aus Schlesien, jedoch dürfte diese nur mit großer Unsicherheit auf die heterogene Gesteinsabfolge des Rheinischen Schiefergebirges übertragbar sein.

Eine Übertragbarkeit der Gebirgspermeabilitäten nach Krapp (1979) auf für die Tiefe Geothermie interessante Tiefen ist demnach mit dem bisherigen Datenstand nicht gegeben.

Die auf Verformung überwiegend duktil reagierenden Gesteinsarten wie Metapelite ("Ton- und Siltschiefer") sowie die Phyllite und Serizitgneise der Nördlichen Phyllitzone zeigen keine großen Unterschiede zwischen den Gebirgs- und Gesteinspermeabilitäten, so dass hier davon auszugehen ist, dass bei diesen Gesteinen keine signifikante Wasserführung auftritt. Aufgrund ihrer mechanischen Eigenschaften ist bei den Metapeliten und Phylliten auch beim Einsatz von Stimulationsmaßnahmen nicht mit einer nachhaltigen Erhöhung der Gebirgspermeabilität zu rechnen, so dass sie für die Nutzung der tiefen Geothermie mit offenen Systemen (hydrothermal oder petrothermal) vermutlich nicht geeignet sind. Dies trifft wahrscheinlich auch auf die Grauwacken zu, die nahezu ausschließlich in Wechsellagerung mit pelitischen Gesteinen vorkommen und für die somit auch keine ausreichende Wasserführung erwartet werden kann.

Gut geeignet sind unter hydraulischen Gesichtspunkten nach bisherigem Kenntnisstand aber die Quarzite, Sandsteine, Kieselschiefer, Metabasalte und Kalksteine, sofern sie in ausreichender Mächtigkeit, lateraler Erstreckung und Tiefenlage vorkommen. Diese Hartgesteine weisen meist eine intensive Klüftung und z.T. große Mächtigkeiten auf, die z.B. beim Taunusquarzit bis zu 600 m erreichen können. Als problematisch könnte sich hier jedoch die Bohrbarkeit der sehr gut wärmeleitenden Quarzite und Kieselschiefer herausstellen, bei denen aufgrund der sehr hohen Gesteinsfestigkeit mit erhöhtem Verschleiß am Bohrkopf und sehr langsamen Bohrfortschritt zu rechnen ist, was eine wirtschaftliche Erschließung erschweren dürfte.

Generell ist aufgrund der fehlenden Informationen über den genauen Aufbau des tieferen Untergrundes des Rhenoharzynikums und der Nördlichen Phyllitzone eine Prognose der tiefengeothermischen Nutzbarkeit mit großen Unsicherheiten belegt (vgl. Bauer et al., 2010). Grundsätzlich können jedoch im Bereich aktiver Störungszonen, die parallel zur rezenten Hauptspannungsrichtung, also NW-SE orientiert sind, und im Besonderen im Kreuzungsbereich verschiedener Störungssysteme hohe Durchlässigkeiten erwartet werden. Beispiele hierfür stellen der Idsteiner Graben dar, der bereits auf Geothermie prospektiert wurde (Bauer et al., 2010) sowie die Thermalquellen von Aßmannshausen, Schlangenbad, Wiesbaden und Bad Soden und die Thermalbohrungen in Kiedrich, Bad Homburg und Bad Nauheim, die ausnahmslos im Kreuzungsbereich von NNW-SSE und NE-SW streichenden Störungs- und Klüftzonen mit erhöhter Klüftdichte parallel zur Störungzone liegen. Eine Erschließung solcher Systeme, die sich mit hoher Wahrscheinlichkeit für eine geothermischen Energiegewinnung eignen, ist derzeit im Forschungsstadium und sollte weiter vorangetrieben werden. Allerdings sind hierbei die Prämissen des Heilquellenschutzes zu beachten.

4.3.2 Rotliegend (Permokarbon)

4.3.2.1 Paläogeografie

Nach der variszischen Orogenese waren die Kontinente zum Superkontinent Pangaea vereint. In dessen Zentrum erstreckte sich das variszische Gebirge von West nach Ost (McCann et al., 2008). Mit der Anhebung des Gebirges im Karbon und Perm wurden große Sedimentmengen abgetragen und das Gebirge stark eingeebnet. Die NE – SW streichenden intramontanen Becken der Varisziden nahmen den Gebirgsschutt auf und es bildeten sich sehr mächtige kontinentale Sedimentabfolgen. Das Saar-Nahe Becken ist mit mehr als 6,5 km mächtigen Rotliegendesedimenten (Henk, 1993) das in Deutschland größte Becken dieser Zeit. Im Nordosten setzt sich dieses Becken in der Hessischen Senke fort. Hier wurden bis zu 1200 m Rotliegendesedimente abgelagert. Die Sedimente sind an den Beckenrändern aufgrund der geringeren Transportweite grobkörniger als im Beckenzentrum (Müller, 1996).

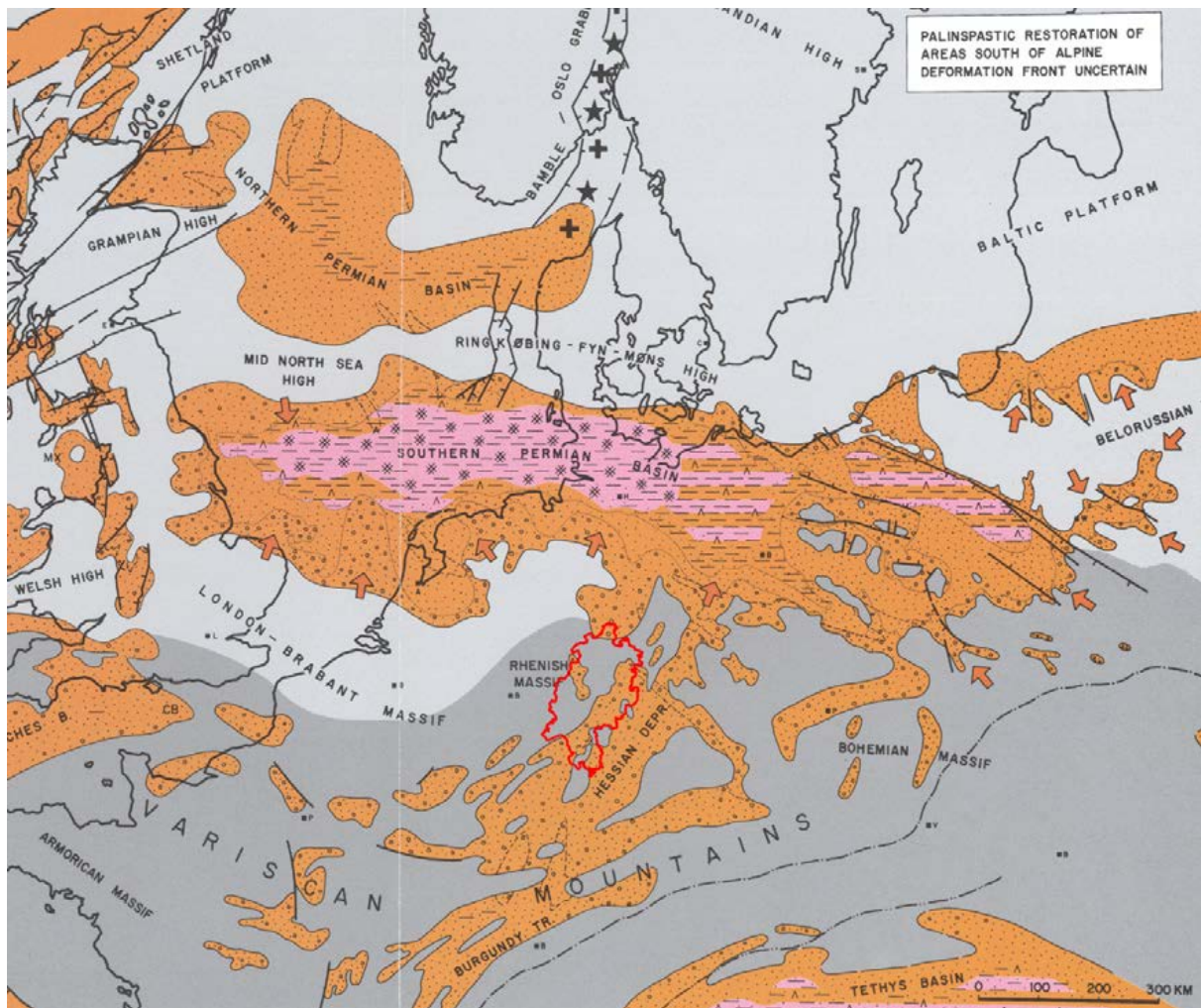


Abb. 71: Paläogeografische Karte des Rotliegendes (Ziegler, 1990), ergänzt mit der Hessischen Landesgrenze in rot.

4.3.2.2 *Modelleingangsdaten Rotliegend (Permokarbon)*

Rotliegend beisst in Hessen im Bereich des Sprendlinger Horsts (Submodell ODW), in der Nähe von Hofheim a.Ts. (Submodell MZ), im Richelsdorfer Aufbruch (Submodell NE, Nähe Sontra) sowie großflächig in der Wetterau (Region Nidderau, Gelnhausen) aus.

Die Verbreitung des Rotliegend im Untergrund erschließt sich gut aus den paläogeografischen Karten von Ziegler (1990), wurde aber in Details anhand von Daten aus Kulick et al. (1984), Lang (2007) und Müller (1996) ergänzt. Die Verbreitung und Tiefenlage des Horizonts ist neben 392 Bohrdaten durch verschiedene Isolinienkarten beschrieben. Die im Rahmen des Kupferschieferprojekts (Kulick et al., 1984) erstellte Isolinienkarte zur Basis des Kupferschiefers entspricht im Submodell **Hessen Nordost** dem Top Rotliegend. Die Isolinien der Basis Tertiär in den Submodellen **Oberrrheingraben** und **Mainzer Becken** von DoebI & Olbrecht (1974) entsprechen ebenfalls dem Top Rotliegend, da hier keine weiteren Einheiten erhalten geblieben sind. Im Bereich des Submodells **HSS** konnte die Basis des Tertiärs von Lang (2007) in den Bereichen ohne känozoische Sedimentbedeckung zur Modellierung des Top Rotliegend genutzt werden.

4.3.2.3 *Geologie des Rotliegend (Permokarbon)*

Das Gebiet Hessens, in dem die Gesteine des Rotliegend heute vorkommen, war während des Permokarbons Teil eines ausgedehnten internen Molassebeckens der mitteleuropäischen Varisziden, das sich von Lothringen im SW bis zum Thüringer Wald im NE erstreckte. Es wird im Nordwesten durch die Taunus-Hunsrück-Südrandstörung und im Süden von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Odenwald-Spessart-Schwelle) begrenzt und lässt sich in die Teilstrukturen Saar-Nahe-Becken und Hessische Senke, zu der auch das Wetterau- und das Fulda-Teilbecken gehört, untergliedern. Im Oberrrheingraben sind die permokarbonen Abfolgen heute von der 500 bis über 3000 m mächtigen quartären und tertiären Grabenfüllung überlagert und nur durch Bohrungen erschlossen. Die nächstgelegenen Aufschlüsse finden sich am Alzey-Niersteiner Horst im Westen, bei Hofheim am Taunus sowie nördlich von Frankfurt a. M. und auf dem Sprendlinger Horst im Osten (Abb. 72). Weiter im Nordosten existieren nordöstlich von Hanau Aufschlüsse in der Wetterau (vgl. Kowalczyk, 1983, 2001) sowie im Richelsdorfer Gebirge (vgl. Aehnelt & Katzung, 2007) bei Sontra. Dazwischen sind in der Niederhessischen Senke und in Osthessen die Gesteine von den Serien des Mesozoikums und den tertiären Vulkaniten des Vogelsbergs überdeckt und in größerer Tiefe versenkt (siehe Anhang E1.6).

Die permokarbonen Ablagerungen, deren Sedimentation im Saar-Nahe-Becken im Karbon (Westfal) begann und bis zum Ende des Rotliegend andauerte, wurden ausschließlich unter kontinentalen Bedingungen gebildet und erreichen nach Henk (1993) Mächtigkeiten von maximal 6,5 km. Da sich das Depozentrum im Becken während der Sedimentation von SW nach NE verlagerte, wird die kumulative Mächtigkeit mit mehr als 10 km angegeben (Schäfer 1986, 1989, Henk 1993). Im Bereich des nördlichen Oberrrheingrabens, wo die obersten Abschnitte des Rotliegend während Jura, Kreide und dem frühen Tertiär der Verwitterung an der Oberfläche ausgesetzt waren und z.T. stark erodiert wurden, sind Mächtigkeiten von maximal 2,5 km zu erwarten. Die hier durch Bohrungen angetroffenen Abfolgen zeigen klastische Gesteine an der Basis und am Top sowie eine vulkanische Sequenz stark schwankender Mächtigkeit im mittleren Abschnitt, die sich aus Pyroklastika, basischen und sauren Vulkaniten und epiklastischem Material zusammensetzt und der Donnersberg-Formation der unteren Nahe-Subgruppe zuzuordnen ist. Eine detaillierte Beschreibung der Schichtenfolge des Rotliegend

westlich des nördlichen Oberrheingrabens findet sich bei Schwarz et al. (2011). Ablagerungen des Karbon wurden im nördlichen Oberrheingraben nur in den Bohrungen Weiterstadt 1 und Stockstadt 33 R als solche erkannt und als Westfal C eingestuft (Lippolt et al. 1990, Müller 1996; Abb. 72).

Das Rotliegend in der Wetterau ist im Gegensatz zum randfaziellen Rotliegend des Sprendlinger Horsts deutlich mächtiger und differenzierter ausgebildet (Kowalczyk, 1983, 2001). Die hier anzutreffende Schichtenfolge lässt sich, unterbrochen von NW-SE-streichenden Querschwellen, bis an den Thüringer Wald verfolgen (Kowalczyk, 2001) und lithostratigrafisch zumindest grob mit den Vorkommen des Saar-Nahe-Beckens korrelieren. Die Gesteine des Rotliegend im Wetterau- und im Fulda-Teilbecken sind in der Beckenachse maximal 1000 bis 1200 m mächtig (Schäfer, 1969, Kowalczyk, 2001, Aehnelt & Katzung, 2007) und aus Peliten, Sandsteinen und Konglomeraten zusammengesetzt, wobei die grobklastischen Sedimente entlang der Beckenränder und feinklastische Sedimente der Playa-Fazies in der Beckenachse dominieren. Im Wetterau-Teilbecken kommen Vulkanite und Vulkaniklastite nur noch sehr untergeordnet vor und sind weiter nordöstlich nicht mehr verbreitet (Schäfer, 1969, Kowalczyk, 1983).

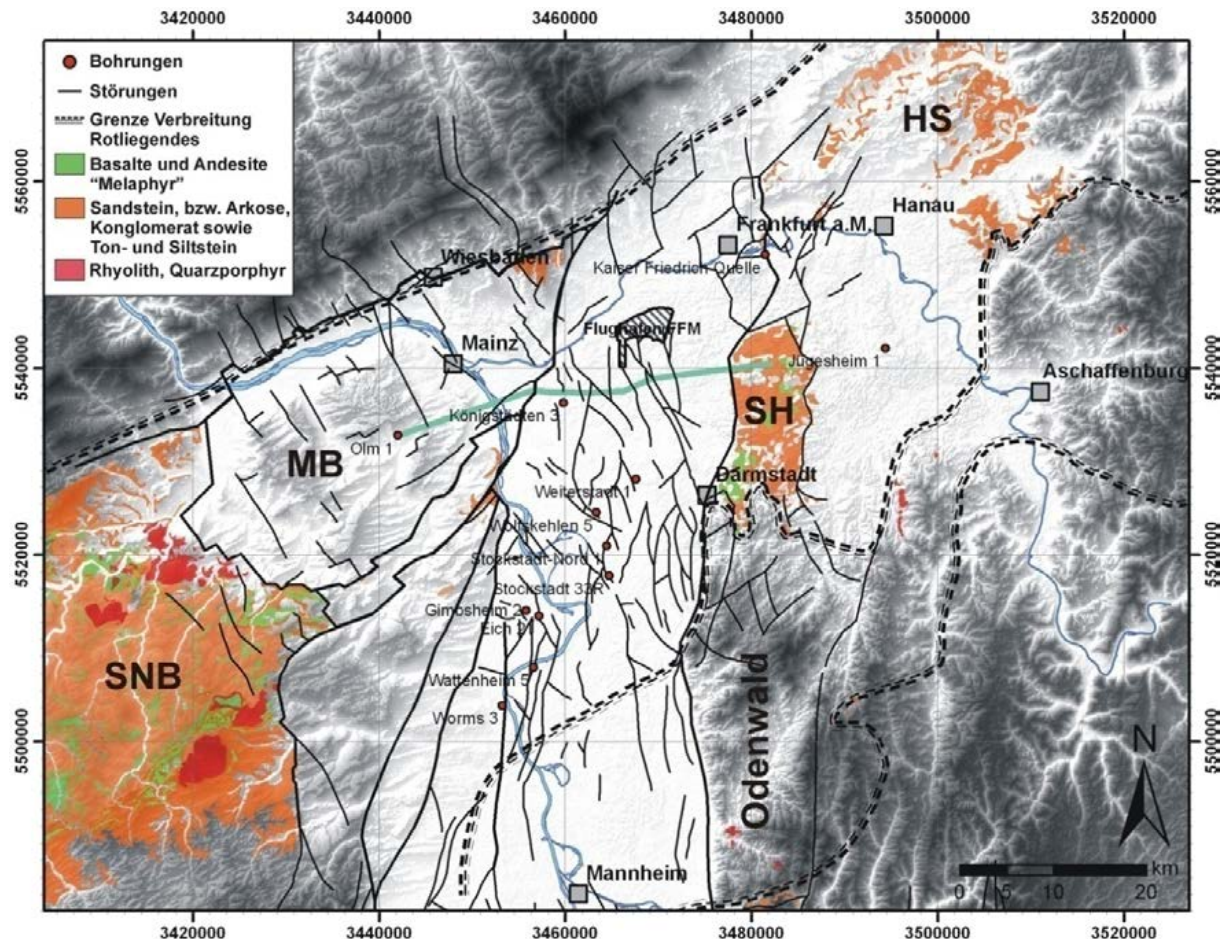


Abb. 72: Verbreitung des Rotliegendes und Lage wichtiger Bohrungen im Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens. SNB = Saar-Nahe-Becken, SH = Sprendlinger Horst, HS = Hessische Senke, MB = Mainzer Becken, aus (Bär, 2008)

Die Migration des Depozentrums sowie die syndimentäre Entwicklung tektonischer Großstrukturen resultierten in einer ausgeprägten Asymmetrie und Untergliederung des Saar-Nahe-Beckens und der Hessischen Senke sowohl parallel als auch senkrecht zur Beckenachse (Stollhofen 1994, Stollhofen 1998). Müller (1996) beschreibt das Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens und des Sprendlinger Horstes aufgrund seiner strukturellen und kinematischen Entwicklung als ein senkrecht zur Beckenachse gelegener Übergangsbereich zwischen Saar-Nahe-Becken und der Hessischen

Senke, was insbesondere im Sprendlinger Horst durch eine gegenüber dem Becken erheblich reduzierte und unvollständige permokarbone Schichtenfolge belegt ist. Im westlich gelegenen Saar-Nahe-Becken herrschen NW-SE ausgerichtete tektonische Strukturen vor, die als Transferzonen geprägt wurden (Stollhofen 1998), während in der nordöstlich gelegenen Hessischen Senke N-S ausgerichtete Elemente das Sedimentationsgeschehen dominieren (Marell 1989, Müller 1996). Am Nordostende der Hessischen Senke ist die Mächtigkeit und fazielle Differenzierung wieder durch überwiegend NW-SE streichende Störungen und Schwellen und Muldenstrukturen gekennzeichnet (Schäfer, 1969, Aehnelt & Katzung, 2007). Beide strukturellen Richtungen in gleicher Ausprägung hingegen zeigt die Zusammenfassung aller tektonischen Elemente des nördlichen Oberrheingraben zur Zeit der permokarbonen Sedimentation. Diese Ausrichtung der größeren Störungssysteme und Depozentren ist auch in der tertiären Grabenfüllung wiederzufinden, so dass hier von einer späteren Reaktivierung bereits variszisch angelegter Strukturen ausgegangen werden kann. Die N-S und NNE-SSW ausgerichteten strukturellen Elemente im Gebiet des nördlichen Oberrheingraben sind nach Müller (1996) und Edel et al. (2007) als Teile einer variszisch angelegten Scherzone zu interpretieren, die das Saar-Nahe-Becken von der Hessischen Senke trennt.

Aufgrund der komplexen synsedimentären Interntektonik des Ablagerungsraums ist die Einbindung der miteinander korrelierten lithostratigrafischen Einheiten des Saar-Nahe-Beckens, der sich nordöstlich anschließenden Hessischen Senke und der zwischengelagerten Übergangszone des Sprendlinger Horstes und des nördlichen Oberrheingraben in die internationale Stratigrafie problematisch und nicht abschließend geklärt (Henk, 1993; Müller, 1996; Kowalczyk, 2001; Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002, 2005, 2006; Subkommission Perm-Trias (SKPT), 2011). Das Einsetzen der Vulkanite und Vulkaniklastite, die die Basis der Nahe-Subgruppe und der Donnersberg-Formation definieren, ist durch mehrere radiometrische Altersbestimmungen (Lippolt & Hess, 1989; Lippolt et al. 1990) auf 290 ± 5 Ma eingestuft worden und stellt die beste Möglichkeit zur lithostratigrafischen Korrelation dar. In Abb. 73 finden sich die für die Teilgebiete von verschiedenen Autoren definierten lithostratigrafischen Einheiten und deren Korrelation miteinander. Eine grundlegende Revision der Rotliegend Stratigrafie im Saar-Nahe-Becken erfolgte erst in den vergangenen Jahren durch Schäfer (2005) und das LGB-RLP (2005). Dies ermöglichte Schwarz et al. (2011) eine revidierte lithostratigrafische Beschreibung und Grenzziehung der Bohrung Olm 1, die den besten Überblick über die Schichtenfolge des Permokarbon im Nahbereich des nördlichen Oberrheingraben darstellt und eine Korrelation mit seismischen Leithorizonten als Grundlage weiterer geothermischer Explorationstätigkeiten ermöglicht.

Im nordöstlichen Abschnitt des Ablagerungsraumes unterlagen die Gesteinsabfolgen des Rotliegend nach ihrer Ablagerung weiter der Subsidenz und wurden durch eine bis zum Keuper nahezu ununterbrochene Gesteinsabfolge überlagert und somit weitestgehend vor der Erosion geschützt. Die jüngsten Gesteine des Rotliegend stellen hier die Sandsteine und Konglomerate der Cornberg-Formation dar, die unmittelbar vom Kupferschiefer überlagert werden.

Der Bereich des Saar-Nahe-Beckens, nördlichen Oberrheingraben und Sprendlinger Horsts hingegen war vom Jura bis zum Einsetzen der tertiären Grabenbildung der Erosion ausgesetzt, so dass die feinkörnigen Abfolgen der Oberen Nahe-Subgruppe großflächig erodiert wurden und nur noch in stark reduzierter Mächtigkeit vorkommen. Henk (1993) gibt für das Saar-Nahe-Becken erodierte Mächtigkeiten von bis zu 3 km an.

Im Bereich des nördlichen Oberrheingraben und des Mainzer Beckens führte die synsedimentäre Interntektonik des Oberrheingraben im Tertiär zu einer komplexen mehrphasigen Störungsausbil-

dung und einer Zerlegung in eine Vielzahl von Bruchschollen (Pflug, 1982), die wahrscheinlich auch in den liegenden Abfolgen des Permokarbons zur Reaktivierung bestehender Störungen und zur Neubildung jüngerer Störungssysteme geführt haben dürfte. Die Ermittlung der groben Züge der Internstruktur und der Verlauf der Hauptstörungen in der tertiären Grabenfüllung wurde durch die Analyse der im Zuge der Erdölexploration durchgeführten seismischen Erkundungen und anhand von zahlreichen Tiefbohrungen ermöglicht (z. B. Andres & Schad, 1959; Straub, 1962; Rothe & Sauer, 1967; Illies & Mueller, 1970; Illies & Fuchs, 1974; Durst, 1991; Plein, 1992; Behrmann et al., 2005; Schwarz, 2006). Einen Überblick über die aktive Tektonik und Seismizität des nördlichen Oberrheingrabens unter Berücksichtigung der bekannten Störungsverläufe und des rezenten Spannungsfeldes findet sich in den Arbeiten von Peters (2007) und Peters & van Balen (2007, 2008).

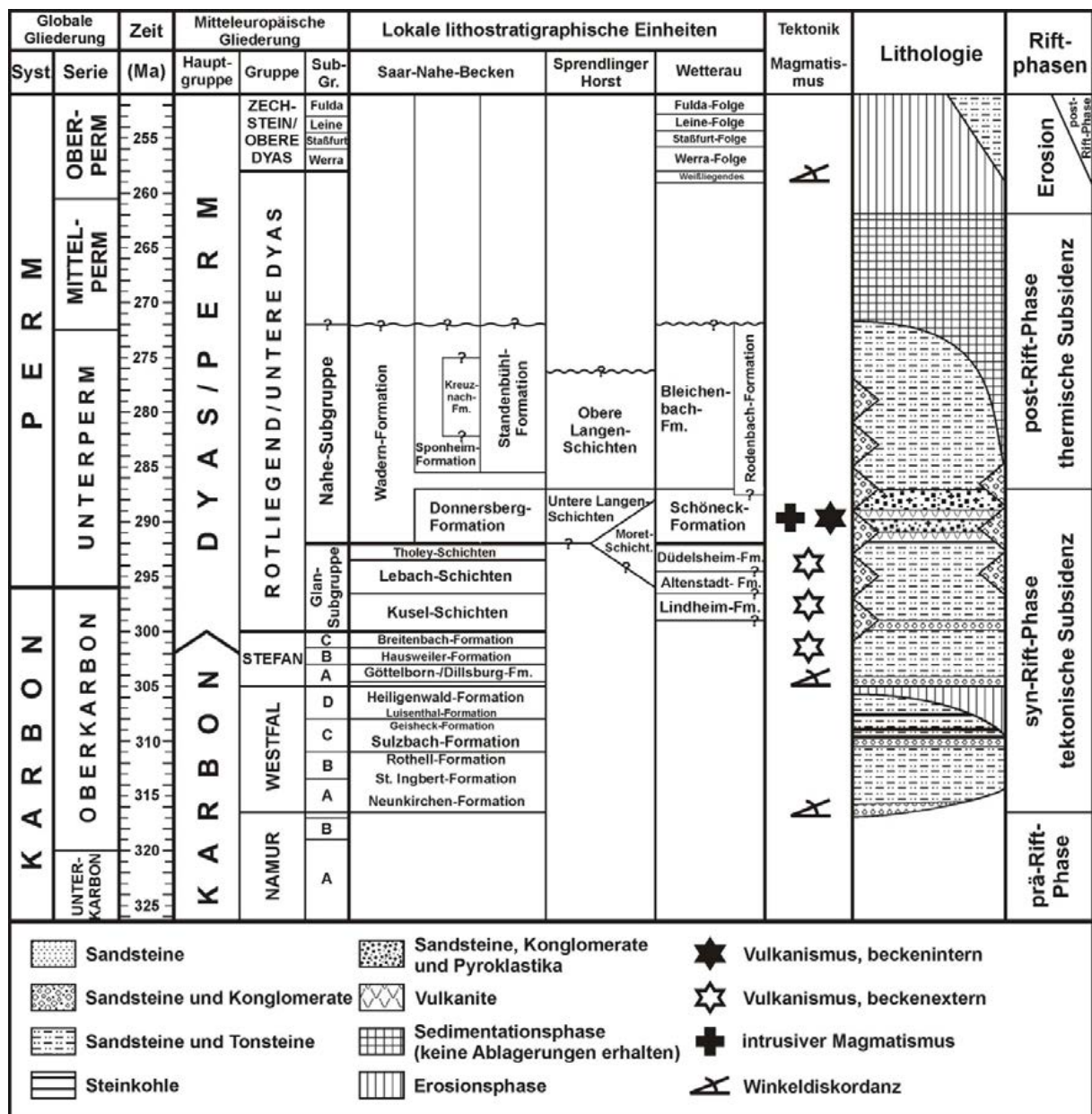


Abb. 73: Chronostratigraphische Übersichtstabelle zur permokarbonen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens und der angrenzenden Becken (Beckenentwicklung nach Henk, 1993; Chronostratigraphie nach Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002 und Menning et al., 2002) sowie Korrelation und Einstufung der lithostratigraphischen Einheiten der einzelnen Teilbecken (Wetterau, nach Kowalczyk, 1983, 2001; Sprendlinger Horst nach Marell (1989) und Müller (1996), aus (Bär, 2008)

Für den nördlichen Oberrheingraben, in dem die Gesteinsabfolgen des Rotliegend in für die geothermische Stromerzeugung interessanten Tiefenbereichen liegen, wurde von Derer (2003) sowie Derer et al. (2003, 2005) durch die Auswertung von neuen 2D-Reflektionsseismikprofilen mit einer Länge von über 300 km sowie von Bohrberichten und bohrlochgeophysikalischen Untersuchungen von mehr als 77 Tiefbohrungen, die bis zur Basis der känozoischen Grabenfüllung und in die permokarbonen Abfolgen des Rotliegend abgeteuft wurden, ein Modell zur großmaßstäblichen Struktur entwickelt. Diese Daten sind unter anderem auch die Basis für das dreidimensionale geologische Strukturmodell von Hessen.

Derer (2005) beschreibt eine „nördliche Transferzone“, die sich von Darmstadt im Nordosten über Stockstadt bis nach Alsheim im Südwesten erstreckt und den nördlichen Oberrheingraben in zwei voneinander getrennte Halbgräben mit entgegengesetzten Polaritäten untergliedert (Derer et al., 2003). Diese Struktur sowie die Verteilung der Depozentren im nördlichen Oberrheingraben wurde auch schon von Straub (1962) und DoebI (1967) sowie Boigk & Schoeneich (1970) erkannt und ist auch bei Bär (2008, Abb. 2.5) ausführlich beschrieben.

Die nördliche Transferzone, die nach Derer (2003) als antithetische Interferenzzone zu bezeichnen ist, verbindet das nördliche Becken, in dem der Hauptversatz an der westlichen Hauptstrandstörung, im Bereich von Groß-Gerau und Trebur stattgefunden hat, mit dem südlichen Becken, in dem der Hauptversatz an die östliche Hauptstrandstörung gebunden ist (Bergstraße von Bensheim und Weinheim) und beeinflusste die Geometrie des nördlichen Oberrheingrabens während seiner gesamten Entwicklung (Derer, 2003; Derer et al., 2005). Sie bildet eine strukturelle Hochzone und wirkte, wie die Fazies der abgelagerten Sedimente zeigt, zeitweise als paläotopografische Barriere zwischen den nördlichen und südlichen Halbgräben. An dieser Zone ändert sich auch die Vorzugsorientierung der grabeninternen Störungen. Im nördlichen Halbgraben ist die häufigste Streichrichtung der Störungen nach NNW und untergeordnet nach NNE, während im südlichen Halbgraben eher N-S streichende Störungen vorherrschen und im Bereich der Transferzone alle Hauptstörungsrichtungen zu beobachten sind.

Die NE-SW streichende nördliche Transferzone verläuft parallel zu einer von Schäfer & Korsch (1998) beschriebenen, unmittelbar südlich gelegenen variszischen Scherzone, die die Grenze zwischen dem permokarbonen Saar-Nahe-Becken und der Odenwald-Spessart-Schwelle darstellt und sich wahrscheinlich durch Reaktivierung dieser spätpaläozoischen Scherzone entwickelt hat (Schumacher, 2002; Derer, 2003). Im Bereich der Transferzone liegen die Gesteinsabfolgen des Rotliegend aufgrund der geringeren tertiären Subsidenz in geringeren Tiefen als in den nördlich und südlich gelegenen Halbgräben, wo eher Temperaturen zu erwarten sind, die eine wirtschaftliche Stromerzeugung mit Hilfe der tiefen Geothermie ermöglichen.

4.3.2.4 Geothermische Eigenschaften des Rotliegend (Permokarbon)

Die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des Rotliegend erstreckt sich über einen Wertebereich von ca. 1,5 bis 3,5 W/(m·K) (Tabelle 8). Die Temperaturleitfähigkeit liegt dabei zwischen ca. $1,0 \cdot 10^{-6}$ und $2,9 \cdot 10^{-6}$ m²/s. Die sich daraus ergebende spezifische Wärmekapazität liegt ebenso in einem vergleichsweise eng begrenzten Wertebereich mit geringer Schwankungsbreite von 550 bis 700 J/(kg·K).

Es ist festzustellen, dass die vulkanischen Gesteine des Rotliegend mit 1,7 bis 1,9 W/(m·K) für die Basalte und Andesite und 2,0 bis 2,2 W/(m·K) für die Rhyolithe und Dacite vergleichsweise geringe Wärmeleitfähigkeiten aufweisen. Bei den klastischen Gesteinen zeigen die Pelite generell sowie die

oberflächennah verwitterten Arkosen, Sandsteine und Konglomerate sehr geringe Wärmeleitfähigkeiten, die sich durch die verwitterungsbedingt starke Erhöhung der Porosität sowie untergeordnet durch die Veränderung des Mineralbestandes erklären lässt. Die unverwitterten klastischen und grobklastischen Gesteine weisen mit der Korngröße steigende Wärmeleitfähigkeiten von 2,5 bis 2,9 W/(m·K) auf. Einzige Ausnahme von diesen mittleren Wärmeleitfähigkeiten stellen die reifen Quarzsandsteine der Cornberg-Formation dar, die eine wesentlich bessere Sortierung aufweisen als die unreifen heterogenen klastischen Sedimente, die sonst für das Rotliegend typisch sind.

Die Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten der klastischen Sedimente des Rotliegend liegen damit im ähnlichen Wertebereich wie die des Buntsandstein. Unter Betrachtung nur der konduktiven Wärmetransporteigenschaften sind damit die klastischen Sedimente des Rotliegend ein ähnlich gutes Reservoirgestein wie der Buntsandstein. Einzig die größere Heterogenität und der schnellere laterale und vertikale Lithofazieswechsel so wie die eingelagerten vulkanischen Gesteine erschweren eine Prognose der geothermischen Nutzbarkeit.

Tabelle 8: Ergebnisse der statistischen Auswertung der thermophysikalischen Gesteinseigenschaften Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und Wärmekapazität (unter ofentrockenen Bedingungen) des Rotliegend untergliedert nach Petrografie.

Gesteinsart	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	Anzahl	Temperaturleitfähigkeit [10^{-6} m ² /s]	Anzahl	Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	Anzahl
Andesit	1,74±0,06	4	k.A.	0	k.A.	0
Pelit	1,55±0,26	53	k.A.	0	k.A.	0
Arkose	2,63±0,21	124	1,75±0,16	25	617±63	44
Grobarkose	2,85±0,16	81	1,93±0,10	6	584±32	18
Konglomerat	2,81±0,60	132	2,30±0,45	50	542±84	46
Arkose, verwittert	1,69±0,10	77	1,05±0,36	11	693±28	21
Grobarkose, verwittert	1,57±0,13	162	1,03±0,08	13	704±35	18
Konglomerat, verwittert	1,73±0,19	101	1,05±0,06	6	722±47	18
Sandstein	2,52±0,60	80	1,66±0,20	52	616±46	28
Quarzsandstein	3,63±0,27	49	2,84±0,93	43	599±113	40

Bei den Porositäten und Permeabilitäten der klastischen Gesteine des Rotliegend ist ebenfalls zwischen den Gesteinen der oberflächennahen Verwitterungszone, deren Mächtigkeit auf maximal 50 m geschätzt wird, und den unverwitterten Gesteinen in größerer Tiefe zu unterscheiden (Abb. 80). Während für die verwitterten Sandsteine und Arkosen Porositäten zwischen 12 und 20 % ermittelt wurden, erreichen die unverwitterten Gesteine maximal Werte zwischen 5 und 10 %. Daraus ergeben sich auch entscheidende Unterschiede in den hydraulischen Matrixeigenschaften. So liegt bei den verwitterten Gesteinen die Matrixpermeabilität ausreichend hoch, um einen maßgeblichen Fluidtransport über die Matrix zu ermöglichen. Dies ist bei den unverwitterten Sandsteinen und Arkosen aufgrund des meist nicht oder nur schlecht verbundenen Porenraums nicht der Fall (Bär et al., 2011). Hier ist damit zu rechnen, dass der Fluidtransport maßgeblich entlang des Trennflächengefüges stattfindet, zu dem die Matrix maximal bis zu 20 % beiträgt. In für die Tiefe Geothermie interessanten Tiefen ist demnach damit zu rechnen, dass die Gesteine des Rotliegend ebenso wie die Gesteine des

Buntsandstein einen Kluftgrundwasserleiter darstellen und Transport über die Matrix nur einen sehr untergeordneten Einfluss hat (vgl. Bär et al., 2011). Diese Vermutung wird durch die Porositäten und Permeabilitäten aus der KW-Datenbank bestätigt.

Aus der KW-Datenbank liegen für das Rotliegend des nördlichen Oberrheingrabens insgesamt 746 Einzelwerte für Porositäten und 556 Einzelwerte zu Permeabilitäten aus 9 Bohrungen vor. Die Werte stammen aus Teufen zwischen 1430,5 und 2567,0 Metern unter Gelände und erstrecken sich über die gesamte Schichtenfolge des Rotliegend. Für die Einzelproben, die in der Datenbank nach Petrografie untergliedert sind, liegt keine detaillierte stratigrafische Zuordnung vor. Da die Bohrungen, aus denen die untersuchten Kernproben stammen, der Kohlenwasserstoffexploration dienen, befinden sie sich strukturell überwiegend im Bereich der nördlichen Transferzone, die eine grabeninterne Hochzone darstellt (Abb. 23) oder im Bereich von grabeninternen Randschollen. Somit sind die tieferen Bereiche, in denen die Gesteine des Rotliegend in der für die geothermische Nutzung interessante Tiefe von 3 km und mehr anstehen, nicht abgedeckt.

Tabelle 9: Ergebnisse der statistischen Auswertung der Gesteinseigenschaften Porosität und Permeabilität (unter ofentrockenen Bedingungen) des Rotliegend untergliedert nach Petrografie. Kursiv = Daten der KW-Industrie, Normal = Eigene Messungen.

Gesteinsart	Porosität [%]	Anzahl	Log Permeabilität [m²]	Anzahl Werte
<i>Vulkanit</i>	<i>5,8±4,7</i>	<i>90</i>	<i>-16,88±0,57</i>	<i>66</i>
<i>Dolomit</i>	<i>7,0±2,1</i>	<i>5</i>	<i>-16,41±0,98</i>	<i>5</i>
<i>Tonstein</i>	<i>9,4±3,3</i>	<i>116</i>	<i>-16,40±1,00</i>	<i>75</i>
<i>Siltstein</i>	<i>5,2±3,9</i>	<i>83</i>	<i>-16,77±0,97</i>	<i>49</i>
<i>Feinsandstein</i>	<i>6,3±3,6</i>	<i>58</i>	<i>-16,99±0,58</i>	<i>43</i>
<i>Mittelsandstein</i>	<i>6,6±2,7</i>	<i>225</i>	<i>-16,66±0,81</i>	<i>197</i>
<i>Grobsandstein</i>	<i>6,9±2,1</i>	<i>141</i>	<i>-15,94±0,70</i>	<i>103</i>
<i>Konglomeratischer Sandstein</i>	<i>8,3±2,1</i>	<i>28</i>	<i>-14,82±0,35</i>	<i>18</i>
Pelit		0	-14,60±0,56	53
Arkose	9,0±3,6	13	-13,95±0,50	87
Grobarkose	4,8±1,2	6	-13,97±0,20	63
Konglomerat	5,9±2,5	5	-14,56±1,25	120
Arkose, verwittert	14,0±0,5	6	-12,86±0,43	56
Grobarkose, verwittert	18,0±1,7	14	-12,36±0,63	125
Konglomerat, verwittert	14,2±2,1	8	-12,44±0,45	48
Sandstein	4,3±4,1	4	-15,36±1,07	82
Quarzsandstein	9,8±2,3	9	-15,09±1,05	44

Neben den Angaben über die Petrografie der Proben sind in der Probenbeschreibung Hinweise auf Störungen bei der Messung oder auf Klüfte oder Risse in der gemessenen Probe angegeben. Bei solchen gestörten Proben oder Angaben zu Messfehlern wurden die betreffenden Werte vor der Auswertung entfernt. Die verbleibenden Einzelwerte wurden dann entsprechend ihrer petrografischen Beschreibung in Vulkanite und klastische Gesteine aufgeteilt und diese wiederum in Tonsteine, Siltsteine, Fein-, Mittel- und Grobsandsteine sowie konglomeratische Sandsteine bzw. Konglomerate untergliedert. Für die Weiterverarbeitung und statistische Auswertung wurden wie vorhergehend beschrieben die Einzelwerte logarithmiert, statistische Kenngrößen für die einzelnen Petrografien bestimmt und in Histogrammen sowie Box-Whisker-Plots nach Tukey (1977) dargestellt (siehe Anhang B1.3). Zusätzlich zur Auswertung der Einzelwerte wurden für lithologisch homogene Kernab-

schnitte Mittelwerte ermittelt und entsprechend der gleichen Auswertungsmethodik betrachtet, um die Gewichtung von Ausreißern bei den Einzelmessungen zu minimieren.

Wie in Abb. 74. dargestellt, ist die Gesteinspermeabilität der einzelnen petrografischen Einheiten des Rotliegend im Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens allein zu gering für eine hydrothermale Nutzung. Nur die kiesigen, konglomeratischen Sandsteine liegen mit mittleren Gesteinspermeabilitäten von $1,5 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ im Bereich der schwachen Durchlässigkeit und tragen somit leicht zur Gesamtergiebigkeit bei. Alle anderen Gesteinsarten sind im tieferen Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens von ihrer Gesteinspermeabilität her als undurchlässig zu klassifizieren.

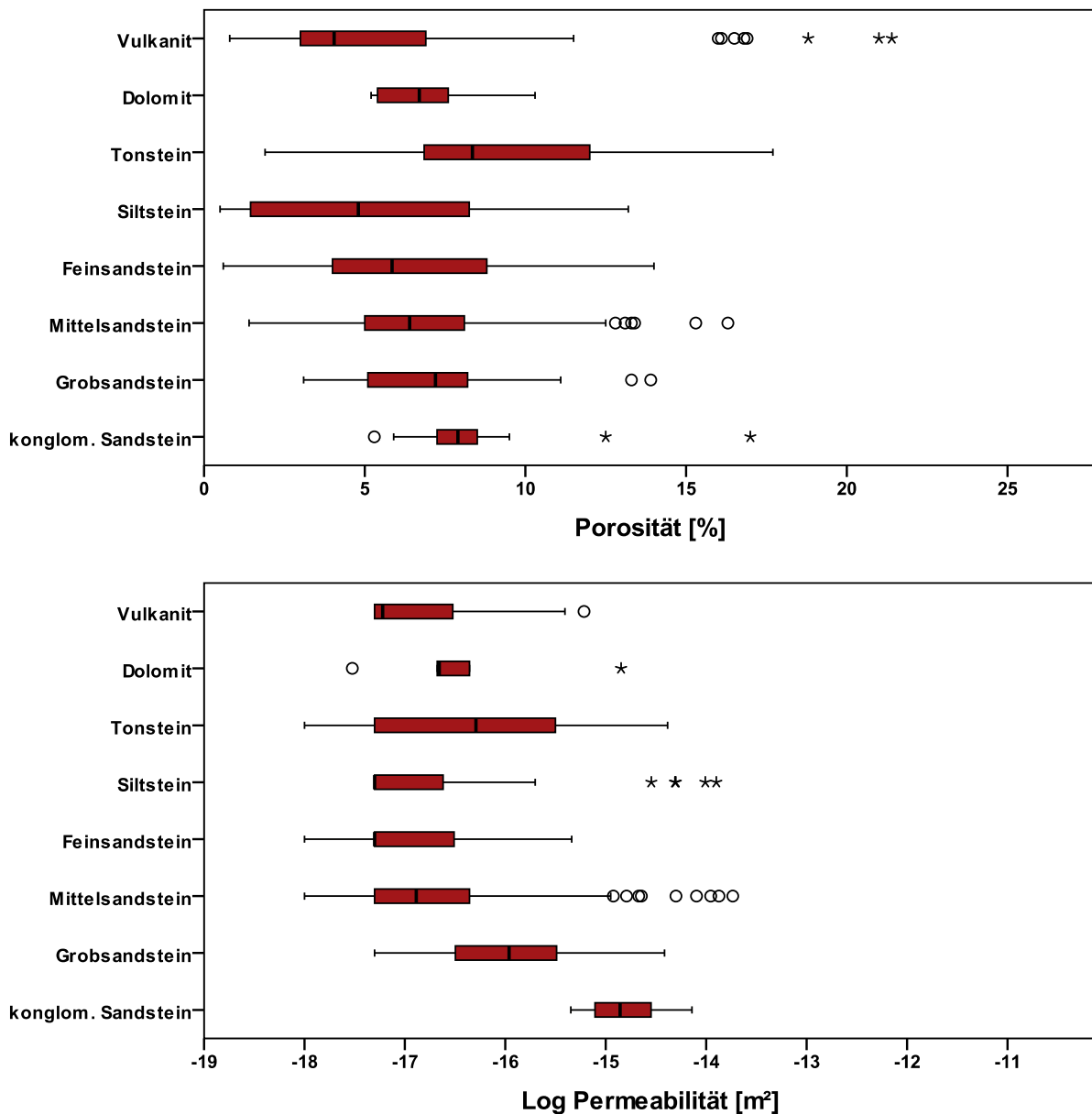


Abb. 74: Box-Whisker-Plots für die Porosität und Gesteinspermeabilität des Rotliegend im nördlichen Oberrheingrabens aus der KW-Datenbank.

