

Fazielle und thermohydraulische Modelle zur geothermischen Eignung des Permo- karbons im nördlichen Oberrheingraben

INAUGURAL - DISSERTATION
zur Erlangung der Doktorwürde
der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät
der Ruprecht-Karls-Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.-Geol. Lennart Rohrer
aus Neckargemünd, Deutschland

Heidelberg, 2015

Gutachter 1: Priv. Doz. Dr. Rainer Zühlke
Institut für Geowissenschaften, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg
Postanschrift: Saudi Arabian Oil Company (Saudi Aramco)
PO Box 9261, Dhahran, 31311, Saudi Arabia

Gutachter 2: Prof. Dr. Harald Stollhofen
Geozentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander Universität Erlangen -
Nürnberg Schloßgarten 5, D-91054, Erlangen, Deutschland

Tag der mündlichen Promotionsprüfung: 18. 12. 2015

Danksagung

Diese Dissertation ist die Fortsetzung einer guten Zusammenarbeit mit den Überlandwerken Groß-Gerau, die mit der Diplomarbeit begann. An dieser Stelle ergeht somit ein herzlicher Dank nach Groß-Gerau, insbesondere an Florian Spath und Hanns-Detlev Höhne für die Bereitstellung der Daten, die vertrauensvolle Zusammenarbeit und Unterstützung in diesem Projekt. Ich wünsche den nun folgenden Bohrarbeiten für das Geothermieprojekt alles Gute und Glück auf!

Dem Wirtschaftsverband Erdöl-Erdgas Gewinnung und seinen Mitgliedern Exxon Mobil, Wintershall und RWE-DEA sei an dieser Stelle ein herzlicher Dank ausgesprochen für die Bereitstellung der Daten, die wertvolle Hinweise für den Fortschritt der Arbeit enthielten.

Ein herzliches Dankeschön geht an meinen Betreuer Rainer Zühlke, der mir seit Beginn meines Studiums und der ersten Exkursion in der Wutachschlucht immer wieder neue Seiten der Geologie zeigen konnte. An dieser Stelle sei gesagt: Didaktisch und zeichnerisch gehörst Du zu den Besten.

Dankeschön an Harald Stollhofen für die Übernahme des Zweitgutachtens. Mit Dir habe ich zum ersten mal im Rotliegend gegraben und im Schnee kartiert. Du bist sozusagen der Einstieg in die permokarbone Welt gewesen, die mich bis jetzt begleitet hat. Danke!

Thilo Bechstädt danke ich für viele gute Ratschläge, die Begleitung zu Meetings und so manche Korrekturlesung. Weiterhin sind Deine Mitbringsel aus Übersee immer ein Highlight gewesen. Vielen Dank!

Georg, Till, Dominik und Christian für viele Gespräche, Diskussion, Mittagessen und sonstiges, sowie die Freundschaft die aus der gemeinsamen Zeit entstanden ist.

Sven, Melissa und Tom für die gute Zusammenarbeit und Atmosphäre in der AG.

Meinen Eltern für die Geduld, Unterstützung und so manche Baustelle die zur Abwechslung stets willkommen war.

Ole und Sonja für die gemeinsamen Aktivitäten und für alle gemeinsamen Aktivitäten.

Last but not least: Tsveti, Du bist einfach wunderbar. Danke für alles was Du für mich tust und dafür, dass es Dich gibt!