Neben der Gesteinspermeabilität wurde wie oben beschrieben auch die Gebirgspermeabilität des Rotliegend durch die vereinfachte Auswertung von Pumpversuchen untersucht.

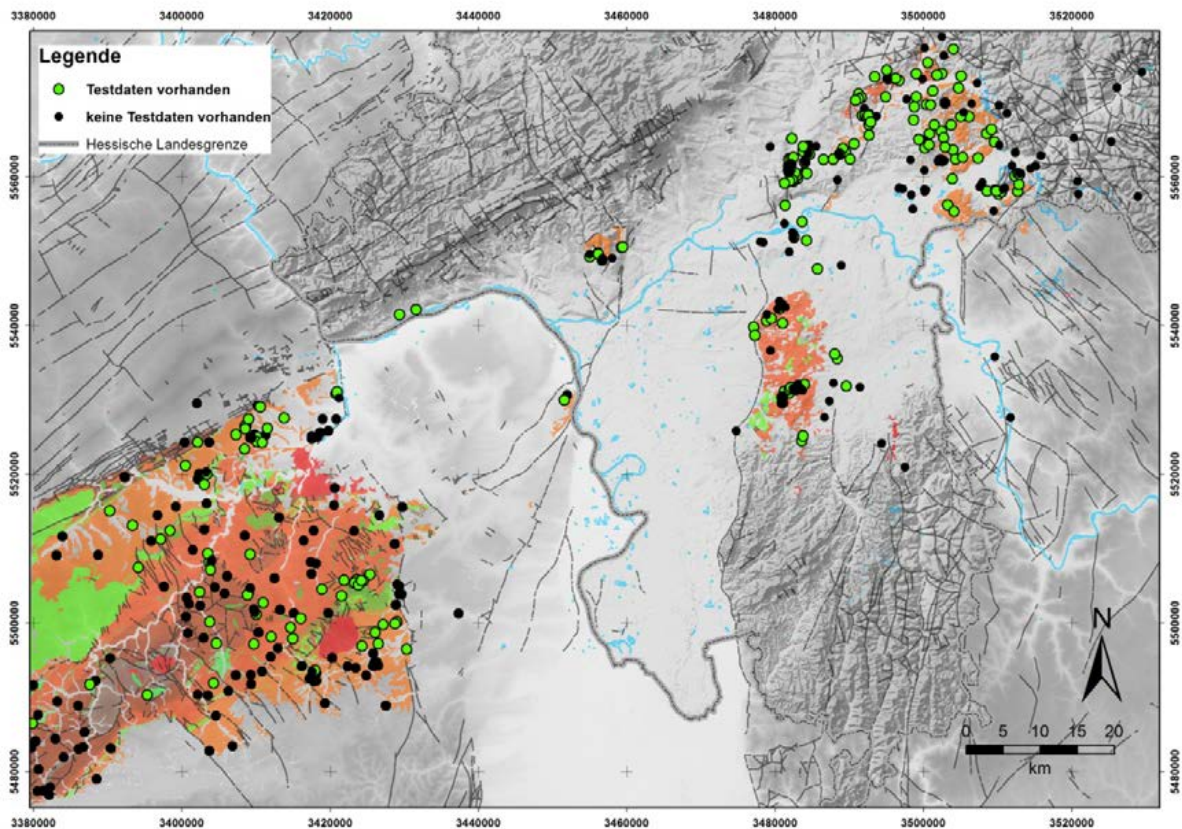


Abb. 75: Lage der Bohrungen im Rotliegend, die zur Ermittlung der Gebirgspermeabilität gesichtet wurden. Bohrungen mit auswertbaren hydraulischen Testdaten sind in grün dargestellt; Bohrungen für die keine hydraulischen Testdaten vorliegen in schwarz.

Die hydraulischen Gebirgskennwerte des Rotliegend wurden durch die Auswertung der Daten von mehr als 300 Pumpversuchen und anderen hydraulischen Tests bestimmt, die in den Bohrchiven des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) und dem Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz (LGB-RLP) (dem LGB Rheinland Pfalz sei an dieser Stelle herzlich für die Gewährung des Zugangs zu seinem Archiv gedankt) gesichtet und zusammengetragen wurden. Hierbei wurde die Datenauswahl auf Bohrungen mit einer Endteufe von mehr als 50 m beschränkt, um zu stark oberflächennah aufgelockerte Bereiche von der Auswertung auszuschließen. Der Tiefenbereich der hydraulischen Tests liegt dabei im Mittel zwischen 100 und 150 m, wobei einzelne Bohrungen Endteufen von mehr als 1000 m aufweisen (Abb. 75). Generell können auf diese Weise ermittelte Daten nur unter Vorbehalt auf die Verhältnisse in großen Tiefen übertragen werden, da aufgrund der dort herrschenden Druckbedingungen mit einer Verminderung der primären und sekundären Porosität und somit mit einer Verringerung der Durchlässigkeit zu rechnen ist. Ob dies im Bereich des Oberrheingrabens auch der Fall ist, kann noch nicht abschließend gesagt werden, da die Testdaten hydraulischer Bohrlochversuche der KW-Industrie in den Gesteinen des Rotliegend im Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens der Vertraulichkeit unterliegen. Diese Daten sind für konkrete Geothermieprojekte im nördlichen Oberrheingraben sehr wichtig, um die tatsächliche Ergiebigkeit genauer abschätzen zu können und sollten im Rahmen der Exploration durch die Erlaubnisfeldinhaber käuflich erworben werden.

Der Schwerpunkt der zusammengetragenen hydraulischen Testdaten des Rotliegend entstammt aus Trink- und Mineralwassererschließungen, aber auch Thermalwasserschließungen, Forschungs- und Erkundungsbohrungen in der Wetterau, im Gebiet des Sprendlinger Horstes und der sich nördlich anschließenden Thermalquellengebiete (Bad Vilbeler Horst etc.) sowie dem Saar-Nahe-Becken. Sehr wenige Daten liegen für den Bereich des Vogelsbergs und der Hessischen Senke vor; diese sind in Abb. 75 nicht dargestellt. Bei einem großen Anteil der Daten handelt es sich wie in Kapitel 3.2.1 und 3.3.4 beschrieben nur um Angaben von Entnahmeraten und zugehörigen Absenkungen.

Die zur Berechnung der Gebirgspermeabilität notwendigen Mächtigkeiten der jeweils genutzten Grundwasserleiter wurden entweder mit Hilfe der Schichtenverzeichnisse oder zusätzlicher Angaben zur Filterstrecke, zu Zustrombereichen oder ähnlichem ermittelt. Zur besseren Vergleichbarkeit wurde jedoch stets die gesamte wassererfüllte Mächtigkeit des erschlossenen Rotliegend angesetzt, so dass auch schlecht durchlässige Horizonte mitberücksichtigt sind und die ermittelte Gebirgspermeabilität somit einen Mittelwert der gesamten erfassten Gesteinsabfolge angibt. Zur Betrachtung des Zusammenhangs zwischen Gebirgspermeabilität und Störungssystem wurden in den Schichtenverzeichnissen vermerkte Angaben zu Störungs- oder Klüftzonen erfasst. Somit konnte untersucht werden, inwiefern Erhöhungen der Gebirgspermeabilität direkt mit Störungszonen oder Bereichen erhöhter Klüftung in Verbindung gebracht werden können. Dies ermöglicht es wiederum, die maximal zu erwartende Gebirgspermeabilität in tektonisch stark beanspruchten Gebieten wie dem nördlichen Oberrheingraben besser abzuschätzen.

Die so ermittelten Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend erstrecken sich je nach fazieller Ausbildung über 5 Größenordnungen von ca. $5 \cdot 10^{-16}$ bis ca. $1 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$, was hydraulischen Durchlässigkeiten (T/H) von ca. $5 \cdot 10^{-9}$ bis $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ entspricht. Der engere Wertebereich liegt dabei zwischen ca. $1 \cdot 10^{-14}$ bis $1 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$ und lässt sich durch das erste und dritte Quartil auf einen noch engeren Bereich von ca. $1 \cdot 10^{-13}$ bis $1 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ eingrenzen. Somit werden die geforderten Mindestpermeabilitäten (PK Tiefe Geothermie, 2008, Stober et al, 2009, Schulz et al. 2009) für eine hydrothermale Nutzung in 75% der Fälle überschritten. Betrachtet man die sich anhand der hohen Mächtigkeit des Rotliegend ergebenden Transmissibilitäten, wird deutlich, dass mit den ermittelten Werten stets mit ausreichenden hohen Förderraten gerechnet werden kann. Dies gilt insbesondere, wenn man nur die Testdaten aus Bohrungen berücksichtigt, bei denen sich anhand des Schichtenverzeichnisses eindeutige Hinweise auf Störungszonen oder Zonen erhöhter Klüftigkeit ergeben. Die Gebirgspermeabilitäten, die allein anhand dieser Bohrungen ermittelt wurden, liegen um ein bis maximal zwei Größenordnungen über der mittleren Gebirgspermeabilität der Gesamtheit aller Bohrungen. Diese Beobachtung ist, wie bereits angeführt, im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens von besonderem Interesse, da dort aufgrund der hohen Störungsdichte mit einer Vielzahl von Zonen erhöhter Klüftigkeit und somit Gebirgspermeabilität gerechnet werden kann.

Die sich aus der Auswertung der hydraulischen Testdaten oberflächennaher Pumpversuche ergebenden Schlussfolgerungen können nicht ohne Korrektur auf diejenige Tiefe übertragen werden, in der im nördlichen Oberrheingraben die Gesteine des Rotliegend zu erwarten sind. Aufgrund der dort herrschenden Druckbedingungen ist mit einer Verminderung der primären und sekundären Porosität und somit mit einer Verringerung der Durchlässigkeit zu rechnen, die bei der Übertragung der Gebirgspermeabilität zu berücksichtigen ist.

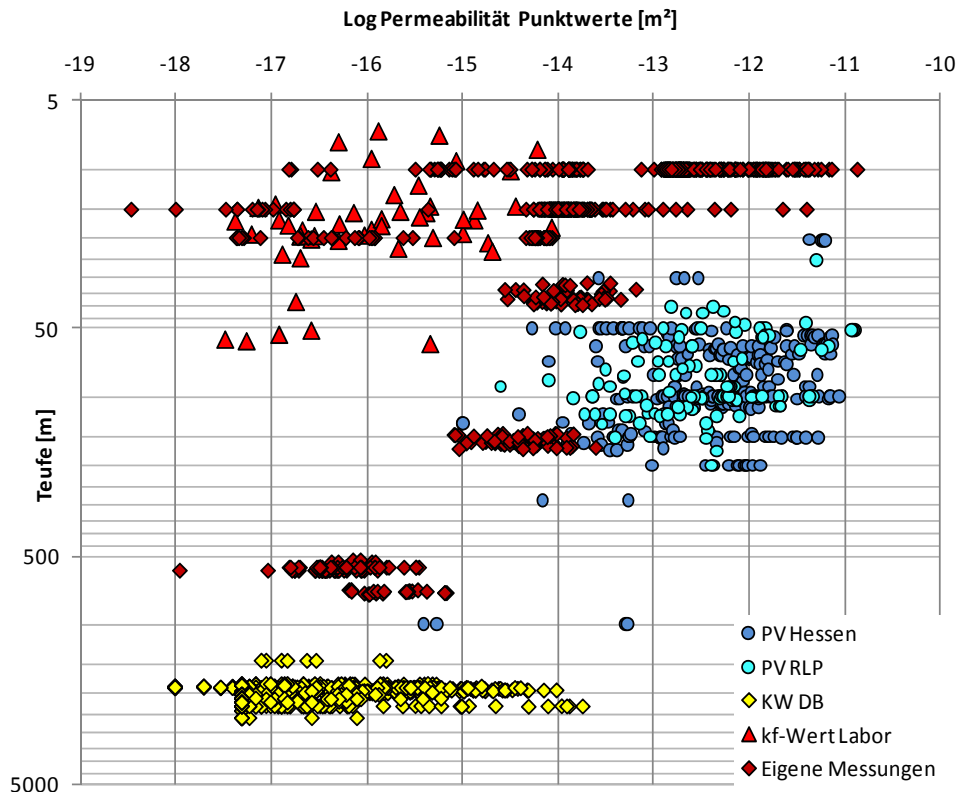


Abb. 76: Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend aufgetragen gegen die Tiefe. gelb: Werte aus der KW-Datenbank; dunkelrot: eigene Labormessungen; hellrot: Labordaten aus dem Archiv des HLUG; Daten aus Pumpversuchen in Rheinland-Pfalz (PV RLP) (hellblau) und Hessen (PV Hessen) (dunkelblau).

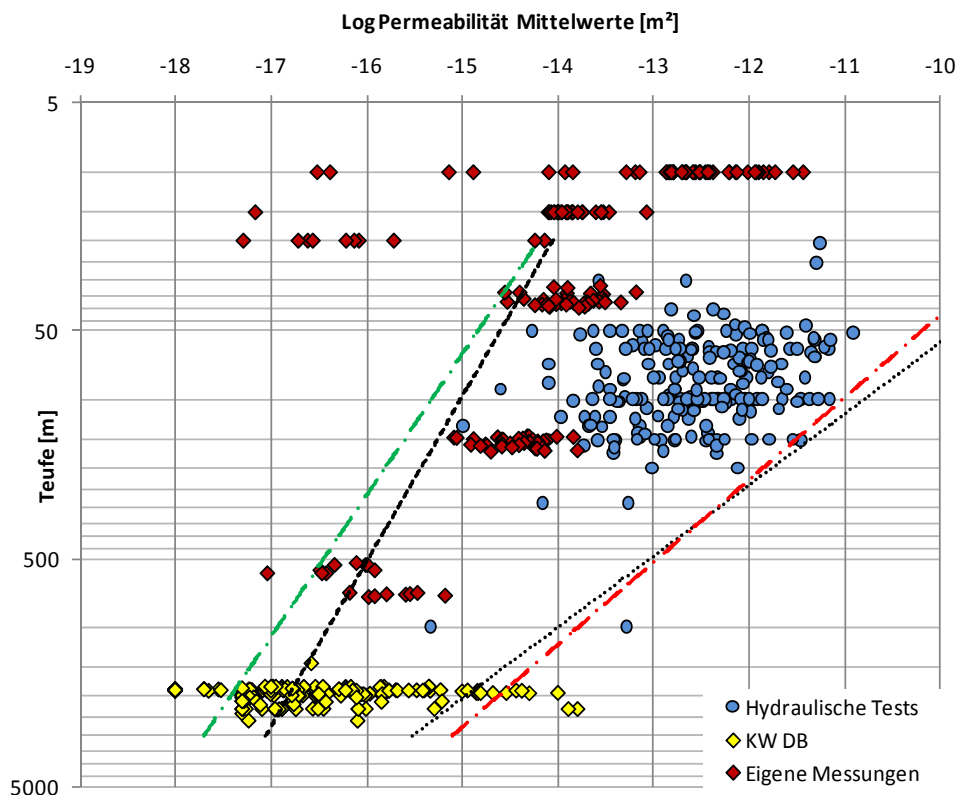


Abb. 77: Mittelwerte der Gesteinspermeabilität der einzelnen Probenkörper und der Gebirgspermeabilität bei mehrstufigen hydraulischen Tests. Die rote Linie repräsentiert die maximale und die grüne Linie die minimale Einhüllende. Die außerhalb liegenden Messpunkte sind aufgrund ihrer Lithologie oder Strukturgeologie als Sonderfälle zu betrachten. Die schwarzen Linien repräsentieren die Permeabilitäts-Tiefenbeziehungen nach Ingebritsen & Manning (1999) (gestrichelt) und Stober & Bucher (2007) (fett) (siehe auch Abb. 66).

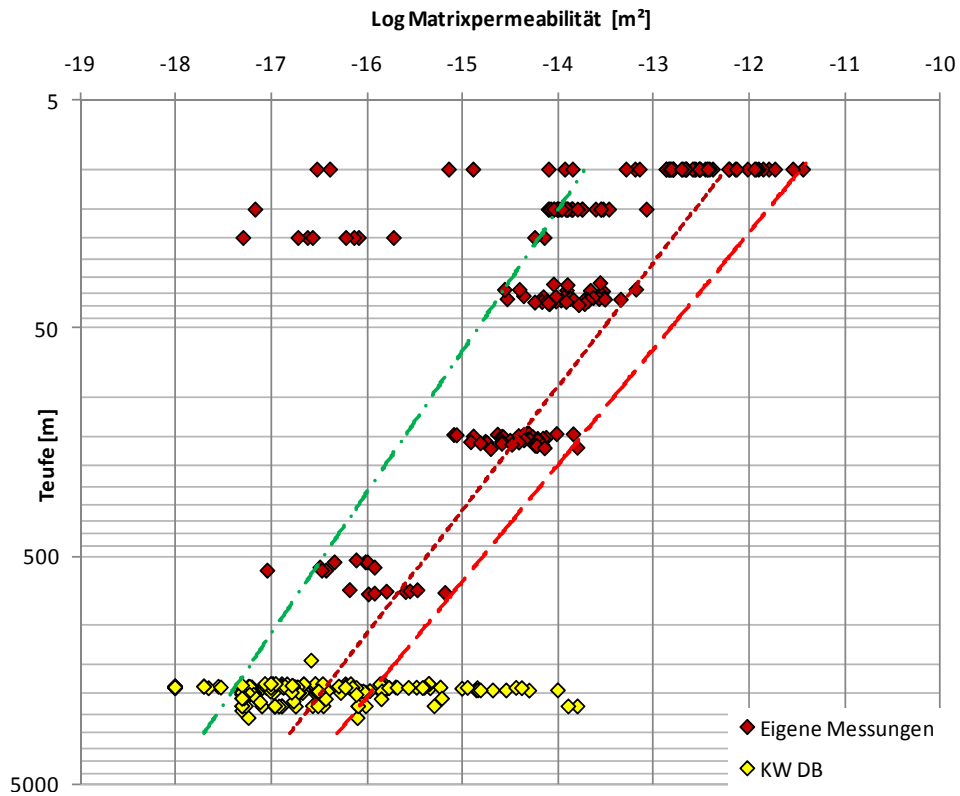


Abb. 78: Mittelwerte der Gesteinspermeabilitäten aus eigenen Messungen und der KW-Datenbank anhand derer die als Linien angegebenen Gesteinspermeabilitäts-Tiefenbeziehungen iterativ abgeleitet wurden (grün = Minimum; rot = Maximum; weinrot gestrichelt = Mittlere Gesteinspermeabilitäts-Teufenbeziehung).

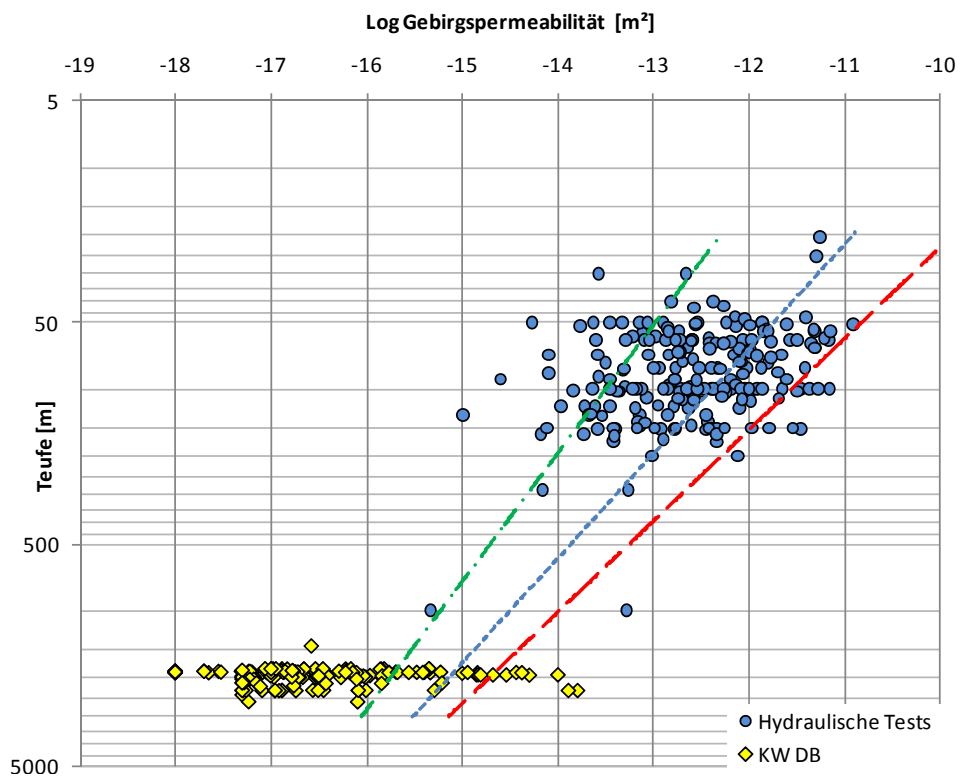


Abb. 79: Mittelwerte der Gebirgspermeabilität aus hydraulischen Testdaten und Gesteinspermeabilität der KW-Datenbank anhand derer die als Linien dargestellten Gebirgspermeabilitäts-Teufenbeziehungen für das Rotliegend iterativ abgeleitet wurden (grün = Minimum; rot = Maximum; blau gestrichelt = Mittlere Gebirgspermeabilitäts-Teufenbeziehung).

Dargestellt sind in Abb. 76 punktuelle Messdaten und in Abb. 77 Probenmittelwerte, für die eine minimale (grüne Linie) und maximale Umhüllende (rote Linie) festgelegt wurde. Zum Vergleich sind die Permeabilitäts-Tiefenbeziehungen für kristalline Gesteine nach Stober & Bucher (2007) (fette schwarze Linie) und Ingebritsen & Manning (1999) (dünne schwarze Linie) dargestellt. Abb. 78 zeigt die Permeabilitäts-Tiefenbeziehung für die Gesteinspermeabilität des Rotliegend (dunkelrot: mittlere Korrelation; rot gestrichelt: Maximum; grün gestrichelt: Minimum) und die Abb. 79 die Permeabilitäts-Tiefenbeziehung für die Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend (blau: mittlere Korrelation; rot gestrichelt: Maximum; grün gestrichelt: Minimum).

Ein tiefenabhängige Reduktion sowohl der Gesteins- als auch der Gebirgspermeabilität konnte mit Hilfe aller verfügbaren Daten für die Gesteine des Rotliegend empirisch abgeleitet werden. Dazu wurden die logarithmierten Permeabilitätsdaten gegen den Logarithmus der Teufe aufgetragen. Bei Gesteinsproben wurde hier jeweils direkt die Teufe angesetzt, aus der die Probe entnommen wurde, während bei den hydraulischen Testdaten die mittlere Teufe der Filterstrecke verwendet wurde. Weiterhin wurden sowohl die punktuellen Einzelmessungen als auch die Probenmittelwerte betrachtet (Abb. 76 bis Abb. 79). Dabei zeigt sich erstens, dass die Gebirgspermeabilitäten um 1 bis 4 Größenordnungen über den Gesteinspermeabilitäten liegen (Abb. 80), was wiederum belegt, dass es sich um einen Kluftgrundwasserleiter handelt und zweitens, dass sowohl die Gesteins- als auch Gebirgspermeabilitäten mit der Tiefe abnehmen.

Einzelne sehr niedrige Gesteinspermeabilitäten relativ oberflächennaher Proben (Abb. 76 & Abb. 77) stammen von pelitischen Proben, deren Permeabilitäten deutlich unter denen der überwiegend untersuchten grobklastischen Sedimentgesteine liegen. Zusätzlich ist zu berücksichtigen, dass es sich bei einigen der oberflächennahen Proben mit vergleichsweise geringen Permeabilitäten um Gesteine handelt, die während der Diagenese in größere Tiefen versenkt waren und durch die Hebung und Erosion während des Mesozoikum wieder exhumiert wurden. Anhand der in Abb. 78 & Abb. 79 dargestellten Korrelationen konnten für die Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend folgende Gleichungen der Permeabilitäts-Tiefenbeziehung abgeleitet werden.

Gesteinspermeabilität:

$$\text{Log}(K_m) = -0,8 \cdot \ln(z) - 10,4$$

K_m = Gesteinspermeabilität [m²]

z = Tiefe [m] u GOK

Gebirgspermeabilität:

$$\text{Log}(K_G) = -0,92 \cdot \ln(z) - 8,15$$

K_G = Gebirgspermeabilität [m²]

z = Tiefe [m] u GOK

Berechnet man mit Hilfe dieser Gleichungen die Gebirgspermeabilität des Rotliegend für die Reservoirtiefe im nördlichen Oberrheingraben, zeigt sich, dass die Mindestpermeabilität für eine hydrothermale Nutzung nicht erreicht wird. Berücksichtigt man jedoch die hohen Mächtigkeiten des Rotliegend, ist zu vermuten, dass die Transmissibilitäten für eine hydrothermale Nutzung ausreichend hoch sind. Weiterhin sind auch für das Rotliegend als Kluftgrundwasserleiter dieselben permeabilitätserhöhenden Einflüsse an Störungszonen zu erwarten, wie sie bereits für die Gesteine des Grundgebirges beschrieben wurden. Zusätzliche Ergiebigkeiten können sich durch das Tertiär direkt

unterlagernde Verwitterungszonen mit erhöhter Gesteinspermeabilität ergeben. Generell werden für die Gesteine des Rotliegend im hessischen Teil des Oberrheingrabens ähnlich gute Reservoirbedingungen wie für den Buntsandstein im restlichen Oberrheingraben (Stober & Jodocy, 2009, Jodocy & Stober, 2011) erwartet.

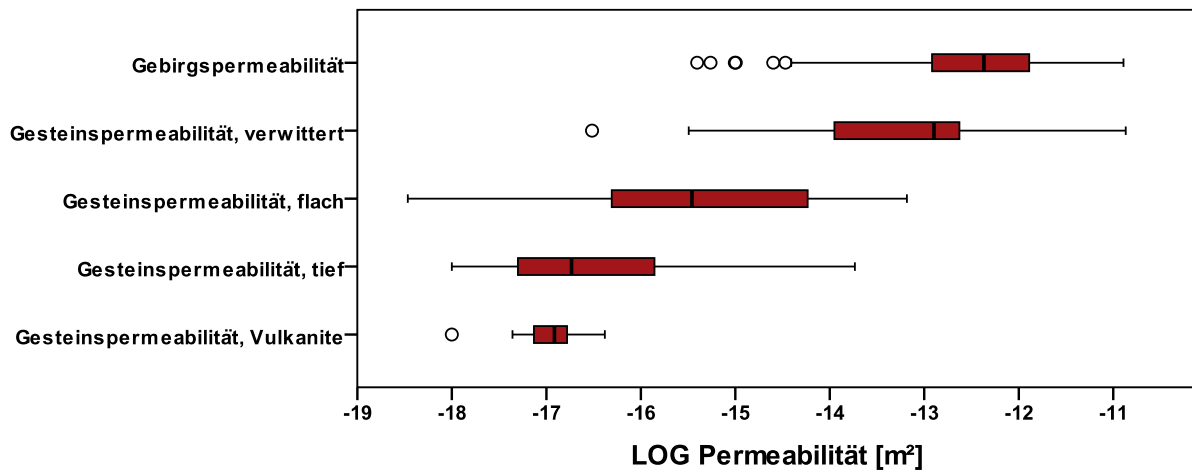


Abb. 80: Vergleich der Gesteins und Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend im Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens, des Spredlinger Horsts, der Wetterau und des Saar-Nahe-Beckens.

4.3.3 Zechstein

4.3.3.1 Paläogeografie

Im Zechstein erfolgte ein Vorstoß des Arktischen Meeres in die nördliche und südliche Senkungsstruktur des variszischen Vorlands. Entlang der Hessischen Senke drang das Meer bis in den heutigen Odenwald und das Gebiet des heutigen Oberrheingrabens vor. Zyklische kurzzeitige Meeresspiegelschwankungen führten zu Abschnürungen der nördlichen Salzwasserzuflüsse. Dies führte in Verbindung mit dem herrschenden Trockenklima zur Ablagerung von zyklischen Salzserien in den abgeschnürten Becken (Walter & Dorn, 2007).

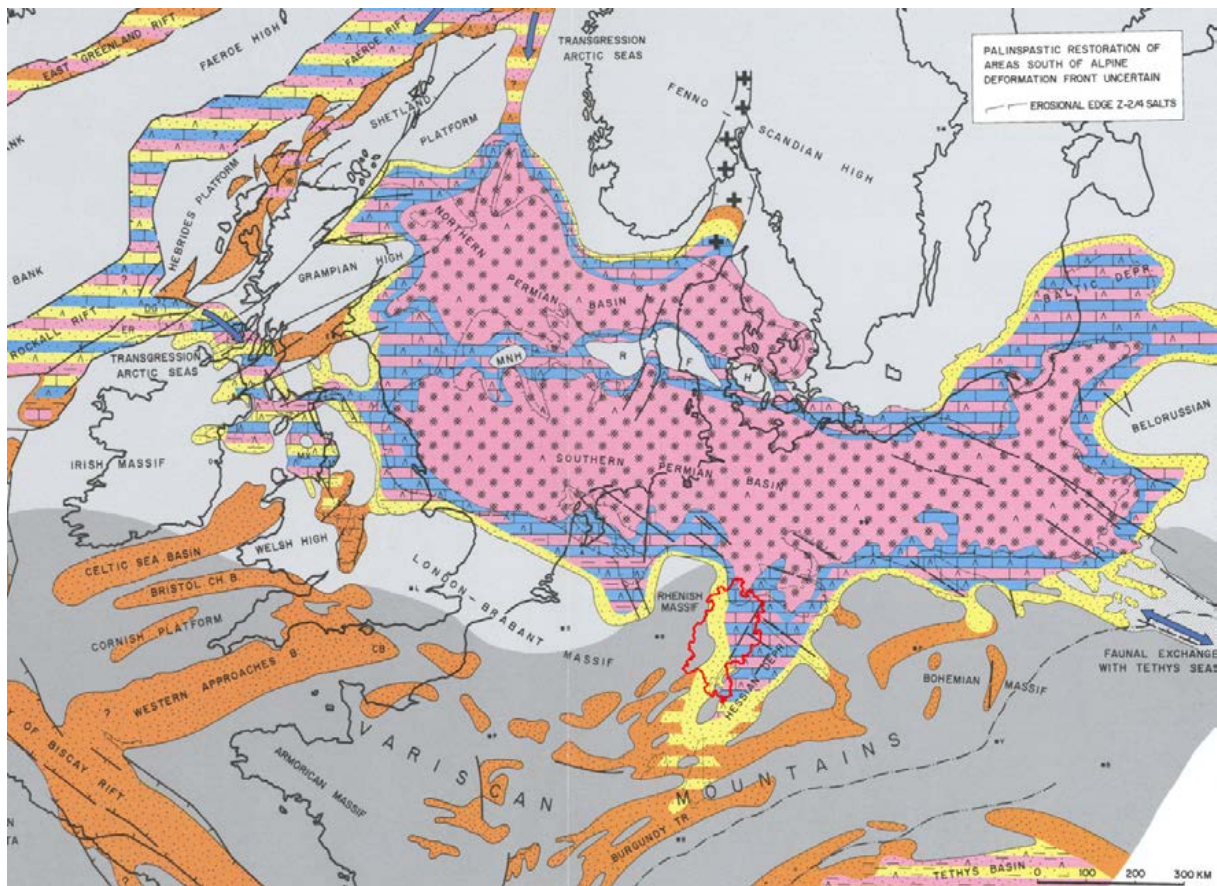


Abb. 81: Paläogeografische Karte des späten Zechstein (Ziegler, 1990), ergänzt mit der Hessischen Landesgrenze in rot.

4.3.3.2 Modelleingangsdaten Zechstein

Die Sedimente des Zechstein treten heute entlang der Aufbrüche des Paläozoischen Grundgebirges am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirge, in der Frankfurter Bucht, am Kellerwald und in der Korbacher Bucht auf. Weitere Vorkommen finden sich im Richelsdorfer Gebirge, im Baumbacher Aufbruch sowie rund um den Werra-Grauwacken-Aufbruch und im Ostteil der Wetterau sowie des kristallinen Odenwaldes.

Die Verbreitung des Zechstein inklusive einer groben Angabe des Ablagerungsmilieus lässt sich anhand der paläogeografischen Karte von Ziegler (1990) ableiten. Analog zum Rotliegend wurde die Verbreitung anhand von Daten aus der GÜK300 (HLUG, 2007a) sowie Kowalczyk et al. (1978), Kulick et al. (1984) und Hug (2004) in Details ergänzt. Im Submodell Nordost Hessen waren die Tiefenlinien-

karten der Oberkante des Leine-Karbonats (zLCA, Plattendolomit) von (K+S AG 2009) ein wichtiger Eingangsdatensatz, wenngleich diese Tiefenlinien nicht direkt dem modellierten Horizont entsprechen. Um diesen Datensatz dennoch nutzen zu können, wurde die Mächtigkeit der hangenden Schichten bis zum Top-Zechstein aus den Bohrdaten extrahiert und daraus eine Mächtigkeitskarte interpoliert. Die so verschobenen Tiefenlinien wurden dann zur Modellierung herangezogen.

Die paläogeografischen Karten des Zechsteins (z.B. Boigk & Schöneich, 1974; Ziegler, 1990) (Abb. 81) zeigen eine geringmächtige Verbreitung auch innerhalb des Oberrheingrabens westlich der Odenwald Spessart Schwelle, sowie östlich davon innerhalb des Submodells Odenwald (Hug & Vero, 2008). Da sich diese randfaziellen Sedimente nur schwer von den Sedimenten des Rotliegend unterscheiden lassen, ist in keiner der Bohrungen innerhalb des Oberrheingrabens Zechstein beschrieben. Aus diesem Grund wurde der Zechstein innerhalb des Oberrheingrabens nicht modelliert. Es ist vielmehr davon auszugehen, dass die oberen Meter des modellierten Rotliegend Zechstein entsprechen. Im Gegensatz dazu wurde im Buntsandstein-Odenwald der Zechstein modelliert, da hier alle Bohrungen innerhalb des Buntsandsteins enden und somit keine Bohrung das Rotliegend erreicht. Die Mächtigkeit des Zechstein im Submodell Odenwald wurde anhand der Verbreitungsgrenze und außerhalb des Submodells liegenden Bohrungen (Aufschlussbohrung Grosswallstadt 6, TK: 6120, ArNum.: 0015) abgeschätzt.

4.3.3.3 Geothermische Eigenschaften des Zechstein

Die PoroPerm-Daten der KW-Industrie (Abb. 25) bestätigen die Ergebnisse der eigenen Messungen die für Kalk-, Ton-, und Salzgesteine sehr geringe Porositäten und Permeabilitäten ergeben haben. Bei allen untersuchten Gesteinen des Zechstein handelt es sich um Kluft- oder Karstgrundwasserleiter bzw. aufgrund der "selbstheilenden" Eigenschaften der Ton- und Salzgesteine, die die Bildung eines hydraulisch aktiven Trennflächengefüges verhindern, um Grundwassernichtleiter.

Aufgrund ihrer hohen Verkarstungsanfälligkeit und geringen Tiefenlage sind die Gesteine des Zechsteins in Hessen nicht für eine tiefengeothermische Stromerzeugung oder Heizwärmegewinnung geeignet. Wärmeleitfähigkeiten, Temperaturleitfähigkeiten, Permeabilitäten und Porositäten verschiedenster Gesteine des Zechsteins wurden von Nehler (2011) gemessen und ausgewertet und sind in der entsprechenden Arbeit dargestellt (siehe auch Anhang A5).

4.3.4 Buntsandstein

4.3.4.1 Paläogeografie

Bedingt durch einen weltweiten Meeresspiegeltiefstand kam es am Ende des Zechstein zu einer Regression des Zechsteinmeeres und zu terrestrischen Abtragungs- und Ablagerungsbedingungen. Das Germanische Becken war im Süden durch die Reste des variszischen Gebirges (Vindelizisches Massiv und London Brabanter Massiv) und im Norden durch den Fennoskandischen Schild begrenzt. Entlang der Hessischen Senke kam es zu einer durchgehenden Verbindung des nord- und süddeutschen Sedimentationsraums. Im heutigen Hessen werden während des gesamten Buntsandsteins klastische Sedimente unter fluvio-lakustrinen Bedingungen abgelagert. Die fazielle Ausbildung und Mächtigkeitsverteilung bildet die Nord-Süd verlaufende Senkungszone der Hessischen Senke deutlich ab (Walter & Dorn, 2007). Die Mächtigkeit nimmt in nördliche Richtung zu (Diederich, 1966). Die Schüttung ist im Buntsandstein vorwiegend von SSW nach NNE gerichtet. Das Röt-salinar des Oberen Buntsandstein zeigt das Vordringen des nördlich gelegenen Meeres entlang der Hessischen Senke bis in den hessisch-frankischen Raum (Kowalczyk et al., 1978).

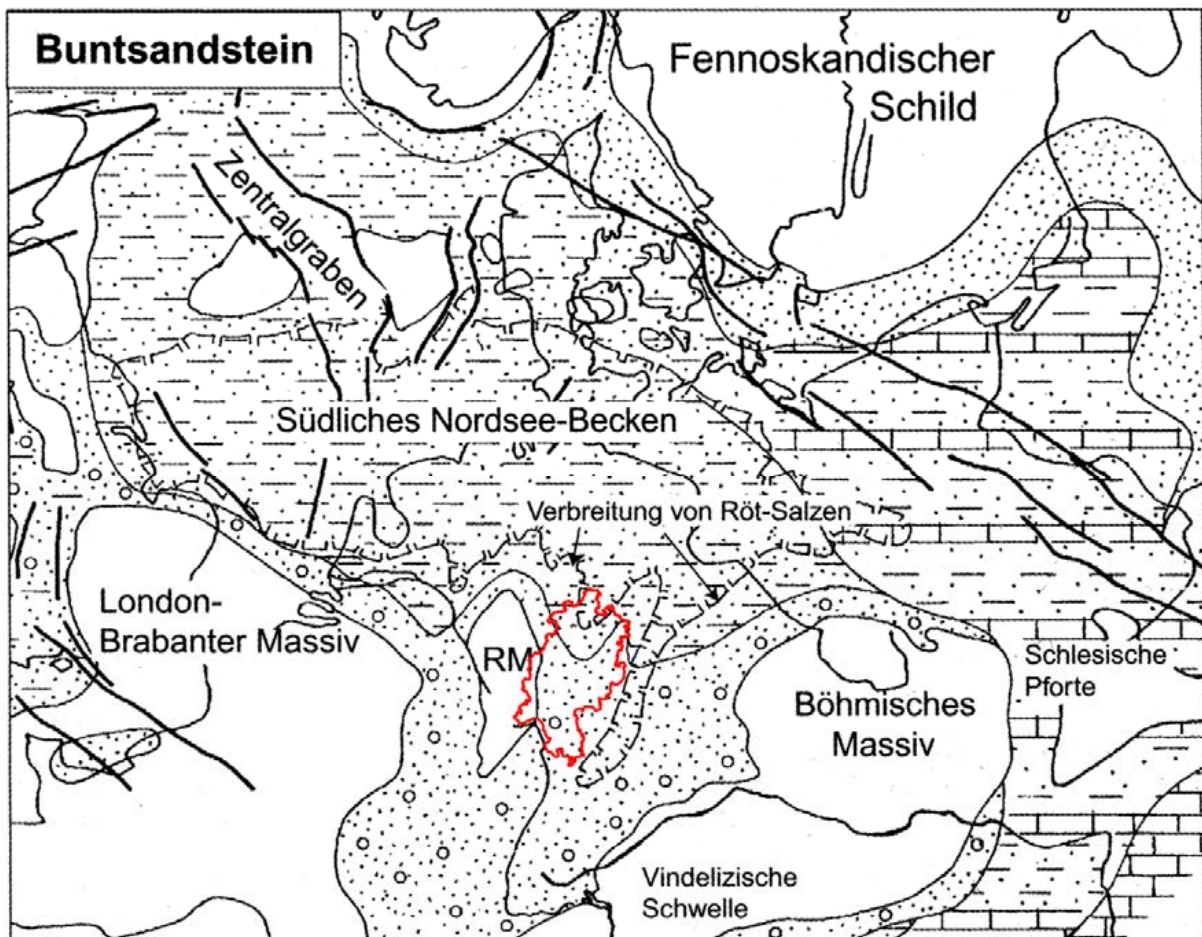


Abb. 82: Paläogeografie des Buntsandsteins (Walter & Dorn, 2007), ergänzt mit der Hessischen Landesgrenze in rot.

4.3.4.2 Modelleingangsdaten Buntsandstein

Der Buntsandstein ist die Einheit in Hessen mit der flächenmäßig größten Verbreitung an der Oberfläche. Die rezente Verbreitung des Buntsandsteins lässt sich gut anhand der Oberflächenausbisse

nach HLUG (2007a) ermitteln. In den Bereichen, in denen die Verbreitung des Buntsandsteins nicht sofort ersichtlich ist, wurden weitere Daten hinzugezogen. So wurde die Verbreitung und Raumlage des Buntsandsteins im Bereich der Hanau Seligenstädter Senke von Lang (2007) abgeleitet. Im Oberrheingraben wird die Verbreitung des Buntsandsteins zum einen anhand der Oberflächenausbisse an den östlichen und westlichen Grabenschultern angezeigt, zum anderen durch die Isopachenkarte von Boigk & Schöneich (1970) beschrieben. Anhand dieser Karte und der Fläche Top Rotliegend konnte dann die Raumlage des Buntsandsteins modelliert werden. Im Bereich der Niederhessischen Senke kann die Höhe des Top-Buntsandstein anhand der Tertiärbasishöhen-Karte von Rambow (1969) abgeleitet werden. Lediglich im Bereich des Vogelsbergs besteht Unsicherheit über die rezente Verbreitung des Buntsandsteins. Hier konnte die Raumlage lediglich anhand weniger geologischer Schnitte sowie mit der Karte der tertiären Basaltbasis von Ehrenberg & Hickethier (1985) ermittelt werden. In den Bohrungen sind in dieser Region lediglich die tertiären Basalte des Vogelsbergs dokumentiert. Die Daten von Ehrenberg & Hickethier (1985) enthalten zwar Störungen, jedoch sind deren Orientierungen offensichtlich losgelöst von den in Hessen vorherrschenden tektonischen Streichrichtungen. Die Verbreitung des Buntsandsteins musste aufgrund fehlender Daten im Bereich des Vogelsbergs anhand der nordwestlichen und südöstlichen Buntsandstein Ausbisse-geschätzt werden. Im Bereich des Ostrands des Rheinischen Schiefergebirges (Fritzlarer Graben) und dem Kasseler Graben konnte die Höhenlage des Buntsandstein anhand geologischer Schnitte aus Meiburg (1982) abgeleitet werden.

4.3.4.3 Geothermische Eigenschaften des Buntsandstein

Die Wärme- und Temperaturleitfähigkeit der Gesteine des Buntsandstein nimmt mit steigender Korngröße von ca. 2,0 W/(m·K) und $0,9 \cdot 10^{-6}$ m²/s bei pelitischen Gesteinen und Pelit-Sandstein-Wechselfolgen auf ca. 2,75 W/(m·K) und $1,75 \cdot 10^{-6}$ m²/s bei Grobsandsteinen zu. Der Wertebereich ist damit dem der klastischen Sedimente des Rotliegend sehr ähnlich. Die spezifischen Wärmekapazitäten liegen zwischen 600 und 675 J/(kg·K).

Tabelle 10: Ergebnisse der statistischen Auswertung der thermophysikalischen Gesteinseigenschaften Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und Wärmekapazität (unter ofentrockenen Bedingungen) des Buntsandstein untergliedert nach Petrografie.

Gesteinsart	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	Anzahl	Temperaturleitfähigkeit [10^{-6} m ² /s]	Anzahl	Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]	Anzahl
Pelit	2,06±0,55	73	0,91±0,22	40		0
Sandstein	2,52±0,44	2539	1,69±0,36	1195	600±118	854
f-Sandstein	2,49±0,52	641	1,57±0,35	386	672±135	609
m-Sandstein	2,57±0,44	536	1,61±0,25	54	669±103	168
g-Sandstein	2,76±0,47	306	1,77±0,58	51	650±92	75

Für den Buntsandstein liegen im nördlichen Oberrheingraben keine PoroPerm-Daten der KW-Industrie vor, da dieser dort größtenteils erodiert ist und erst südlich der Linie Worms-Bensheim in für die Geothermie interessanten Mächtigkeiten von mehr als 50 m zu erwarten ist. Daten hydraulischer Tests und PoroPerm-Daten der KW-Industrie des Buntsandsteins im mittleren und südlichen Oberrheingraben wurden von Stober & Jodocy (2010) und Jodocy & Stober (2011) gesammelt, aufbereitet und ausgewertet. Da in diesen Studien die nördlichsten Datenpunkte zum Buntsandstein im

Bereich von Bruchsal liegen, können diese Daten zwar als Vergleichswerte für den Buntsandstein im hessischen Teil des Oberrheingrabens herangezogen werden, sind aber nur mit Vorbehalt direkt zu übertragen. Aufgrund des Fehlens eigener Werte für den Hessischen Teil des Oberrheingrabens sind sie jedoch Werten, die an Proben von Aufschlüssen in den Grabenschultern ermittelt wurden oder aus der Auswertung von oberflächennahen Pumpversuchen stammen, vorzuziehen.

Stober & Jodocy (2009) geben weiterhin an, dass für den Buntsandstein im Untergrund des Oberrheingrabens die niedrigsten Durchlässigkeiten in Bohrungen mit den kleinsten Teststrecken zu beobachten sind und erklären diesen Umstand mit dem weitständigen Kluftnetz im Buntsandstein und einer damit verbundenen deutlich geringeren Wahrscheinlichkeit, durch eine Bohrung mit kleiner Testlänge im Gebirge eine hohe Ergiebigkeit anzutreffen. So sei die Wahrscheinlichkeit, mehrere offene Klüfte mit hoher Permeabilität anzufahren in Bohrungen mit großen Testlängen deutlich größer. Unterstrichen wird diese Annahme auch durch die Ergebnisse aus den Pumpversuchen, die bei Teststrecken über 100 m Länge im Buntsandstein Gebirgsdurchlässigkeiten im Bereich zwischen $T/H = 10^{-7}$ m/s und $T/H = 10^{-5}$ m/s und sogar darüber ergeben (Stober & Jodocy, 2009). Diese Werte sind deutlich größer als der Mittelwert aller Testkonfigurationen und liegt sogar über den für den oberflächennah anstehenden Buntsandstein Nord- und Ost Hessens ermittelten Durchlässigkeiten von Schraft & Rambow (1984) (Tabelle 12) und Dürbaum et al. (1969), was mit der erhöhten Kluftdichte im Oberrheingraben zu erklären ist. Da bei Geothermiebohrungen grundsätzlich beabsichtigt ist, das identifizierte Reservoirgestein in großer Mächtigkeit zu erschließen, dürften im Falle des Buntsandsteins für Prognosezwecke die von Stober & Jodocy (2009) angegebenen Werte zu Gebirgsdurchlässigkeiten in Bohrungen mit großen Teststrecken von $T/H > 2,4 \cdot 10^{-7}$ m/s ausschlaggebend sein.

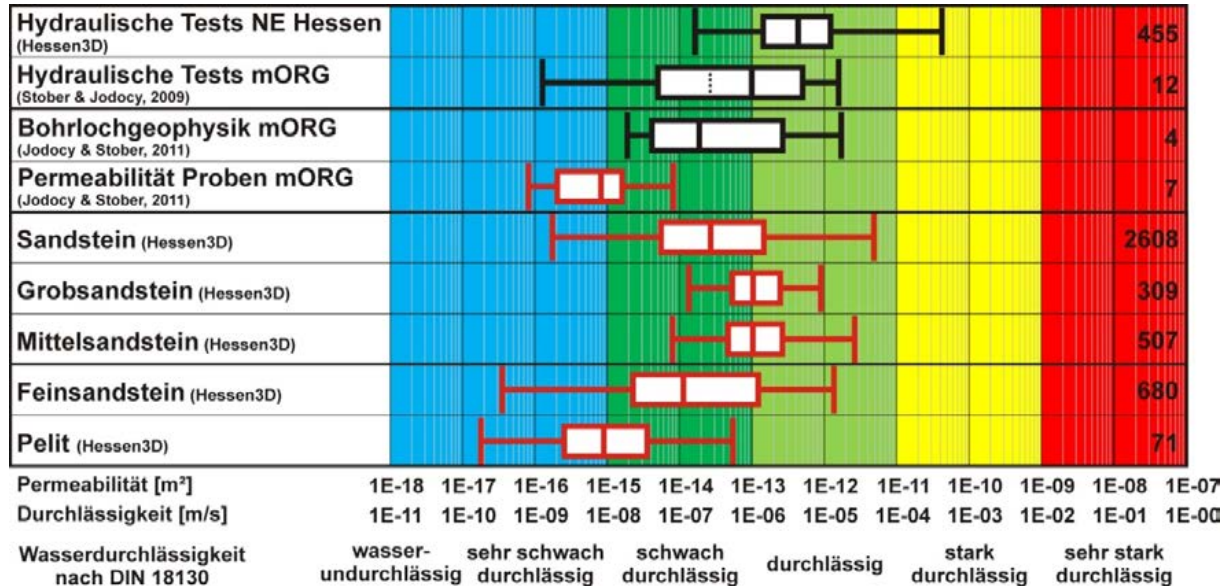


Abb. 83: Vergleich der Gebirgs- und Gesteinspermeabilitäten für den Buntsandstein in Hessen und angrenzenden Gebieten. Rote Box-Whisker-Plots geben Gesteinspermeabilitäten, schwarze Gebirgspermeabilitäten wieder. mORG: mittlerer Oberrheingraben.

Eigene Messungen der Porosität und Gesteinspermeabilität erfolgten im Rahmen des Projektes ausschließlich an Proben, die in Aufschlüssen an der Oberfläche entnommen wurden und nur sehr vereinzelt aus Bohrkernen, die in den Bohrkernlagern des HLUG archiviert sind. Die Auswertungen für einzelne Teilregionen erfolgten z.T. bereits in den Arbeiten von Mack (2007), Schumann (2009) und Schubert (2011) und sind dort detailliert dargestellt. Eine Gesamtbetrachtung aller für den Buntsandstein verfügbaren Werte erfolgt erstmals im Rahmen des vorliegenden Berichtes. Da in den

oberflächennahen Aufschlüssen verwitterungsbedingte Änderungen der thermophysikalischen und hydraulischen Eigenschaften zu erwarten sind, ist der Vergleich mit Daten, die an Gesteinsproben aus größeren Entnahmetiefen wichtig für die Einordnung der gemessenen Wertebereiche. Dies zeigt sich beim Vergleich der von Jodocy & Stober (2011) zusammengetragenen Gesteinspermeabilitäten von Bohrkernen aus Tiefen von mehr als 2 km mit den eigenen Messungen, die im Mittel um ein bis zwei Größenordnungen höher liegen (vgl. Abb. 83). Daher ist wie beim Rotliegend davon auszugehen, dass die Gesteinspermeabilität des Buntsandsteins in Reservoiertiefe keinen wesentlichen Beitrag zur Ergiebigkeit leistet, die weitgehend durch die kluffbestimmte Gebirgspermeabilität bestimmt ist.

Tabelle 11: Ergebnisse der statistischen Auswertung der Gesteinseigenschaften Porosität und Permeabilität (eigene Messungen unter ofentrockenen Bedingungen) des Buntsandstein untergliedert nach Petrografie.

Gesteinsart	Porosität [%]	Anzahl	Log Permeabilität [m ²]	Anzahl
Pelit		0	-15,04±0,77	71
Feinsandstein	11,3±5,0	26	-13,90±1,20	680
Mittelsandstein	14,1±1,9	4	-12,97±0,61	507
Grobsandstein	15,3	1	-12,97±0,64	309
Sandstein	10,3±2,4	22	-13,57±1,04	2608

Tabelle 12: Gebirgsdurchlässigkeiten des Buntsandsteins Osthessens (Schraft & Rambow, 1984).

	Mittelwert [m/s]	Standardabweichung (lg s)	Mittlere Abweichung vom Erwartungswert [m/s]		Median [m/s]
k _r -Werte aus PV im su	3,2·10 ⁻⁶	0,6	8,0·10 ⁻⁷	1,3·10 ⁻⁵	3,0·10 ⁻⁶
k _f -Werte aus WD-Tests im su	5,3·10 ⁻⁷	0,77	8,9·10 ⁻⁸	3,1·10 ⁻⁶	6,4·10 ⁻⁷
k _f -Werte aus PV im sm	3,3·10 ⁻⁶	0,47	1,1·10 ⁻⁶	9,7·10 ⁻⁶	3,0·10 ⁻⁶
k _f -Werte aus WD-Tests im sm	6,1·10 ⁻⁷	0,81	9,4·10 ⁻⁸	3,9·10 ⁻⁶	7,4·10 ⁻⁷

4.3.5 Muschelkalk und Keuper

4.3.5.1 Paläogeografie

Beginnend im Oberen Buntsandstein kommt es im mitteldeutschen Raum zu einer Ingression der Tethys in die heutige Region der Niederhessischen Senke (vgl. Rötalinare des Oberen Buntsandstein in Abb. 82). Während des Muschelkalk bildete sich so ein flaches Randmeer nordwestlich der Tethys, die sogenannte Peri-Tethys (Szulc, 2000) (siehe auch Abb. 84). Die Zufuhr des Meerwassers erfolgte dabei zunächst (Anis) über die Ostkarpaten und Schlesisch-Mährische Pforte im Osten, sowie die zentralalpine (alemannische) Pforte im Westen (Götz & Gast, 2010) und im Ladin über die Burgundische Pforte. Das Gebiet der Hessischen Senke und der Dänisch-Polnische Trog sind innerhalb des Beckens die Gebiete mit der stärksten Subsidenz, wodurch hier die größten Sediment-Mächtigkeiten anzutreffen sind. Aufgrund eines sinkenden Meeresspiegels am Ende des Unteren Muschelkalks werden die Evaporitserien des Mittleren Muschelkalks im westlichen Beckenbereich abgelagert (Götz, 2002). Durch eine erneute Transgression im Oberen Muschelkalk kommt es zur Ablagerung von mächtigen Karbonat und Mergel Abfolgen (Feist-Burkhardt et al., 2008).

Keupersedimente sind in Hessen nur reliktsch in den Gräben der Niederhessischen Senke überliefert. Es handelt sich um Sand und Tonsteine mit Mächtigkeiten von maximal 70 m.

4.3.5.2 Modelleingangsdaten Muschelkalk und Keuper

Der Muschelkalk ist in Hessen zumeist Gräben und großen flachen Muldenstrukturen erhalten geblieben. Dort ist er nur kleinräumig von jüngeren Sedimenten überdeckt. Die ebenfalls tiefergeothermisch uninteressanten Einheiten des Keuper und des Jura wurden zur Vereinfachung der Modellierung dem Muschelkalk zugeschlagen. Aus diesem Grund ergibt sich die Raumlage dieser Einheit nahezu immer vom digitalen Höhenmodell. Die Verbreitung ist von der Geologischen Übersichtskarte abzuleiten. Unterhalb der Basalte im Vogelsberg ist Muschelkalk ebenfalls verbreitet (HLUG, 2007a; Ehrenberg & Hickethier, 1985). Die wenigen verfügbaren Daten aus dieser Quelle wurden zur Modellierung des Muschelkalks im Bereich unterhalb der tertiären Basalte des Vogelsbergs genutzt.

Obwohl der Muschelkalk und Keuper aufgrund seiner ausschließlich oberflächennahen Verbreitung in Hessen nicht relevant für die Tiefe Geothermie ist, wurde er dennoch der Vollständigkeit halber in das geologische Modell mit aufgenommen.

4.3.5.3 Geothermische Eigenschaften Muschelkalk

Die Gesteinsabfolgen des Muschelkalk und Keuper haben aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und Tiefenlage und ihrer regional stark begrenzten Verbreitung in Hessen keine Bedeutung für die Tiefe Geothermie und wurden daher nicht genauer untersucht. Geothermische Untersuchungen des Oberen und z.T. des Mittleren Muschelkalks finden sich in der Arbeit von Wicke (2009). Porositäten und Gesteinspermeabilitäten des Muschelkalk werden in der Arbeit von Götz & Lenhardt (2011) vorgestellt.

Die Wärmeleitfähigkeiten des Muschelkalk liegen nach Sass & Götz (2011) im Mittel bei ca. 2,5 W/(m·K) und die Gesteinspermeabilitäten sind mit Werten zwischen 10^{-14} bis 10^{-15} m² (Götz & Lenhardt (2011) als weitgehend wasserundurchlässig zu klassifizieren. Die Gebirgsdurchlässigkeiten des Oberen Muschelkalks im Untergrund des Oberrheingrabens liegen nach Stober & Jodocy (2009)

im Bereich von $2,4 \cdot 10^{-7}$ bis $1,6 \cdot 10^{-5}$ m/s und im Mittel bei $2,0 \cdot 10^{-6}$ m/s. Es ist jedoch davon auszugehen, dass im Hessischen Teil des Oberrheingraben kein Muschelkalk vorkommt.

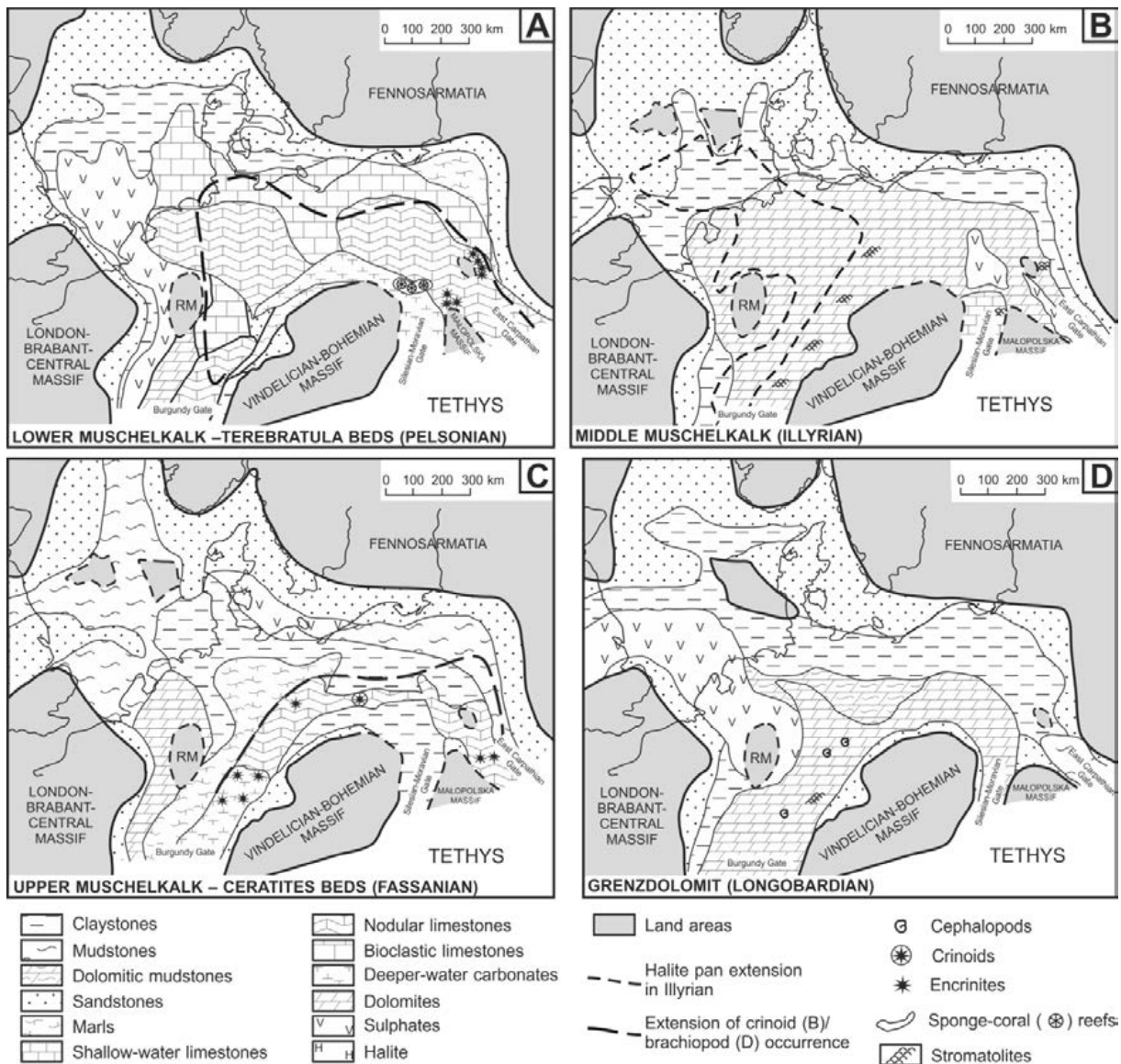


Abb. 84: Paläogeografische Fazieskarten des Muschelkalk (mittlere Trias) des Germanischen Beckens (aus Feist-Burkhardt et al. (2008); verändert).

4.3.6 Jura bis Kreide

Im Jura führte ein starker Meeresspiegelanstieg zu einer Transgression, die weit größere Bereiche mit Meerwasser bedeckte als zur Zeit des Muschelkalk (Walter & Dorn, 2007). Dabei wurden in Hessen Kalke und Tone abgelagert, die heute nur noch sehr vereinzelt in den Nordhessischen Gräben (z.B. Fritzlarer und Kasseler Gräben) erhalten sind. Im Mittleren Jura entwickelte sich die Alpine Tehys und der Atlantik begann sich zu bilden (Stampfli & Borel, 2002). Zur gleichen Zeit wird das Gebiet der Hessischen Senke großflächig gehoben, wobei NW-SE und NNE-SSW streichende Störungen reaktiviert werden (Meyer & Schmidt-Kaler, 1996). Aufgrund der Hebung an der Jura-Kreide Grenze ist Hessen vom Oberjura über die gesamte Kreide bis ins Paläozän überwiegend Landoberfläche und somit Abtragungsgebiet gewesen (siehe Abb. 85). So konnten großflächig die älteren jurassischen und triassischen Sedimente abgetragen werden.

Durch die gleichzeitig stattfindende Saxonische Tektonik (vgl. Meiburg, 1982; Möbius, 2004) und die damit verbundene Einsenkung der Niederhessischen Gräben konnten die Sedimente der Mittleren Trias und des Unteren Juras nur innerhalb dieser Gräben vor Erosion geschützt und somit bis heute erhalten bleiben.

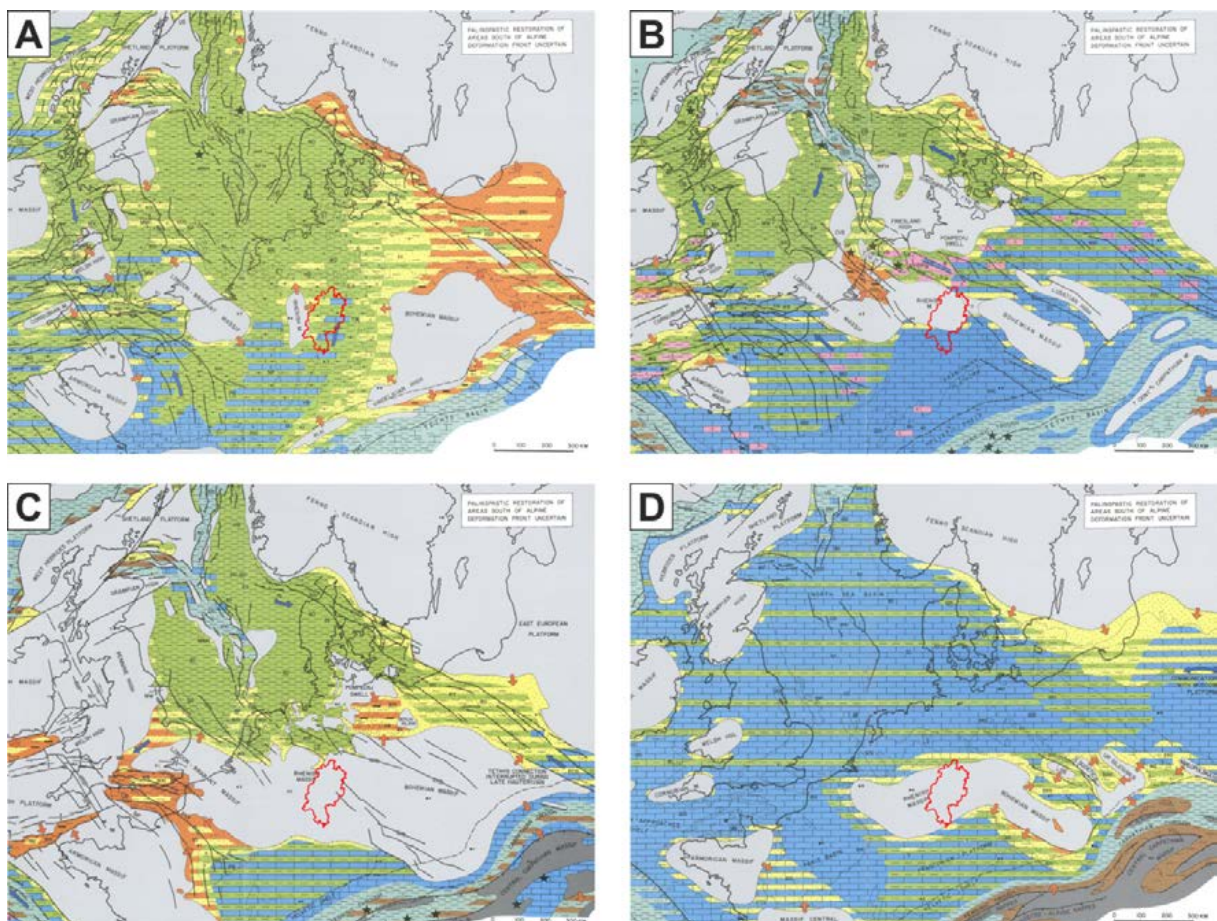


Abb. 85: Paläogeografische Karten von Unterjura bis Oberkreide (Ziegler, 1990), ergänzt mit der Hessischen Landesgrenze in rot. A: Unterjura (Sinemur bis Aalenium); B: Oberjura (Kimmeridge bis Tithonium); C: Unterkreide (Hauterivium bis Barremium); D: Oberkreide (Cenomanium bis Turonium).

4.3.7 Quartär und Tertiär

Beginnend in der Oberkreide bestimmte die alpidische Orogenese die geologische Entwicklung auch außerhalb des Alpenraums in Mitteleuropa. Durch die kompressive, teils transpressive Deformation wurden ehemalige Sedimentbecken herausgehoben (Inversion) und spätvariszische und mesozoische Störungssysteme wieder aktiviert (Walter & Dorn, 2007).

Vom Eozän an führt eine SE-NW orientierte tektonische Extension zur Bildung des Europäischen Grabensystems (Oberrheingrabens, Bresse- und Rhonegraben). Die Bildung des Grabens hält bis in das Pliozän an. Aufgrund dessen Bedeutung für die Geothermie in Hessen ist die Entwicklung des Oberrheingrabens in einem eigenen Kapitel (4.3.7.2) beschrieben. Während des Oligozäns gelangte die Nordsee über die Hessische Senke bis in den Oberrheingraben (Abb. 86). Mit den tektonischen Ereignissen im Bereich des Oberrheingrabens kam es seit dem Eozän zunächst im Süddeutschen Raum zu vulkanischer Aktivität (Kaiserstuhl, Hegau) (Walter & Dorn, 2007).

Die hessischen Vulkanite des Vogelsberg, des Knüll, der Rhön, des Westerwald und des Habichtswalds entstanden im späten Oligozän bis frühen Miozän (Jung, 1999; Sherwood, 1990).

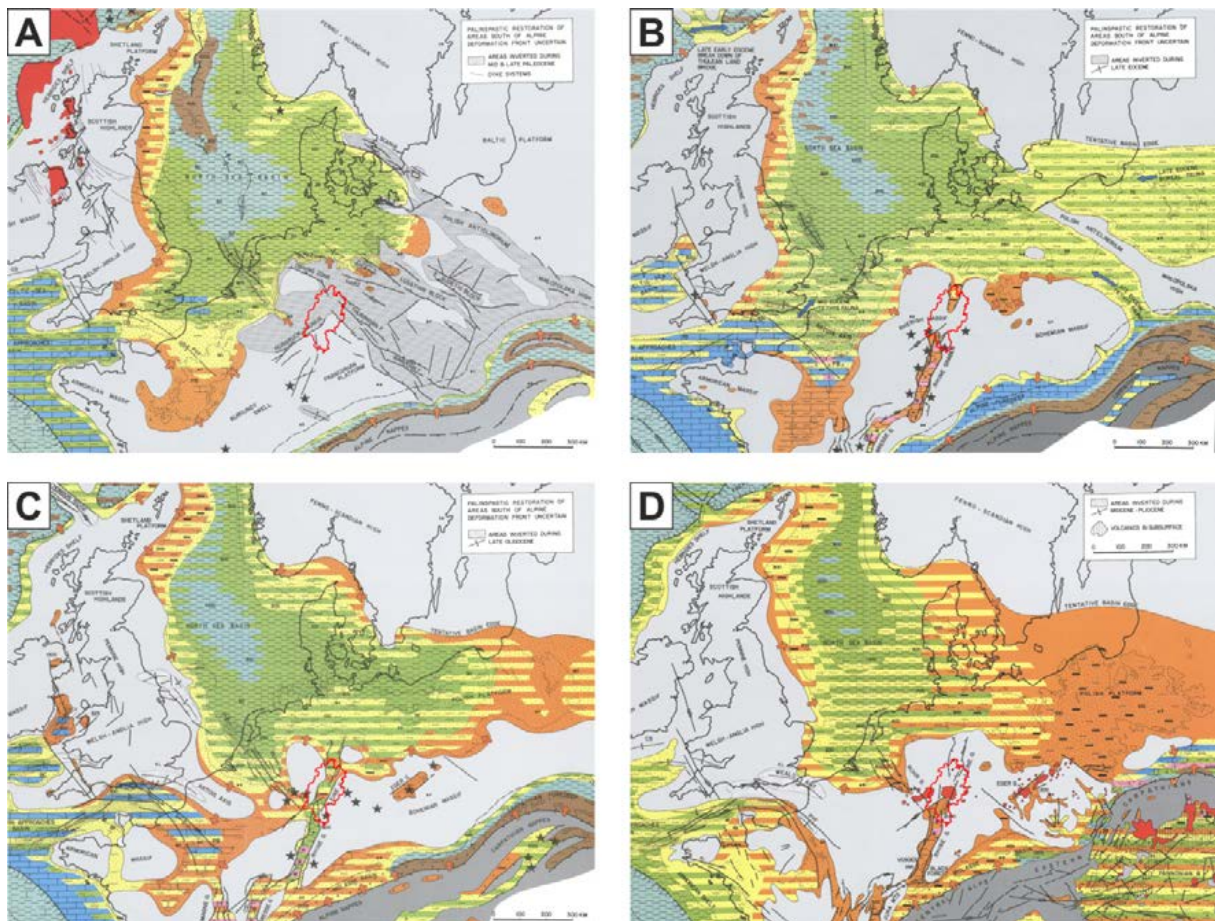


Abb. 86: Paläogeografische Karten des Tertiär (Ziegler, 1990), ergänzt mit der Hessischen Landesgrenze in rot. A: Paläozän; B: Eozän; C: Oligozän; D: Miozän bis Pliozän.

4.3.7.1 Modelleingangsdaten Quartär und Tertiär

Die Verbreitung des Quartärs und des Tertiärs wurde der Geologischen Übersichtskarte Hessen GÜK300 (HLUG, 2007a) entnommen. Diese wurden generalisiert, so wurden z.B. die Talalluvionen

innerhalb des Schiefergebirges entfernt und komplizierte Ausbissstrukturen vereinfacht. Die Höhe des Horizonts ergibt sich dann immer aus dem Höhenmodell.

4.3.7.2 Geologie des nördlichen Oberrheingrabens

Der Oberrheingraben bildet den zentralen Teil des europäischen känozoischen Grabenbruchsystems (European Cenozoic Rift System, ECRIS), das aus mehreren, miteinander verknüpften tektonischen Gräben besteht und sich vom Mittelmeer bis zur Nordsee erstreckt (vgl. Illies, 1970; Illies & Fuchs, 1974; Ziegler, 1992; Ziegler, 1994; Prodehl et al., 1992, 1995; Dèzes et al., 2004; McCann, 2008; Abb. 87). Der Oberrheingraben wird im Norden vom Rheinischen Schiefergebirge und dem Vogelsberg und im Süden vom Faltenjura begrenzt und streicht mit einer Länge von ca. 300 km und einer Breite von 30 bis 40 km in Richtung NNE-SSW. Die seit der Bildung des Oberrheingrabens stattgefundenene Horizontaldehnung summiert sich auf etwa 4 bis 7 km, während der vertikale Versatz zwischen den Grabenschultern und dem Grabeninneren über 4 km erreichen kann (Meier & Eisbacher, 1991).

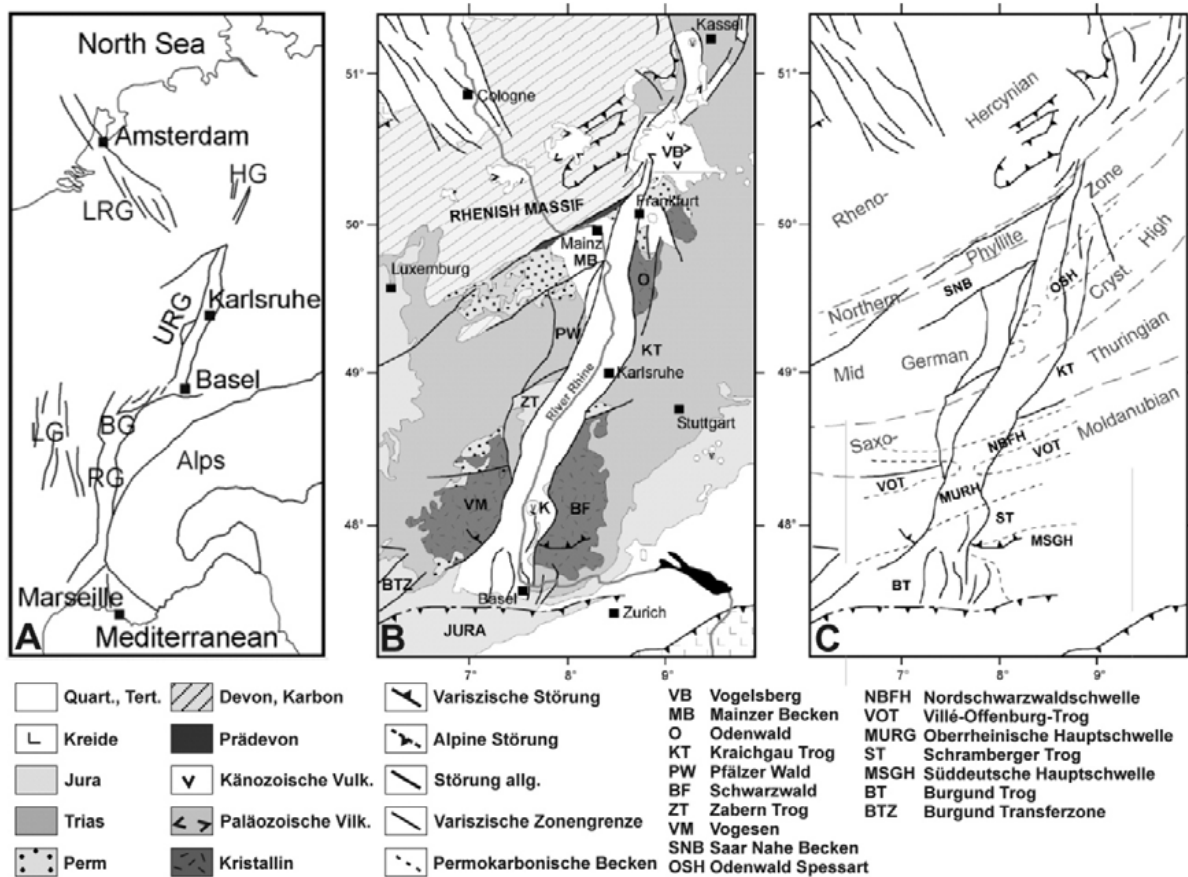


Abb. 87: A) Das europäische känozoische Grabenbruchsystem, verändert nach Ziegler (1992) und Peters (2007), (Bär, 2008) mit dem zentral gelegenen Oberrheingraben (URG), dem Limagne Graben (LG), dem Hessischen Grabensystem (HG), dem Bresse Graben (BG) und dem Rhône Graben (RG); B) Vereinfachte geologische Karte der Oberrheingrabenregion, verändert nach Lahner & Toloczyki (2004) und Peters (2007); C) Karte der variszischen Zonen (Rhenoherynikum, Nördliche Phyllitzzone, Mitteldeutsche Kristallinschwelle, Saxothuringikum und Moldanubikum) und der permokarbonen Schwellen und Tröge, verändert nach Boigk & Schöneich (1970), Franke (1989), Schumacher (2002) und Peters (2007).

Die Entstehung des Oberrheingrabens und der anderen Gräben des ECRIS ist auf passive Grabenbildung im Vorland der Alpenen Orogenese zurückzuführen. Die geodynamische Entwicklung des ECRIS wurde von Dèzes et al. (2004) publiziert. Die plattentektonischen Zusammenhänge und die Verformung des alpinen Vorlandes auf der Skala der Lithosphäre sind in den Arbeiten von Ziegler et al.

(1995), Cloetingh & Burov (1996), Cloetingh et al. (1999), Ziegler et al. (2002, 2004) und Ziegler & Dèzes (2005) dargestellt.

Die Grabenbildung des Oberrheingrabens setzte unter einem annähernd N-S ausgerichteten Spannungsfeld im Mittel- bis Obereozän durch E-W gerichtete Dehnungsbewegungen ein, die ungefähr zeitgleich mit einer Beschleunigung der nordwärts gerichteten Kompressionsbewegungen im Alpenen Orogen einhergingen (Villemin et al., 1986; Larroque & Laurent, 1988; Dèzes et al., 2004). In diese Zeitspanne fällt die Ablagerung der eozänen Basistone, die in nicht verbundenen, lokal begrenzten Becken in Tiefbohrungen im Oberrheingraben angetroffen wurden (Sittler & Sonne, 1971; Illies, 1977; Sissingh, 1998, 2003).

Die weitere Entwicklung des Oberrheingrabens lässt sich in zwei unterschiedliche tektonische Phasen gliedern. Während des Oligozäns wurden bereits bestehende variszische und permokarbone Bruchsysteme durch die E-W gerichteten Dehnungsbewegungen als Abschiebungen reaktiviert. Es kam zur Öffnung der Grabenstruktur und zu beckenweiter Sedimentation. Mit Beginn des Miozäns vollzog sich eine Umorientierung des Spannungsfeldes mit NW-SE-Ausrichtung der Hauptspannungsrichtung und daraus resultierenden Dehnungsbewegungen in NE-SW-Richtung, die bis heute besteht. Unter dem veränderten Spannungsfeld wurde das Oberrheingraben-System unter sinistralen Scherbewegungen reaktiviert und die Absenkungen verlagerten sich auf einzelne Depozentren im Grabeninernen (Illies, 1975; Schumacher, 2002; Michin et al., 2003; Dèzes et al., 2004). Im Untermiozän konzentrierte sich die Sedimentation auf den nördlichen Oberrheingraben, während der zentrale und der südliche Oberrheingraben Hebungsbewegungen und Erosionsvorgängen unterworfen war (Illies, 1974; Roll, 1979). Durch Verstärkung der Senkungsbewegungen seit dem Obermiozän findet die Ablagerung wieder im gesamten Oberrheingraben statt (Bartz, 1974).

Die Erforschung der Struktur und der sedimentären Füllung des Oberrheingrabens begann bereits im 19. Jahrhundert und fand einen Höhepunkt mit Beginn der Kohlenwasserstoffexploration in den 50er Jahren des letzten Jahrhunderts. In deren Zusammenhang wurden bis 1989 mehr als 440 Explorations- und 550 Förderbohrungen abgeteuft sowie ein dichtes Netz von 2D-Reflektionsseismikprofilen mit einer Gesamtlänge von mehr als 5000 km erstellt (Durst, 1991). Anhand dieser Untersuchungen wurden Aussagen über die Geologie vor der Grabenbildung, die Taphrogenese, den tektonischen Rahmen, die Lithologie, die Faziesbereiche, die Stratigrafie sowie über die paläogeografische Entwicklung, die Erstellung von Strukturkarten einzelner Schichthorizonte sowie die Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte ermöglicht, die u. a. in folgenden Arbeiten zusammengefasst sind: Andres & Schad, 1959; Straub, 1962; Sauer, 1964; Rothe & Sauer, 1967; Illies & Mueller, 1970; Illies & Fuchs, 1974; Pflug, 1982; Villemin et al., 1986; Villemin & Coletta, 1990; Sissingh, 1998; Gaupp & Nickel, 2001; Lampe, 2001; Schumacher, 2002; Dèzes et al., 2004; Behrmann et al., 2005. Während der Entwicklung des Oberrheingrabens kam es zur mehrfachen Umorientierung des Spannungsfeldes und damit einhergehenden Wechseln von Subsidenz- und Hebungsphasen und lokalen Verlagerungen der Depozentren (Abb. 88).

Die Öffnung des Oberrheingrabens begann im Mittel-Späteozän (Lutetium) mit der Ablagerung von terrestrischen Ton- und Siltsteinen lakustriner Fazies in lokal begrenzten Becken und war von einer Phase verstärkter vulkanischer Aktivität auf den Grabenschultern begleitet (Lippolt et al., 1974; Gaupp & Nickel, 2001). Im Späteozän (Priabonium) hatten sich zwei Depozentren im südlichen Oberrheingraben ausgebildet, das Mühlhausen- und Straßburg-Becken, deren Ausdehnung noch den Strukturen der permokarbonen Tröge folgt (Pflug, 1982; Schumacher, 2002).

Serie	Stufe	Alter (Ma)	Lithostrat. nördlicher ORG nach STD 2002	Lithostratigraphie nach Bär (2008)	Abk.	Kinematik und Spannungsfeld	Subsidenzphasen	
Holozän			Quartär	Quartär	Q		Dritte Haupt-subsidenz-phase	
Pliozän	GELASIUM	5	Jungtertiär II	Jungtertiär II	JT II	Sinsistrale Transtension		
	PIACENZIVM							
	ZANCLEUM							
MIOZÄN	MESSINIUM	10	Dinotheriensand	Jungtertiär II	JT II	Sinsistrale Transtension	Dritte Haupt-subsidenz-phase	
	TORTONIUM							
	SERRAVALLIUM	15	Jungtertiär II	Jungtertiär I	JT I	Reorientierung des Spannungsfeldes	Zweite Haupt-subsidenz-phase	
	LANGHIUM							
	BURDIGALIUM	20	Obere Hydrobien-Schichten	Obere Hydrobien-Schichten	ObHy	Reorientierung des Spannungsfeldes	Zweite Haupt-subsidenz-phase	
	AQUITANIUM		Untere Hydrobien-Schichten	Untere Hydrobien-Schichten	UnHy			
			Obere Cerithienschichten	Untere Hydrobien-Schichten	UnHy			
	OLIGOZÄN	CHATTIUM	25	Mittlere Cerithienschichten	Corbicula inflata-Schichten	CoIS	Reorientierung des Spannungsfeldes	Zweite Haupt-subsidenz-phase
				Untere Cerithienschichten	Cerithienschichten	CeS		
		RUPELIUM	30	Niederröders-Formation	Niederröders-Formation	BNS	Extension oder Transtension	Initiale Haupt-subsidenz-phase
Cyrenemergel				Cyrenemergel	CyM			
Meletta-Schichten				Meletta-Schichten	MeS			
Rupelton				Rupelton	RpT			
Obere Pechelbronn-Schichten				Obere Pechelbronn-Schichten	OPbG			
Mittlere Pechelbronn-Schichten				Mittlere Pechelbronn-Schichten	MPbG			
Untere Pechelbronn-Schichten				Untere Pechelbronn-Schichten	UPbG			
Eozäner Basiston				Eozäner Basiston	EoT			
E O Z Ä N	PRIABONIUM	35	Lymnaeenmergel	Lymnaeenmergel	Lymnaeenmergel	Eozäner Basiston	Eozäner Basiston	
	BARTONIUM							
	LUTETIUM	45	Bouxwiller-Formation	Bouxwiller-Formation	Bouxwiller-Formation	Eozäner Basiston	Eozäner Basiston	
			Messel-Formation	Siderolith-Schichten	Messel-Formation			
	YPRESIUM	50	Basiston	Basiston	Basiston	Eozäner Basiston	Eozäner Basiston	

Abb. 88: Lithostratigraphische Tabelle des Tertiärs und Quartärs des nördlichen Oberrheingraben (Bär, 2008), verändert nach STD (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002). Chronostratigraphie nach Bergren et al. (1995). Die bei Bär (2008) verwendete Lithostratigraphie richtet sich nach der Klassifikation der Ölindustrie. Kinematik und Spannungsfeld nach Illies (1975), Schumacher (2002), Michon et al. (2003) und Dèzes et al. (2004). Subsidenzphasen nach Sissingh (2003) und Derer (2003).

Im Unteroligozän (Rupelium) führte aufgrund von WNW-ESE ausgerichteten Dehnungsbewegungen eine erste Subsidenzphase zu einer marinen Transgression mit Sedimentation im gesamten Oberrheingraben und zu einer Verbindung zu dem marinen Norddeutschen Becken und dem Molassebecken im Süden (Meier & Eisbacher, 1991; Sissingh, 1998; Schumacher, 2002; Sissingh, 2003). Das Chattium ging mit einer Verringerung der Subsidenzbewegungen, der allmählichen Verlagerung des Depozentrums nach Norden und einer Verflachung des Ablagerungsmilieus von marinen bis zu terrestrischen Bedingungen einher.

Die Reorientierung des Spannungsfeldes im Untermiozän (Aquitän) führte zu einer zweiten Subsidenzphase mit endgültiger Verlagerung des Depozentrums in den nördlichen Oberrheingraben und zur Ablagerung mächtiger flachmariner Sedimente, während es ab dem Mittelmiozän zu Hebungsvorgängen und Erosion im südlichen Oberrheingraben kam (Illies, 1975; Illies, 1978; Teichmüller & Teichmüller, 1979; Villemin & Coletta, 1990; Schumacher, 2002). Ab dem Mittelmiozän bis zum

Quartär änderte sich die Kinematik des Oberrheingrabens durch die Umorientierung des Spannungsfeldes von Extension zu sinistraler Transtension. Infolgedessen kam es zu Subsidenz im Nord- und abgeschwächt auch im Südteil des Grabens, während der zentrale Teil Kompression und Hebung unterworfen war (Meier & Eisbacher, 1991).

Im nördlichen Oberrheingraben erreicht die känozoische Grabenfüllung Gesamtmächtigkeiten von mehr als 3300 m in einem sich von Heidelberg in NNW-Richtung bis nach Worms erstreckenden Depozentrum (DoebI & Olbrecht, 1974). Bis zu 2000 m dieser Ablagerungen werden allein dem Miozän und Pliozän zugeordnet. Im südlichen Graben erreicht die maximale Sedimentmächtigkeit in einem lokal stark begrenzten Depozentrum südlich des Kaiserstuhls bis zu 2500 m (DoebI, 1970). Diese Sedimente wurden überwiegend während des Eozäns und Oligozäns abgelagert, da dieser Abschnitt des Grabens ab dem Miozän Hebungstendenzen unterworfen war, die bis zu 1500 m erreichen konnten und mit Erosion, Nichtablagerung und Vulkanismus (Kaiserstuhl, Vogelsberg) einhergingen (Brun et al., 1992; Bogaard & Wörner, 2003).

Während des Quartärs kam es zur Verstärkung der Subsidenzbewegungen und grabenweiter Ablagerung fluviatiler und terrestrischer Sedimente mit stark variierenden Mächtigkeiten, die lokal bis zu 380 m erreichen (Bartz, 1974; Haimberger et al., 2005).

4.3.7.3 Geothermische Eigenschaften des Tertiär

Die Gesteinsabfolgen des Quartärs haben aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und Tiefenlage in Hessen keine Bedeutung für die Tiefe Geothermie und wurden daher nicht genauer untersucht.

Die Gesteinsabfolgen des Tertiärs liegen nur im Bereich des Oberrheingrabens in Tiefen, in denen Temperaturen zu erwarten sind, die für eine tiefengeothermische Nutzung interessant sind. Auch die sehr mächtigen Vulkanite des Vogelsbergs und die tertiären Sedimente in der Niederhessischen Senke liegen allen bisherigen Erkenntnissen nach zu flach, um eine tiefengeothermische Nutzung zur Heizwärmegewinnung zu ermöglichen. Von den tertiären Einheiten im nördlichen Oberrheingraben ist nur die Pechelbronn-Formation aufgrund ihrer Tiefenlage, Temperatur und Gesteinseigenschaften für eine tiefengeothermische Nutzung geeignet.