Inhalt

Kurzfassung	1
Abstract	3
1 Einleitung	7
1.1 Ziel und Methoden.....	7
1.2 Stand der Wissenschaft.....	9
1.2.1 Regionale Geologie des Nördlichen Oberrheingraben.....	9
1.2.2 Das Rotliegend im Oberrheingraben und Saar-Nahe Becken	10
1.2.3 Entwicklung des nördlichen Oberrheingraben.....	12
1.2.3.1 Tektonik.....	12
1.2.3.2 Kinematik und Spannungsfeld	15
1.2.3.3 Stratigraphie des nördlichen Oberrheingraben	16
1.2.4 Verschiedene Formen der geothermischen Nutzung	17
1.3 Geothermie Projekt Groß-Gerau	18
2 Reservoiranalyse des Permokarbons	21
2.1 Daten und Methoden	21
2.1.1 Seismischer Datensatz.....	21
2.1.2 Bohrungen.....	22
2.1.3 Interne Interpretation des Rotliegend	22
2.1.4 Bohrungsanalyse.....	22
2.1.5 Faziesanalyse	23
3 Ergebnisse der Reservoiranalyse	25
3.1 Interne Interpretation des Rotliegend	25
3.2 Bohrungsanalyse.....	27
3.2.1 Bohrung W1	27
3.2.2 Bohrung W2	28
3.2.3 Bohrung W3	30
3.2.4 Bohrung W4	30
3.2.5 Bohrung W5	30
3.2.6 Bohrung W6	32
3.2.7 Bohrung W7	32
3.2.8 Bohrung W8	33
3.2.9 Bohrung W9	34
3.2.10 Bohrung W10	34
3.2.11 Bohrung W11.....	35
3.2.12 Bohrung W12	35
3.2.13 Bohrung W13	35
3.3 Faziesmodellierung	36
4 Thermohydraulische Modellierungen	41
4.1 Methoden und Daten	41
4.1.1 Methodik.....	41
4.1.1.1 Modellierungssoftware	41
4.1.1.2 FEM Modelle.....	41
4.1.1.3 Numerische Grundlagen der Strömungsmodellierung..	42

4.1.1.4	Numerische Grundlagen der Wärmetransportmodellierung	45
4.1.2	Datenbasis und Aufbereitung	46
4.1.2.1	Ziel und Umfang.....	49
4.1.2.2	Modellierung der stratigraphischen Einheiten.....	50
4.1.2.3	Modellierung von nicht vertikalen Störungen und Bohrungen.....	50
4.1.3	Modellaufbau	53
4.1.3.1	Modellraum	53
4.1.3.2	2D- Netz.....	55
4.1.3.3	Vertikaler Aufbau.....	56
4.1.4	Parameter für die thermohydraulischen Modellierungen.....	58
4.1.4.1	Hydraulische Parameter	58
4.1.4.2	Thermische Parameter	66
4.1.4.3	Störungssysteme und Klüfte als primärer Reservoirparameter	71
4.2	Parametrisierung des Modells	73
4.3	Ablauf der Modellierungen.....	77
4.3.1	Regionales Temperaturmodell.....	77
4.3.2	Hydraulische Vormodelle.....	77
4.3.3	Thermische und hydraulische Modellierung.....	78
5	Ergebnisse des thermohydraulischen Modells	81
5.1	Regionales Temperaturmodell	81
5.2	Hydraulische Vormodellierungen.....	84
5.3	Thermische und hydraulische Modellierung	90
5.4	Sensitivitätsanalyse der Parameter	100
6	Diskussion.....	103
6.1	Faziesanalyse.....	103
6.2	Regionales Temperatur Modell.....	106
6.3	Hydraulisches Vormodell.....	106
6.4	Thermohydraulisches Modell.....	107
7	Schlussfolgerungen und Limitierungen der Modelle	109
8	Literaturverzeichnis.....	113

Kurzfassung

Der zunehmende Energieverbrauch bei gleichzeitig steigendem ökologischem Bewusstsein sorgt für die forcierte Entwicklung der regenerativen Energien. Während Wind- und Sonnenkraft von den aktuell vorherrschenden klimatischen Bedingungen abhängig sind, ermöglicht die Nutzung der Geothermie eine grundlastfähige Energieerzeugung.

In Deutschland sind bereits einige Projekte in der Lage wirtschaftlich Strom und Wärme zu produzieren. Für das geplante Geothermiekraftwerk der Überlandwerke Groß-Gerau fehlen bislang Erfahrungen mit Projekten, die ähnliche Reservoirs im nördlichen Oberrheingraben erschließen.

Das permokarbone Reservoirintervall wurde aufgrund der Einsenkung des Oberrheingrabens im Nordteil bis in Tiefen von 3000 m versenkt und bietet daher in Verbindung mit einem erhöhten geothermischen Gradienten gute thermische Voraussetzungen.