Bei der Betrachtung der Nutzbarkeit dieser Schichten für die Tiefe Geothermie ist zu beachten, dass der nördliche Oberrheingraben ein relativ schmaler Ablagerungsraum mit intensiver synsedimentärer Tektonik ist und ein damit einhergehender schneller lateraler Wechsel der Ablagerungsbedingungen vorliegt. Somit können die bei Bär (2008) aus der Literatur (s. o.) zusammengefassten Beschreibungen nur einen Überblick über die dominierende Fazies entlang der Beckenachse geben, während in den Randbereichen und internen Hochlagen erhebliche Fazieswechsel auftreten können. Auch aus den Mächtigkeitskarten der einzelnen Einheiten (Boigk, 1967, DoebI, 1967, Illies & Müller, 1970, Illies & Fuchs, 1974) lässt sich demnach nur die Gesamtmächtigkeit und nicht die Mächtigkeit der wasserführenden Schichten ableiten.

Die Pechelbronn-Formation ist flächenhaft im nördlichen Oberrheingraben verbreitet, überlagert in den meisten Fällen diskordant die permischen Sedimente und erreicht Mächtigkeiten von 110 bis 370 m (DoebI, 1967; Derer, 2003). Anhand der Lithostratigrafie, Biostratigrafie und Paläoökologie wird die Pechelbronn-Formation in die Unteren, Mittleren und Oberen Pechelbronner Schichten aufgeteilt (Schnaebele, 1948). Nach Derer (2003) kann diese Unterteilung zwar anhand der Bohrungen, jedoch nicht in den seismischen Profilen nachvollzogen werden. Nur die Oberkante der Pechelbronn-Formation bildet einen klaren Horizont in seismischen Profilen (DoebI, 1967, Derer, 2003). Die Unter-

schiede in Fazies und Mächtigkeit der Pechelbronn-Formation spiegeln deutlich die Geometrie des nördlichen Oberrheingrabens wider, mit terrestrischen, geringmächtigen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Transferzone und mächtigeren Ablagerungen fluviatiler bis lakustriner Fazies im nördlichen und südlichen Halbgraben.

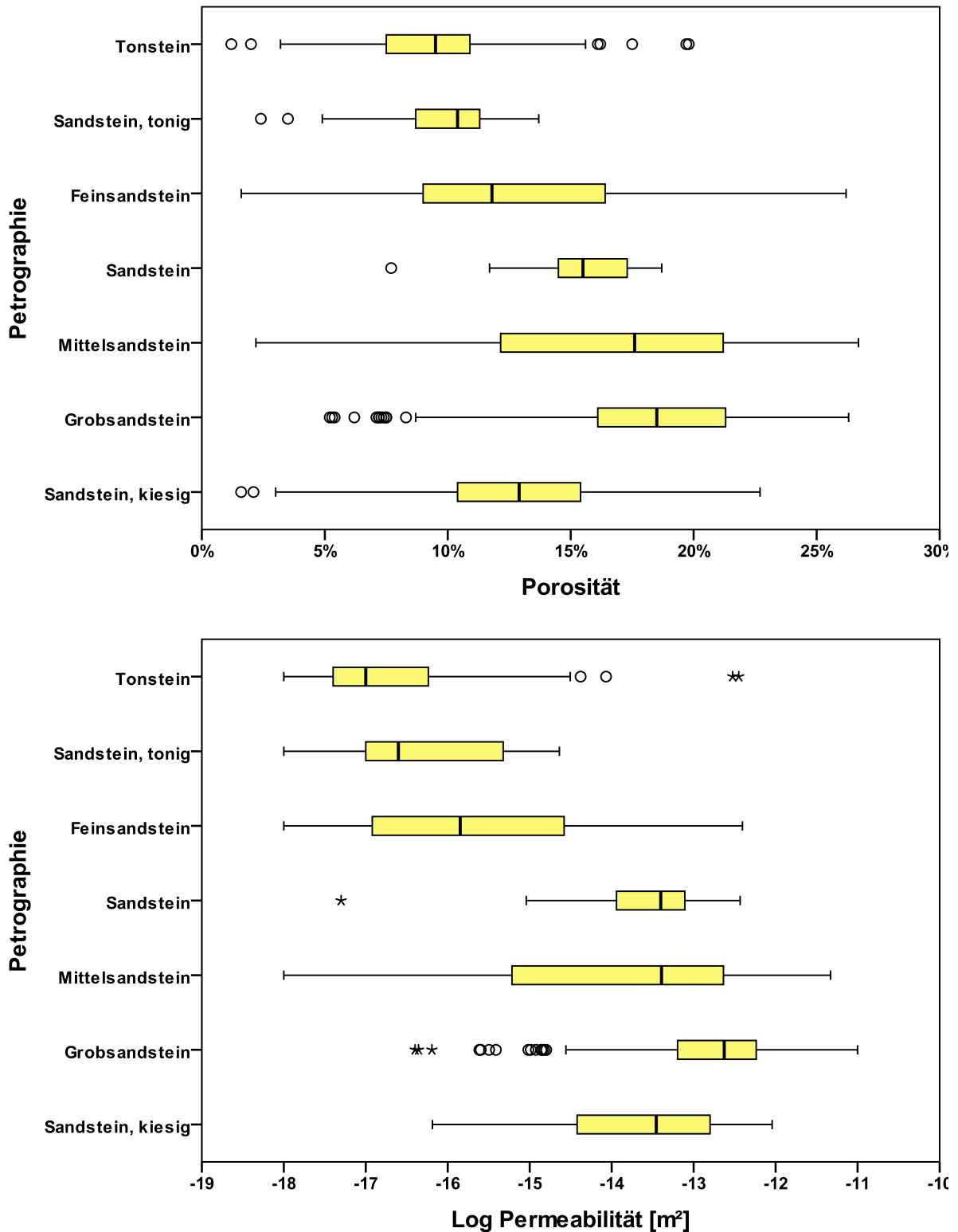


Abb. 89: Box-Whisker-Plots für die Porosität und Gesteinspermeabilität der Gesteine der Pechelbronn-Formation im nördlichen Oberrheingrabens aus der KW-Datenbank.

Die 50 bis 100 m mächtigen Unteren Pechelbronner Schichten sind über einer meist deutlich ausgebildeten Erosionsdiskordanz aus fluviatilen Grobkonglomeraten und Sandsteinen aufgebaut und wechsellagern zum Hangenden hin verstärkt mit lakustrinen und interfluvialen Silt- und Tonsteinen und vereinzelt Mergelsteinen (Boigk, 1967; Nickel, 1996; Gaupp & Nickel, 2001; Derer, 2003; Derer et al., 2003). Für die grobklastischen Einheiten der Unteren Pechelbronner Schichten werden von Plein (1992) für das Erdölfeld Eich Permeabilitäten von $6 \cdot 10^{-13}$ bis $1 \cdot 10^{-12}$ m² und Porositäten von 18 bis 20 % und von Boigk (1981) für das Erdölfeld Stockstadt Permeabilitäten von $1 \cdot 10^{-13}$ bis $8 \cdot 10^{-12}$ m² angegeben.

Die in der Regel nur geringmächtig ausgebildeten Mittleren Pechelbronner Schichten bildeten sich unter brackischen bis marinen Bedingungen eines von Süden transgredierenden Meeres und werden durch marine Tonsteine in den Depozentren und in der Randfazies durch progradierende feinkörnige Sandsteine der Küsten- bis Deltafazies mit Mächtigkeiten von 10 bis 50 m repräsentiert (Doebl, 1967; Plein, 1992; Gaupp & Nickel, 2001; Derer, 2003). Diese Schichten weisen in der Regel nur geringe Permeabilitäten auf und sind somit nicht für eine hydrothermale Nutzung geeignet.

In den Oberen Pechelbronner Schichten setzt die beginnende Hebung der Grabenschultern mit verstärktem Eintrag klastischer Sedimente ein und es kommt zur Ablagerung von fluviatilen Grobsandsteinen und Konglomeraten in den Randbereichen und Hochzonen, die sich mit den lakustrinen und brackischen Ton- und Siltsteinen der Beckenfazies verzahnen und deren Mächtigkeit zwischen 100 und 220 m beträgt (Plein, 1992; Gaupp & Nickel, 2001; Derer, 2003). Der obere Abschnitt dieser Einheit belegt mit lakustrinen/brackischen Ton und Mergelsteinen, in denen einzelne Sandsteine fluviatiler Rinnen eingelagert sind, eine von Norden kommende Transgression (Derer, 2003; Sissingh, 2003). Für die sandigen Einheiten der Oberen Pechelbronner Schichten werden Porositäten von ca. 20 % und Permeabilitäten von $1,5 \cdot 10^{-15}$ bis $6 \cdot 10^{-13}$ m² angegeben (Boigk, 1981; Plein, 1992).

Die in Abb. 89 dargestellten Porositäten und Permeabilitäten der einzelnen petrografischen Einheiten der Pechelbronn-Formation, die aus den Daten der KW-Datenbank stammen, bestätigen die Angaben von Boigk (1982) und Plein (1992) und zeigen, dass die mittel- bis grobklastischen Schichten (Sandsteine und Konglomerate) im Mittel Porositäten und Permeabilitäten aufweisen, die für eine hydrothermale Nutzung ausreichend hoch sind. Aufgrund der vergleichsweise geringen Mächtigkeit und unklaren lateralen Ausdehnung und Verbreitung dieser grobklastischen Sedimente lässt sich jedoch nicht mit Sicherheit aussagen, ob die hier zu erwartenden langfristigen Förderraten für eine hydrothermale Stromproduktion ausreichend sind. Eine detaillierte Potentialbetrachtung für die tertiären Sedimente erfolgte daher nicht.

Clauser & Villinger (1990) geben für die Wärmeleitfähigkeit der Pechelbronn-Formation einen Wertebereich von $2,2 \pm 0,8$ W/(m·K) an, der somit in einem Bereich liegt, der für wassergesättigte, schlecht konsolidierte grobklastische Sedimentgesteine zu erwarten ist.

4.4 3D Volumengrids

4.4.1 Erstellung

Die modellierten Horizonte bestehen aus triangulierten Punkten und sind entlang von Störungen geschnitten. Letztlich sind es aber zweidimensionale Objekte im 3D Raum. Da die Gesteinseigenschaften jedoch innerhalb des 3D Raums variieren, ist es nötig die Geologischen Körper auch durch 3D-Körper darzustellen. Dafür bietet GOCAD verschiedene Objekte. Das Stratigrafische Gitter (SGrid) und das Voxet sind die beiden Objekte, die für die Modellierung von Volumenkörpern in der Regel genutzt werden. Im Gegensatz zum Voxet können sich die Zellen des SGrid der modellierten Geometrie der Horizonte anpassen und entlang von Störungen geschnitten werden (Mallet, 2002). Aus diesem Grund wurde dieser Typ des 3D Gitters für das Projekt genutzt.

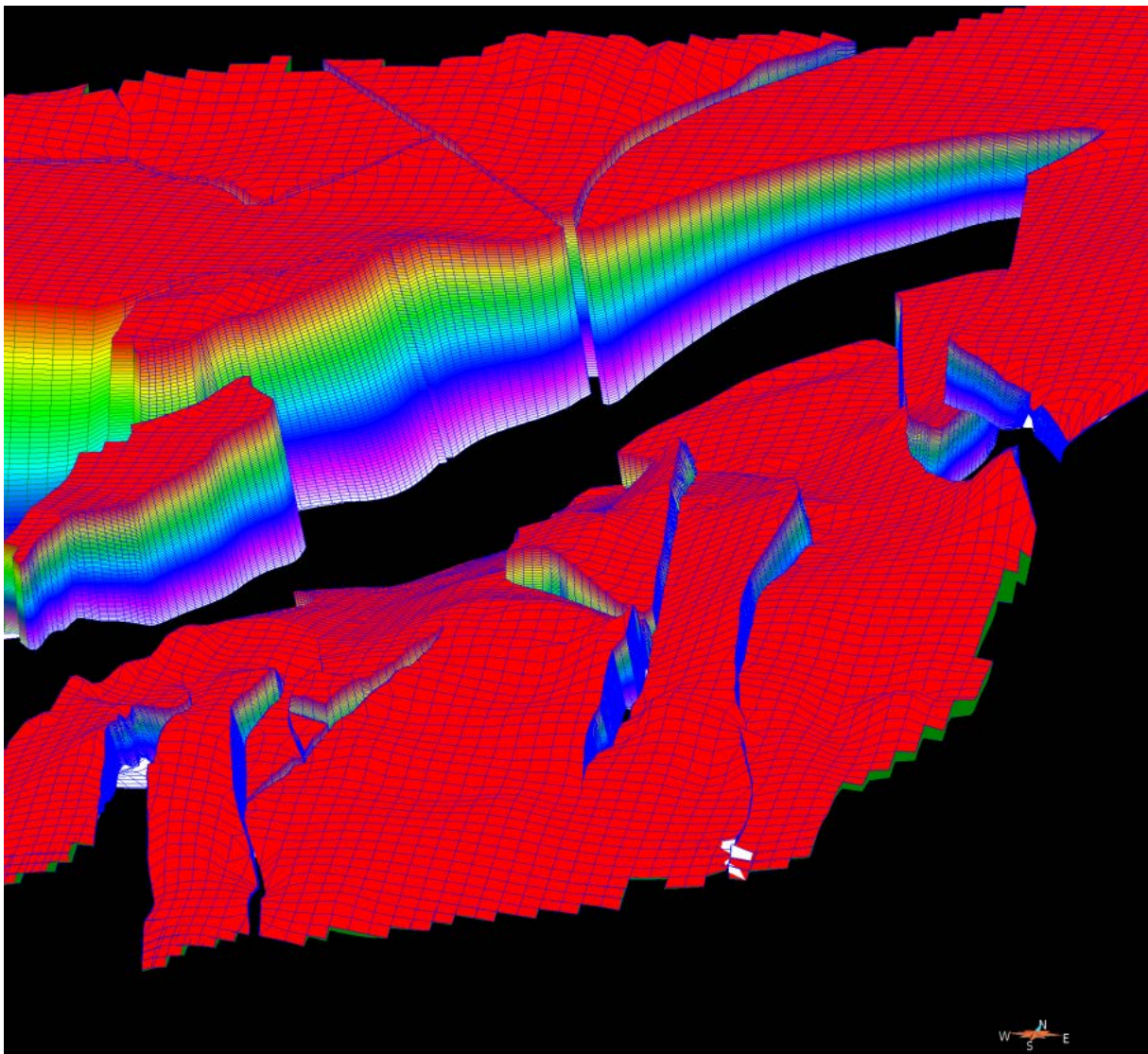


Abb. 90: Blick aus südlicher Richtung auf das Rotliegend Formationsgrid im Bereich des Oberrheingrabens (3-fache Überhöhung).

Aufgrund der Komplexität des geologischen Modells wurden die SGrids für jede der Modelleinheiten einzeln erstellt (Abb. 90). Formationen mit Temperaturen von weniger als 60 °C wurden als geothermisch nicht relevant beurteilt und nicht durch grid-basierte Objekte modelliert. Die Zellabmessungen der SGrids betragen etwa 500 auf 500 m in horizontaler Richtung und ca. 50 m in vertikaler Richtung.

Insgesamt besteht somit z.B. das Rotliegend Grid aus mehr als 23 Millionen Zellen (Abb. 90). Die Zellen wurden dann mit gesteinsphysikalischen und geologischen Kennwerten belegt (siehe Kapitel 4.4.2). Zusätzlich zu den Formationsgrids wurde ein Grid für das gesamte Modell erstellt (Abb. 91). Die Zellgrößen für das „Gesamt-Grid“ entsprechen denen der Formationsgrids. In das Gesamt-Grid wurden die Eigenschaften abgelegt, welche nicht ausschließlich auf bestimmte Formationen bezogen sind oder auf der Formationsgeometrie aufbauen, wie z.B. die Daten des rezenten Hauptspannungsfelds nach Heidbach et al. (2010), der Abstand zu den Modellstörungen sowie die Temperatur. Eine nähere Beschreibung welche Eigenschaften in den jeweiligen Grids zu finden sind, ist unten gegeben.

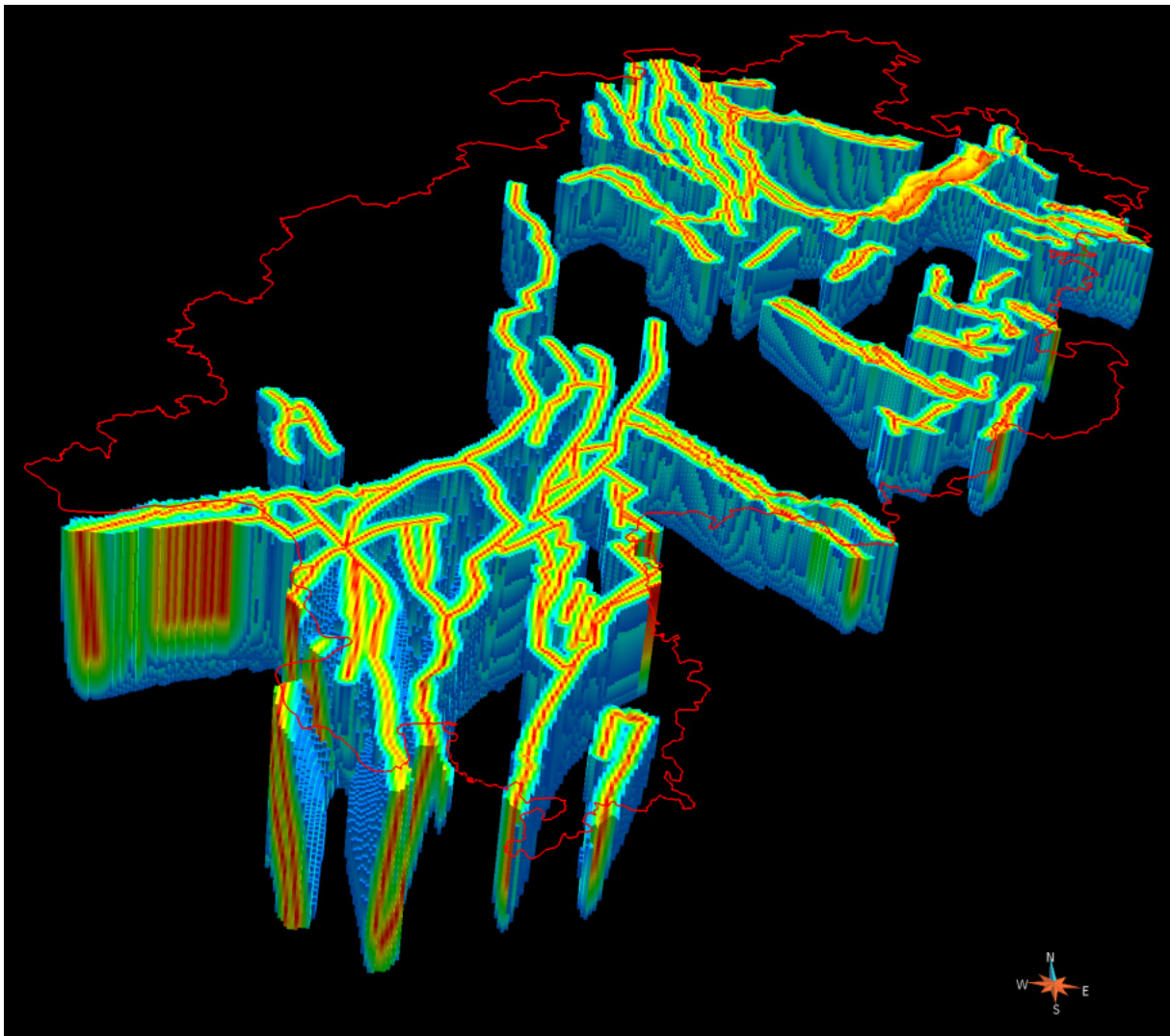


Abb. 91: Blick auf das Gesamtgrid. Dargestellt ist die Entfernung der Zellen von der jeweils nächsten Modellstörung (rot) bis zu einem maximalen Abstand von 2 km (blau). Die restlichen Zellen sind in der Abbildung nicht dargestellt.

4.4.2 Attributierung

Die zusammengetragenen und aufbereiteten thermophysikalischen und hydraulischen Kennwerte, das geologische Strukturmodell, die Kenntnis des Spannungsfeldes und der Untergrundtemperatur bilden die Basis für die Beurteilung des tiefeingeothermischen Potenzials von Hessen. Da sowohl die thermophysikalischen Gesteinseigenschaften als auch die Permeabilität von den *in-situ* Bedingungen der Reservoirgesteine abhängig sind, müssen die im Labor oder durch Auswertung von Felddaten ermittelten Kennwerte, die in Kapitel 4.3 vorgestellt wurden, bei der Attributierung der Zellen (S-

GRIDS) des 3D-Modells unter Berücksichtigung der Druck-, Temperatur und Tiefenabhängigkeit korrigiert werden.

Hierzu wurden die an trockenen Gesteinsproben bestimmten Wärmeleitfähigkeiten, Temperaturleitfähigkeiten und Wärmekapazitäten zunächst auf wassergesättigte Bedingungen umgerechnet (siehe unten). Anschließend wird die wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit auf Reservoirtemperatur und somit Tiefe angepasst. Für die Integration der Tiefenabhängigkeit der Gesteins- und Gebirgspermeabilität wurden, insofern ausreichend Daten vorlagen, eigene Gleichungen empirisch ermittelt oder Literaturdaten verwendet. Weiterhin wurde der permeabilitätserhöhende Einfluss von Störungszonen berücksichtigt.

Da die dreidimensionalen SGRIDs der einzelnen Modelleinheiten, für die gemäß ihrer Tiefenlage und Temperatur eine Ausweisung des tiefengeothermischen Potenzials erfolgen soll, nicht nach petrographischen Gesichtspunkten weiter untergliedert werden konnten, müssen bei der Attributierung für jede Einheit repräsentative Mittelwerte festgelegt werden. Für eine detaillierte standortbezogene Betrachtung im Rahmen der Erschließung konkreter Erlaubnisfelder/Projekte können hingegen für jede Formation die in Kapitel 4.3 vorgestellten petrografiespezifischen Kennwerte genutzt werden.

Die Attributierung der einzelnen SGrids (Buntsandstein, Rotliegend und Prä-Perm) erfolgte direkt in GOCAD über die Definition neuer Zelleigenschaften (*Propertyts*), die dann über automatisierte Skripte mit den ausgewählten Kennwerten belegt wurden. Neben der Zuweisung mittelwertbasierter Kennwerte wurden zusätzlich Minimal- und Maximalkennwerte, die auf den Mittelwerten unter Subtraktion oder Addition der Standardabweichung basieren, zugewiesen, um die für eine Modelleinheit mögliche Wertespanne abzubilden. Die dazu verwendeten Skripte für jedes Skript sind in Anhang E3 dokumentiert.

4.4.2.1 Thermo- und gesteinsphysikalische Kennwerte

Die an trockenen Gesteinsproben gemessenen thermophysikalischen Eigenschaften müssen, da im Reservoir von Wassersättigung auszugehen ist, zunächst auf wassergesättigte Bedingungen umgerechnet werden. Die Wärmeleitfähigkeit des wassergesättigten Gesteins kann nach dem theoretischen Modell von Lichtenecker, das auch von zahlreichen anderen Autoren vorgeschlagen wird (Clauser & Huenges, 1995, Pribnow & Sass, 1995, Williams et al., 1995, Schoen, 1996, Popov et al., 2003, Hartmann et al., 2005, etc.), aus der Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix und der bekannten Wärmeleitfähigkeit des porenfüllenden Fluids und der Porosität berechnet werden.

$$\lambda_{geo} = \lambda_{fluid}^{\phi} \cdot \lambda_{gestein}^{1-\phi}$$

λ_{geo} = Geometrisches Mittel der Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

λ_{fluid} = Wärmeleitfähigkeit des Porenfluids [W/(m·K)]

$\lambda_{gestein}$ = Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix [W/(m·K)]

ϕ = Porosität [-]

Die ofentrockene Wärmeleitfähigkeit des Gesteins stellt hierbei das geometrische Mittel der Wärmeleitfähigkeit der Porenluft und der Gesteinsmatrix dar, die durch Gleichungsumformung berechnet werden kann. Weitere Mischungsgesetz-basierte Ansätze zur Berechnung der Matrixwärmeleitfähigkeit von Gesteinen, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll, werden von Hartmann et al. (2005) diskutiert. Mit Hilfe der berechneten Matrixwärmeleitfähigkeit, der bekannten Porosität und

der Wärmeleitfähigkeit von Wasser kann dann für jede Gesteinsart und Modelleinheit die wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit berechnet werden. Entsprechend wird für die Berechnung der spezifischen Wärmekapazität unter wassergesättigten Bedingungen vorgegangen.

Aussagen über die Abhängigkeit der thermophysikalischen Eigenschaften verschiedener Gesteine von der Temperatur finden sich bei Somerton (1992), sind aber auch ausführlich von Vosteen & Schellschmidt (2003) beschrieben, die verschiedene Korrekturformeln vorstellen und mit eigenen Messungen vergleichen. Generell nimmt die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen mit steigender Temperatur ab und mit steigendem Druck zu (vgl. Clauser & Huenges, 1995). Die wesentlichen Effekte beruhen hierbei einerseits auf der Abnahme der Porosität mit der Tiefe sowie andererseits auf der steigenden Temperatur, die das Verhalten von Fluid und Matrix bestimmt (Clauser et al., 2002). Dabei ist bei Festgesteinen die temperaturabhängige Abnahme der dominierende Faktor. Die Wärmekapazität verhält sich entgegengesetzt, nimmt also mit steigender Temperatur zu. Da die Temperaturleitfähigkeit von der Wärmeleitfähigkeit, Dichte und Wärmekapazität abhängt, sinkt sie auch mit steigender Temperatur und steigt mit zunehmendem Druck. Nach Vosteen & Schellschmidt (2003) sinkt die Wärmeleitfähigkeit im Temperaturintervall von 1 bis 300 °C um 35±10 % während die Temperaturleitfähigkeit im selben Temperaturintervall um 48±6 % abnimmt, also stärker temperaturbeeinflusst ist. Ähnliche Größenordnungen werden auch von anderen Autoren (vgl. Somerton, 1992 oder Clauser et al., 2002) angegeben.

Da im Rahmen des Projektes keine eigenen Messungen der Wärmeleitfähigkeit Hessischer Gesteine unter Reservoirbedingungen durchgeführt werden konnten, muss auf bestehende Korrekturformeln aus der Literatur, von denen im folgenden die gängigsten vorgestellt werden, zurückgegriffen werden.

Im Bereich der Kohlenwasserstoffgeologie ist die Formel nach Somerton (1992) für Sedimentgesteine (gültig für unter Raumtemperatur gemessene Wärmeleitfähigkeiten von unter 9 W/(m·K) eine der am häufigsten verwendeten Gleichungen bei der Beckenmodellierung:

$$\lambda(T) = \lambda_{20} - 10^{-3} \cdot (T - 293) \cdot (\lambda_{20} - 1,38) \cdot \left[\lambda_{20} \left(1,8 \cdot 10^{-3} \cdot T \right)^{-0,25 \cdot \lambda_{20}} + 1,28 \right] \cdot \lambda_{20}^{-0,64}$$

λ_{20} = wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit bei 20 °C [W/(m·K)]

T = Temperatur [K]

Im Bereich grobskaliger Modellierungen der Oberen Erdkruste sowie bei der Tiefen Geothermie ist die Formel nach Zoth & Haenel (1988) weit verbreitet:

$$\lambda(T) = \frac{A}{(350 + T)} + B$$

A, B = Gesteinsabhängige Koeffizienten [-]

T = Temperatur [°C]

Bei dieser Formel werden ebenso wie bei der Formel nach Vosteen & Schellschmidt (2003) petrografiespezifische Koeffizienten (Tabelle 13) eingesetzt, um für jede übergeordnete Gesteinsart die unterschiedliche Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von der Temperatur berücksichtigen zu können:

$$\lambda_0 = 0,53 \cdot \lambda_{25} + \frac{1}{2} \sqrt{1,13 \cdot (\lambda_{25})^2 - 0,42 \cdot \lambda_{25}}$$

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{0,99 + T \cdot (a - b / \lambda_0)}$$

λ_0 = Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C [W/(m·K)]

λ_{25} = Wärmeleitfähigkeit bei 25 °C [W/(m·K)]

a, b = Gesteinsabhängige Koeffizienten [-]

T = Temperatur [°C]

Tabelle 13: Liste der Gesteinsabhängigen Koeffizienten A, B nach Zoth & Haenel (1988) und a, b und x, y, & z nach Vosteen & Schellschmidt (2003).

Gesteinsart		von T (°C)	bis T (°C)	A		B
1	Steinsalz	-20	40			2960
2	Kalksteine	0	500			1073
3	Metamorphe Gesteine	0	1200			705
4	Saure Gesteine	0	1400			807
5	Basische Gesteine	50	1100			474
6	Ultrabasische Gesteine	20	1400			1293
7	Gesteinsarten 2 bis 5	0	800			770
				a		b
	Mag. und met. Gesteine	0	300	0,003±0,0015		0,0042±0,0006
	Sedimentäre Gesteine	0	300	0,0034±0,0006		0,0039±0,0014
				x	y	z
	Magmatische Gesteine	0	300	4,619E-6	3,945E-3	1,46
	Metamorphe Gesteine	0	300	5,389E-6	4,648E-3	1,70
	Sedimentäre Gesteine	0	300	6,295E-6	4,99E-3	1,71

Da die Temperatur- oder Druckabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität oder der Temperaturleitfähigkeit in der Literatur weitaus weniger oft mathematisch beschrieben ist als die der Wärmeleitfähigkeit, wurden Formeln für die Temperaturabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität aus Vosteen & Schellschmidt (2003, Fig. 4) abgeleitet (Abb. 92):

$$c_p(T) = x \cdot (T)^3 - y \cdot (T)^2 + z \cdot (T) + c_{p(20)}$$

c_p = Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]

$c_{p(20)}$ = Spezifische Wärmekapazität bei 20 °C [J/(kg·K)]

x, y, z = Gesteinsabhängige Koeffizienten [-]

T = Temperatur [°C]

Eine ähnliche allgemeine Formel zur Berechnung der Temperaturabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität von Festgesteinen, die anhand eigener Messreihen an Gesteinen des westlichen Molassebeckens empirisch ermittelt wurde, wird von Clauser et al. (2002) vorgestellt:

$$c_p(T) = 0,75 + 4,63 \cdot 10^{-4} \cdot T - 1,45 \cdot 10^{-4} \cdot T^{-2}$$

c_p = Spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]

T = Temperatur [K]

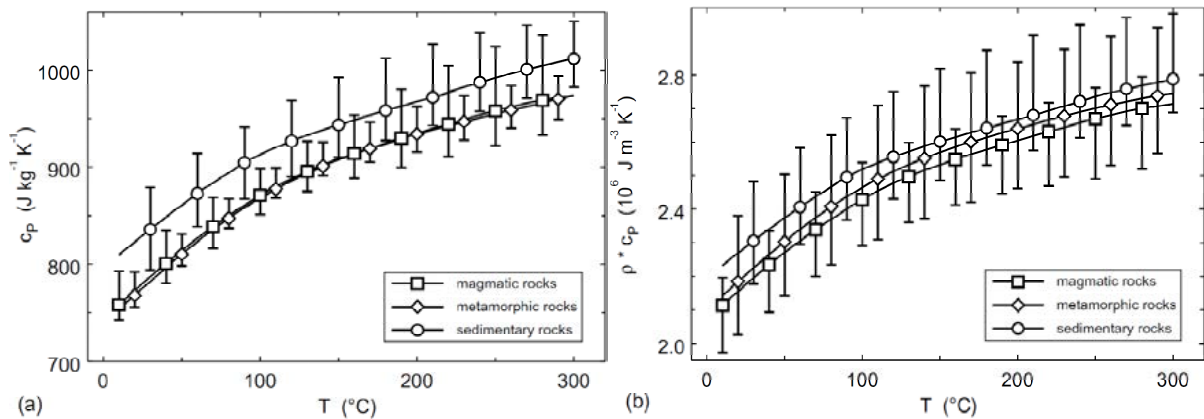


Abb. 92: Spezifische und volumetrische Wärmekapazität bei konstantem Druck in Abhängigkeit von der Temperatur für magmatische, metamorphe und sedimentäre Gesteine, aus (Vosteen & Schellschmidt, 2003).

Für die Attributierung der SGrids des Buntsandstein und des Rotliegend wurde, da es sich bei den Gesteinen dieser beiden Formationen um Sedimentgesteine handelt, die Formel zur Korrektur nach Somerton (1992) benutzt. In die Formel wurde jeweils die aus der mittleren Porosität und mittleren ofentrockenen Wärmeleitfähigkeit der dominierenden Gesteinsart (Sandstein) die wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit eingesetzt. Analog wurde bei der spezifischen Wärmekapazität vorgegangen.

Die Temperaturleitfähigkeit kann dann abschließend anhand der im Grid temperaturabhängig eingefügten Wärmeleitfähigkeiten, spezifischen Wärmekapazitäten und mittleren Dichte automatisiert für jede Zelle berechnet werden. Durch diese Vorgehensweise ist die Temperaturleitfähigkeit im Grid ebenso wie die anderen thermophysikalischen Parameter temperaturabhängig berücksichtigt.

4.4.2.2 Hydraulische Kennwerte

Die hydraulischen Eigenschaften (Porosität, Gesteinspermeabilität, Gebirgspermeabilität) wurden ebenso für jedes SGRID (Prä-Perm, Rotliegend und Buntsandstein) separat eingegeben. Hierbei konnten nicht für alle Kennwerte und/oder Einheiten Tiefenabhängigkeiten abgeleitet werden, so dass z.T. nur Mittelwerte eingegeben wurden. Dies ist bei allen Grids für die Porosität der Fall, da weder aus den eigenen Daten, noch aus der Literatur auf die anstehenden Gesteine übertragbare Porositäts-Tiefenbeziehungen ermittelt werden konnten. Das Athy-Gesetz (z.B. Allen & Allen, 1990) beschreibt zwar für sedimentäre Gesteine typischerweise eine exponentielle Abnahme der Porosität mit der Tiefe, jedoch ist die genaue Gleichung für jede Gesteinsart und jedes Sedimentbecken im Detail zu ermitteln, um verlässliche Werte zu erhalten. Weiterhin ist in der Regel eine ausführliche Beckenanalyse notwendig, um die Effekte aufeinanderfolgender Hebungs- und Absenkungsbewegungen, wie sie im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens anzunehmen sind, mit berücksichtigen zu können. Da für die potenziellen hydrothermalen Reservoirformationen Buntsandstein und Rotliegend Messungen der Porosität aus repräsentativen Tiefen vorliegen, wurde entschieden, anstatt der allgemeinen Porositäts-Tiefenbeziehung diskrete Werte für die Porosität einzusetzen. Für die Gesteine des Prä-Perm sind die Porositäten so gering, dass eine eventuelle Tiefenabhängigkeit keinen maßgeblichen Einfluss auf die anderen Gesteinseigenschaften mehr haben sollte.

Sowohl für die Gesteins- als auch die Gebirgspermeabilität ist außerdem stets zu bedenken, dass die durch die verwendeten Gleichungen für eine bestimmte Tiefe berechnete Permeabilität nur einen mittleren Wert repräsentiert, während die Permeabilitäten in der Realität um zwei bis vier Größenordnungen schwanken können. Somit kann die in einer Bohrung tatsächlich angetroffene Gebirgs-

permeabilität durchaus um bis zu zwei Größenordnungen größer oder kleiner sein als die im Modell angegebene Permeabilität.

Dies gilt insbesondere für geklüftete Grundwasserleiter, wie sie alle im Modell betrachteten Einheiten darstellen. Hier erfolgen sowohl Fluidbewegung als auch Speicherung auf dem vorhandenen Trennflächengefüge im Gestein. Die in der großen Tiefenlage in der Regel sehr geringe Matrixporosität trägt nur minimal zur Fluidspeicherung bei. Das Trennflächengefüge umfasst alle Skalenbereiche und ist sowohl in Form von Frakturen im submikroskopischen Bereich als auch in Form von Störungssystemen mit Größenordnungen von mehreren Kilometern Länge zu beobachten. Der Vernetzungsgrad des Trennflächengefüges und die Orientierung zum *in situ* Spannungsfeld stellen die für die Permeabilität des Kluftrervoirs entscheidenden Parameter dar.

Da das Grid für den Buntsandstein im nördlichen Oberrheingraben eine relativ einheitliche Tiefenlage aufweist, kann analog zur Vorgehensweise bei der Porosität für das gesamte Grid je ein einheitlicher Wert für die Gesteins- und Gebirgspermeabilität angesetzt werden. Wie in Kapitel 4.3.4.3 beschrieben, sind die von Stober & Jodocy (2009) und Jodocy & Stober (2011) aus Kernuntersuchungen und hydraulischen Testdaten der KW-Bohrungen im mittleren und südlichen Oberrheingraben bestimmten Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten repräsentativer als die eigenen oberflächennah ermittelten Kennwerte. Für die Gebirgspermeabilität wurden der Median sowie das erste und dritte Quartil der in Abb. 83 dargestellten Gebirgspermeabilitäten nach Stober & Jodocy (2009) zur Attributierung des Grids verwendet. Für die Gesteinspermeabilitäten und Porositäten wurden äquivalent die an Kernproben ermittelten Werte nach Jodocy & Stober (2011) eingesetzt.

Zur Attributierung des Rotliegend-Grids lag, wie in Kapitel 4.3.2.4 beschrieben, eine ausreichende Anzahl eigener Daten aus oberflächennahen als auch tiefen Proben der Permeabilität, Porosität und Gebirgspermeabilität vor, um Permeabilitäts-Tiefenbeziehungen ableiten zu können (Abb. 76 bis Abb. 79). Da eine Tiefenabhängigkeit für die Porosität zwar erkennbar, jedoch deutlich schlechter belegt ist, wurde zur Attributierung des Grids eine mittlere Porosität von 6,9 % genutzt, die als Mittelwert aus den in der KW-Datenbank hinterlegten Messwerten abgeleitet wurde. Als Minimum und Maximum wurden hier 3,5. bzw. 10,3 % angesetzt (siehe auch Anhang E3).

Für die Zuweisung der Gesteins- und Gebirgspermeabilitäten des Rotliegend wurden die folgenden Formeln verwendet.

Gesteinspermeabilität Rotliegend

Mittel:

$$\text{Log}(K_m) = -0,8 \cdot \ln(z) - 10,4$$

Minimum: $\text{Log}(K_{m \text{ Minimum}}) = -0,7 \cdot \ln(z) - 12,1$

Maximum: $\text{Log}(K_{m \text{ Maximum}}) = -0,85 \cdot \ln(z) - 9,5$

K_m = Gesteinspermeabilität [m²]

z = Tiefe [m] u GOK

Gebirgspermeabilität Rotliegend

Mittel:

$$\text{Log}(K_G) = -0,92 \cdot \ln(z) - 8,15$$

Minimum: $\text{Log}(K_{G \text{ Minimum}}) = -0,75 \cdot \ln(z) - 10,05$

Minimum: $\text{Log}(K_{G \text{ Maximum}}) = -1,055 \cdot \ln(z) - 6,7$

K_G = Gebirgspermeabilität [m²]

z = Tiefe [m] u GOK

Da wie in den Kapiteln 4.3.1.4 und 4.3.1.5 beschrieben, weder für die Gesteine des kristallinen noch des metamorphen Grundgebirges ausreichend hydraulische Testdaten für die Ermittlung einer repräsentativen Gebirgspermeabilität in größeren Tiefen, geschweige denn einer Permeabilitäts-Tiefenbeziehung vorlagen, wurde entschieden, die von Stober & Bucher (2007) für den Schwarzwald ermittelte mathematische Beziehung zu nutzen.

Gebirgspermeabilität kristallines Grundgebirge:

$$\text{Log}(K_G) = -1,38 \cdot \log(z) - 16,4$$

K_G = Gebirgspermeabilität [m²]

z = Tiefe [km] u GOK

Um bei der Zuweisung der tiefenabhängigen Gebirgspermeabilität des Grundgebirges die verschiedenen Gesteinstypen nicht zu vernachlässigen, wurde die Grundformel nach Stober & Bucher (2007) jeweils minimal angepasst. Dies erfolgte ausschließlich über die Anpassung des Achsenabschnitts der Gleichung um $\pm 0,5$, so dass sich zwar die Permeabilitäts-Tiefenkurve im Diagramm zu höheren oder niedrigen Permeabilitäten verschiebt, die Steigung jedoch gleich bleibt. Diese Vorgehensweise wurde gewählt, da es ohne ausreichende Datengrundlage nicht möglich ist, eine detaillierte Anpassung der Gleichung vorzunehmen. Als Gesteinspermeabilität wurden die Mittelwerte der logarithmierten Messwerte herangezogen.

4.4.2.3 Berücksichtigung des Störungssystems

Zusätzlich zur Eingabe einer mittleren tiefenabhängigen Gebirgspermeabilität für jedes Formationsgrid ist aus den in Kapitel 4.4.1.3 und 4.4.1.4 beschriebenen Gründen der Einfluss größerer Störungssysteme auf die Gebirgspermeabilität in das Modell zu implementieren. Hierbei ist streng genommen die Ausrichtung der Störungen zur horizontalen Hauptspannungsrichtung, das tektonische Regime und vor allem das je nach Gesteinsart unterschiedliche Bruchverhalten zu berücksichtigen. So weisen plutonische Gesteine z.B. ein anderes Bruchverhalten als Quarzite, Grauwacken, Metabasalte oder Gneise auf. Bei Tonsteinen, Phylliten und Schiefen können sich Klüfte sogar selbständig wieder schließen, so dass nicht mit einer Erhöhung der Gebirgspermeabilität durch Störungszonen zu rechnen wäre. Je nach tektonischer Beanspruchung und Gesteinsart kann das Gestein einzelne oder viele, weit oder wenig geöffnete Klüfte aufweisen. Weiterhin sehr unterschiedlich kann die Breite einer störungsbegleitenden Zerrüttungszone erhöhter Klüftdichte parallel zur Störungzone sein. Störungszonen können einerseits sehr diskret ausgebildet sein, so dass wenige Zehner Meter senkrecht zur Störung keine erhöhte Klüftigkeit zu beobachten ist, andererseits aber auch durch bis

zu mehrere Hundert Meter breite Zerrüttungszonen begleitet sein. Die Breite solcher Zerrüttungszonen ist vom vertikalen und horizontalen Versatzbetrag an der Störung, dem Einfallen, der Geometrie sowie der lateralen Ausdehnung der Störungszone sowie der Lithologie des Nebengesteins abhängig (Biehler, 1995). In dieser Zone weist das Gestein eine erhöhte Durchlässigkeit auf, die mit zunehmender Entfernung von der Störungsfläche abnimmt. (Bauer et al., 2010). Zusätzlich können Klüfte durch Ausfällungen aus mineralisiertem Grundwasser ganz oder teilweise verfüllt werden.

Die störungsbegleitenden Zerrüttungszonen höchster Permeabilität stellen die Haupttransportwege für die Reservoirfluide dar und sind somit das Zielgebiet tiefergeothermischer Erschließung. Dies gilt sowohl für sedimentäre hydrothermale Kluftgrundwasserleiter mit ausreichend hoher Gebirgspermeabilität als auch für das geklüftete petrothermale Grundgebirge, wo das Kluftsystem aufgrund des zu hohen Überlagerungsdruckes und eventueller Mineralneubildung geschlossen und evtl verheilt und somit undurchlässig ist. Entscheidend für die Höhe der Förderrate ist die Anbindung der Zerrüttungszone an das großflächige Kluftnetzwerk im Reservoirgestein. Besonders positive Effekte auf die Gebirgspermeabilität sind bevorzugt an Störungen zu erwarten, an denen rezente Bewegungen auftreten, die sich dehnend und/oder mit einer Seitenverschiebungskomponente vollziehen (Extension, Transtension, Blattverschiebungsesregime)(Bauer et al., 2010). Aktive Extensionszonen haben den Vorteil, dass sie chemischen Fällungsprozessen durch andauernde Bewegungen mechanisch entgegenwirken, indem fortwährend neue Brüche entstehen oder bereits mit Mineralausfällungen zugesetzte Brüche wieder aufbrechen und dadurch die Wasserwegsamkeiten erhalten bleiben können (Bauer et al., 2010). Solche Zonen erhöhter Klüftigkeit können während der Erkundung durch seismische Explorationen identifiziert werden, da hier die Ausbreitungsgeschwindigkeit der S-Wellen gegenüber dem ungestörten Bereich reduziert ist.

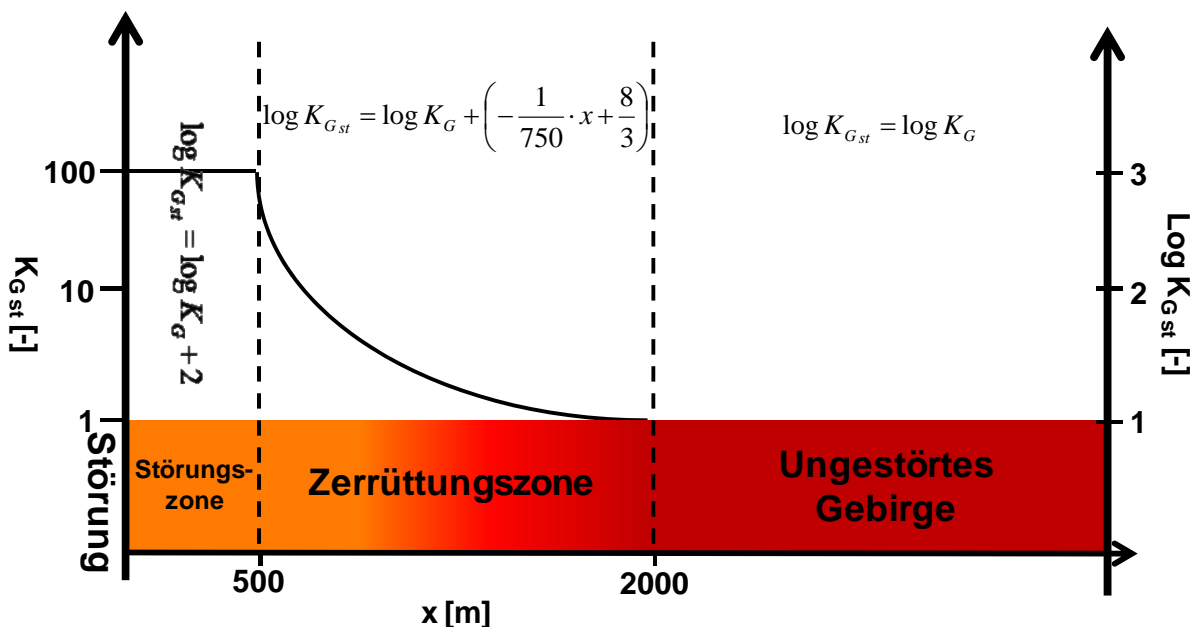


Abb. 93: Modellvorstellung zu den permeabilitätserhöhenden Einflüssen einer Störungszone. x entspricht dem Abstand von der Störungszone in Metern, K_{Gst} entspricht der störungsbedingt erhöhten Gebirgspermeabilität.

Im Detail muss eine Betrachtung dieser Thematik sehr differenziert erfolgen, um eine erfolgversprechende geothermische Nutzung zu ermöglichen. Bei dem im Rahmen des Hessen3D Projektes gewählten großmaßstäblichem Ansatz müssen hingegen starke Generalisierungen vorgenommen wer-

den, um diese Effekte berücksichtigen zu können. Dazu wurde die folgende in Abb. 93 dargestellte Modellvorstellung entwickelt.

Zunächst kann aufgrund der Modellauflösung weder die petrografiespezifische störungsbedingte Erhöhung der Gebirgspermeabilität differenziert werden, noch können für jedes Gestein und jede Störungsart unterschiedliche Breiten der störungsbegleitenden Zerrüttungszonen ausgewiesen werden. Zur Festlegung einer generellen Breite der Zerrüttungszone sowie der Erhöhung der Gebirgspermeabilität wurden Erfahrungswerte eigener Auswertungen sowie aus der Literatur herangezogen. Neben den eigenen Beobachtungen bei der differenzierten Auswertung der hydraulischen Testdaten von Wassergewinnungsbohrungen im Rotliegend (Kapitel 4.3.2.4) wird auch von anderen Autoren (u.a. Bruhn, 1992; Schraft, 2005; Stober & Bucher, 2007, Stober & Jodocy, 2009) angegeben, dass die Gebirgspermeabilität in der unmittelbaren Störungszone meist um ca. 2 Größenordnungen über der des geklüfteten Nebengesteins liegt. Aufgrund der horizontalen Zellgröße von 500 mal 500 m kann dies im Modell nur abgebildet werden, indem die Gebirgspermeabilität der unmittelbar an Störungen grenzenden Zellen um 2 Größenordnungen erhöht wird. Für die Zerrüttungszone, in der die Permeabilitätserhöhung mit zunehmender Entfernung von der Störungsfläche kontinuierlich abnimmt, was durch die in Abb. 93 angegebene Formel ausgedrückt werden kann, wurde eine maximale Entfernung von 2 km gewählt. Bei größerer Entfernung entspricht die Gebirgspermeabilität demnach der ungestörten Gebirgspermeabilität. Eine Permeabilitätserhöhung findet also nur für die in Abb. 91 und Abb. 93 dargestellten Bereiche statt. Für jedes Modellgrid wurden diese durch Formeln beschriebenen Erhöhungen bei der Attributierung berücksichtigt (siehe Anhang E3). Abschließend wurde für das Buntsandstein- und das Rotliegend-SGRID die Transmissibilität aus Gesamtmächtigkeit und störungsbedingt erhöhter Gebirgspermeabilität berechnet. Für das SGRID PräPerm wurde nicht die Gesamtmächtigkeit, sondern eine repräsentative erschlossene Mächtigkeit von 500 m zur Berechnung der Transmissibilität angesetzt.

Nicht berücksichtigt ist die in Kapitel 4.1.2 beschriebene Möglichkeit, die Ausrichtung der Störungen zur rezenten Hauptspannungsrichtung bei der Abschätzung der Permeabilitätserhöhung miteinzubeziehen (Abb. 95). Da ein Zusammenhang zwischen der Durchlässigkeit einer Störung in Abhängigkeit von ihrer Ausrichtung zum Spannungsfeld aufgrund möglicher kleinskaliger Spannungsfeldänderungen, die in dem generalisierten Spannungsfeld nicht abgebildet sind, und der Modellauflösung mit zu vielen Unsicherheiten belegt ist, wurde entschieden, diesen Zusammenhang nicht bei der generellen Permeabilitätserhöhung entlang von Störungszonen zu berücksichtigen. Dieser Zusammenhang ist in höherauflösenden Detailstudien zu klären.

4.4.2.4 Temperatur

Die Attributierung des gesamthessischen SGrids mit der Temperatur ist detailliert im Kapitel 4.2 Temperaturmodell beschrieben. Aus diesem Gesamtgrid wurde die Temperatur in °C und K in alle Formationsgrids übertragen.

4.4.2.5 Spannungsfeld in Hessen

Das heutige Spannungsfeld Hessens und des Oberrheingrabens als Gebiet erhöhten geothermischen Potenzials wurde bereits in zahlreichen seismologischen Studien, bei denen mit Hilfe von Herdflächenlösungen rezenter Erdbeben versucht wurde, die Spannungstensoren abzuleiten, untersucht (Ahorner et al. 1983, Larroque et al. 1987, Delouis et al. 1993, Plenefisch & Bonjer, 1997, Hinzen

2003). Diese Studien zeigen regionale Variationen des Spannungsfeldes auf. So ist z.B. das Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens überwiegend durch ein extensionales Regime mit sinistraler Blattverschiebungskomponente gekennzeichnet (Delouis et al. 1993, Plenefisch & Bonjer 1997, Hinzen 2003). Eine kinematische Analyse von Bewegungsanzeigern an Störungsflächen in Aufschlüssen in den Grabenschultern in unmittelbarer Nähe zu den Haupttrandstörungen weist überwiegend auf Blattverschiebungsbewegungen und nur untergeordnet auf schräge bis reine Abschiebungen hin (Lopes Cardozo & Behrmann 2006). Dies wird als Indikator für sinistrale Transtension im Oberrheingraben interpretiert (Peters 2007).

Weitere Daten über das heutige Spannungsfeld liefern umfangreiche Untersuchungen an den Bohrungen des geothermischen Forschungsprojektes in Soultz-sous-Forêts, das an der westlichen Grabenschulter des mittleren Oberrheingrabens gelegen ist. Die Bohrungen erreichen hier Teufen von 3 bis 5 km und beinhalten Daten über die Orientierung der Hauptspannungsrichtungen, die Größe der Spannungen und die rheologischen Gesteinsparameter (Cornet et al. 2007). Das Spannungsfeld in Soultz-sous-Forêts wurde überwiegend anhand der Auswertung der Spannungsmessungen bei hydraulischen Stimulationsmaßnahmen bis in 3,5 km Tiefe abgeleitet und zeigt für die oberen 3 km ein extensionales Regime und ein Blattverschiebungsregime in größerer Tiefe (Rummel & Baumgärtner 1991, Klee & Rummel 1999). Die hier abgeleiteten Spannungsverhältnisse decken sich gut mit den Ergebnissen der Auswertung der Herdmechanismen von Erdbeben im Oberrheingraben und lassen auf ein Spannungsfeld im Übergang von Extension zur Blattverschiebung schließen (Peters 2007). Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass das Spannungsfeld, das aus Herdmechanismen abgeleitet wurde, nicht nach Tiefe aufgelöst werden kann (Peters 2007). Somit ist festzuhalten, dass alle verfügbaren Untersuchungen über das Spannungsfeld des Oberrheingrabens und die angrenzenden Grabenschultern auf ein Spannungsfeld im Übergang zwischen Extension und sinistraler Blattverschiebung hinweisen (Peters 2007). Auf einer größeren Skala zeigt sich, dass unter dem heutigen Spannungsfeld die NNE-SSW bis N-S streichende Grabenstruktur sinistraler Transtension bis Extension ausgesetzt ist (Peters 2007). Untersuchungen von Illies (1975), Schumacher (2002), Michon et al. (2003) und Dèzes et al (2004) weisen darauf hin, dass das heutige Spannungsfeld seit Beginn des Miozäns stabil ist und keine Änderungen aufweist.

Wie die Daten der World Stress Map (WSM, Heidbach et al. 2010) zeigen, ist die horizontale Hauptspannung S_H im Bereich des Oberrheingrabens relativ gleichmäßig NW-SE ausgerichtet und schwenkt nur in Nordwesthessen in WNW-ESE Richtung um. Die WSM ist eine Datenbank, in der Spannungsfeldorientierungen und die Größe der Spannungen abgelegt sind, die anhand der Auswertung von Erdbeben-Herdmechanismen, Bohrlochwandausbrüchen, durch Bohrungen entstandener Rissysteme, in-situ Spannungsmessungen wie hydraulischen Stimulationsmaßnahmen, Überbohren (overcoring) und Bohrlochschlitzungen (borehole slotter) sowie mit geologischen Untersuchungen von Störungsbewegungen und der Ausrichtung vulkanischer Schlote gewonnen wurden. In-situ Spannungsmessungen in Soultz-sous-Forêts zeigten im Mittel eine NNW-SSE Orientierung von S_H an, wobei in mehreren Bohrungen eine Rotation der Orientierung von S_H mit zunehmender Tiefe von NW-SE nach NNW-SSE beobachtet wurde (Cornet et al. 2007, Peters 2007). Diese Rotation des Spannungsfeldes im Uhrzeigersinn mit zunehmender Tiefe wurde auch für die kontinentale Tiefbohrung, die an der westlichen Flanke des Böhmisches Massivs abgeteuft wurde sowie für die Geothermiebohrungen in Bad Urach beobachtet (Heinemann et al. 1992, Tenzer et al. 1992). Der Grund für diese Abweichung der Orientierung der horizontalen Hauptspannungsrichtung S_H in Tiefen von mehr als 3 km von der allgemeinen Orientierung der Hauptspannungsrichtung Mitteleuropas ist noch nicht geklärt (Cornet et al. 2007). Hier stellt sich die Frage, ob es sich tatsächlich um eine Rota-

tion des rezenten Spannungsfeldes handelt oder lediglich um eine Abbildung anderer (älterer) Spannungszustände in tieferen Stockwerken.

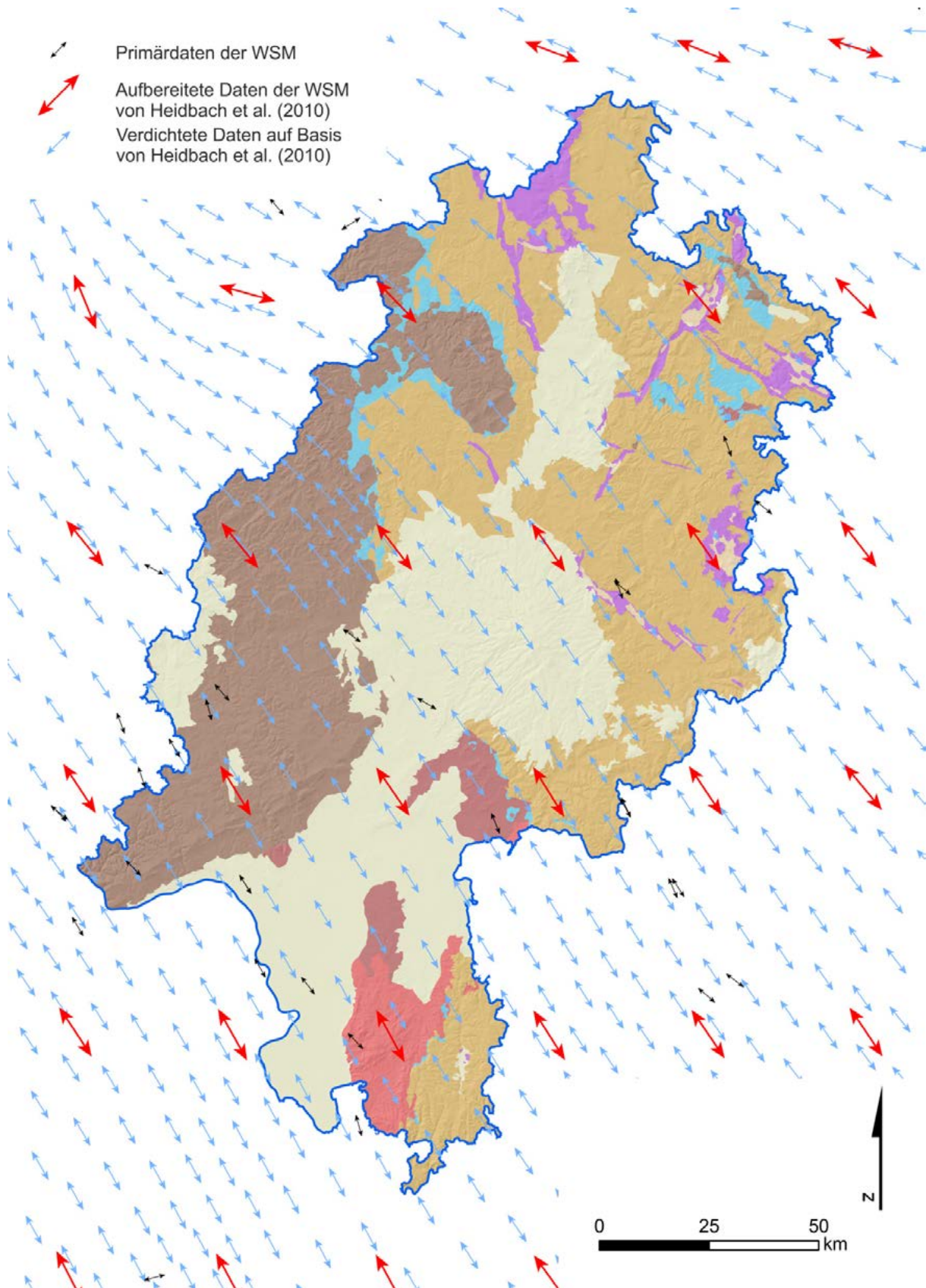


Abb. 94: Rezente Hauptspannungsrichtung nach Daten der World Stress Map (Heidbach et al., 2010).

In zahlreichen Untersuchungen wird dargelegt, dass das Spannungsfeld und das heutige Geschwindigkeitsfeld des Oberrheingrabens die Lastsituation an den Plattengrenzen widerspiegeln (z.B. Müller et al. 1992, Plenefisch & Bonjer 1997). Die Einflüsse der Afrikanisch-Europäischen Konvergenz auf Gebiete nördlich der Alpen können anhand der derzeit verfügbaren Datengrundlage nicht genauer quantifiziert werden, da GPS-Messungen noch nicht ausreichend lang durchgeführt werden, um die kleinskaligen Intraplattenbewegungen mit größerer Genauigkeit zu bestimmen (Vigny et al. 2002).

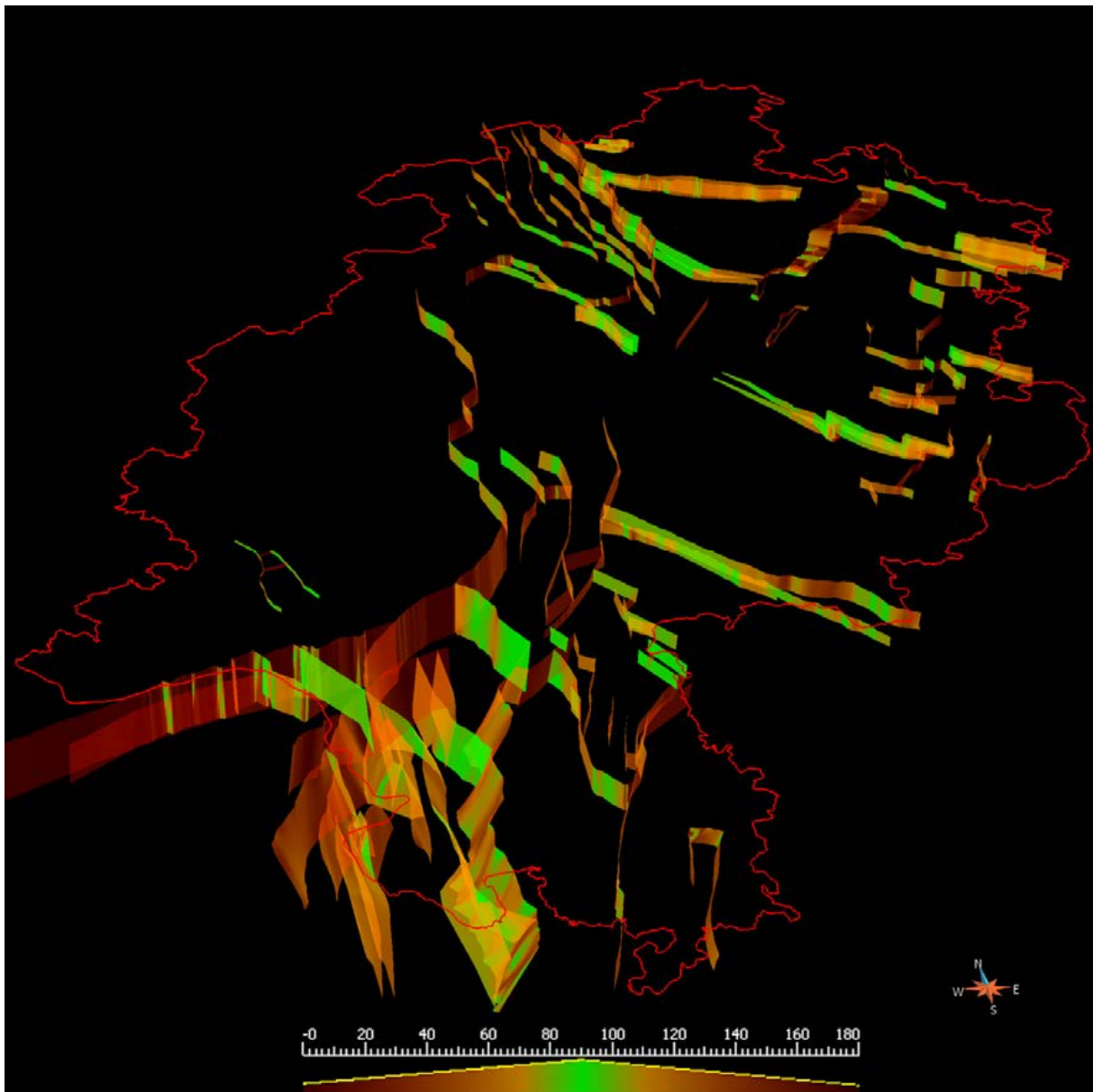


Abb. 95: Die Raumlage der Modellstörungen in Bezug zur rezenten Hauptspannungsrichtung. Werte von 90° (grün) entsprechen einer parallelen, Werte von 0° , bzw. 180° (dunkel orange) einer orthogonalen Orientierung von Störung und Hauptspannungsrichtung nach (Heidbach et al., 2010).

Auf Grundlage der bisher verfügbaren GPS-Messungen und daraus in Modellstudien abgeleiteter Bewegungsgeschwindigkeiten wurde für das Gebiet des Oberrheingrabens eine Krustenbewegung von ca. 1 mm/a nach NW und eine E-W orientierte Öffnung des Grabens von 0,5 mm/a ermittelt (Vigny et al. 2002, Nocquet & Calais, 2004, Rózsa et al. 2005, Tesauro et al. 2005, Peters, 2007). Diese Ergebnisse decken sich mit den Dehnungsbeträgen, die anhand seismologischer Studien und der Untersuchung von Störungsbewegungen im Aufschluss ermittelt wurden und ebenfalls eine Stauchung in NW-SE Richtung (S_H) und eine Extension in NE-SW Richtung (Richtung der kleinsten horizon-

talen Hauptspannung S_h) für den Oberrheingraben ausweisen (Plenefisch & Bonjer 1997, Lopes Cardozo & Behrmann, 2006).

Die Daten zum rezenten Spannungsfeld von Heidbach et al. (2010) liegen in einem $0,5^\circ$ Grid vor. In Hessen entspricht das einem Punktabstand von etwa 36 auf 57 Kilometer in X und Y Richtung (rote Pfeile in Abb. 94). Die Daten dieses groben Rasters wurden mit dem Interpolationsalgorithmus DSI in die Fläche interpoliert. Um die Eingangsdaten des groben Rasters gut abzubilden und gleichzeitig ein geglättetes Ergebnis zu erhalten, wurde die Fläche vor der Interpolation verdichtet (blaue Pfeile in Abb. 94). Das Ergebnis wurde dann in die Zellen des Gesamt-Grids übertragen. Darauf folgend wurde die Raumlage der Flächennormalen der Modellstörungen mit dem Azimut der Hauptspannungen verglichen. So entsprechen Werte von 90° einer parallelen Orientierung der Störung zur Hauptspannungsrichtung und Werte von 0° oder 180° einer orthogonalen Ausrichtung dazu. Diese Attributierung kann in Detailstudien zur unterstützenden Abschätzung der Permeabilitätserrhöhung entlang von Modellstörungen herangezogen werden.

5 Methodik der geothermischen Potenzialbestimmung

5.1 Einführung

Anhand der in den vorhergehenden Kapiteln vorgestellten Kenntnisse zur Geologie von Hessen, dem geologischen 3D-Modell sowie der ermittelten und auf Reservoirbedingungen korrigierten thermophysikalischen und hydraulischen Gesteins- und Gebirgskennwerte kann eine Beurteilung und Quantifizierung der tiefegeothermischen Potenziale von Hessen erfolgen.

Dabei soll, wie einleitend beschrieben, die Quantifizierung und qualitative Beurteilung des tiefegeothermischen Potenzials sich nicht nur auf hydrothermale Systeme beschränken, sondern für alle in Hessen möglichen tiefegeothermischen Nutzungssysteme erfolgen.

Gemäß der vorgestellten Untergliederung der tiefen Geothermie (Kapitel 2) wurden hier die Nutzungsarten, bei denen die im Untergrund gespeicherte Wärme über das Wärmeträgerfluid Wasser dem Untergrund direkt entzogen wird, in hydrothermale, petrothermale sowie störungsbezogene Nutzung unterteilt.

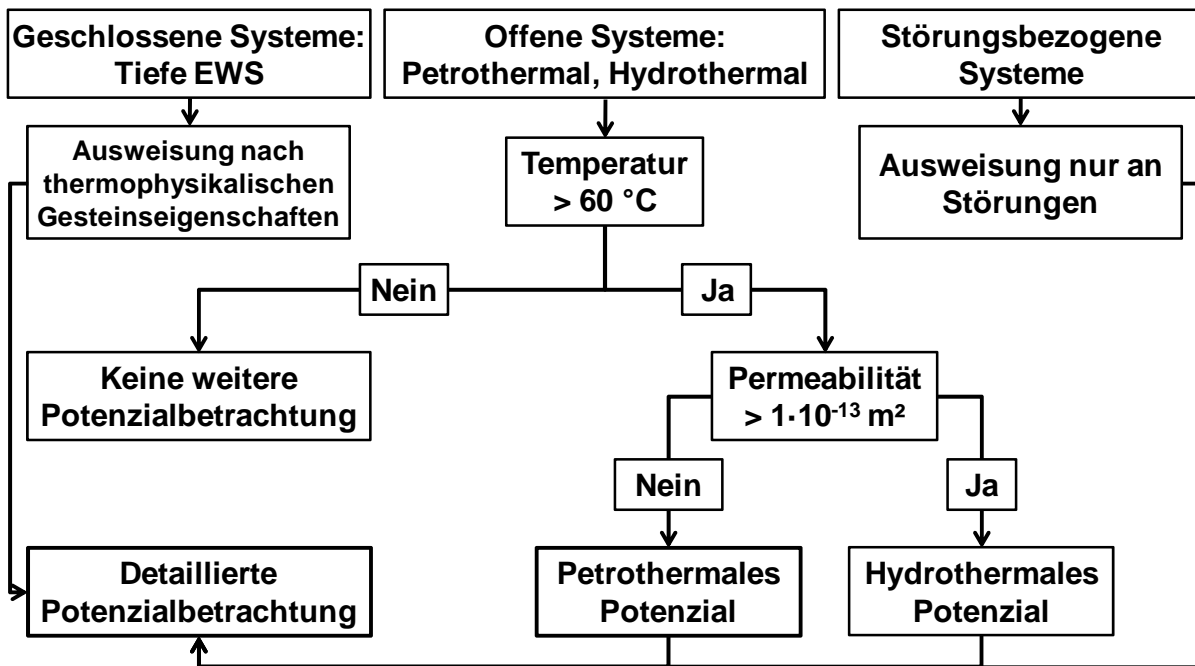


Abb. 96: Konzeptionelles Flussdiagramm für die Reihenfolge der Vorgehensweise bei der geothermischen Potenzialbestimmung, aufgeteilt auf die im Rahmen des Projektes betrachteten tiefegeothermischen Nutzungssysteme.

Die hydrothermale Geothermie nutzt Heißwasser-Vorkommen aus, in der Regel sedimentären, Reservoirgesteinen mit ausreichend hoher natürlicher Permeabilität. Werden natürliche Heißwasservorkommen permeabler Störungzonen erschlossen, spricht man von störungsbezogener Nutzung. Bei petrothermaler Nutzung wird in heißen, trockenen Gesteinen ohne ausreichend hohe natürliche Permeabilität über Wassereinpresseung durch Bohrungen ein unterirdischer Wärmetauscher über die Schaffung künstlicher oder die Öffnung bestehender Rissysteme erstellt.

Des Weiteren wurden Nutzungsarten, bei denen die Wärme durch einen geschlossenen Wärmeträgermittelkreislauf entzogen wird, hier repräsentiert durch tiefe Erdwärmesonden, betrachtet. Aufgrund der geologischen und technischen Unterschiede der einzelnen Nutzungssysteme sind die bei der Potenzialermittlung betrachteten Reservoirkennwerte jeweils von unterschiedlicher Bedeutung,

die gemäß des Bewertungsschemas des PK Tiefe Geothermie (2008) und Stober et al. (2009) vereinfacht in Tabelle 14 wiedergegeben ist. Gemäß der hier getroffenen Unterteilung kann, wie in Kapitel 2 beschrieben, auf eine Abtrennung der sogenannten mitteltiefen Geothermie oder die Klassifizierung nach Mittelenthalpie- oder Niedrigenthalpievorkommen verzichtet werden.

Aufgrund der Bedeutungsunterschiede bei den zu betrachtenden Kennwerten (Tabelle 14) wird die Potenzialausweisung in die drei Blöcke: geschlossene Systeme, offene Systeme und störungsbezogene Systeme unterteilt. Bei den offenen Systemen werden zunächst alle Gebiete mit einer Temperatur von weniger als 60°C von der weiteren Potenzialbetrachtung ausgeschlossen und die verbleibenden Gebiete entsprechend ihrer Permeabilität in petrothermale und hydrothermale Systeme unterteilt. Die detaillierte Betrachtung erfolgt dann nur für die identifizierten Potenzialgebiete für offene Systeme. Die Potenzialausweisung für störungsbezogene Systeme sowie geschlossene Systeme erfolgt im Anschluss getrennt anhand der relevanten Parameter (Abb. 96).

Tabelle 14: Bewertungsschema zur Gewichtung von thermophysikalischen, hydraulischen und Reservoir-Eigenschaften für die tiefegeothermische Potenzialausweisung in Hessen für verschiedene geothermische Nutzungssysteme verändert nach PK Tiefe Geothermie (2008) und Stober et al. (2009).

Bewertungsgrundlage: 1 = sehr wichtig; 2 = relevant; 3 = geringe Bedeutung; - = keine Bedeutung; EWS = tiefe Erdwärmesonde.

		Hydrothermal	Petrothermal	EWS	Störungsbasiert
Thermophysikalische Eigenschaften	Wärmeleitfähigkeit	3	2	1	-
	Gesteinsdichte	3	2	1	-
	Wärmekapazität	3	2	1	-
	Temperatur	1	1	1	1
Hydraulische Eigenschaften	<i>Permeabilität / Durchlässigkeit</i>	1	2	3	-
	<i>Transmissibilität / -missivität</i>	1	3	3	-
	<i>Porosität</i>	1	3	3	-
	<i>Produktivitätsindex</i>	1	3	-	-
	<i>Daten hydraulischer Tests</i>	1	1	-	1
Reservoir-Eigenschaften	Tektonik/ Spannungsfeld	2	1	3	1
	Petrografie / Felsmechanik	1	1	2	1
	Geometrie des Reservoirs / Wärmetauscherfläche	1	1	-	1

Vor der Beurteilung des Potenzials wird zunächst über die Untergrundtemperaturverteilung definiert, ab welcher Tiefe welche Anwendungsarten der Tiefen Geothermie möglich sind. Hier wurden als Grenzwerte 60 °C für die Heizwärmegewinnung, 100 °C für die technische Grenze bzw. 120 °C für die

wirtschaftlich-technische Grenze der geothermischen Stromerzeugung festgelegt (Tabelle 17, Abb. 101). Weiterhin wird ab einer Temperatur von 150 °C die Abgrenzung zum sehr hohen Potenzial für die geothermische Stromerzeugung gezogen. Diese definierten Temperaturen können als Isothermenflächen aus dem Temperaturmodell des geologischen Modells abgefragt werden und geben somit für ganz Hessen die Mindesttiefe wieder, bis zu der gebohrt werden muss, um die Geothermie für die Heizwärmegewinnung bzw. Stromerzeugung nutzen zu können (Anhang E2-8 bis E2-11).

5.2 Analytic Hierarchy Process basierte Methode zur Evaluierung des geothermischen Potenzials

Im Sinne eines 3D Informationssystems trägt jede Zelle des GRIDs verschiedene z.B. gesteinsphysikalische, geologische oder geometrische Eigenschaften. Dies erlaubt mit dem im Folgenden vorgestellten Schema eine zellbasierte Ausweisung eines Potenzials unter Berücksichtigung der für das ausgewählte Potenzial relevanten Eigenschaften (Abb. 97).

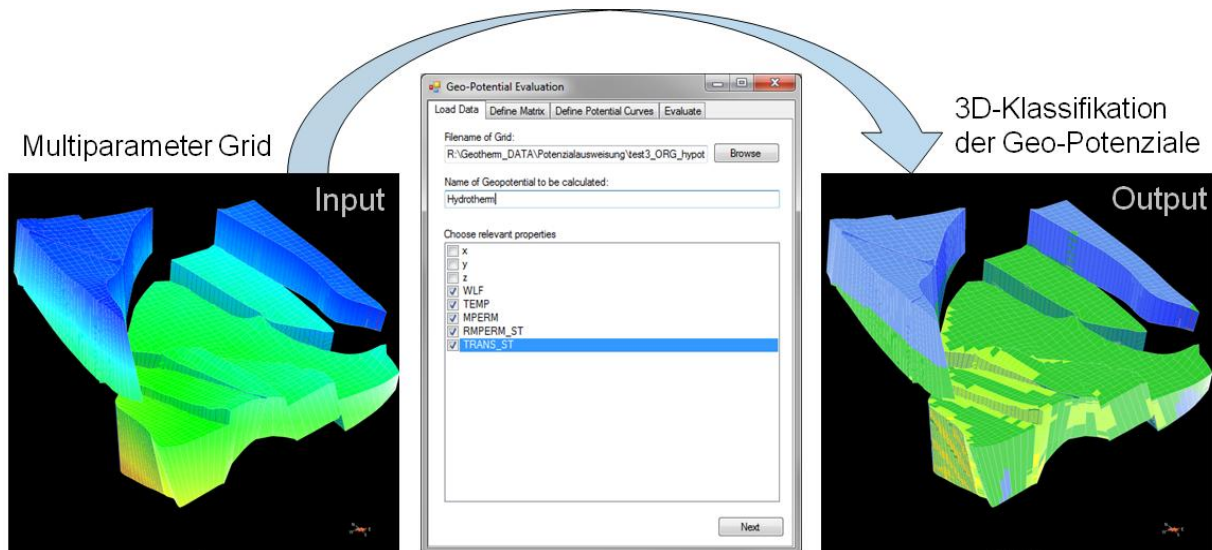


Abb. 97: Schema zur Implementierung der vorgestellten Methode zur Ausweisung von Potenzialen durch Multiparameter Grids.

Der erste Schritt zur Ausweisung eines Geo-Potenzials ist die Identifikation relevanter Eigenschaften (siehe Tabelle 14). Darauf folgend müssen die verschiedenen Eigenschaften entsprechend ihrer Relevanz für die Potenzialbetrachtung gewichtet werden. Sind viele verschiedene Parameter für die Potenzialbestimmung wichtig, kann das Bilden dieser hierarchischen Gewichtung zwischen den jeweiligen Parametern schwierig werden. In diesen Fällen ist es meist einfacher die Kennwerte gegeneinander zu vergleichen. Dieses Verfahren entstammt dem Analytic Hierarchy Process (AHP) nach Saaty (1980) und wurde von Arndt (2011, in Vorb.) für die Ermittlung von Geo-Potenzialen angepasst und hier angewendet. Der AHP vergleicht die unterschiedlichen Kriterien paarweise miteinander. Dabei wird eine Bewertungsskala von 1 (zwei gleich bedeutende Kriterien) über 3 (moderate), 5 (stark), 7 (sehr stark) bis 9 (extremer Bedeutungsunterschied) verwendet. Die Werte 2, 4, 6 und 8 sind Zwischenschritte auf dieser Skala.

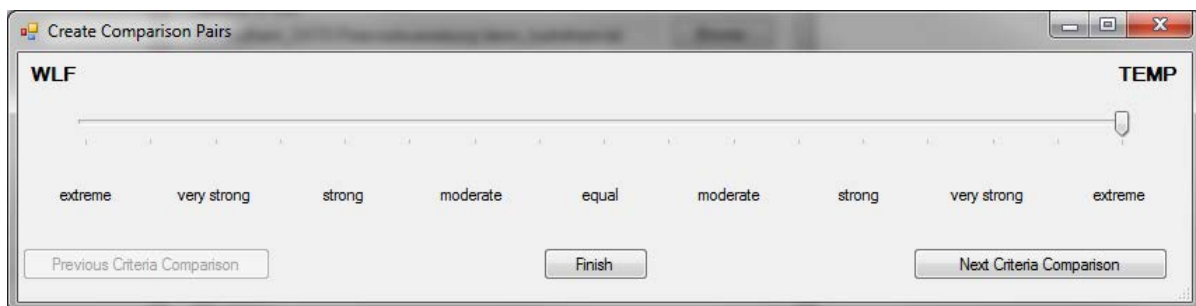


Abb. 98: Ausschnitt aus dem Programm zur Potenzialermittlung; Mit Hilfe des hier dargestellten Fensters erfolgen die Paarvergleiche der ausgewählten Parameter, hier Wärmeleitfähigkeit (WLF) und Temperatur (TEMP) zur automatisierten Erstellung der Potenzialmatrix.

Diese Werte gehen dann in eine reziproke Bewertungsmatrix ein.

	Parameter 1	Parameter 2	Parameter 3	Parameter n	
Parameter 1	1	w_{12}	w_{13}	\dots	w_{1n}
Parameter 2	$1/w_{12}$	1	w_{23}	\dots	w_{2n}
Parameter 3	$1/w_{13}$	$1/w_{23}$	1	\dots	w_{3n}
	\vdots	\vdots	\vdots	1	\vdots
Parameter n	$1/w_{1n}$	$1/w_{2n}$	$1/w_{3n}$	\dots	1

Abb. 99: Reziproke Bewertungsmatrix, in der die Paarvergleiche der einzelnen Parameter eingetragen werden.

Der subjektive Vergleich der Kriterienpaare kann Inkonsistenzen zur Folge haben. Dies ist z.B. dann der Fall, wenn ein Kriterium A zweimal wichtiger als ein Kriterium B (Paarvergleich 1) und 4-mal wichtiger als Kriterium C (Paarvergleich 2), jedoch Kriterium B 6-mal wichtiger als C (Paarvergleich 3) bewertet würde. Hier wäre Paarvergleich 2 inkonsistent, da sich aus Paarvergleich 1 und Paarvergleich 3 folgt, dass A 12 mal wichtiger wäre als C. Dieses Beispiel zeigt, dass aufgrund der Beschränkung der Bewertungsskala der Paarvergleiche auf 9 Stufen oftmals zwangsläufig Inkonsistenzen folgen.

Zur Überprüfung der Konsistenz der Bewertungsmatrix hat Saaty (1990) das Konsistenzverhältnis CR eingeführt. Dieses berechnet sich aus dem Konsistenzindex CI und dem Zufallskonsistenzindex RI . Der Zufallskonsistenzindex beschreibt den Konsistenzindex für verschiedene Matrizenränge auf Basis vieler verschiedener zufällig generierter reziproker Matrizen und kann Tabelle 15 entnommen werden.

$$CR = \frac{CI}{RI}$$

Zur Berechnung des Konsistenzindex CI wird der maximale Eigenwert λ_{max} und der Rang n der Bewertungsmatrix genutzt.

$$CI = \frac{\lambda_{max} - n}{n - 1}$$

Ist das Konsistenzverhältnis kleiner als 0,1, so definiert Saaty (1990) die Matrix als hinreichend konsistent.

Tabelle 15: Von Saaty (2005) veröffentlichte Zufallskonsistenzindizes für reziproke Matrizen.

n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
RI	0	0	0.52	0.89	1.11	1.25	1.35	1.4	1.45	1.49

Durch mehrmaliges Quadrieren der Bewertungsmatrix nähert sich der normierte Einheitsvektor der gewichteten Hierarchie der verschiedenen Kriterien auf einer Skala von 0 bis 1 (in Summe 1) an. Bei konsistenten Bewertungsmatrizen reichen hier meist weniger als 5 Iterationsschritte.

Im Gegensatz zum AHP werden hier keine Alternativen gewichtet, sondern für jeden Parameter Potenzialkurven erstellt. In diesen ist das Potenzial jedes Parameters für jeden Wert mit einem Potenzialgrad zwischen 0 und 1 definiert. Dies hat den Vorteil, dass eine fließende Klassifikation der Parame-

terwerte zusätzlich zu einem beschreibendem Potenzialbegriff von sehr hohem bis sehr geringem Potenzial erfolgen kann.

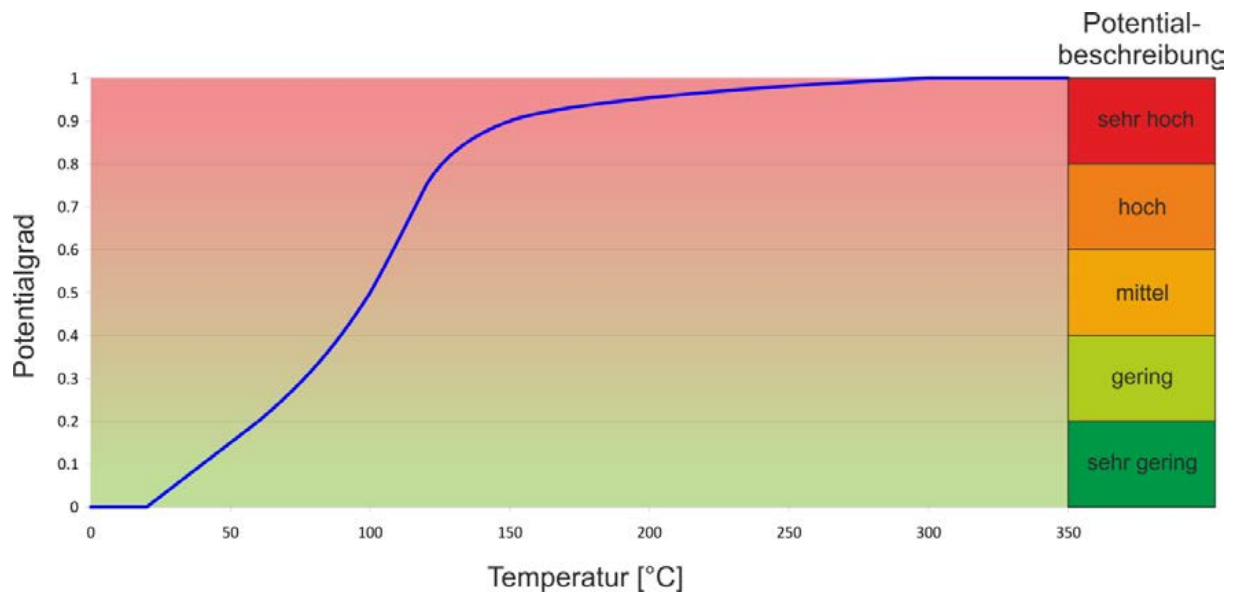


Abb. 100: Exemplarische Potenzialkurve für die Temperatur.

Für jede Zelle ergibt sich aus dem jeweiligen Wert der verschiedenen Parameter und den jeweiligen Potenzialkurven ein Potenzialvektor. Das Skalarprodukt des Potenzialvektors und dem normierten Eigenvektor der mehrmals quadrierten Bewertungsmatrix ergibt das Gesamtpotenzial dieser Zelle.

Denkbar sind bei der Potenzialbetrachtung jedoch Abwertungs-Kriterien. Diese werden ebenfalls berücksichtigt. Sollte das berechnete Gesamtpotenzial größer als das Einzelpotenzial eines Abwertungs-Kriteriums sein, so wird das Gesamtpotenzial auf den Wert des kleinsten Einzelpotenzials reduziert

Für die Klassifikation der Gesamtpotenziale und der Potenzialkurven wird die in Tabelle 16 dargestellte 5 stufige Klassifikation genutzt.

Tabelle 16: Klassifikation der Potenzialgrade mit Potenzialbegriffen. Diese Klassifikation wird sowohl für die Potenzialkurven, als auch für die Beschreibung des Gesamtpotenzials verwendet.

Potenzialgrad u	Potenzialbegriff
$0 \leq u \leq 0.2$	sehr gering
$0.2 < u \leq 0.4$	gering
$0.4 < u \leq 0.6$	mittel
$0.6 < u \leq 0.8$	hoch
$0.8 < u \leq 1$	sehr hoch

Nach der Berechnung des Gesamtpotenzials in jeder Zelle eines Grids kann das Geopotenzial dreidimensional im Raum dargestellt werden. Diese Methode wurde für das Projekt in einem .NET C# Programm implementiert. Dieses liest ASCII Datensätze (z.B. SGRID oder Voxet Exporte) und führt in einem Workflow durch die oben beschriebenen Schritte zur Potenzialevaluation.

5.3 Qualitative Potenzialbestimmung

Für die qualitative Bestimmung des tiefegeothermischen Potenzials wurden mit Hilfe der in Kapitel 5.2 vorgestellten Methodik zur Potenzialausweisung die verschiedenen betrachteten Parameter entsprechend ihrer Bedeutung gewichtet zur Potenzialberechnung berücksichtigt. Die Potenzialberechnung erfolgt zellbasiert für jede Zelle der S-GRIDs, die aus den Einheiten des geologischen 3D-Modells gebildet wurden und mit den in Abhängigkeit der Temperatur und Tiefe variierend-thermophysikalischen und hydraulischen Kennwerten attribuiert sind.

Da das Potenzial für vier unterschiedliche tiefegeothermische Nutzungssysteme ausgewiesen werden soll, müssen für jedes Nutzungssystem die zur Potenzialermittlung relevanten Eigenschaften identifiziert und festgelegt werden. Grundlage für die Festlegung ist das in Tabelle 14 dargestellte Bewertungsschema sowie die Verfügbarkeit der zur Potenzialermittlung vorliegenden Kennwerte. Die im Bewertungsschema (Tabelle 14) benutzten drei Bedeutungsklassen müssen für die Übertragung auf die beschriebene Methodik zur Potenzialausweisung durch Paarvergleiche weiter differenziert werden, so dass eine Bewertungsskala mit mehreren Zwischenschritten erreicht wird. So werden bei hydrothermalen Systemen z.B. sowohl die Permeabilität als auch die Transmissibilität ebenso wie die Temperatur in Tabelle 14 mit dem Faktor 1 als sehr wichtig bewertet. Vergleicht man nun aber die Wichtigkeit der Temperatur direkt mit der der Permeabilität ist festzulegen, dass die Temperatur für hydrothermale Systeme zunächst wichtiger ist als die Permeabilität oder Transmissibilität. Weiterhin ist die Transmissibilität, die eher eine Aussage über die zu erwartende Ergiebigkeit zulässt, wichtiger als die Permeabilität, die auch bei hohen Werten aufgrund geringer Mächtigkeiten zu nicht ausreichenden Ergiebigkeiten führen kann. Hier zeigt sich der Vorteil des Analytic Hierarchy Process, der verschiedene Kriterien oder Parameter durch den direkten Paarvergleich in eine hierarchische Gewichtung bringt.