Die vorliegende Arbeit soll die Verteilung und Eigenschaft der potentiellen Reservoirgesteine auf Basis von Bohrungen und seismischen Daten näher beleuchten und anschließend in verschiedenen thermohydraulischen Modellierungen die Eignung des Untergrundes hinsichtlich der geothermischen Nutzbarkeit klären.

Die genauere Analyse der seismischen Daten innerhalb der Reservoirformation belegt die aus der Bohrung W7 bekannte Unterteilung des Ablagerungsraumes in mindestens 3 Subeinheiten. Das prägnanteste Merkmal ist die mittlere Einheit des Rotliegend, die durch ein markantes Reflektorbündel hoher Impedanzkontraste gebildet wird. Dieser Abschnitt des Rotliegend ist mit den permischen Basalten und Vulkanitfolgen gleichzusetzen, die aus verschiedenen Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben bekannt sind. Die unterlagernden Einheiten zeigen häufig erosiven Anschnitt durch das Reflektorbündel. Überlagernde Einheiten streichen häufig gegen die mittlere Einheit aus. In Bereichen die unmittelbar an großen Störungszonen liegen, ist eine Verschleppung der Reflektoren zu beobachten, was als Indiz für eine bereits synsedimentäre Aktivität der Störungen zu werten ist. Häufig auftretende Störungen zweiter und dritter Ordnung im gesamten seismischen Datensatz belegen die starke strukturelle Beanspruchung des gesamten Gebietes. Die Auswertung der Bohrungen die in und in unmittelbarer Nähe des Erlaubnisfeldes liegen, belegt eine Entwicklung der Sedimente von Süd-West nach Nord-Ost die von einer Verflachung des Ablagerungsraumes zeugt. Gleichzeitig kann aufgrund der Verteilung der Vulkanite von einem vulkanischen Zentrum im Süden ausgegangen werden. Insgesamt betrachtet stellt das Permokarbon einen fluviatil bis limnisch geprägten Ablagerungsraum dar, in dem neben gröberen Geröll- und Sandsteinhorizonten auch große Tonsteinserien abgelagert worden sind. Die klastische Sedimentation wird wiederholt von vulkanischen Serien unterbrochen. Die Eignung der Gesteinsabfolge zur geothermischen Energieerzeugung hängt zu einem Großteil von der Wasserdurchlässigkeit ab. Aufgrund der vorliegenden, äußerst niedrigen Permeabilitäten der Bohrung W7 ist eine rein auf intraformationelle Permeabilität gestützte Nutzung sehr schwierig bis unmöglich. Die stark strukturell beanspruchten Gesteine im Modellraum, können jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit auf Basis von Klüftungsflächen und Zerrüttungszonen als Klüftgrundwasserleiter mit ausreichender Permeabilität charakterisiert werden.

Um die Eignung der Software FeFlow zur Tiefengeothermiemodellierung zu prüfen, und ein Modell des Untergrundes im Erlaubnisfeldes zu erstellen, wurde ein Workflow zum Datentransfer aus Petrel nach FeFlow entwickelt. Als Eingangsdatensatz wurde das Interpretationsergebnis der 3D Seismik aus Groß-Gerau verwendet.

Bereits in den Modellen ohne geothermische Nutzung, zur Darstellung des Ist-Zustandes, wurde der deutliche Einfluss der Störungzonen auf die Temperaturverteilung und die natürliche Konvektion deutlich. In diesen Bereichen, die durch höhere Permeabilitäten gekennzeichnet sind, bieten sich für heiße Wässer Aufstiegsmöglichkeiten. Dies führt zu einer heterogenen Temperaturverteilung im Untergrund.