Dementsprechend wurden für hydrothermale und petrothermale Nutzungssysteme Paarvergleiche aller Parameter durchgeführt, so dass jeweils eine eigene Bewertungsmatrix entsteht, in der die jeweiligen Bedeutungsunterschiede der einzelnen Kennwerte festgelegt sind (Tabelle 18). Hierbei wird für jedes tiefegeothermische Nutzungssystem jeweils die Temperatur als wichtigster Kennwert (Abwertungs-Kriterium) vor denjenigen, die den konduktiven und konvektiven Wärmetransport bestimmen, gewählt.

Die in Tabelle 14 als Reservoireigenschaften bezeichneten Parameter sind lokal variabel und können in der Regel nicht überregional betrachtet werden. Diese Kennwerte, die vor der Erschließung durch Detailuntersuchungen wie 3D-Seismik, Bohrkernuntersuchungen der mechanischen Gesteins- und Gebirgseigenschaften etc. und *in-situ* Spannungsmessungen genauer zu ermitteln sind, konnten im Rahmen der hier beschriebenen qualitativen Potenzialausweisung noch nicht quantifizierbar dargestellt und somit bei der hier vorgestellten Methode noch nicht berücksichtigt werden. Hier verbleibt derzeit nur die Möglichkeit diese Parameter erst bei der anschließenden Interpretation der Ergebnisse des 3D-Potenzialmodells zu berücksichtigen. Die Geometrie des Reservoirs ist zwar zur Abschätzung von Potenzialen aus dem Modell ableitbar, für eine konkrete Erschließung sind allerdings hochauflösende Daten (3D-Seismik) als Basis für ein lokales Detailmodell zu erheben.

Für störungsbezogene und geschlossene Systeme wurde aufgrund der geringen Anzahl relevanter Parameter und des größeren Einflusses der tatsächlichen standortgebundenen Einflussfaktoren auf die Erstellung einer Potenzialmatrix verzichtet. Die Beurteilung der störungsbezogenen Potenziale kann für das in Kapitel 4.4.2 beschriebene und in Abb. 95 dargestellte Störungssystem unter Berück-

sichtigung des Spannungsfeldes und der an den Störungen vorliegenden Temperaturen direkt erfolgen. Das Potenzial geschlossener Systeme ist maßgeblich durch den geothermischen Gradienten und die konduktive Wärmeleitung bestimmt und kann somit anhand der Karten der Untergrundtemperatur bzw. der Karten der Tiefenlage der Isothermen beurteilt werden. Aufgrund des schlechten Kosten-Nutzen-Verhältnisses das geschlossene Systeme aufweisen, wenn keine vorhandenen Bohrungen genutzt werden können, ist eine überregionale Potenzialbeurteilung nicht sinnvoll. Sind für geschlossene Systeme nutzbare Bohrungen vorhanden, kann die Potenzialbeurteilung anhand der verfügbaren Informationen (Schichtenverzeichnis, Bohrlochgeophysik, etc.) außerdem sehr viel detaillierter erfolgen als dies anhand des 3D-Modells möglich ist.

Für die thermophysikalischen und hydraulischen Parameter, die anhand eigener Messungen oder umfangreicher Literaturdaten besser quantifiziert werden konnten, sind vor der Verwendung des beschriebenen Ansatzes Grenzwerte festgelegt worden. Diese Grenzwerte definieren Wertebereiche für die ein sehr hohes, hohes, mittleres, geringes oder sehr geringes Potenzial vorliegt (Tabelle 17). Diese Wertebereiche entsprechen den beschreibenden Potenzialbegriffen sowie den in Kapitel 5.1 vorgestellten und in Abb. 100 dargestellten Potenzialklassengrenzen, die -umgerechnet in die Potenzialgrade- zur tatsächlichen Berechnung mit der beschriebenen Methode verwendet werden. Somit ergibt sich für jeden Parameter eine Potenzialkurve, die das Verhältnis von Potenzialgrad zu den durch die Grenzwerte definierten Wertebereichen darstellt (Abb. 101). Jeder dieser mit Hilfe von Erfahrungswerten festgelegte Wertebereich zur Potenzialbeschreibung erhält unabhängig vom betrachteten Parameter eine Farbkodierung. Anhand dieser Farbkodierung kann im Modell und in daraus erzeugten Produkten wie Karten oder Schnitten durch den Nutzer sowohl für jeden einzelnen Parameter als auch für die einzelnen betrachteten tiefengeothermischen Systeme das Potenzial bestimmter Modelleinheiten oder Regionen schnell und einfach visualisiert werden (Tabelle 17 und Abb. 101).

Tabelle 17: Grenzwerte der thermophysikalischen und hydraulischen Kennwerte, die für die qualitative Potenzialausweisung herangezogen werden. Jede Potenzialstufe erhält für die vereinfachte weitere Darstellung eine Farbkodierung.

Potenzial	sehr gering	gering	mittel	hoch	sehr hoch
Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	< 1,25	> 1,25	> 2,0	> 3,0	> 5,0
Reservoirtemperatur [°C]	< 60	> 60	> 100	> 120	> 150
Geothermischer Grad. [K/km]	< 20	> 20	> 30	> 40	> 50
Permeabilität [m ²]	< 5·10 ⁻¹⁵	> 5·10 ⁻¹⁵	> 1·10 ⁻¹³	> 5·10 ⁻¹³	> 5·10 ⁻¹²
Durchlässigkeit [m/s]	< 5·10 ⁻⁸	> 5·10 ⁻⁸	> 1·10 ⁻⁶	> 5·10 ⁻⁶	> 5·10 ⁻⁵
Transmissibilität [m ³]	< 5·10 ⁻¹³	> 5·10 ⁻¹³	> 5·10 ⁻¹²	> 2,5·10 ⁻¹¹	> 5·10 ⁻¹⁰
Transmissivität [m ² /s]	< 5·10 ⁻⁸	> 5·10 ⁻⁸	> 5·10 ⁻⁵	> 2,5·10 ⁻⁴	> 5·10 ⁻³

Um das natürliche Potenzial nicht zu überschätzen, kann eine bei der Potenzialausweisung betrachtete Modelleinheit keine höhere Potenzialeinstufung erhalten, als die Einzelpotenzialeinstufung eines Kennwertes, wie z.B. Temperatur oder Transmissibilität, der als **sehr wichtig** eingestuft wurde (K.O.-Kriterium). So kann z.B. das Potenzial eines hydrothermalen Reservoirhorizontes nicht als hoch oder sehr hoch eingestuft werden, wenn die hydraulischen Eigenschaften nur einem mittleren Potenzial entsprechen. Da für das Erreichen der zur Stromerzeugung benötigten Mindestförderrate von 50 m³/h nicht die Gesteinspermeabilität, sondern die aus Gesteinspermeabilität und Formations-

mächtigkeit zu errechnende Transmissibilität entscheidend ist, wurde bei den hydraulischen Kennwerten eine solche Grenzwertfestlegung nicht für die Gesteinspermeabilität, sondern für die Transmissibilität getroffen. Bei ausreichend hohen Formationsmächtigkeiten können auch bei geringeren Gesteinspermeabilitäten als den hier als Grenzwert festgelegten, die benötigte Transmissibilität und somit die Mindestförderrate erreicht werden.

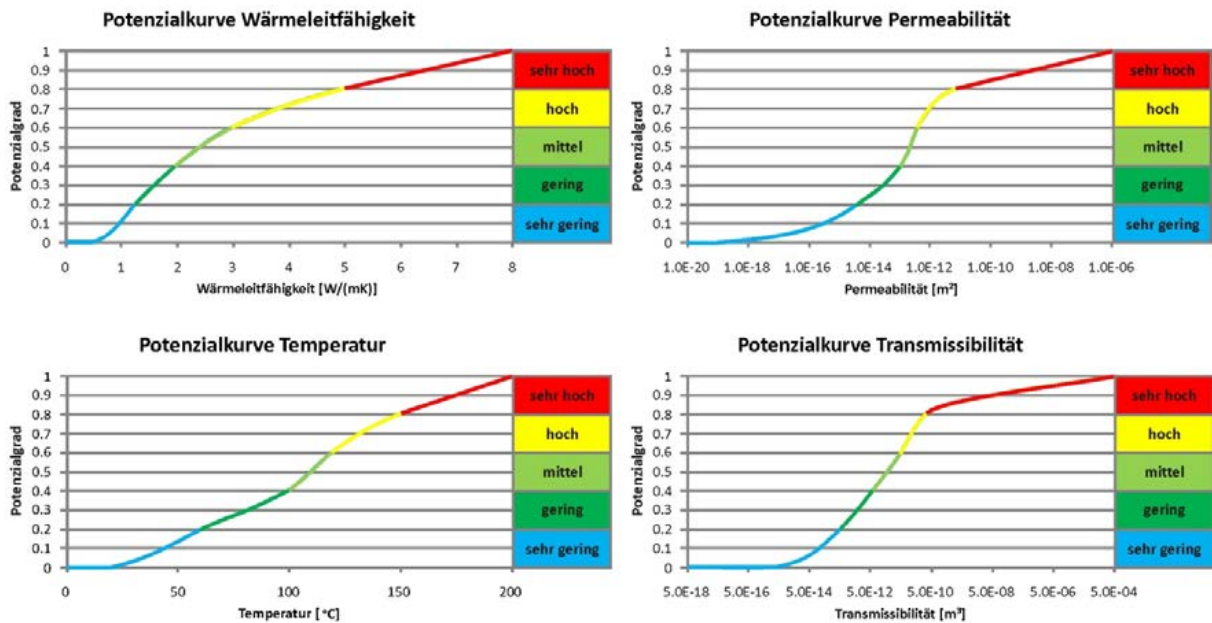


Abb. 101: Beispieldarstellung der Potenzialkurven für Wärmeleitfähigkeit, Permeabilität, Temperatur und Transmissibilität.

Wird die aus Mächtigkeit und Gebirgspermeabilität berechnete Mindesttransmissibilität nicht erreicht, liegt nur ein geringes hydrothermales Potenzial vor und es müssen Stimulationsmaßnahmen eingesetzt werden, so dass nur petrothermale oder Erschließungskonzepte über geschlossene Systeme sinnvoll sind. Hier ist zu berücksichtigen, dass die Transmissibilität aus Gründen der Vereinfachung im Gegensatz zur Vorgehensweise von Jung et al. (2002) mit der Formationsmächtigkeit berechnet wurde, die von der tatsächlich nutzbaren Aquifernettomächtigkeit abweichen kann. Für die Modelleinheit Prä-Perm wurden, wie in Kapitel 4.4.2 beschrieben, 500 m als maximale Filterstrecke zur Berechnung der Transmissibilität angenommen, da aufgrund einer fehlenden Schichtunterkante und der nicht möglichen weiteren petrografischen Unterteilung im 3D-Modell keine Mächtigkeiten angegeben werden können.

Im Rahmen des Projektes werden nur natürliche Systeme betrachtet. Daher können Gesteinseinheiten, für die sich nach der hier getroffenen Potenzialausweisung aufgrund geringer Gebirgspermeabilitäten für hydrothermale Nutzungssysteme nur ein geringes bis sehr geringes Potenzial ergibt, durch den Einsatz von Stimulationsmaßnahmen zu lohnenden Zielen für die geothermische Erschließung werden. Als Grenze zwischen hydrothermalem und petrothermalem Potenzial wurde die von Jung et al. (2002) oder auch Stober et al. (2009) und Schulz et al. (2009) angegebene Mindesttransmissibilität von $5 \cdot 10^{-12} \text{ m}^3$ angesetzt, die nach der Potentialeinstufung zwischen geringem und mittlerem Potenzial liegt (Tabelle 17). Ab der Einstufung mittleres hydrothermales Potenzial sind demnach je nach Druckabsenkung bei der Förderung (entspricht bei der tiefen Geothermie oftmals einem Absenkungsbetrag von mehr als 500 m) und den von der chemischen Beschaffenheit und der Temperatur abhängigen Fluideigenschaften Förderraten von ca. $50 \text{ m}^3/\text{h}$ zu erwarten (Jung et al. 2002). Bei der Einstufung geringes bis sehr geringes hydrothermales Potenzial ist nicht zu erwarten,

dass ausreichende Ergiebigkeiten ohne den Einsatz von Stimulationsmaßnahmen erreicht werden können.

Tabelle 18: Bewertungsmatrizen für hydrothermales und petrothermales Potenzial. WLF = Wärmeleitfähigkeit, TEMP = Temperatur, MPERM = Gesteinspermeabilität, RMPERM = Gebirgspermeabilität, TRANS = Transmissibilität, TLF = Temperaturleitfähigkeit.

Bewertungs- matrix Hydro- thermal	WLF	TEMP	MPERM	RMPERM	TRANS	Gewichtung
WLF	1	1/9	1/3	1/5	1/7	0,036
TEMP	9	1	5	3	2	0,440
MPERM	3	1/5	1	1/2	1/4	0,085
RMPERM	5	1/3	2	1	1/2	0,157
TRANS	7	1/2	4	2	1	0,282

Bewertungs- matrix Petrothermal	WLF	TLF	TEMP	RMPERM	TRANS	Gewichtung
WLF	1	4	1/4	3	2	0,195
TLF	1/4	1	1/9	1/2	1/3	0,045
TEMP	4	9	1	7	5	0,567
RMPERM	1/3	2	1/7	1	1/2	0,072
TRANS	1/2	3	1/5	2	1	0,121

Die qualitative Potenzialermittlung in jedem attribuierten S-GRID erfolgt nach dem im Folgenden beschriebenen Ablauf. Für jede Zelle ergibt sich aus dem eingegebenen Kennwert und den jeweiligen Potenzialkurven ein Potenzialvektor. Über die Verrechnung der für die einzelnen Kennwerte getroffenen Potenzialeinstufungen (Potenzialvektoren) und der in den Bewertungsmatrizen mit allen relevanten Kennwerten festgelegten Wichtungen der einzelnen Kennwerte (normierte Eigenvektoren) ergibt sich dann die qualitative Potenzialeinstufung für das jeweilige Nutzungssystem und die jeweils betrachtete Zelle. Konkret wird hierbei aus dem Skalarprodukt der Potenzialvektoren und dem normierten Eigenvektor für die berücksichtigten geothermischen Kennwerte der Bewertungsmatrix das Gesamtpotenzial der betrachteten Zelle berechnet und dann unter Heranziehung der Potenzialgrade mit den jeweiligen Potenzialstufen (sehr gering, gering, mittel, hoch, sehr hoch) verknüpft (Abb. 102).

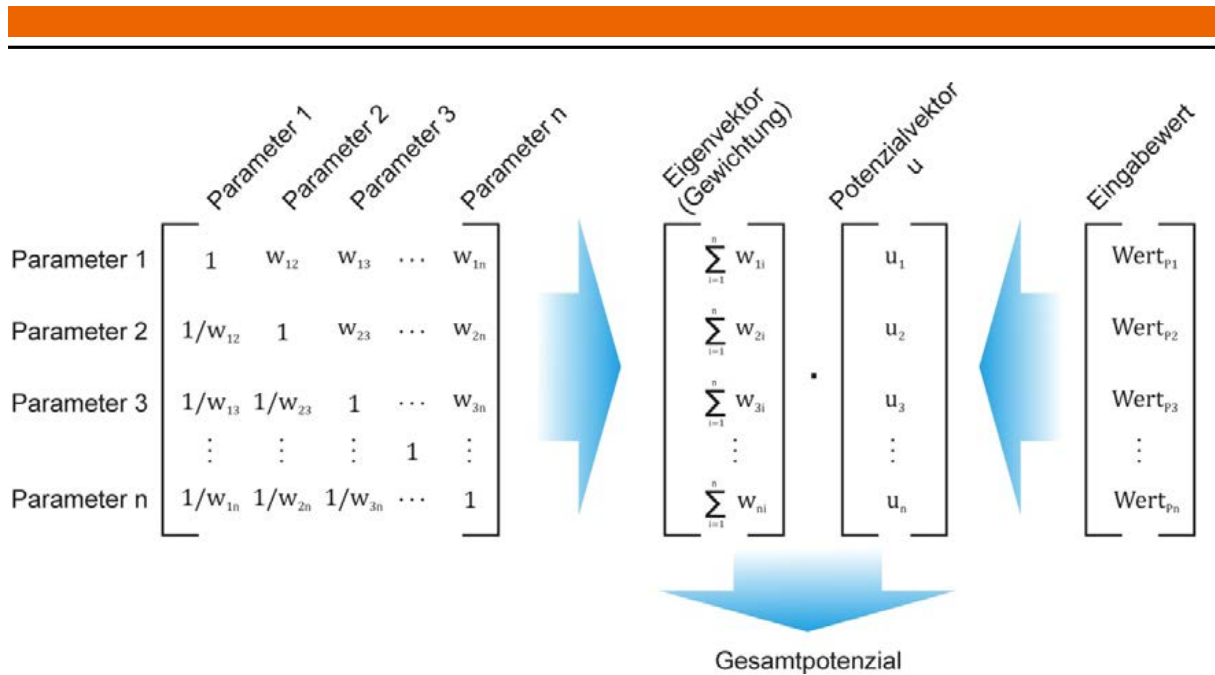


Abb. 102: Flussdiagramm der Potenzialbestimmung jeder Zelle des 3D-Modells.

Das Gesamtpotenzial kann dann entweder für bestimmte Tiefenschnitte oder für eine bestimmte Modelleinheit oder -region aus den Werten der Einzelzellen wiedergegeben werden. Dabei werden die beschriebenen K.O.-Kriterien für Mindesttemperatur und Mindesttransmissibilität mit berücksichtigt. Zusätzlich möglich ist die Betrachtung des minimalen Potenzials unter Annahme des ersten Quartils oder Minimalwertes, des mittleren Potenzials unter Annahme des Mittelwertes bzw. des Medians und des maximalen Potenzials unter Annahme des 3. Quartils oder Maximalwertes der jeweiligen Kennwerte. Somit können neben der aus den Mittelwerten bestimmten qualitativen Potenzialverteilung auch *worst-case* bzw. *best-case* Szenarien dargestellt werden.

5.4 Quantifizierung des Potenzials

Die Quantifizierung des tiefergeothermischen Potenzials erfolgt gemäß der bei Muffler & Cataldi (1978) als Volumenmethode bezeichneten Vorgehensweise, die 2003 in der Studie des Büros für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag (TAB; Paschen et al. 2003) bei den Berechnungen der tiefergeothermischen Potenziale von Deutschland von Jung et al. (2002) verwendet wurde. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, dass die Untergliederung des geologischen Modells in die verschiedenen Modelleinheiten und die verschiedenen Submodelle bei der Berechnung beibehalten werden können und das Potenzial demzufolge differenziert zu quantifizieren ist. Somit kann zunächst für jede geologische Modelleinheit, die aufgrund ihrer Tiefenlage und dem Erreichen der Mindesttemperatur von 60 °C als tiefergeothermischer Nutzhorizont infrage kommt, regional der Wärmeinhalt, "Heat in Place" mit folgender Formel berechnet werden:

$$E_{th} = c_G \cdot \rho_G \cdot V \cdot (T_G - T_S)$$

E_{th}	Wärmeinhalt [J]
c_G	spezifische Wärmekapazität [J/(kg·K)]
ρ_G	Dichte des Gesteins [kg/m ³]
V	Gesteinsvolumen [m ³]
T_G	Temperatur des Gesteins [°C]
T_S	Temperatur an der Erdoberfläche [°C]

Diese Methode nimmt die Temperatur in einem definierten Volumen als identisch an, dies ist für infinitesimal kleine Körper gegeben. Somit ist diese Methode sehr gut für gridbasierte Modelle geeignet, da diese ebenfalls einen Wert pro Zelle speichern. Je kleiner dann das Zellvolumen, desto differenzierter kann damit das Potenzial quantifiziert werden.

Gemäß Muffler & Cataldi (1978) kann hierbei die Porosität und somit die in den Porenfluiden gespeicherte Wärmeenergie vernachlässigt werden, sofern die Porosität der betrachteten Gesteine weniger als 20 % beträgt. Die Unterschiede zwischen ausführlicher Betrachtung und vereinfachter Betrachtung gemäß den von Jung et al. (2002) verwendeten Formeln liegen je nach Porosität zwischen 5 und maximal 10 % (Muffler & Cataldi 1978). Da die gemessenen Porositäten aller im Rahmen des Projektes untersuchten Gesteinseinheiten im Mittel unter 15 % liegen, kann die Verwendung der vereinfachten Formel als konservativer Ansatz gesehen und eine Überschätzung des Potenzials vermieden werden.

Anhand dieses Wärmeinhaltes kann unter Berücksichtigung der entsprechenden Gewinnungsfaktoren sowie der Einbeziehung technischer Wirkungsgrade einer geplanten Kraftwerksanlage das Heizwärmegewinnungs- bzw. Stromerzeugungspotenzial mit und ohne Kraft-Wärme-Kopplung (KWK) quantifiziert werden. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass der Gewinnungsfaktor nach Muffler & Cataldi (1978) je nach Produktionsplanung, geothermischem System, Temperatur, effektiver Porosität und Tiefe variiert und somit für jeden Standort direkt zu bestimmen ist. Da sich dieses Problem unter der Einbeziehung technischer Wirkungsgrade, die wiederum stark von der geplanten Kraftwerksanlage abhängig sind, verstärkt, kann das Heizwärmegewinnungs- bzw. Stromerzeugungspotenzial im Rahmen des Projektes nur sehr grob mit den von Jung et al. (2002) angesetzten Werten abgeschätzt werden. Für die Planung konkreter Kraftwerksprojekte ist immer eine Detailuntersuchung notwendig.

Bei hydrothermalen Systemen ist bei der Quantifizierung, soweit dieses differenziert werden kann, die tatsächlich genutzte Mächtigkeit der wasserleitenden Schichten (Nettomächtigkeit) und nicht die Gesamtmächtigkeit der betrachteten Modelleinheit anzusetzen, um eine Überschätzung des nutzbaren Wärmeinhaltes zu vermeiden. Im konkreten Fall des tiefengeothermischen Modells von Hessen wurde aufgrund der Auflösung des geologischen Strukturmodells, der fehlenden Kenntnis fazieller Wechsel in großer Tiefenlage und der lateralen Ausdehnung der Grundwasserhorizonte im Gegensatz zur Vorgehensweise bei Jung et al. (2002) stets auf die vereinfachte Betrachtung der gesamten Modelleinheit und somit der Bruttomächtigkeit zurückgegriffen.

Weiterhin ist nach Jung et al. (2002) zu berücksichtigen, dass es sich bei dem nach diesen Ansätzen quantifizierten Potenzial nur um das technische Potenzial handelt. Unter Nachhaltigkeitsaspekten sollte und kann dieses technische Potenzial – auch vor dem Hintergrund seiner gewaltigen Dimensionen – nur innerhalb eines sehr langen Zeitraums erschlossen werden, da eine Regeneration der geothermischen Ressourcen infolge des natürlichen Wärmestroms über kürzere Zeiträume nicht möglich ist. Gründe hierfür liegen nach Jung et al. (2002) in der relativ geringen radioaktiven Wärmeerzeugung des tieferen Untergrunds, dem damit verbundenen relativ niedrigen Wärmestrom aus dem Erdinneren und der vergleichsweise schlechten Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen. Eine einmal vollständig abgekühlte Gesteinsformation benötigt demzufolge einige Jahrhunderte oder länger, um wieder die ursprüngliche Temperatur zu erreichen. Muffler & Cataldi (1978) geben an, dass für den Zeitraum einer geothermischen Nutzung eines Reservoirs von mehreren Jahrzehnten der berechnete Wärmeinhalt um maximal 10 bis 20 % höher liegt, wenn man die nachströmende Wärme aus dem Untergrund mit berücksichtigt. Die nachströmende Wärme aus dem Untergrund wurde daher bei der Quantifizierung nicht berücksichtigt (konservativer Ansatz).

Die Ergebnisse der Quantifizierung der hydrothermalen Potenziale sind in einer summarischen Darstellung für jede Modelleinheit (Tabelle 19) dargestellt.

6 Tiefengeothermische Potenziale von Hessen

6.1 Petrothermale Potenziale

Die Ergebnisse der AHP-basierten Potenzialbetrachtung ergibt für das mit Mittelwerten attributierte S-GRID des Prä-Perms maximal ein mittleres Potenzial für petrothermale Nutzung. Dies ist begründet zum einen durch die hohe Gewichtung der Temperatur (Tabelle 18), zum anderen durch die mit steigender Tiefe und Temperatur abnehmende Wärmeleitfähigkeit. Diese beiden Parameter wurden als Abwertungs-Kriterien angesetzt, so dass das tiefengeothermische Potenzial nicht größer sein kann, als die Parameterpotenziale dieser beiden Kennwerte. Das Ergebnis der Potenzialbewertung des S-GRIDS des Prä-Perm ist daher als konservativ anzusehen.

Betrachtet man die thermophysikalischen, mechanischen und hydraulischen Eigenschaften der einzelnen Gesteinsarten, aus denen die Einheiten des Grundgebirges (Renoherzynikum, Nördliche Phyllit-Zone und Mitteldeutsche Kristallinschwelle) aufgebaut sind, mit regionaler geologischer Kenntnis, dann kann das Potenzial, zwar nicht im Modell, aber doch lokal, weitaus genauer differenziert werden.

Für die Granite, Granodiorite und Gneise (saure Intrusiva und Metamorphite) des kristallinen Grundgebirges im Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens ergibt sich aufgrund der hohen Temperaturen von deutlich mehr als 150 °C und der guten Wärmeleitfähigkeit ein hohes Potenzial für petrothermale Stromerzeugung. Unter Berücksichtigung der starken tektonischen Zerlegung des Untergrundes des nördlichen Oberrheingrabens und der daraus resultierenden Klüftung sowie einer Auflockerungszone unbekannter Mächtigkeit und Verbreitung an der Oberkante des Grundgebirges sind sogar deutlich höhere Gebirgspermeabilitäten als die für das Modell angesetzt zu erwarten. Als Problematisch für die genauere Potenzialausweisung ist hier der in NW-SE Richtung, senkrecht zur variszischen Streichrichtung, vergleichsweise schnelle laterale Wechsel von sauren und basischen Gesteinen zu bewerten. Während die sauren Intrusiva aufgrund ihrer hohen Wärme- und Temperaturleitfähigkeit sowie aufgrund der zu erwartenden Gebirgspermeabilität und ihres mechanischen Verhaltens positiv zu bewerten sind, weisen basische Gesteine deutlich geringere Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten auf. Hier könnten lokale Detailstudien zu Bouguer-Anomalien in Kombination mit Studien zu Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes zu einer genaueren Differenzierung der im Untergrund verarbeiteten Gesteinstypen beitragen.

Ebenfalls sehr positiv zu bewerten sind die quarzitischen Einheiten des Renoherzynikums sowie die dort vorkommende Sandstein- und Grauwackenabfolgen soweit sie ausreichend große Mächtigkeiten aufweisen (vgl. Bauer et al., 2010). Auch hier können bei entsprechender Tiefenlage und Temperatur entlang störungsbegleitender Zerrüttungszonen, die zu erhöhten Gebirgspermeabilitäten führen, auf Grund der sehr hohen Wärmeleitfähigkeiten des Gesteins sowie einer anzunehmenden guten Stimulierbarkeit hohe bis sehr hohe petrothermale Potenziale angenommen werden.

6.2 Hydrothermale Potenziale

Für das Rotliegend (Permokarbon) im nördlichen Oberrheingraben kann aufgrund der Reservoirtemperatur, der Gesteins- und Gebirgspermeabilität, der Wärmeleitfähigkeit und unter Berücksichtigung des zu erwartenden Kluft- und Störungssystems ein mittleres bis hohes Potenzial für die hydrothermale Stromerzeugung ausgewiesen werden. Die hohen Potenziale finden sich dabei entlang größerer parallel zur horizontalen Hauptspannung ausgerichteten Störungssysteme und in Gebieten, in denen das Rotliegend hohe Mächtigkeiten aufweist und in großen Tiefen ansteht.

Bei der Beurteilung des hydrothermalen Potenzials ist jedoch zu berücksichtigen, dass nicht die gesamte Schichtenfolge des Rotliegend (Permokarbon) gleich gut geeignet ist. Schwarz et al. (2011) stellen für das westlich gelegene Saar-Nahe-Becken anhand des Bohrprofils der Bohrung Olm I die für eine hydrothermale Nutzung prinzipiell geeigneten Schichten detailliert vor. Diese Aussagen lassen sich jedoch nicht direkt auf den nördlichen Oberrheingraben übertragen, da im Vergleich zu der Abfolge im westlich gelegenen Saar-Nahe Becken die sandstein- und konglomeratreichen Schichten, überwiegend der unteren Nahe-Subgruppe, deutlich häufiger und z. T. auch in größerer Mächtigkeit auftreten (vgl. Müller, 1996) und ca. 25 bis 60 % der Gesamtmächtigkeit ausmachen dürften. Diese eignen sich sowohl aufgrund ihrer thermophysikalischen als auch der zu erwartenden guten hydraulischen Eigenschaften sehr viel besser als die Vulkanite (Basalte, Andesite und Rhyolithe) des Rotliegend (Permokarbon) oder die feinklastischen Sedimente der oberen Nahe-Subgruppe.

Die Vulkanite haben nach den bisherigen Erkenntnissen (Marell, 1989; Lippolt et al., 1990; Müller, 1996) jedoch einen Anteil an der Gesamtmächtigkeit des Rotliegend im nördlichen Oberrheingraben von ca. 25 (Bohrung Weiterstadt 1 oder Gimbsheim 2) bis 70 % (Bohrung Worms 3). Über die Gebirgspermeabilität der Vulkanite des Rotliegend (Permokarbons) liegen bisher keine Kenntnisse vor, so dass nicht beurteilt werden kann, ob es sich in Reservoirtiefe um einen wasserführenden Kluftgrundwasserleiter oder eher um ein "trockenes" Kristallingestein handelt. Ebenfalls schlechter geeignet für die tiefengeothermischen Nutzung sind die feinklastischen Sedimente der beckenzentralen Playa-Fazies der oberen Nahe-Subgruppe. Bei diesen Schluff-, Ton- und Feinsandsteinen ist mit deutlich geringeren Wärmeleitfähigkeiten zu rechnen. Ausserdem weisen die hydraulischen Testdaten darauf hin, dass in diesen Gesteinen keine offenen, hydraulisch aktiven Kluftsysteme vorkommen und diese somit nicht als nutzbare Aquifere erschlossen werden können.

Mittlere bis hohe hydrothermale Potenziale werden weiterhin für die klastischen Sedimente des Buntsandsteins im nördlichen Oberrheingraben, die südlich der Linie Worms-Bensheim mit ausreichend hohen Mächtigkeiten zu erwarten sind, ausgewiesen. Die Gesteine des Buntsandstein nehmen nach Süden in ihrer Mächtigkeit zu und stehen dort auch in größerer Tiefenlage an. Für die hydrothermale Nutzung vorteilhaft ist, dass Aufschlussstudien in den westlichen und östlichen Grabenschultern darauf hinweisen, dass die basalen Einheiten des Buntsandsteins im Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens generell grobklastischer ausgebildet sind und feinkörnige Einschaltungen geringmächtiger sind. Außerdem sind, wie in Kapitel 4.3.4 beschrieben, aufgrund der pretertiären Erosion die oberen feinklastischeren Anteile des Buntsandsteins nicht erhalten, so dass im hessischen Grabenbereich vermutlich die gesamte Schichtenfolge einen gut permeablen Kluftgrundwasserleiter und somit einen hydrothermalen Reservoirhorizont mit hohem Potenzial darstellt.

Darüberhinaus zeigt sich, dass schon in den Gesteinen der tertiären Grabenfüllung aufgrund der vereinzelt hohen Gesteinspermeabilitäten (siehe Kapitel 4.3.7.3) und der regional erhöhten Untergrundtemperatur von mehr als 100 °C geringe bis mittlere Potenziale für die hydrothermale Heizwärme-

gewinnung sowie an der Basis des Tertiärs in der Pechelbronn-Formation ein mittleres Potenzial für die hydrothermale Stromerzeugung vorliegt. Dieses konnte jedoch aufgrund unklarer Faziesverteilung und Mächtigkeit der grundwasserleitenden Schichten nicht genauer quantifiziert werden.

Rein technisch ist im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens eine gemeinsame Erschließung drei potenziellen hydrothermalen Reservoirsteine (Pechelbronn-Formation, Buntsandstein und Rotliegend) zu empfehlen. Dieser Ansatz wurde bereits erfolgreich bei den Geothermiekraftwerken in Landau in der Pfalz, Insheim und Bruchsal umgesetzt, wo sich die Filterstrecken, bzw. die offenen Bohrlochabschnitte über mehrere Formationen erstrecken. Durch diese Multireservoirerschließung addieren sich die ausgewiesenen Potenziale und die Erschließung ausreichend hoher Fördermengen wird wahrscheinlicher.

Tabelle 19: Summarische Darstellung des technischen Potenzials der hydrothermalen Reservoirs im nördlichen Oberrheingraben zur Stromerzeugung. Gewinnungsfaktoren und Wirkungsgrade wurden gemäß Jung et al. (2002) für den Oberrheingraben (ORG) angesetzt.

Reservoir-formation	Temperatur-klassen [°C]	Volumen [m ³]	Therm. Energie [EJ]	Verstrom-barer Anteil [EJ]	Stromerzeu-gungs-potenzial unter Einbeziehung technischer Wirkungsgrade [EJ]	Stromerzeu-gungs-potenzial unter Einbeziehung technischer Wirkungsgrade [TWh]
Bunt-	110	1,16 E+09	0,26	0,036	0,004	1,00
sand-	140	2,14 E+09	0,61	0,103	0,012	3,30
stein	170	3,69 E+10	13,05	2,740	0,342	95,13
Σ (Buntsandstein)			13,9	2,88	0,36	99,44
Rot-	110	1,47 E+11	32,41	4,537	0,454	126,03
liegend	135	2,94 E+11	79,78	13,563	1,560	433,27
	163	5,36 E+10	17,86	3,572	0,447	124,03
Σ (Rotliegend)			198,2	21,67	2,46	683,34
Muschelkalk im Oberrheingraben (Jung et al. 2002)			12	2,1	0,24	67
Buntsandstein im Oberrheingraben (Jung et al. 2002)			87	16	1,8	508

Wie die in Tabelle 19 dargestellten Ergebnisse der Quantifizierung der hydrothermalen Potenziale im nördlichen Oberrheingraben und angrenzender Regionen zeigt, sind dort im Vergleich zu den Zahlen von Jung et al (2002) ähnlich hohe Potenziale wie im restlichen Oberrheingraben zu erwarten. Diese für den Buntsandstein und das Rotliegend berechneten Stromerzeugungspotenziale im nördlichen Oberrheingraben sind rein rechnerisch (unter Vernachlässigung der über- und untertägigen Flächennutzung) mehr als ausreichend, um deutlich mehr als 25 Geothermiekraftwerke mit einer installierten Leistung von 10 MW_{el} und einer Jahreslaufzeit von 8500 Stunden über 100 Jahre zu betreiben. Berücksichtigt man die Flächennutzung sowie die Ausdehnung der Einflussbereiche der einzelnen Kraftwerke im Untergrund, die sich nicht überschneiden dürfen, sollte, bei aufeinander abgestimmter Planung und dem derzeitigen Stand der Technik, der gleichzeitige Betrieb von ca. 10 bis 15 Geothermiekraftwerken im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens möglich sein.

6.3 Störungsbezogene Potenziale

Bei der Beurteilung der störungsbezogenen Potenziale ist festzustellen, dass sich die geplante separate Ausweisung des Potenzials störungsbezogener Systeme komplizierter gestaltet als die der anderen geothermischen Nutzungsarten. Aufgrund der zu starken Verallgemeinerung im bestehenden geologisch-geothermischen 3D-Modell bezüglich der Gesteinsart und der dargestellten Störungssysteme kann die Potenzialausweisung lokal keine belastbaren Ergebnisse erbringen. Eine Evaluierung des störungsbezogenen Potenzials für konkrete geothermische Projekte ist nur mit 3D-Seismik und weiteren Untersuchungen der anstehenden Gesteine und des rezenten Spannungsfeldes möglich. Es muss detailliert berücksichtigt werden, welche Gesteinsarten durch die Störung in welcher Tiefe durchschlagen werden, wie die Störung zur horizontalen Hauptnormalspannung orientiert ist und wie die Störungszone und störungsbegleitende Zerrüttungszonen in Abhängigkeit der Art der Störung (Aufschiebung, Abschiebung, Blattverschiebung etc.) und der Gesteinsart ausgebildet sind.

Als weiteres Problem für die überregionale Potenzialausweisung stellt sich der geringe bisherige Kenntnisstand über die tiefengeothermische Nutzbarkeit von Störungssystemen dar. Da bisher keine Projekte in der Entwicklung, Planung oder Durchführung sind, bei denen die geothermische Erschließung konkreter Störungssysteme vorgesehen ist, geschweige denn funktionierende Anlagen existieren, liegen bisher nur theoretische Annahmen vor, die nicht durch praktische Erfahrungen validiert werden können.

Nichtsdestotrotz gingen die im Modell enthaltenen Störungssysteme unter der in Kapitel 4.4.2 beschriebenen modellhaften Annahme störungsbegleitender Zerrüttungszonen erhöhter Gebirgsporeabilität in die Ermittlung des hydrothermalen und petrothermalen Potenzials mit ein und sorgten dort z.T. zu einer wesentlichen Verbesserung der hydraulischen Parameterpotenziale und somit des tiefengeothermischen Potenzials.

Eine Quantifizierung der störungsbezogenen Potenziale wurde aus diesen Gründen nicht vorgenommen. Jedoch ist in Analogie zu den Ergebnissen des Sachstandsberichts des Bundestags-Ausschusses für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung zu den Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland“ vom Februar 2003 (TAB-Arbeitsbericht Nr. 84) (Paschen et al., 2003) davon auszugehen, dass das summierte störungsbezogene Potenzial in Hessen deutlich über den ermittelten hydrothermalen Potenzialen liegen dürfte und gleichmäßiger über Hessen verteilt ist. Diese Annahme wird insbesondere dadurch gestützt, dass die überwiegende Anzahl der tiefreichenden Störungssysteme im Grundgebirge in Hessen parallel zur rezenten Hauptspannungsrichtung ausgerichtet ist und somit potenziell wasserwegsam ist. Hier ist eine zukünftige genauere Untersuchung der Störungssysteme der Niederhessischen Senke sowie der tiefreichenden Störungssysteme im Rheinischen Schiefergebirge zu empfehlen (vgl. HLUG, 2010, Fig. 2).

6.4 Potenziale für geschlossene Systeme

Die indirekten Potenziale sind wie bereits beschrieben im Wesentlichen an die Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine, den lokalen geothermischen Gradienten und damit an die Untergrundtemperatur gebunden. Insofern kann das Potenzial für geschlossene Systeme zunächst vereinfacht mit Hilfe der Isothermenkarten und dem geologisch-geothermischen Modell eingeschätzt werden. Je näher die jeweilige Isotherme an der Geländeoberkante liegt und je höher die mittlere Wärme- und Temperaturleitfähigkeit der durchteuften Modelleinheit ist, desto höher ist das tiefengeothermische Potenzial für geschlossene Systeme. Somit ist in Hessen das Gebiet des nördlichen Oberrheingrabens und die direkt angrenzenden Regionen auch für geschlossene tiefengeothermische Systeme das am Besten geeignete Gebiet, da aufgrund der hier vorliegenden Temperaturanomalie und der hohen geothermischen Gradienten auch bei geringeren Bohrtiefen ausreichend hohe Temperaturen anzutreffen sind.

Eine ausreichend genaue Einschätzung für ein konkretes Projekt ist erst durch den konkreten Aufschluss einer Bohrung möglich, die detaillierte Aussagen über die zu erwartenden Wärmeleitfähigkeiten der angetroffenen Gesteine sowie eventuell vorhandene konvektive Wärmetransportanteile ermöglicht. Generell sind die Gesteine des Prä-Perm (Rhenoharzynikum und Nördliche Phyllit-Zone und Mitteldeutsche Kristallinschwelle) mit mittleren bis hohen Wärmeleitfähigkeiten (Granite, Granodiorite, Grauwacken, Kieselschiefer und Quarzite) sowie die gut wärmeleitenden Sandsteine des Buntsandsteins und Rotliegend gut geeignet. Für einzelne Gesteinseinheiten des Zechsteins sind zwar ebenfalls überdurchschnittlich hohe Wärmeleitfähigkeiten gemessen worden, jedoch ist hier aufgrund der ausgesprochenen Heterogenität der Schichtenfolge sowie der großen Verkarstungs- und Subrosionsgefahr von einer geothermischen Erschließung abzuraten. Eine gute Nutzungsmöglichkeit ergibt sich hier jedoch für die große Anzahl an tiefen Aufschlussbohrungen der Kali- und Salzindustrie, die insofern sie noch nicht verfüllt sind und lokale Wärmeabnehmer vorhanden sind, zu mitteltiefen Erdwärmesonden ausgebaut werden könnten.

7 Zusammenfassung

Für die Beurteilung der Geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen wurde eine umfangreiche Datenbasis thermophysikalischer Gesteinskennwerte wie Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität sowie hydraulischer Kennwerte wie Gesteinspermeabilität, Gebirgspermeabilität und Transmissibilität ermittelt. Diese Datenbasis wird durch Porositätsdaten, Gesteinsdichten und z.T. felsmechanische Kennwerte ergänzt und bildet gemeinsam mit dem dreidimensionalen geologischen Strukturmodell von Hessen und dem Modell der Untergrundtemperaturverteilung eine umfassende Datensammlung für die Beurteilung der tiefegeothermischen Potenziale von Hessen.

Der Verschnitt aus dem Verlauf der 60 °C und 100 °C Isothermen mit dem geologischen Modell zeigt, dass in Hessen die sedimentären Einheiten des Deckgebirges nördlich des Oberrheingrabens in zu geringer Tiefe für die Nutzung der Tiefen Geothermie zur Heizwärmegewinnung oder Stromerzeugung liegen.

So kann für das Rotliegend im nördlichen Oberrheingraben aufgrund der Reservoirtemperatur, der Gesteins- und Gebirgspermeabilität, der Wärmeleitfähigkeit und unter Berücksichtigung des zu erwartenden Kluft- und Störungssystems ein mittleres bis hohes Potenzial für die hydrothermale Stromerzeugung ausgewiesen werden. Für die unterlagernden Granite, Granodiorite und Gneise des kristallinen Grundgebirges ergibt sich aufgrund der hohen Temperaturen von deutlich mehr als 150 °C und den guten Wärmeleitfähigkeiten ein hohes Potenzial für petrothermale Stromerzeugung. Unter Berücksichtigung der starken tektonischen Zerlegung des Untergrundes des nördlichen Oberrheingrabens und der daraus resultierenden Klüftung sind wahrscheinlich sogar höhere Gebirgspermeabilitäten, als die im Rahmen dieses Projektes angesetzt, zu erwarten (Stober & Bucher 2007).

Weiterhin ergeben sich für die im südlichsten Teil des nördlichen Oberrheingrabens vorkommenden Gesteine des Buntsandsteins mittlere bis hohe hydrothermale Potenziale. Zusätzlich sind auch in den Gesteinen der tertiären Grabenfüllung aufgrund der vereinzelt hohen Gebirgspermeabilitäten und der regional erhöhten Untergrundtemperatur geringe bis mittlere Potenziale für die hydrothermale Heizwärmegewinnung sowie an der Basis des Tertiärs in der Pechelbronn-Formation ein mittleres Potenzial für die hydrothermale Stromerzeugung vorhanden. Somit kann im nördlichen Oberrheingraben insbesondere die gemeinsame Erschließung mehrerer übereinanderliegender Reservoirgesteine (Tertiär, Buntsandstein, Rotliegend, Grundgebirge) zu einer wirtschaftlich vielversprechenden Nutzung der tiefen geothermischen Potenziale führen.

Für die geschlossenen tiefegeothermischen Systeme ergibt sich im Gebiet des Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete aufgrund des hohen geothermischen Gradienten und der geringen bis hohen Wärmeleitfähigkeiten ein mittleres bis hohes Potenzial.

Die Regionen nördlich des Oberrheingrabens können hingegen nur mit störungsbezogenen oder petrothermalen Systemen genutzt werden, da alle sedimentären Einheiten, die aufgrund ihrer thermophysikalischen und hydraulischen Eigenschaften als hydrothermale Reservoirhorizonte in Frage kommen würden, zu geringe Temperaturen aufweisen.

Es zeigt sich, dass die petrothermalen Potenziale Hessens durch das Modell generell gut erfasst wurden. Für eine detaillierte Beschreibung und Beurteilung ist die dem Modell zugrunde liegende Datenlage jedoch nicht ausreichend. Hier können nur zukünftige Explorationstätigkeiten (Bohrungen, Seismik, Gravimetrie, Magnetik, u.a.) einen genaueren Einblick in den strukturellen Aufbau des Grundge-

birges und die zu erwartenden Gesteinsarten ermöglichen. Diese Kenntnisse können in Kombination mit den im Rahmen des Projektes ermittelten umfangreichen Daten zu thermophysikalischen und hydraulischen Eigenschaften der Gesteine des metamorphen und kristallinen Grundgebirges zur genaueren qualitativen Evaluierung petrothermaler Potenziale in kleinräumigen Regionen (Konzessionsfeldern) Hessens dienen.

8 Schlußfolgerungen

Mit dem geologisch-geothermischen 3D-Modell von Hessen sowie der Datenbasis geothermischer und hydraulischer Kennwerte für die verschiedenen Gesteinseinheiten Hessens steht ein leistungsstarkes Werkzeug zur Verfügung, um das tiefegeothermische Potenzial für ganz Hessen qualitativ beurteilen und quantifizieren zu können.

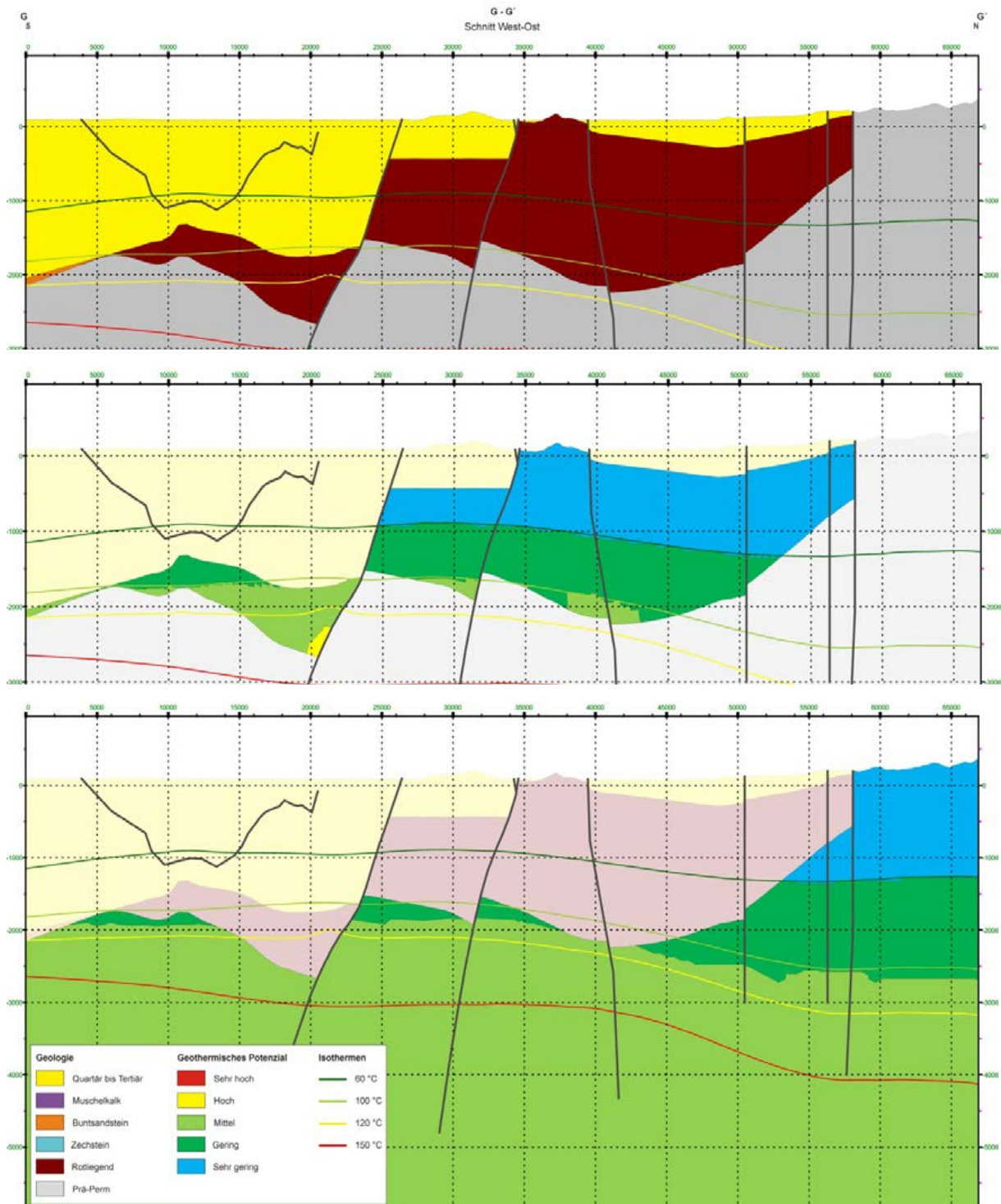


Abb. 103: Geologisch-geothermischer Süd-Nord-Schnitt durch den Westen des nördlichen Oberrheingrabens, den Niersteiner Horst und das Mainzer Becken. Oben: Geologischer Schnitt; Mitte: Hydrothormaler Potenzialschnitt; Unten: Petrothormaler Potenzialschnitt.

Als illustrative Beispiele dienen hier die aus dem Modell erzeugten geologisch-geothermischen Schnitte (Abb. 103 und Anhang E4) sowie die kartenmäßigen Darstellungen der geothermischen Potenziale (Abb. 104 und Anhang F). Zusätzlich sind mit Hilfe der Datensammlung geothermischer Gesteinskennwerte (Anhang B1) regional detailliertere Berechnungen oder numerische Modellierungen für konkrete geothermische Projekte möglich.

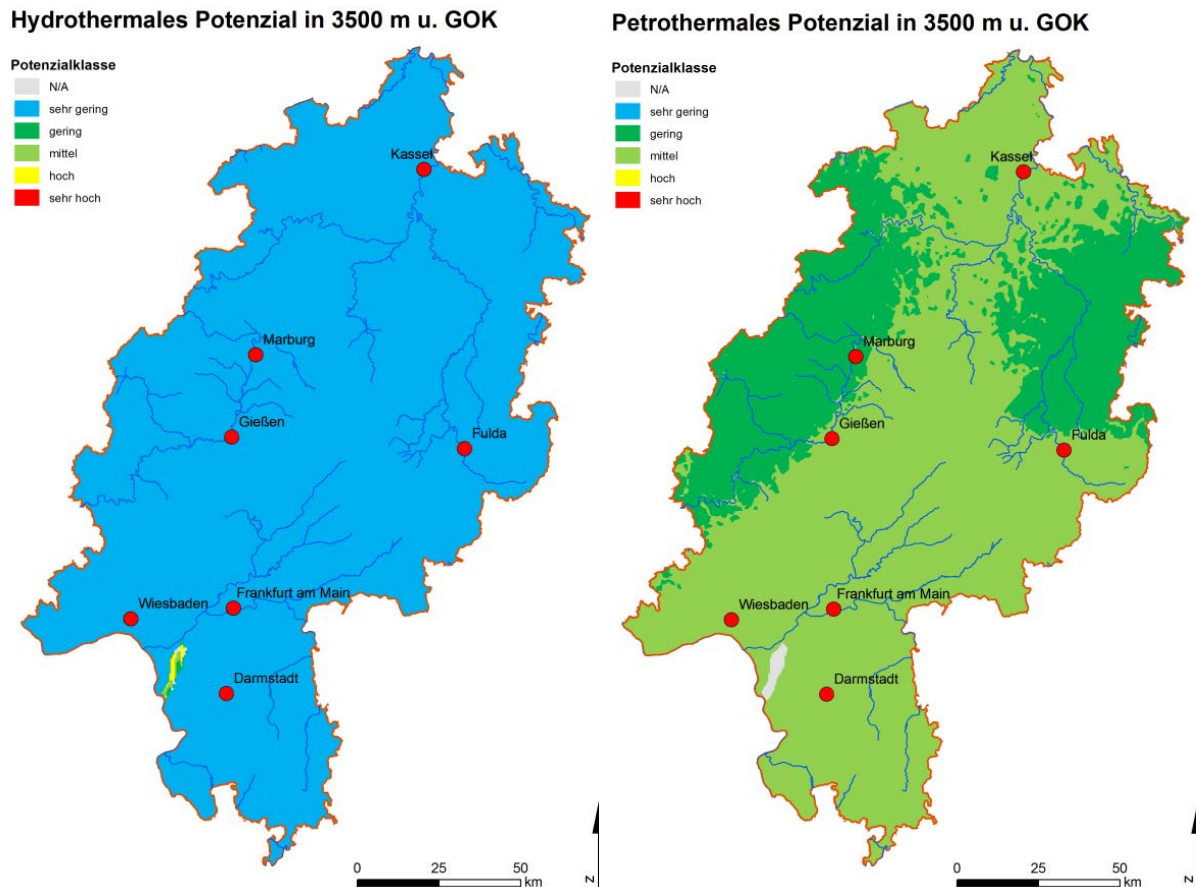


Abb. 104: Karten des tiefengeothermischen Potenzials in 3500 m unter Geländeoberkante.

Mit Hilfe dieser Produkte können jedoch immer nur Teilaspekte des Projektes vereinfacht dargestellt werden. Nur die fachkundige Anwendung des geologisch-geothermischen 3D-Modells ermöglicht die dreidimensionale detaillierte Betrachtung der Geologie, der Untergrundtemperatur, jedes einzelnen thermophysikalischen und hydraulischen Kennwertes der einzelnen Modell-S-GRIDS sowie der einzelnen Kennwertpotenziale und der tiefengeothermischen Gesamtpotenziale für die unterschiedlichen Nutzungsarten (Abb. 105).

Die Ergebnisse des Projektes zeigen, dass eine wirtschaftliche Nutzung der tiefen Geothermie zur Stromerzeugung insbesondere durch die Erschließung der hydrothermalen Potenziale des Rotliegend im nördlichen Oberrheingraben schon mit dem heutigen Stand der Technik möglich ist und einen Beitrag zur zukünftigen regenerativen Energieversorgung Hessens leisten kann.

Weiterhin zeichnen sich auch außerhalb des nördlichen Oberrheingrabens für bestimmte Gesteinseinheiten des Grundgebirges hohe Potenziale für eine petrothermale Nutzung ab, die durch die Förderung und Unterstützung weiterer Explorationstätigkeiten erschlossen werden könnten und bereits mit dem heutigen Stand der Technik eine Wärmeabgewinnung und in Zukunft Stromerzeugung ermöglichen.

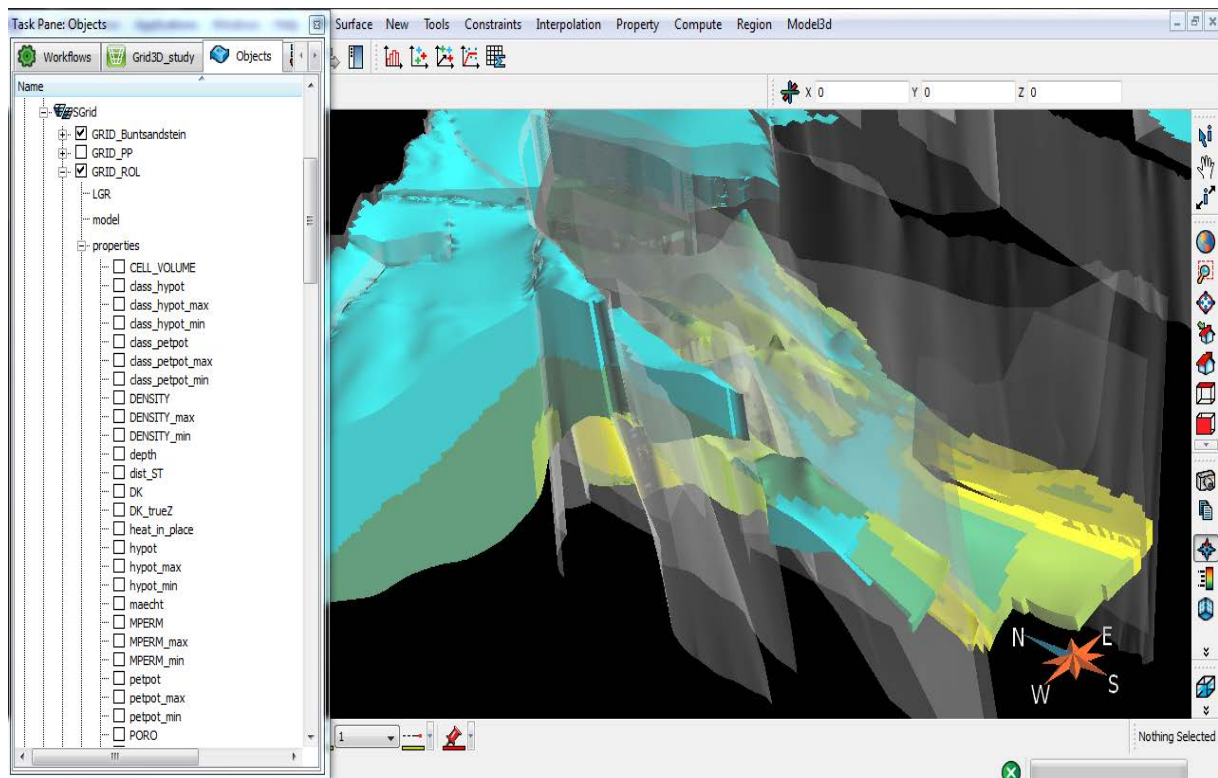


Abb. 105: Ausschnitt des geologisch-geothermischen 3D-Modells von Hessen im Modellierungsprogramm GoCAD. Die S-GRIDS des Rotliegend im nördlichen Oberrheingraben und im Mainzer Becken und des Buntsandsteins sind entsprechend ihrer hydrothermalen Potenzialklasse farblich gekennzeichnet. Störungsflächen sind als graue halbtransparente Flächen dargestellt. Links ist ein Ausschnitt der "Objects Task Pane" eingeblendet, mit deren Hilfe die anzuzeigenden Objekte (Punkte, Flächen, S-GRIDS, etc.) sowie deren Eigenschaften (Wärmeleitfähigkeit, Zellgröße, Wärmeinhalt, Potenzialklassen, etc.) ausgewählt werden können.

Mit Veröffentlichung der Projektergebnisse auf den Internetseiten des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie steht eine umfangreiche Planungsgrundlage für die zukünftige Nutzung der Tiefen Geothermie in Hessen zur Verfügung, die zu einer wesentlichen Qualitätsverbesserung bei der Projektierung geothermischer Anlagen führen kann.

9 Ausblick

Generell ist die Datenlage zur geothermischen Bewertung des kristallinen und metamorphen Grundgebirges als potenzieller petrothermaler Nutzhorizont in Hessen noch unbefriedigend.

Insbesondere zum strukturellen Aufbau des Grundgebirges und dem lokalen Spannungsfeld in größeren Teufen besteht weiterer Forschungsbedarf. Hier könnten die Neuinterpretation und Modellierung bestehender geophysikalischer Daten (Magnetik und Gravimetrie) sowie weitere seismische Untersuchungen oder das Abteufen tiefer Erkundungsbohrungen erhebliche Erkenntnisgewinne bringen. Das bestehende Modell der Untergrundtemperaturverteilung könnte auf Basis des neu geschaffenen geologischen 3D-Modells mit Hilfe eines numerischen Temperaturmodells und den vorhandenen Eingangsdaten validiert und eventuell verbessert werden.

Zudem sollte die Hydrochemie der Tiefenwässer der als Reservoirgesteine identifizierten Grundwasserleiter Ziel zukünftiger Untersuchungen sein, um mögliche Einflüsse auf die obertägige Anlagentechnik sowie die Fluideigenschaften besser beurteilen zu können. Dies ist insbesondere von Interesse, da hohe Salinität oder Gasführung bei Überschreiten von Grenzwerten eine geothermische Nutzung erschweren oder ausschließen können. Auch hier sind repräsentative Ergebnisse jedoch nur durch neue Tiefbohrungen in die potenziellen Reservoirhorizonte zu erwarten.

Gegenstand künftiger Untersuchungen sollte außerdem das hydrothermale Rotliegend-Reservoirsystem des nördlichen Oberrheingrabens sein. Hier könnte anhand der Altseismik der KW-Exploration sowie neuerer Seismik der Geothermie-Exploration ein detaillierteres geologisches Strukturmodell erstellt werden, das maßgeblich zur genaueren Abschätzung der Nutzbarkeit und der Quantifizierung der geothermischen Ressourcen sowie zum besseren Verständnis des Störungs- und Kluftsystems beitragen könnte. Dies setzt jedoch die Kooperation aller Erlaubnisfeldinhaber, einen konstruktiven Datenaustausch und eine enge Zusammenarbeit mit den zuständigen Genehmigungsbehörden voraus. Ein solches Detailmodell könnte neben dem bestehenden Modell den Geologischen Landesdiensten sowie Projektplanern als Grundlage dienen, hydraulische und thermische Wechselwirkungen bestehender und geplanter Kraftwerksprojekte besser vorausszusehen und die Standortauswahl besser abzustimmen.

10 Danksagung

Für die Finanzierung und vielfältige Unterstützung des F&E-Projekts „3D-Modellierung der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ danken wir dem Hessischen Ministerium für Umwelt, Energie, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (HMUVELV). Herr Dr. Justus Brans und Herr Günter Vogel unterstützten das Zustandekommen des Projektes ganz erheblich und begleiteten den Vorgang der Arbeiten stets kritisch und konstruktiv.

Dem Kooperationspartner Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) danken wir für die sehr gute fachliche und organisatorische Zusammenarbeit sowie die vielen konstruktiven Anregungen in den intensiven Diskussionen. Neben den beiden im HLUG für die Kooperation verantwortlichen Kollegen danken wir insbesondere Dr. Heiner Heggemann, Dr. Christian Hoselmann, Anne Kött, Dr. Wolfgang Liedmann, Achim Stärk (alphabetisch) für die Unterstützung des Projekts mit wichtigen Beiträgen und konkreter Zuarbeit. Weiterhin stellte das HLUG den erheblichen Anteil der geowissenschaftlichen Datengrundlage zur Verfügung.

Wir danken hessenENERGIE Gesellschaft für rationelle Energienutzung mbH insbesondere für die Zusammenarbeit bei Organisation und Durchführung der sechs Tiefengeothermie-Foren. Herr Andreas Achilles, Frau Birgit Knott und Herr Thomas Pursche (alphabetisch) haben Programm und Ablauf wesentlich geprägt und ermöglicht.

Dem Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB) Rheinland Pfalz danken wir an dieser Stelle für die Gewährung des Zugangs zum Archiv und die Unterstützung bei der Auffindung hydraulischer Testdaten. Dr. Frank Bitzer ermöglichte die Zusammenarbeit.

Wir danken dem staatlichen geologischen Dienst von Niedersachsen (LBEG), namentlich Herrn Dr. Hans-Jürgen Brauner, für die zur Verfügung gestellten KW-Daten, die einen wichtigen Teil der Grundlage für die dreidimensionale geologische Modellierung von Hessen darstellten.

In der dreieinhalbjährigen Bearbeitung des Projektes waren umfangreiche und komplexe Arbeiten im Gelände, im Labor, in der EDV und in der Administration erforderlich. Hierfür danken wir den genannten Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, den Studierenden, die als Hilfskraft, als Bachelor-, Master-, oder Diplomstudent und den wissenschaftlichen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Fachgebiete Angewandte Geothermie sowie Geo-Ressourcen und Geo-Risiken (alphabetisch): Berhane Abrha Asfaw, Christina Bonanati, Constanze Bückner, Arne Buß, Nils Deecke, Nastaran Faridfar, Jessica Feenstra, Holger Fiedler, PD Dr. Annette Götz, Yixi Gu, Monika Hofmann, Hellmuth Hoffmann, Sebastian Homuth, Abidur Khan, Ulrike Klaeske, Edgar Kraus, Dr. Rouwen Lehné, Clemens Lehr, Ina Lewin, Manuel Lindstädt, Marie-Luise Mayer, Mathias Nehler, Liang Pei, Simone Roß-Krichbaum, Dr. Wolfram Rühaak, Johanna Rüter, Gabriela Schubert, Kay-Oliver Schubert, Andreas Schumann, Rainer Seehaus, Dunja Sehn, Ulrike Simons, Bastian Welsch, Hanna Wicke, Aga Zeleke, Dietmar Zilch.

11 Literatur

- Aehnelt, M. & Katzung, G. (2007): Dar Rotliegende im Richelsdorfer Gebirge - Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie. - Geol. Jb. Hessen, **134**: 5-36, 18. Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- Ahorner, L. & Schneider, G. (1974): Herdmechanismen von Erdbeben im Oberrhein-Graben und seinen Randgebirgen. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 104-117, Stuttgart (Schweizerbart).
- Ahorner, L., Baier, B. & Bonjer, K.-P. (1983): General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake generating field in central Europe between the Alps and the North Sea. - In: Illies, J.H. et al. [Hrsg.]: Plateau Uplift: The Rhenish Massif – A Case History. Springer Verlag, Heidelberg: 187-197.
- Anderle, H.-J. (1970): Outlines of the structural development at the northern end of the Upper Rhine Graben. - In: Illies, J.H. & Mueller, S. [Hrsg.]: Graben Problems: 97-102, Stuttgart (Schweizerbart).
- Anderle, H.-J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 243-253, Stuttgart (Schweizerbart).
- Anderle, H. J., et al. (1991): Results of the Dekorp-1 (Belcorp-Dekorp) Deep Seismic-Reflection Studies in the Western Part of the Rhenish Massif. - Geophys J. Int., **106(1)**, 203-227.
- Anderle, H.-J. (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. – Tectonophysics, **137**: 101-114.
- Andres, J., Schad, A. (1959): Seismische Kartierung von Bruchzonen im mittleren und nördlichen Teil des Oberrheintalgrabens und deren Bedeutung für die Ölsammlung. - Erdöl und Kohle **5**: 323-334.
- Arndt, D. (2010a): MyWell2GOCAD - <http://www.dirk-arndt.de/?q=node/14> [Stand Juli 2011].
- Arndt, D. (2010b): MyXSEC2GOCAD - <http://www.dirk-arndt.de/?q=node/19> [Stand Juli 2011].
- Arndt, D., Bär, K., Hoppe, A. & Sass, I. (2010): Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung des geothermischen Potenzials. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **68** (GeoDarmstadt 2010),: 69–70, Stuttgart.
- Arndt, D., Bär, K., Fritsche, J.-G., Kracht, M., Sass, I. & Hoppe, A. (2011): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geo-potential evaluation. – ZDGG, **162(4)**. Stuttgart (Schweizerbart).
- Arndt, D. (2011, in Vorb.): Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung von Geopotenzialen. - Dissertation, TU Darmstadt.
- Bauer, W., Becker, A. & Schwarz, M. (2010): Greenfield Exploration im Feld Idstein. - Erdöl, Erdgas, Kohle, **126**: 64-67.
- Bär, K. (2008): 3D-Modellierung des tiefengeothermischen Potenzials des nördlichen Oberrheingrabens und Untersuchung der geothermischen Eigenschaften des Rotliegend. – 151 S., 64 Abb., 4 Anl., 8 Kt., 1 CD-ROM, unveröff. Diplomarbeit TU Darmstadt.
- Bär, K. (2011, in Vorb.): Geothermische und hydraulische Kennwerte zur Ermittlung des tiefengeothermischen Potenzials von Hessen unter besonderer Berücksichtigung des Permokarbon (Rotliegend) im nördlichen Oberrheingraben. - Dissertation, TU Darmstadt.

Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Heggemann, H., Hoppe, A., Hoselmann, C., Kracht, M., Kött, A., Liedmann, W., Stärk, A. & Sass, I. (2010): Konzept zur Quantifizierung des tiefeingeothermischen Potenzials von Hessen am Beispiel des nördlichen Oberrheingrabens. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **68** (GeoDarmstadt 2010),: 74, Stuttgart.

Bär, K., Felder, M., Götz, A.E., Molenaar, N. & Sass, I. (2011): The Rotliegend Reservoir System of the northern Upper Rhine Graben (Germany): From Pores to Production. – Geophysical Research Abstracts, **13**: EGU2011-A-1190, Abstracts of the Contributions of the EGU General Assembly, Wien.

Bartz, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 78-87, Stuttgart (Schweizerbart)

Behr, H. J. & Heinrichs T. (1987): Geological Interpretation of Dekorp-2-S - a Deep Seismic-Reflection Profile across the Saxothuringian and Possible Implications for the Late Variscan Structural Evolution of Central-Europe. - Tectonophysics, **142(2-4)**, 173-202.

Behrmann, J.H., Ziegler, P.A., Schmid, S.M., Heck, B. & Granet, M. [Hrsg.] (2005a): EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) **94**.

Behrmann, J.H., Ziegler, P.A., Schmid, S.M., Heck, B. & Granet, M. (2005b): The EUCOR-URGENT Project. In: Behrmann, J.H., Ziegler, P.A., Schmid, S.M., Heck, B. & Granet, M. [Hrsg.]: EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics. - Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch) **94**: 505-506, Berlin.

Biehler, D. (1995): Kluftgrundwässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes - Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen. - Tübinger geowiss. Arb., **C 22**: 103 S.

Bieske, E. (1956): Grundwasserkunde, Geräte, Baustoffe. - Handbuch des Brunnenbaus, **1**: 18 + 448 S., 392 Abb. 71. Tab.; Berlin-Konradshöhe.

Bitzer, F. (2007): Ergebnisse von Durchlässigkeitsuntersuchungen an permotriassischen Gesteinen der Pfälzer Mulde. - Mainzer geowiss. Mitt., **35**: 17-32, 7. Abb., 1. Tab.; Mainz.

Bitzer, F. (2004): Zu Pumpversuchen in Tiefbrunnen - eine idealisierte Betrachtung für den Buntsandstein der Pfälzer Mulde. - Mainzer geowiss. Mitt., **32**: 197-228, 12. Abb., 3. Tab.; Mainz.

Blum, R., Horn, M. & Koschyk, K. (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. - Geol. Jb. Hessen, **112**: 219-233. Wiesbaden.

Bogaard, P.J.F. & Wörner, G. (2003): Petrogenesis of Basanitic to Tholeiitic Volcanic Rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. – Journal of Petrology, **44(3)**: 569-602.

Boigk, H. (1967): The thickness of the pre-tertiary sediments in the Upper Rhinegraben. – Abh. Geol. L.-Amt Bad.-Württ., **6**, 39-41.

Boigk, H., Schöneich, H. (1970): Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. - In: Illies, J.H. & Mueller, S. [Hrsg.]: Graben Problems: 48-55. Stuttgart (Schweizerbart).

Boigk, H., Schöneich, H. (1974): The Rhinegraben: geologic history and neotectonic activity – Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Mjösen-Zone und des Rheingrabens. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 60-72. Stuttgart (Schweizerbart).

Boigk, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. – 330 S., Stuttgart (Schweizerbart).

-
- Brun, J.-P., Gutscher, M.-A. & DEKORP-ECORS Team (1992): Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. - *Tectonophys.* **208** (Geodynamics of Rifting, Volume I - Case History Studies on Rifts: Europe and Asia): 139-147.
- Bruhn, R.L. (1992): Fracture networks in fault zones - controls on fluid transport, chemical alteration and fault mechanics. - *Abstr. 29th Int. Geol. Congr.*: 166.
- Bucher, K. & Stober, I. (2000): The Composition of Groundwater in the Continental Crystalline Crust. – In: Stober, I. & Bucher, K. [Hrsg.] (2000): *Hydrogeology in Crystalline Rocks*: 141-176; Rotterdam (Kluwer Academic Publishers).
- Buntebarth, G. (1989): *Geothermie – Eine Einführung in die allgemeine und angewandte Wärmelehre des Erdkörpers*. - 156 S., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Buß, A., Bär, K. & Sass, I. (2008): Geothermisches 3D-Modell für Hessen - Erste Ergebnisse für den Oberrheingraben. – Beitrag im Tagungsband "Der Geothermiekongress 2008", Karlsruhe.
- Bußmann, W. & Rüter, H. (2011a): Induzierte Seismizität und geothermische Energienutzung (1). - *Erdöl Erdgas Kohle*. **127(1)**: 14-19.
- Bußmann, W. & Rüter, H. (2011b): Induzierte Seismizität und geothermische Energienutzung (2). - *Erdöl Erdgas Kohle*. **127(2)**: 75-78.
- Carman, P. C. (1937): Fluid Flow through Granular Beds. - *Trans. Inst. Chem. Eng. London* **15**, 150.
- Carman, P. C. (1948), Some Physical Aspects of Water Flow in Porous Media - *Discuss. Faraday Soc.* **3**,78.
- Carman, P. (1956): *Flow of Gases through Porous Media*. -Butterworth Scientific Publications, London.
- Caumon, G., P. Collon-Drouaillet, C. L. de Veslud, S. Viseur, & J. Sausse (2009): Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. - *Math Geosci*, **41(8)**, 927-945.
- Clauser, C. (1992): Permeability of Crystalline Rocks. - *EOS Trans. AGU* **73(21)**, 233,237-238.
- Clauser, C. & Villinger, H. (1990): Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. - *Geophys. J. Int.* **100**: 393-414.
- Clauser, C. & Huenges, E. (1995): *Thermal Conductivity of Rocks and Minerals*. – *Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants*. AGU Reference Shelf **3**: 105-126, American Geophysical Union, Washington.
- Clauser, C., Deetjen, H., Höhne, F., Rühaak, W., Hartmann, A., Schellschmidt, R., Rath, V. & Zschocke, A., (2002): Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe. – Endbericht zum Auftrag 9X0009-8390-0 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS), Applied Geophysics and Geothermal Energy E.ON Energy Research Center, RWTH Aachen, 159 S., Aachen.
- Cloetingh, S. & Burov, E.B. (1996): Thermomechanical structure of European continental lithosphere constraints from rheological profiles and EET estimates. - *Geophysical Journal International*, **124**: 695-723.
- Cloetingh, S. Burov, E.B. & Poliakov, A. (1999): Lithospheric folding: Primary response to compression? (from Asia to Paris Basin). - *Tectonics*, **18**: 1064-1083.

Cloetingh, S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., Bonté, D., Genter, A., Guillou-Frottier, L., Ter Voorde, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cornu, T & Worum, G. (2010): Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. - *Earth-Science-Reviews*, **102(3-4)**: 159-206.

Cornet FH, Li L, Hulin JP, Ippolito I & Kurowski P. (2003); The hydromechanical behaviour of a fracture: an in situ experimental case study. - *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **40**: 1257–1270.

Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L. (1993): Stress tensor determination in France and neighboring regions. – *Tectonophys.* **282**: 1-38.

Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*.

Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2005): *Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanien) in Deutschland*. - *Cour. Forsch. –Inst. Senckenberg*, **254** :1-477, 120 Abb., 18 Tab., 8 Taf.; Frankfurt a. M.

Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2006): *Stratigraphie von Deutschland VI – Unterkarbon (Mississippium)*. – *Schr. –R. Dt. Ges. Geowiss.*, **41**: 590 S.; Hannover.

Derer, C.E. (2003): *Tectono-sedimentary evolution of the northern Upper Rhine Graben (Germany), with special regard to the early syn-rift stage*. - Diss., University of Bonn, 99 S.

Derer, C.E., Kosinowski, M., Luterbacher, H.-P., Schäfer, A. & Süß, M.P. (2003): Sedimentary response to tectonics in extensional basins: the Pechelbronn Beds (late Eocene to early Oligocene) in the northern Upper Rhine Graben, Germany. - In: McCann, T & Saintot, A. [Hrsg.]: *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*, Geological Society Special Publications, **208**: 55-69.

Derer, C.E., Schumacher, M.E. & Schäfer, A. (2005): The northern Upper Rhine Graben: basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution. - In: Behrmann, J.H., Ziegler, P.A., Schmid, S.M., Heck, B. & Granet, M. [Hrsg.]: *EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics*. - *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* **94**: 640-656, Berlin.

De Wiest, R.J.M. (1965): *Geohydrology*. - 366 S. 188 Abb., 25 Tab., Wiley, New York etc.

Dèzes, P., Schmid & S. Ziegler, P.A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. - *Tectonophysics*, **389**: 1-33.

Dèzes, P. & P. A. Ziegler (2001): European Map of the Mohorovičić discontinuity, - In: Mt. St. Odile [Hrsg.]: *2nd EUCOR-URGENT Workshop (Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics)*, France.

DGGT (2004): Neufassung der Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises „Versuchstechnik Fels“ der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern. - *Bautechnik* **81(10)**:825-834

Diederich, G. (1966): Fazies, Paläogeographie und Genese des unteren Buntsandsteins norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. - *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden*, **94**, 132-157.

Diederich, G. Finkenwirth, A., Hölting, B., Kaufmann, F., Rambow, D., Scharpff, H.-J., Stengel-Rutkowski, W. & Wiegand, K. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1: 300.000. - Geol. Abh. Hessen, **95**: 83 S.

DIN Deutsches Institut für Normung e. V. (Herausgeber); DIN EN 1926, März 2007. Prüfverfahren für Naturstein - Bestimmung der einachsigen Druckfestigkeit; Deutsche Fassung EN 1926:2006, 19 S.

DIN Deutsches Institut für Normung e. V. (Herausgeber); DIN 18136, November 2003. Baugrund - Untersuchung von Bodenproben - Einaxialer Druckversuch, 9 S.

DoebI, F. (1967): The Tertiary and Pleistocene Sediments of the Northern and Central Part of the Upper Rhinegraben. - Abh. des Geol. L.-Amt B.-Württ. **6**: 48-54.

DoebI, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. - In: Illies, J.H. & Mueller, S. [Hrsg.]: Graben Problems: 56-66. Stuttgart (Schweizerbart).

DoebI, F. & Olbrecht, W. (1974): An isobath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 71-72. Stuttgart (Schweizerbart).

DoebI, F. & Teichmüller, R., (1979): Zur Geologie und heutigen Geothermik im mittleren Oberrheingraben. - Fortschr. Geol. Rheinld und Westf., **27**: 1-17.

Dürbaum, H.-J., Matthes, G. & Rambow, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. - Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., **97**: 258-274, 10 Abb., 4 Tab., Wiesbaden.

Durst, H. (1991): Aspects of exploration history and structural style in the Rhine graben area. - In: Spencer, A.M. [Hrsg.] Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. - Special Publication 1. European Association of Petroleum Geoscientists, London: 247-261

DVGW Regelwerk Technische Regel Arbeitsblatt W 109 (2005): Planung, Durchführung und Auswertung von Markierungsversuchen bei der Wassergewinnung. 22 S.; Bonn.

DVGW Regelwerk Technische Regel Arbeitsblatt W 110 (2005): Geophysikalische Untersuchungen in Bohrungen, Brunnen und Grundwassermessstellen – Zusammenstellung von Methoden und Anwendungen. 50 S.; Bonn.

DVGW Regelwerk Technische Regel Arbeitsblatt W 111 (1997): Planung, Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung. 37 S.; Bonn.

Deutscher Wetterdienst - Abteilung Klima und Umweltberatung (2006): Klimarasterdaten im 1-km-Raster von Deutschland, Stand 2006 (Datenlieferung).

Edel, J.B. & Fluck, P. (1989): The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben, Black Forest) main structural features deduced from magnetic, gravimetric, and geological data. - Tectonophysics **169**:303–316.

Edel, J.B., Weber, K. (1995): The Cadomian terranes, wrench-faulting and thrusting in the Central Europe Variscides—geophysical and geological evidence. – Geol. Rundsch. **84**:412–432

Edel, J.B., Schulmann, K. & Rotstein, Y. (2007): The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene-Oligocene up to the recent. - Int. J. earth Sci. (Geol. Rundsch.) **96**:305-325.

Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg, Geol. Jb. Hessen, **113**, 97-135.

-
- Falke, H. (1969): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit des Rotliegenden, Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, **97**, 130-151.
- Feist-Burkhardt, S., Götz, A.E. & Szulc, J. (coordinators), Borkhataria, R., Geluk, M., Haas, J., Hornung, J., Jordan, P., Kempf, O., Michalík, J., Nawrocki, J., Reinhardt, L., Ricken, W., Röhling, G.-H., Rüffer, T., Török, Á. & Zühlke, R. (2008): Triassic. - In: McCann, T. [Hrsg.]: The Geology of Central Europe. Vol. 2: 749-821; Geol. Soc. London.
- Feldrappe, H., Obst, K. & Wolfgramm, M. (2008): Die mesozoischen Sandstein-Aquifere des Norddeutschen Beckens und ihr Potential für die geothermische Nutzung. – Zeitschr. Geol. Wiss., **36**: 199-222.
- Förster, A. & Förster, H.-J. (2000): Crustal composition and mantle heat flow: Implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany), - J. Geophys. Res., **105(B12)(27)**: 917-938.
- Franke, W.R. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Europe. -Geological Society of America Bulletin, **230**: 67-90.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, in Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, edited by W. Franke, V. Haak, O. Oncken and D. Tanner, pp. 35-61, Geological Society Special Publications, London.
- Franke, W. R. & Anderle, H. J. (2001): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC6310 Frankfurt a.M. West, BGR.
- Gabriel, G. & Vogel, D. (2010): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes der Bundesrepublik Deutschland, LIAG, Hannover.
- Gaupp, R. & Nickel, B. (2001): Die Pechelbronn-Schichten im Raum Eich-Stockstadt (Nördlicher Oberrheingraben; Blatt 6216 Gernsheim). –Geol. Jb. Hessen, **128**: 19-27.
- Goggin, D.J., Thrasher, R.L. & Lake, L.W. (1988): A theoretical and experimental analysis of Minipermeameter response including gas slippage and high velocity flow effects. –In Situ, **12(1&2)**: 79-116.
- Götz, A. E. (2002): Hochauflösende Stratigraphie im Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Anis) des Germanischen Beckens, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **15**: 101-107.
- Götz, A. E. & Gast, S. (2010): Basin evolution of the Anisian Peri-Tethys: implications from conodont assemblages of Lower Muschelkalk key sections (Central Europe), Z. Dtsch. Ges. Geowiss., **161(1)**: 39-49.
- Götz, A.E. & Lenhardt, N. (2011): The Anisian carbonate ramp system of Central Europe (Peri-Tethys Basin): sequences and reservoir characteristics. - Acta Geologica Polonica, **61(1)**: 59-70.
- Grad, M., T. Tiira & ESC Working Group (2009): The Moho depth map of the European Plate, Geophys. J. Int., **176(1)**: 279-292.
- Greiling, R.O. & Verma, P.K. (2001): Strike-slip tectonics and granitoid emplacement: An AMS fabric study from the Odenwald Crystalline Complex, SW Germany. - Mineral. Petrol., **72**: 165–184.
- Guéguen, Y., Gavrilenco, P. & Le Ravalec, M. (1996): Scales of Rock Permeability. - Surveys in Geophysics, **17**: 245-263.

Haenel, R. & Staroste, E. [Hrsg.] (1988 und 2002): Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. – Publ. No. EUR 11026 und 17811 of the European Commission, Office of Official Publications of the European Communities, Luxemburg.

Haimberger, R., Hoppe, A. & Schäfer, A. (2005): High-resolution seismic survey on the Rhine River in the northern Upper Rhine Graben. In: Behrmann, J.H., Ziegler, P.A., Schmid, S.M., Heck, B. & Granet, M. [Hrsg.]: EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics.- Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch) **94**: 657-668.

Hartmann, A., Rath, V. & Clauser, C. (2005): Thermal conductivity from core and well log data. - International Journal of Rock Mechanics & Mining Science, **42**: 1042-1055.

Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. & Müller, B. (2010): Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. – Tectonophysics, **482**: 1–4, 3–15.

Heinemann, B. Troschke, B & Tenzer, H. (1992): Hydraulic investigation and stress evaluations at the HDR test site Urach III, Germany, Geothermal Resources Council Transactions, Davis, CA: 425-431.

Helms, M., B. Hoffers, K. Lademann & Oelrich, A. (2010): Umsetzung des Geotektonischen Atlas in ein geologisches 3D-Modell des tieferen Untergrundes von Niedersachsen und der deutschen Nordsee, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **68** (GeoDarmstadt 2010), 235-236.

Henk, A. (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). Geol. Rundschau **82**: 3-19.

Hese, F., P. Offermann, J. Rheinländer & Liebsch-Dörschner T. (2010): Geologische 3D-Modelle des tiefen Untergrundes Schleswig-Holsteins, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **68** (GeoDarmstadt 2010): 239-240.

Hess, J.C. & Schmidt, G. (1989): Zur Altersstellung der Kataklastite im Bereich der Oetzberg-Zone, Odenwald. Geol Jb Hessen, **117**: 69–77.

Hinzen, K.G. (2003): Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. - Tectonophysics, **377**: 325-356.

HLUG (2005): <http://www.hlug.de/start/geologie/erdwaerme.html> [Stand 2005]

HLUG (2006): Nutzung tiefer Geothermie in Hessen. - 1. Aufl. Wiesbaden

HLUG (2007a): Geologische Übersichtskarte Hessen 1:300.000, 5. überarbeitete digitale Ausgabe, HLUG, Wiesbaden.

HLUG (2007b): Karte der Geologischen Strukturräume in Hessen 1:300.000, 5. überarbeitete digitale Ausgabe, HLUG, Wiesbaden.

HLUG (2010): Nutzung tiefer Geothermie in Hessen. - 3. Aufl. Wiesbaden,

Hoppe, A. & Mittelbach, G. (1999): Geowissenschaftlicher Atlas von Hessen. - Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.

Horner, D. R. (1951): Pressure build-up in wells. – Proc. 3rd World Petroleum Congress, The Hague, Section II: E. J. Brill, Leiden: 503-521.

Hornung, J. & Aigner, T. (2002): Reservoirarchitecture in a terminal alluvial plain: An outcrop analogue study (Upper triassic, southern Germany) Part 1: Sedimentology and petrophysics. – Journal of Petroleum Geology **25(1)**: 3-20.

Hornung, J. & Aigner, T. (2002): Reservoirarchitecture in a terminal alluvial plain: An outcrop analogue study (Upper triassic, southern Germany) Part 2: Cyclicity, controls and models. – *Journal of Petroleum Geology* **25(2)**: 151-178.

Hornung, J. & Aigner, T. (2004): Sedimentäre Architektur und Poroperm-Analyse fluviatiler Sandsteine: Fallbeispiel Coburger Sandstein, Franken. – *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft* **18**: 121–138, Halle (Saale).

Hubbert, M. K. (1940): The Theory of Ground-Water-Motion. - *Journ. of Geology* **XLVIII**: 785-944, 48 Abb.

Huenges, E. (2010): Tiefe Geothermie in Deutschland - eine Übersicht. - *bbr Fachmagazin für Brunnen- und Leitungsbau, Sonderheft, Tiefe Geothermie*, 6-13.

Hug, N. (2004): Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke. - *Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden*.

Hug, N. & Vero, G. (2008): Ein vollständiges Zechsteinprofil im südlichen Odenwald: die hydrogeologische Erkundungsbohrung Langenthal BK2/05. - *Geol. Jb. Hessen*, **135**: 25-45, 6. Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

HVBG (2011): Digitales Geländemodell (DGM), http://www.hvbg.hessen.de/irj/HVBG_Internet?cid=74bac50268276ce43f7739bb06ff96a3 [Stand: Juli 2011]

Illies, J.H. (1970): Graben Tectonics as Related to Crust-Mantle Interaction. - In: Illies, J.H. & Mueller [Hrsg.], S. (1970): *Graben Problems*: 4-27. Stuttgart (Schweizerbart).

Illies, J.H. (1974): Taphrogenesis and Plate Tectonics. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: *Approaches to Taphrogenesis – Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe in April, 13-15, 1972*: 432-460, Stuttgart (Schweizerbart).

Illies, J.H. (1975): Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. – *Geol. Rundsch.* **64**: 677-699.

Illies, J.H. (1977): Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. – *Geol. En. Mijnbouw* **56(4)**: 329-350.

Illies, J.H. (1978): Two Stages Rheingraben Rifting. - In: Ramberg, I.B., Neumann, E.R. [Hrsg.]: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. – D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht: 63-71.

Illies, J.H. & Mueller, S. (1970): *Graben Problems*. - 316 S. Stuttgart (Schweizerbart).

Illies, J.H. & Fuchs, K. (1974): *Approaches to Taphrogenesis*. - 460 S. Stuttgart (Schweizerbart).

Jaritz, R. (1999): Quantifizierung der Heterogenität einer Sandsteinmatrix am Beispiel des Stubensandsteins (Mittlerer Keuper, Württemberg). – *Tübinger Geol. Arbeiten*, **C 48**: 104 S., Tübingen.

Jodocy, M. & Stober, I. (2008): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Landesteil Baden-Württemberg. – *Erdöl-Erdgas-Kohle*, **124(10)**: 386-393.

Jodocy, M. & Stober, I. (2011): Porositäten und Permeabilitäten im Oberrheingraben und im Südwestdeutschen Molassebecken. – *Erdöl Erdgas Kohle*, **127(1)**: 20–27, Hamburg.

Jung, R., Röhling, S., Ochmann, N., Rogge, S., Schellschmidt, R., Schulz, R. & Thielemann, T. (2002): Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung und der geothermischen Kraft-Wärme-Kopplung (KWK) in Deutschland. – *Institut für Geowissenschaftliche Gemein-*

schaftsaufgaben (Hannover; Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover); Institut für Energiewirtschaft und Rationelle Energieanwendung (IER) der Universität Stuttgart.

Jung, S. (1999): The Role of Crustal Contamination During the Evolution of Continental Rift-Related Basalts: A Case Study from the Vogelsberg Area (Central Germany). - *GeoLines*, **9**: 48-58.

Kaufmann, O., & T. Martin (2008): 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines- - *Comput. Geosci.*, **34(3)**: 278-290.

Klee, G & Rummel, F. (1999): Stress regime in the Rhinegraben basement and in the surrounding tectonic units. – *Bulletin d’Hydrogéologie* **17**: 135-142.

Klinkenberg, L.J. (1941): The permeability of porous media to liquids and gases. – *Drilling Production Practice*, API: 200-213.

Klügel, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze - Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. - *Geol. Abh. Hessen*, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.

Kölbel, T. (2009): Geothermal Energy: Perspective of an Utility. - Presented during the GeoPower Europe 2009 conference, Munich, Germany, 3-4 Dezember.

Korsch, R.J. & Schäfer, A. (1991): Geological interpretation of DEKORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the Variscan Saar-Nahe basin, Southwest Germany. – *Tectonophys.*, **191**: 127-146.

Korsch, R.J. & Schäfer, A. (1995): The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, South-west Germany and North-east France, basin formation and deformation in a strike-slip regime. - *Geol. Rundschau* **75**: 535-553.

Kowalczyk, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**: 1-99.

Kowalczyk, G. (2001): Permokarbon des Sprendlinger Horstes und der westlichen Wetterau (Exkursion I am 20. April 2001). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F.* **83**: 211-236. Stuttgart.

Kowalczyk, G., H. Murawski, & J. Prüfert (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.*, **60**, 181-205.

Kozeny, J. (1927): Über die kapillare Leitung des Wassers im Boden (Aufstieg, Versickerung und Anwendung auf die Bewässerung). - *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien. Math. Nat. (Abt. IIa)* **136a**: 271-306.

Krapp, L. (1979): Gebirgsdurchlässigkeit im Linksrheinischen Schiefergebirge - Bestimmung nach verschiedenen Methoden. - *Mitt. Ing.- u. Hydrogeol.* **9**: 313-347, 18. Abb., 5 Tab.; Aachen.

Kreuzer, H., Harre, W. (1975): K/Ar Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. - *Aufschluss Sd. Bd.* **27**:71–77.

Krohe, A. (1992): Structural evolution of intermediate-crustal rocks in a strike-slip and extensional setting (Variscan Odenwald, SW Germany): differential upward transport of metamorphic complexes changing deformation mechanisms. - *Tectonophys.* **205**: 357-386.

Krohe, A. & Willner, A. P. (1995): The Odenwald Crystalline Complex. - In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K.: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 174-181, Springer.

-
- Kühne, K., Maul, A.-A. & Gorling, L. (2003): Aufbau eines Fachinformationssystems Geophysik. – Z. Angew. Geol., **2/2003**: 48–53, Hannover.
- Kukkonen, I., Suppala, I. (1999): Measurements of thermal conductivity and diffusivity in situ: literature survey and theoretical modelling of measurements. - Report POSIVA **99-1**, Geological Survey of Finland.
- Kulick, J., D. Leifeld, S. Meisl, W. Pöschl, R. Stellmacher, G. Strecker, A.-K. Theuerjahr, and M. Wolf (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., Reihe D, Heft 68; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- Lachenbruch, A. H. & Brewer, M.C. (1959): Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. - Geological Survey Bulletin, **1083-C**: 73-109; Washington.
- Lahner, L. & Toloczyki, M. (2004): Geowissenschaftliche Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:2000000 – Geologie und Verkehr, GK2000. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Lampe, C. (2001): The effects of hydrothermal fluid flow on the temperature history of the northern Upper Rhine Graben: Numerical simulation studies. - Kölner Forum für Geologie und Paläontologie **8**: 1-126.
- Lang, S. (2007): Die geologische Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke (Hessen, Bayern). - Dissertation, TU Darmstadt.
- Langguth, H.-R. & Voigt, R. (2004): Hydrogeologische Methoden. - 2. Überarbeitete und erweiterte Auflage, 1005 S., 304 Abb.; Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- Larroque, J.M., Etchecopar, A. & Philips, H. (1987): Evidence for the permutation of stresses Sigma1 und Sigma2 in the Alpine foreland: the example of the Rhinegraben. – Tectonophys., **144**: 315-322.
- Larroque, J.M. & Laurent, P. (1988): Evolution of the stress field pattern in the southern end of the Rhine Graben from the Eocene to the present. – Tectonophys., **148**: 41-58.
- Leblanc, Y., Lam, H.-L., Pascoe, L.J. & Johnes, F. W. (1982): A comparison of two methods of estimating static formation temperature from well logs. - Geophys. Prosp., **30**: 348-357.
- Le Carlier de Veslud, C., J. Pellerin, G. Caumon, C. Antoine & Rouby, D. (2008): Georeferencing maps and cross-sections in gOcad. - Paper presented at 28th GOCAD Meeting, Nancy.
- Legarth, B., Tischner, T. & Huenges, E. (2003): Stimulation experiments in sedimentary, low-enthalpy reservoirs for geothermal power generation, Germany. – Geothermics, **32**: 487–495.
- Lelliott, M. R., M. R. Cave & Wealthall, G. P. (2009): A structured approach to the measurement of uncertainty in 3D geological models. - Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **42**: 95-105.
- LGB-RLP (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S. Stuttgart (Schweizerbart).
- Lippmann, E. & Rauen, A. (2005): TCS manual, Handbuch zum Thermal Conductivity Scanner.
- Lippolt, H.J. & Hess, J.C. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegende volcanism III. Synthesis of results and geological implications. – N. Jb. Mineral. Geol. Pläont. Mh., **9**: 553-559.

Lippolt, H.J., Todt, W. & Horn, P. (1974): Apparent potassium-argon ages of Lower Tertiary Rhine Graben volcanics. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 213-221. Stuttgart (Schweizerbart).

Lippolt, H.J., Kirsch, H. & Plein, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F. **72**: 227-242.

Lopes Cardozo, G.G.O. & Behrmann, J.H. (2006): Kinematic analysis of the Upper Rhine Graben boundary fault system. - Journal of Structural Geology, **28**: 1028-1039.

Mack, C. (2007): Geothermische Untersuchungen in Calw. – 90 S., 62 Abb., 5 Tab., 11 Kt., 1 CD-ROM; unveröff. Dipl. Arb., TU Darmstadt.

Mallet, J.-L. (2002): Geomodeling. - VIII, 599 S., Oxford University Press, Oxford ; New York.

Manning, C.E. & Ingebritsen, S.E. (1999): Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. – Rev. Geophys. **37**: 127–150.

Marell, D. (1987): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Diss., VII u 263 S., 118 Abb., 2 Taf., 4 Tab. und 1 Anlagenband, 147 S., Frankfurt a M.

Marell, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. - Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S., Wiesbaden.

Marinoni, O. (2002): Stärken und Schwächen einer geostatistisch gestützten Untergrundmodellierung. - Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **15**: 173-179.

März, K. (1977): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Buntsandstein und Muschelkalk Nordbayerns (Unterlauf der fränkischen Saale/Ufr. und Gebiet Kronach und Lautertal/Ofr.). - Hydrochem. hydrogeol. Mitt., **2**: VII + 170 S., 26 Abb., 27 Tab.;München.

May, F., Hoernes, S. & Neugebauer, H.J. (1995): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: the Rhenish Massif, Central Europe. - Geol. Rdsch., **85(4)**: 782-799.

McCann, T. [Hrsg.] (2008): The Geology of Central Europe. – Geological Society Publishing House, London.

McCann, T., et al. (2008): Permian, in: The Geology of Central Europe - Precambrian and Palaeozoic. - in: T. McCann (Hrsg.): 531-597, The Geological Society, London.

Meiburg, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. - 267 S., E. Schweizerbart, Stuttgart.

Meier, L. & Eisbacher, H.G. (1991): Crustal kinematics and deep structure of the northern Rhine Graben, Germany. - Tectonics, **10(3)**: 621-630.

Meissner, R. & Bortfeld, R.K. [Hrsg.] (1990): DEKORP-Atlas – Results of Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm. – 99 S., Berlin (Springer).

Meyer, R. K. & Schmidt-Kaler, H. (1996): Gesteinsabfolge des Deckgebirges nordlich der Donau und im Molasseuntergrund: Jura. - in: Freudenberger, W. & Schwerd, P. [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50.000: 90-111, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

-
- Michon, L., Van Balen, R.T., Merle, O. & Pagnier, H. (2003): The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. – *Tectonophys.*, **367**: 101-126.
- Middleton, M. F. (1982): Bottom-hole temperature stabilization with continued circulation of drilling mud. - *Geophysics*, **47**: 1716-1723.
- Möbius, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik. - Dissertation, Philipps-Universität Marburg.
- Möbius, H.-M. (2007): Die Hessischen Gräben als mehrfach duktil entkoppelte "pull apart" Struktur. - *Geol. Jb. Hessen*, **135**, 5-23.
- Muffler, P. & Cataldi, R. (1978): Methods for Regional assessment of Geothermal Resources. – *Geothermics*, Vol. **7**: 53–89.
- Müller, H. (1996): Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben – Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben. - *Geol. Abh. Hessen*, **99**: 85 S., Wiesbaden.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. - *Journal Geophysical Research*, **97(B8)**:11783-11803.
- Nehler, M. (2011): Geothermische Untersuchungen des Zechsteins im Raum Sontra. – VIII S. + 101 S., 61 Abb., 5 Tab., 3 Anl., 1 DVD-ROM, unveröff. Studienarbeit, TU Darmstadt
- Nickel, E. (1985): Odenwald, Vorderer Odenwald zwischen Darmstadt und Heidelberg. - 232 S., Borntraeger, Berlin.
- Oncken, O. (1998): Orogenic mass transfer and reflection seismic patterns — evidence from DEKORP sections across the European Variscides (central Germany). - *Tectonophys.*, **286**: 47-61.
- Oncken, O., von Winterfeld, C., & Dittmar, U. (1999): Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). - *Tectonics*, **18(1)**: 75-91.
- Ortlam, D. (1970): Interferenzerscheinungen rheinischer und variszischer Strukturelemente im Bereich des Oberrheingrabens. - In: Illies, J.H. & Mueller, S. [Hrsg.]: *Graben Problems*: 90-97. Stuttgart (Schweizerbart).
- Orzol, J., Jung, R., Jatho, R., Tischner, T. & Kehrer, P. (2005): The GeneSys-Project: Extraction of geothermal heat from tight sandstones. – *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*, 24-29. April 2005.
- Pape, H.G., Clauser, C. & Iffland, J. (1999): Permeability Prediction based on Fractal Pore Space Geometry. - *Geophysics*, **64(5)**: 1447-1460.
- Pape, H.G., Clauser, C. & Iffland, J. (2000): Variation of Permeability with Porosity in Sandstone Diagenesis Interpreted with a Fractal Pore space Model. - *Pure appl. geophys.*, **157**: 603-619. Basel.
- Paradigm (2009): *GOCAD 2009.1 User Guide Part IV Foundation Modeling*.
- Paschen, H., Oertel, D. & Grünwald, R. (2003): Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland. - Büro für Technologiefolgen-Abschätzung beim deutschen Bundestag. – *Deutscher Bundestag, Ausschuss für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung*, 128. S.

PK Tiefe Geothermie (2007): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Arbeitshilfe für Geologische Dienste. – http://www.infogeo.de/dokumente/download_pool/tiefe_geothermie_arbeitshilfe_08022007.pdf [Stand 2011]

PK Tiefe Geothermie (2008): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Geowissenschaftliche Parameter und Untersuchungsverfahren. – http://www.infogeo.de/dokumente/download_pool/Parameter_24012008.pdf [Stand 2011]

Pester, S., Agemar, T., Alten, J.-A., Kuder, J., Kuehne, K., Maul, A.-A. & Schulz, R. (2010): GeotIS - the Geothermal Information System for Germany. – Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25.-29.04.2010.

Peters, G. (2007): Active Tectonics in the Upper Rhine Graben, Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling, - Diss., XXVI u. 270 S. Amsterdam.

Peters, G. & Van Balen, R.T. (2007): Pleistocene tectonics inferred from fluvial terraces of the northern Upper Rhine Graben, Germany. - *Tectonophys.*, **430**: 41-65, Amsterdam.

Peters, G. & Van Balen, R.T. (2008): Tectonic Geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. - *Global Planet. Change*, **58**: 310-334. Amsterdam.

Pflug, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. - Erträge der Forschung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 145 S.

Philipp, S.L. (2007): Bedeutung von Störungszonen und Bruchsystemen für die Permeabilität: Vergleich natürlicher Paläoreservoirs mit stimulierten geothermischen Reservoirs. - In: Geothermische Vereinigung (Hrsg.): Der Geothermiekongress 2007 – Energie für alle Fälle: 224-233.

Plein, E. (1992): Das Erdölfeld Eich-Königsgarten. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F.* **74**: 41-54.

Plein, E. (1993): Voraussetzungen und Grenzen der Bildung von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im Oberrheingraben. - *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F.* **75**: 227-253

Plenefish, T. & Bonjer, K.-P. (1997): The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. – *Tectonophys.*, **275**: 71-97.

Popov, Y.A., Semionov, V.G., Korosteliy, V.M. & Berezin, V.V. (1983): Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. – *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **19**: 563-567.

Popov, Y.A., Berezin, V.V., Semionov, V.G. & Korosteliy, V.M. (1985): Complex detailed Investigations of the thermal properties of Rocks on the basis of a moving point Source. - *Earth Physics Vol.* **21**, No. 1, *Izvestiya*.

Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F. & Burkhardt, H. (1999): Characterization of rock thermal conductivity by high resolution optical scanning. – *Geothermics*, **28(2)**: 253–276.

Popov, Y., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D. & Pohl, J. (2003): Interrelations Between Thermal Conductivity and Other Physical Properties of Rocks: Experimental Data. - *Pure Appl. Geophys.*, **160**: 1137-1161. Basel.

Pribnow, D. & Sass, J. (1995): Determination of Thermal Conductivity from Deep Boreholes. - *J. Geophys. Res.*, **100**: 9981-9994.

-
- Pribnow, D. & Schellschmidt, R. (2000): Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. – *Geophysical Research Letters*, **27(13)**: 1957-1960.
- Pribnow, D. & Clauser, C. (2002): Heat and Fluid Flow in the upper Rhine Graben: Regional and local models for a hot dry rock system. - In: *Geologisches Jahrbuch Reihe E, Heft SE1*: 261-268.
- Prinz, H. & Holtz, S. (1989): Zur Durchlässigkeit des Buntsandsteingebirges - Erfahrungen aus dem Tunnel- und Talsperrenbau in hessen (BRD). - *Mitt. Ing.- u. Hydrogeol.*, **32**: 197-224. Aachen.
- Prodehl, C., Mueller, S., Glahn, A., Gutscher, M. & Haak, V. (1992): Lithospheric cross sections of the European Cenozoic rift systems. – *Tectonophys.*, **208** (Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia): 113-138
- Prodehl, C., Mueller, S. & Haak, V. (1995): The European Cenozoic rift system. - In: Olsen, P.E. [Hrsg.], *Continental rifts: Evolution, Structure, Tectonics*. Elsevier Sci., New York: 133-212.
- Rambow, D. (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. - *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden*, **97**: 226-228.
- Rauen, A. (2009): Measurements of Thermal Conductivity (TC) and Thermal Diffusivity (TD) by the Optical Scanning Technology. - *TCS TD Manual - Lippmann and Rauen GbR, Schauffling*.
- Roll, A. (1979): Versuche einer Volumenbilanz des Oberrheingrabens und seiner Schultern. - *Geol. Jb. Reihe A*, **52**: 3-82. Rothe & Sauer, 1967
- Rotstein, Y., Edel, J.-B., Gabriel, G., Boulanger, D., Schaming, M. & Munsch, M. (2007): Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouguer Gravity. - *Tectonophys.*, **425**: 55-70.
- Rózsa, S. Heck, B., Mayer, B., Seitz, K., Westerhaus, M. & Zippelt, K. (2005): Determination of displacements in the upper Rhine graben area from GPS and leveling data. - *International Journal of Earth Sciences*, **94(4)**: 538-549.
- Rühaak, W., Bär, K. & Sass, I. (2012, in Vorb.): Estimating the subsurface temperature of Hessen/Germany based on a GOCAD 3D structural model - a comparison of numerical and geostatistical approaches. - *Proceedings EGU 2012*. Wien. (Poster).
- Rummel, F & Baumgärtner, J. (1991): Hydraulic Fracturing Stress Measurements in the GPK1 Borehole, Soultz-sous-Forêts. - *Geothermal Science and Technology*, **3(1-4)**: 119-148.
- Saaty, T. L. (1980): *The analytic hierarchy process : planning, priority setting, resource allocation - XIII*, 287 S. , McGraw-Hill, New York.
- Saaty, T. L. (1990): *How to Make a Decision - the Analytic Hierarchy Process*. – *Eur. J. Oper. Res.*, **48(1)**: 9-26.
- Saaty, T. L. (2005): *The Analytic Hierarchy and Analytic Network Process for the measurement of intangible criteria and for Decision-Making, in Multiple Criteria Decision Analysis - State of the art surveys*. - In: J. Figueira, S. Greco and M. Ehrgott, pp. 345-407, Springer, New York.
- Sass, I. (2007): *Geothermie- Erkundung und Planung als Kernaufgabe der Angewandten Geologie*. - 16. *Tagung für Ingenieurgeologen und Forum "Junge Ingenieurgeologen"*, Bochum.
- Sass, I. & Buß, A. (2007): *Geothermische Kartierung - Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität*. - *Beitrag im Tagungsband "Der Geothermiekongress"*, Bochum.

-
- Sass, I. & Bär, K. (2008): 3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale in Hessen - Erste Ergebnisse. – 3. Tiefengeothermie-Forum 2008 - Nutzung der Erdwärme in Hessen - von Vision bis Praxis; Darmstadt. (Vortrag: <http://www.hessenenergie.de/Downloads/DI-Nach/dln-tgf/tgf-08/tgf-08-pdfs/3-Sass-090908.pdf>)[Stand Juli 2011]
- Sass, I., Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Heggemann, H., Hoppe, A., Hoselmann, C., Kracht, M., Kött, A., Liedmann, W. & Stärk, A. (2010.): Stand des 3D-Modells der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen - Standortbezogene Potenzialausweisung anhand virtueller Bohrungen und Schnitte. – 5. Tiefengeothermie-Forum 2010 - Standorte, Reservoirs und Technologien, 15.09.2010, Darmstadt. (Vortrag: <http://www.hessenenergie.de/Downloads/DI-Nach/dln-tgf/tgf-10/tgf-10.shtml>)[Stand Juli 2011]
- Sass, I. & Götz, A.E. (2008): Sedimentary facies features applied to geothermal exploration. - 26th IAS Regional Meeting/SEPM-CES Sediment 2008 Bochum, Abstract Volume. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **58**: 243.
- Sass, I. & Götz, A.E. (2011): The Thermofacies Concept. - Proceedings of the 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP-TR-191; Stanford, California.
- Sauer, K. (1964): Erdöl am Oberrhein. Ein Heidelberger Kolloquium. - Abh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., **5**: 136 S.
- Schäfer, K. (1969): Das Rotliegende der Treischfelder Bohrungen in Osthessen. - Notizbl. Hess. L. Amt Bodenforsch., **97**: 152-194. Wiesbaden.
- Schäfer, A. (2005): Sedimentologisch-numerisch begründeter stratigraphischer Standard für das Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 369-394.
- Schäfer, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer geowiss. Mitt. **15**: 239-365.
- Schäfer, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germay), Upper Carboniferous and Lower Permian. - Geol. Rundsch., **78**: 499-524.
- Schäfer, A. & Korsch, R.J. (1998): Formation and fill of the Saar-Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany). – Z. dt. Geol. Ges., **149(2)**: 233-269.
- Schenk, E. (1970): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 286-302, Stuttgart (Schweizerbart).
- Schnaebeler, R.J. (1948): Monographie Géologique du Champ Pétrolifère de Pechelbronn. – Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, **7**: 1-254.
- Schraft, A. (2005): Hydraulische Eigenschaften der Klufftgrundwasserleiter Nord- und Mittelhessens. - Geol. Jb. Hessen, **132**: 33-42, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Schraft, A. & Rambow, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Osthessens. - Geol. Jb. Hessen, **112**: 235-261. Wiesbaden.
- Schoen, J.H. (1996): Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. - In: Handbook of Geophysical Explorations. Section I, Seismic Exploration: V.18. - Redwood Books, Trowbridge.
- Schubert, O. (2011, in Vorb.): Geothermische Untersuchungen des Buntsandsteins des Odenwaldes. - unveröff. Bachelorarbeit, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt, Darmstadt.

-
- Schulz, R., [Hrsg.] (2009): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht. - Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, 114 S., Hannover.
- Schulz, R., Agemar, T., Alten, A.-J., Kühne, K., Maul, A.-A., Pester, S. & Wirth, W. (2007): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland. – Erdöl Erdgas Kohle, **123(2)**: 76–81, Hamburg.
- Schulz, R. (2004): Bergrecht und Erdwärme – Gesichtspunkte zur Bemessung von Erlaubnis- und Bewilligungsfeldern. – Geothermische Energie, **40**: 9-16.
- Schulz R. & Schellschmidt R. (1991): Das Temperaturfeld im südlichen Oberrheingraben. - Geol. Jb., **E48**: 153-165; Hannover.
- Schumacher, M. (2002): Upper Rhine Graben: Role of pre-existing structures during rift evolution. - Tectonics, **21(1)**:1006: 1-17.
- Schumann, A. (2009): GIS basierte Erdwärmepotenzialkarte Spielberg und Wart. – 64 S., 6 Tab., 36 Abb., 1 Anl., 1 CD-ROM, unveröff. Studienarbeit TU Darmstadt.
- Schwarz, M. (2006): Evolution und Struktur des Oberrheingrabens - quantitative Einblicke mit Hilfe dreidimensionaler thermomechanischer Modellrechnungen. - PhD thesis, University of Freiburg, Freiburg i. Br., 337 S..
- Schwarz, M., Becker, A. & Schäfer, A. (2011): Seismische Leithorizonte im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken. - Erdöl Erdgas Kohle, **127(1)**: 28-34.
- Sherwood, G. J. (1990). A paleomagnetic and rock magnetic study of Tertiary volcanics from the Vogelsberg (Germany). - Phys. Earth Planet In., **62**: 32-45.
- Sissingh, W. (1998): Comparative tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. - Tectonophys., **300**: 249-284.
- Sissingh, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **196**: 229-263.
- Sittler, C & Sonne, V. (1971): Vorkommen und Verbreitung eozäner Ablagerungen im nördlichen Mainzer Becken. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 372-384.
- Skiba, P. & Gabriel, G. (2010): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1: 1.000.000. - LIAG, Hannover.
- Somerton, W. H. (1992): Thermal properties and temperature-related behavior of rock-fluid systems. - Developments in Petroleum Science **37**. VIII: 257 S.
- Sommer, M., and G. Katzung (2006): Saxo-Thuringia in the Variscan belt from a geodynamic point of view. - Terra Nova, **18(1)**: 63-71.
- Sperl, J., Trckova, J. (2008): Permeability and Porosity of Rocks and their Relationship based on Laboratory Testing. - Acta Geodyn. Geomater., Vol. **5**: 41-47, Prag.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. - Earth Planet Sc. Lett., **196(1-2)**, 17-33.
- Stein, E. (2001a): The Geology of the Odenwald Crystalline Complex. – Mineralogy and Petrology, **72(1-3)**: 7-28.

-
- Stein, E. (2001b): Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 267-283, 2 Abb. Stuttgart.
- Stein, E., Altenberger, U. & Kreher-Hartmann, B. (2001): Geologie des Kristallinen Odenwaldes – seine magmatische und metamorphe Entwicklung. - Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 89-113. Stuttgart.
- Stober, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. - Ferdinand Enke Verlag, 81 Abb., 16 Tab., 191 S., Stuttgart.
- Stober, I. (2011): Depth- and pressure-dependent permeability in the upper continental crust: data from the Urach 3 geothermal borehole, southwest Germany. – *Hydrogeology Journal*, **19**: 685–699.
- Stober, I. & Bucher, K. (2000): Hydraulic properties of the upper continental crust: data from the Urach 3 geothermal well. - *Hydrogeology of Crystalline Rocks*, 53-78, Kluwer Academic Publishers
- Stober, I. & Bucher, K. (2005): The upper continental crust, an aquifer and its fluid: hydraulic and chemical data from 4 km depth in fractured crystalline basement rocks at the KTB test site. – *Geofluids*, **5**: 8-19.
- Stober, I. & Bucher, K. (2007): Hydraulic properties of the crystalline basement. – *Hydrogeology Journal*, **15**: 213–224.
- Stober, I. & Jodocy, M. (2009): Eigenschaften geothermischer Nutzhorizonte im baden-württembergischen und französischen Teil des Oberrheingrabens. – *Grundwasser*, **14**: 127–137. DOI 10.1007/s00767-009-0103-3.
- Stober, I., Fritzer, T., Obst, K., Schulz, R. (2009): Nutzungsmöglichkeiten der tiefen Geothermie in Deutschland. - BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit), 73 S., Berlin.
- Stollhofen, H. (1994): Synvulkanische Sedimentation in einem fluviatilen Ablagerungsraum: Das basale "Oberrotliegend" im permokarbonen Saar-Nahe-Becken. - *Z. dt. geol. Ges.*, **145**: 343-347. Hannover.
- Stollhofen, H. (1994): Vulkaniklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozesse. - *Mainzer geowiss. Mitt.*, **23**: 95-138. Mainz.
- Stollhofen, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. - *Sedimentary Geology*, **119**: 47-83. Elsevier
- Stollhofen, H. Stanistreet, I. G. (1994): Interaction between bimodal volcanism, fluvial sedimentation and basin development in the Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin (South-West Germany). - *Basin Res.*, **6**: 245-267.
- Straub, E.W. (1962): Die Erdöl- und Erdgaslagerstätten in Hessen und Rheinhessen. - *Abh. geol. L.-Amt Baden-Württ.*, **4**: 123-136.
- Subkommission Perm-Trias (SKPT) (2011): Beschlüsse der Deutschen Stratigraphischen Kommission 1991–2010 zu Perm und Trias von Mitteleuropa. [Recommendations of the German Stratigraphic Commission 1991–2010 on the Permian and Triassic of Central Europe.] – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **162**: 1–18, Stuttgart.

-
- Sulzbacher, H. & Jung, R. (2010): Numerical simulation of geothermal energy production from hydraulic fractures in tight sedimentary rock formations by cyclic-injection-production-schemes. – Z. dt. Ges. Geowiss., **161(1)**: 99–109, Stuttgart (Schweizerbart).
- Szulc, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. - Ann. Soc. Geol. Pol., **70**: 1-48.
- Tacher, L., I. Pomian-Szednicki, and A. Parriaux (2006): Geological uncertainties associated with 3-D subsurface models. - Comput. Geosci., **32(2)**: 212-221.
- Teichmüller, M. & Teichmüller, R. (1979): Zur geothermischen Geschichte des Oberrheingrabens. Zusammenfassung und Auswertung eines Symposiums. - Fortschr. Geol. von Rheinld u. Westf., **27**: 109-120.
- Tenzer, H. (1997): Erkundung planarer Diskontinuitäten, Bohrlochwandausbrüche sowie von Spannungsdaten und hydraulischen Parametern im Gneisgebirge der Vertiefungsbohrung Urach 3. - Endbericht 01/1997 zum Forschungsvorhaben BMBF 0326938A, Stadtwerke Bad Urach.
- Tenzer, H. Budeus, P. & Schellschmidt, R. (1992): Fracture analyses in hot dry rock drillholes at Soultz and Urach by Borehole televiewer measurements. - Geothermal Resource Council Transactions, Davis, CA: 317-321.
- Tesauro, M., Hollenstein, C., Egh, R., Geiger, A. & Kahle, H.-G. (2005): Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. - Int. J. of Earth Sciences, **94(4)**: 525-537.
- Theis, C. V. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. - Trans. Am. Geoph. Union 16.
- Thiem, G. (1906): Hydrologische Methoden. – 56 S.; Leipzig (Gebhardt).
- Tukey, J.W. (1977): Exploratory data analysis. – 1. Auflage, 688 S, Addison-Wesley.
- VDI 4640 Blatt 1 (2010): Thermische Nutzung des Untergrundes. - Verein deutscher Ingenieure, Düsseldorf.
- VDI-Richtlinie 4640: Blatt 1 – Thermische Nutzung des Untergrundes – Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte. – Dezember 2000, 32 S.; Berlin.
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanee, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.-P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K.L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.-F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Mayer, B., Ruegg, J.-C., Scheubel, J.-M., Scotti, O. & Vidal, G. (2002): GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five year period: 1983-1998. - J. Geodesy, **76**: 63-76.
- Villemin, T., Alvarez, F. & Angelier, J. (1986): The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift. - Tectonophys., **128**: 47-59.
- Villemin, T. & Coletta, B. (1990): Subsidence in the Rhine Graben: a new compilation of borehole data. - In: Symposium on Rhine-Rhone Rift System; ICL-WG-3. Symp., 31 S., Geol. Inst. Univ. Basel.
- Vosteen, H.D. & Schellschmidt, R. (2003): Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. - Physics and Chemistry of the Earth, **28**: 499-509.
- Walter, R. & Dorn, P. (2007), Geologie von Mitteleuropa. - 7., vollst. neu bearb. Aufl., 511 S., Schweizerbart, Stuttgart.

-
- Webb, P. (2001): Volume and Density Determinations for Particle Technologists. - Micromeritics Instrument Corp.
- Weber, K. (1995): Structural Relationship between Saar-Nahe Basin, Odenwald, and Spessart Mts. - In Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. [Hrsg.] Pre-Permian geology of central and eastern Europe. - Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 182-185.
- Wenzel, F., et al. (1991): A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben. - Earth Planet. Sc. Lett., **104(2-4)**: 140-150.
- Werner, D. & Doebl, F. (1974): Geothermal anomalies and consequences for diagenesis and thermal waters – Eine geothermische Karte des Rheingrabenuntergrundes, - In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 182-191. Stuttgart (Schweizerbart).
- Wicke, H. (2009): Faziesabhängigkeit geothermischer Kennwerte am Beispiel des Oberen Muschelkalk (Crailsheim, Baden-Württemberg). – 80 S., 47 Abb., 7 Tab., 3 Anl., 1 CD-ROM, unveröff. Diplomarbeit, TU Darmstadt.
- Williams, C.F., Galanis, P.S., Grubb, A.D. & Moses, Th.H. (1995): The Thermal Regime of Santa Maria Province (California). - In: Keller, M.A.[ed.]: U.S. Geological Survey Bulletin - Evolution of Sedimentary Basins/onshore Oil and Gas Investigations, Santa Maria Province, USA.
- Ziegler, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Geological Society Publishing House, Bath, 239 S.
- Ziegler, P.A. (1992): European Cenozoic rift system. - Tectonophys., **208**: 91-111.
- Ziegler, P.A. (1994): Cenozoic rift System of western and central Europe: an overview. - Geologie en Mijnbouw, **73**: 99-127.
- Ziegler, P.A., Bertotti, G. & Cloetingh, S. (2002): Dynamic processes controlling foreland development – the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and foreland. - EGU Special Publication, 1: 17-56.
- Ziegler, P.A., Schumacher, M., Dèzes, P. Van Wees, J.D. & Cloetingh, S. (2004): Post-Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area: Constraints from sub-sidence modelling. In: Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmermann, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. [Hrsg.] Permo-carboniferous magmatism and rifting in Europe. - Geological Society, London, Special Publications, **223**: 289-317.
- Ziegler, P.A. & Dèzes, P (2005): Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) **94**: 594-614.
- Zitzmann, A. (1981): Tektonische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000. - Hannover.
- Zitzmann, A., P. Bender, H.-J. Konrad & Mittmeyer, H.-G. (1989): Geologische Übersichtskarte 1:200.000 Blatt CC5510 Siegen. - BGR, Hannover.
- Zoth, G. & Haenel, R. (1988): Appendix. In: R. Haenel, L. Rybach and I. Stegena [Hrsg.]. Handbook of Terrestrial Heat- Flow Density Determination. - Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 449-466.

12 Anhänge

A. Publikationen und Tagungsbeiträge

1. Publikationen

1. Arndt, D., Bär, K., Fritsche, J.-G., Kracht, M., Sass, I. & Hoppe, A. (2011, in review): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geopotential evaluation. **ZDGG 162 (4)**. (Manuskript)
2. Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Kracht, M., Hoppe, A. & Sass, I. (2011, in review): 3D-Modellierung der tiefeingeothermischen Potenziale von Hessen - Eingangsdaten und Potenzialausweisung. **ZDGG 162 (4)**. (Manuskript)

2. Tagungsbeiträge

1. Sass, I., Bär, K. (2008): 3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale in Hessen – Erste Ergebnisse. Vortrag auf dem 3. Tiefengeothermieforum Hessen am 15.09.2008; TU Darmstadt.
2. Buss, A., Bär, K. & Sass, I. (2008): Geothermisches 3D-Modell für Hessen – Erste Ergebnisse für den Oberrheingraben. Der Geothermiekongress 2008, Karlsruhe.
3. Bär, K., Buss, A. & Sass, I. (2009): 3D-Modellierung des tiefeingeothermischen Potentials des nördlichen Oberrheingrabens und Untersuchung der geothermischen Eigenschaften des Rotliegend. – In: SCHWERTER, R. (Hrsg.): Veröffentlichungen 17. Tagung für Ingenieurgeologie und Forum Junge Ingenieurgeologen, 373-376; Zittau.
4. Buss, A., Arndt, D., Hoppe, A. & Sass, I. (2009): Stand des Forschungs- und Entwicklungsprojektes "3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen". 4. Tiefengeothermie-Forum; TU Darmstadt.
5. Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Heggemann, H., Hoppe, A., Hoselmann, C., Kracht, M., Kött, A., Liedmann, W., Sass, I. & Stärk, A. (2010.): Stand des 3D-Modells der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen – Standortbezogene Potenzialausweisung anhand virtueller Bohrungen und Schnitte. Vortrag auf dem 5. Tiefengeothermieforum Hessen am 15.09.2010, Darmstadt.
6. Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Heggemann, H., Hoppe, A., Hoselmann, C., Kracht, M., Kött, A., Liedmann, W., Sass, I. & Stärk, A. (2010): Geothermisches Potenzial des Rotliegend-Reservoirsystems im nördlichen Oberrheingraben, Tagungsband (CD-Rom) – Der Geothermiekongress 2010, 17.-19- November 2010, Karlsruhe.
7. Arndt, D., Bär, K., Hoppe, A. & Sass, I. (2010): Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung des geothermischen Potentials. – Kurzfassung, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **68** (GeoDarmstadt 2010): 69-70. Hannover.

-
8. Arndt, D., Bär, K., Hoppe, A. & Sass, I. (2010): Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung von Geopotenzialen. – Vortrag auf dem 2. Workshop 3D Geologie in den SGDD, 4. – 5. November 2010, St. Quirin.
 9. Kracht, M., Fritsche, J.-G., Arndt, D., Bär, K., Hoppe, A. & Sass, I. (2010): 3-D Model of Deep Geothermal Potentials in Hesse. 3-D-Modell der tiefen geothermischen Potenziale von Hessen – Beiträge zum technischen Workshop „Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben“ (GeORG) am 18. November 2010 in Freiburg i.Br. (<http://www.geopotenziale.org/workshop>).
 10. Bär, K., Arndt, D., Hoppe, A. & Sass, I. (2011): Methodik zur Ausweisung des tiefengeothermischen Potenzials von Hessen. – In: Tiedemann, J. (Hrsg.): Veröffentlichungen zur 18. Tagung für Ingenieurgeologie und zum Forum für junge Ingenieurgeologen, Berlin, 16. – 19. März 2011: 163-168.
 11. Arndt, D., Bär, K., Sass, I. & Hoppe, A. (2011, submitted): Geological Structural Modeling of the Federal State of Hesse (Germany) to evaluate Geopotenzials. - FRAGILE EARTH: Geological Processes from Global to Local Scales and Associated Hazards (4-7 September 2011), München.

3. Vorträge

1. Bär, K., Arndt, D., Buss, A. & Sass, I. (2010): Rotliegendesteine in Hessen – Beste Voraussetzungen für eine geothermische Nutzung. – Vortrag zum Festkolloquium zur Einrichtung der Stiftungsprofessur Angewandte Geothermie an der Technischen Universität Darmstadt, 25.01.2010, TU Darmstadt.
2. Bär, K., Arndt, D. & Sass, I. (2011): Potenziale zur Stromerzeugung aus tiefer Geothermie in Hessen - Ergebnisse aus dem Forschungsprojekt "3D-Modellierung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen". Energie Kolloquium des TU Darmstadt Energy Centers (23. Mai 2011)
3. Sass, I. & Bär, K. (2011): Geothermische Potenziale des Rotliegend-Reservoirs im nördlichen Oberrheingraben - Ergebnisse aus dem Forschungsprojekt "3D-Modellierung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen". Geothermisches Kolloquium der Ruhr Universität Bochum (04. Mai 2011).

4. Poster

1. Sass, I., Buss, A. & Homuth, S. (2008): Permeabilität, Porosität und Wärmeleitfähigkeit - Interpretation der Kennwerte in anisotropen Formationen. FH-DGG Jahrestagung. Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften/Fachsektion Hydrogeologie, Göttingen.
2. Bär, K., Buss, A. & Sass, I. (2010): 3D-Model of the deep geothermal potentials of the northern Rhine Rift Valley. World Geothermal Congress 2010, Bali.
3. Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Heggemann, H., Hoppe, A., Hoselmann, C., Kracht, M., Kött, A., Liedmann, W., Sass, I. & Stärk, A. (2010): Konzept zur Quantifizierung des tiefengeothermischen Potenzials von Hessen am Beispiel des nördlichen Oberrheingrabens. – Schriftenreihe der Deut-

-
- schen Geologischen Gesellschaft, **68** (GeoDarmstadt 2010): 74. Hannover. (Poster).
4. Bär, K., Felder, M., Götz, A.E., Molenaar, N. & Sass, I. (2011): The Rotliegend Reservoir System of the northern Upper Rhine Graben (Germany): From Pores to Production. – Geophysical Research Abstracts, Vol. 13: EGU2011-A-1190, Abstracts of the Contributions of the EGU General Assembly; Vienna. (Poster)
 5. Fritsche, J.-G. & Kracht, M. (2010): Tiefe Geothermie in Hessen: Überblick zum derzeitigen Stand und zu Nutzungskonflikten- FH-DGG Jahrestagung. Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften/Fachsektion Hydrogeologie, Göttingen.
5. Studentische Abschlussarbeiten
1. Bär, K. (2008): 3D-Modellierung des tiefengeothermischen Potenzials des nördlichen Oberrheingrabens und Untersuchung der geothermischen Eigenschaften des Rotliegend. – 151 S., 64 Abb., 4 Anl., 8 Kt., 1 CD-ROM, unveröff. Diplomarbeit TU Darmstadt
 2. Deecke, N. (2009): Untersuchungen zur Modellierung einer übertiefen Erdwärmesonde im nördlichen Oberrheingraben. – 124 S., 18 Tab., 41 Abb., 3 Anl., 3 Kt., unveröff. Diplomarbeit TU Darmstadt
 3. Kraus, E. (2009): 3D Modellierung des tiefengeothermischen Potentials und der Petrologie des westlichen Taunus/Rheinisches Schiefergebirge. – 95 S., 7 Tab., 44 Abb., 1 CD-ROM, unveröff. Diplomarbeit TU Darmstadt
 4. Faridfar, N. (2010): Untersuchung und Bewertung der geothermischen Eigenschaften der Gesteine der Nördlichen Pyllitzzone, Vordertaunus. – 46 S., 18 Abb., 2 Anl., 1 Poster, 1 CD-ROM, unveröff. Bachelorarbeit, TU Darmstadt, Goethe Universität Frankfurt a. M.
 5. Klaeske, U. (2010): Bestimmung des geothermischen Potenzials des Kristallinen Odenwaldes. – unveröff. Studienarbeit, 57 S., 24 Abb., 3 Tab., 4 Karten, 1 CD-ROM; TU Darmstadt.
 6. Nehler, M. (2011): Geothermische Untersuchungen des Zechsteins im Raum Sontra. – VIII S. + 101 S., 61 Abb., 5 Tab., 3 Anl., 1 DVD-ROM, unveröff. Studienarbeit, TU Darmstadt.
 7. Hoffmann, H. (2011): Bestimmung von geothermischen Kennwerten an Gesteinen des Kellerwaldes. - V + 87 S., 38 Abb., 8 Tab., 5 Anl., 1 Poster, 1 DVD-ROM, unveröff. Bachelorarbeit, TU Darmstadt. Goethe Universität Frankfurt a. M.
 8. Schubert, O. (2011): Geothermische Untersuchung des Buntsandsteins des Odenwaldes. - VIII + 47 S., 29 Abb., 7 Tab., 1 Poster, 1 CD-ROM, unveröff. Bachelorarbeit, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt. Goethe Universität Frankfurt a. M.

-
9. Zilch, D. (2011): Geothermische Gesteinskennwerte der paläozoischen Gesteine des Werra-Grauwacken-Aufbruchs. - V + 65 S., 63 Abb., 9 Tab., 1 Poster, 1 CD-ROM, unveröff. Bachelorarbeit, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt. Goethe Universität Frankfurt a. M.

B. Tabelle geothermischer Gesteinskennwerte

1. Datenauswertung gegliedert nach Modelleinheiten
 1. Kristallines Grundgebirge
 2. Metamorphes Grundgebirge
 3. Rotliegend
 4. Zechstein
 5. Buntsandstein
 6. Muschelkalk
 7. Tertiär und Quartär

C. Tabelle hydraulischer Testdaten (nur digital)

1. Rotliegend
 1. Daten vom HLUG
 2. Daten vom LGB-RLP
2. Buntsandstein

D. Tabelle Temperaturdaten

E. Geologisch-geothermisches Modell

1. Eingangsdaten
 1. Bohrdaten
 2. Geologische Schnitte
 3. Seismische Linien
 4. Buntsandstein - Bohrdaten und Geologische Schnitte
 5. Zechstein - Bohrdaten und Geologische Schnitte
 6. Rotliegend - Bohrdaten und Geologische Schnitte
 7. Prä-Perm - Bohrdaten und Geologische Schnitte
2. Karten
 1. Oberfläche Rotliegend
 2. Oberfläche Prä-Perm
 3. Isopachen Rotliegend
 4. Temperatur in 1000 m Tiefe
 5. Temperatur in 2000 m Tiefe

-
6. Temperatur in 3000 m Tiefe
 7. Temperatur in 4000 m Tiefe
 8. Tiefenlage der 60°C Isotherme
 9. Tiefenlage der 100°C Isotherme
 10. Tiefenlage der 120°C Isotherme
 11. Tiefenlage der 150°C Isotherme
3. Skripte zur Grid-Attributierung
 1. Buntsandstein
 2. Rotliegend
 3. Prä-Perm Kristallin
 4. Prä-Perm Metamorph
 4. Geologisch-Geothermische Schnitte
 1. Schnittlagen
 2. Schnitt Nord-Süd A - A'
 3. Schnitt West Ost 1 B - B'
 4. Schnitt West Ost 2 C - C'
 5. Schnitt West Ost 3 D - D'
 6. Schnitt West-Ost 4 E - E'
 7. Schnitt West-Ost 5 F - F'

F. Potenzialdarstellungen

1. Karte des hydrothermalen Potenzials in 1500 m u. GOK
2. Karte des hydrothermalen Potenzials in 2500 m u. GOK
3. Karte des hydrothermalen Potenzials in 3500 m u. GOK
4. Karte des petrothermalen Potenzials in 1500 m u. GOK
5. Karte des petrothermalen Potenzials in 2500 m u. GOK
6. Karte des petrothermalen Potenzials in 3500 m u. GOK
7. Detailkarte des Hydrothermalen Potenzials in 1500 m u. GOK
8. Detailkarte des Hydrothermalen Potenzials in 2500 m u. GOK
9. Detailkarte des Hydrothermalen Potenzials in 3500 m u. GOK
10. Detailkarte des Petrothermalen Potenzials in 1500 m u. GOK
11. Detailkarte des Petrothermalen Potenzials in 2500 m u. GOK
12. Detailkarte des Petrothermalen Potenzials in 3500 m u. GOK

G. Datenträger