Auf dem Regionalen Temperaturmodell als Ausgangspunkt wurden 3 weitere Szenarien des geothermischen Betriebs modelliert, die sich durch die Förderraten unterscheiden. Es wurden jeweils 25 Jahre Betrieb mit Förderraten von 60, 70 und 80 l/s Förderung und Reinjektion simuliert. In keiner der 3 Fälle ist eine drastische Reduzierung der Fördertemperaturen durch einen Kaltwasserdurchbruch zu verzeichnen. Wie zu erwarten, fällt die Fördertemperatur bei geringerer Förderleistung etwas weniger.

Deutlichere Auswirkungen sind in den Veränderungen der hydraulischen Höhen in und um die Bohrungen zu verzeichnen, die in direkter Beziehung zu den erforderlichen Pumpleistungen stehen. Hohe Förderraten führen zu steileren hydraulischen Gradienten und stärkeren Absenkungen bzw. höheren Überdrücken in den Bohrungen. Die Unterschiede der hydraulischen Veränderungen zwischen den rein hydraulischen Vormodellen und den thermisch-hydraulisch gekoppelten Modellen, zeigen die starke Abhängigkeit des Fluidflusses von den thermischen Parametern, wie Dichte und Viskosität des Thermalwassers.

Die Analyse der Strömungsgeschwindigkeiten im Reservoir zeigt die starke Abhängigkeit der Wasserbewegungen von den permeableren Störungzonen. Ohne die Wasserwegsamkeiten wäre kein wirtschaftlicher Betrieb des untertägigen Reservoirs möglich. Die Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb der Störungszone liegen im Bereich von 10 cm am Tag.

Die Sensitivitätsanalyse zeigt, dass die Modelle auf Variationen der thermischen Parameter keine merklichen Veränderungen zeigen. Veränderungen der hydraulischen Parameter, und im besonderen der Permeabilität, haben hingegen deutlichen Effekt auf die Entwicklung der hydraulischen Höhen und der damit verbundenen Fließgeschwindigkeiten, sowie der Fördertemperaturen.

Die erstellten Modelle des geothermischen Betriebs zeigen deutlich die wirtschaftliche Nutzbarkeit des permokarbonen Reservoirintervalls unter der Berücksichtigung der erweiterten Permeabilität auf Basis der Kluft und Störungsflächen im Untergrund. Eine Quantifizierung der strukturellen Permeabilität ist jedoch auf Basis der vorliegenden Datenpunkte nur eingeschränkt möglich.

Abstract

The rising consumption of energy and the awareness for ecological production actual strongly drives the development of renewable energies. Power production based on wind and sun is always dependent on actual climate conditions. The geothermal power production is a reliable source for the delivery of base load.

There are already some profitable projects producing electricity and heat located in Germany. The geothermal power plant planned by the Überlandwerke Groß-Gerau is lacking experience with similar reservoir conditions in the northern Upper Rhine valley.

The permian to carboniferous reservoir is buried in depths up to 3000 m due to the subsidence in the northern part of the Upper Rhine Valley. Based on high geothermal gradients and strongly fractured rocks, good thermal and hydraulic conditions are expected subsurface.

The study presented here tries to analyse distribution and property of the potential reservoir rocks based on wells and seismic data. Subsequently thermohydraulic models are build to simulate and analyse the suitability of subsurface rocks for geothermal energy production.

A closer look on seismic data of the reservoir interval shows a clear subdivision in at least three units, also known from the analysis of well W7. The dominant feature is the middle unit of the Rotliegend which shows a characteristic cluster of seismic reflectors with high peak and trough values. This unit represents the permian basaltic and volcanic rocks, which are well known from different exploration wells in the northern Upper Rhine Valley. The subjacent unit is erosional cut by this middle unit often. The overlaying unit shows onlap structures on the middle unit. Areas adjacent to fault zones with high throw are synsedimentary influenced, which is proved by distorted seismic reflectors. Numerous smaller faults in the whole seismic survey proof the structural stress of the area. The evaluation of multiple wells in and in direct neighbourhood of the prospection area indicate a sedimentary development from southwest to northeast with finer sediments caused by a shallower deposition area. Simultaneously a volcanic centre must have existed in the southern part which is documented by thinning and splitting up of the basaltic successions to the north. The Rotliegend succession is mainly built up from fluvial to limnic sediments with debris and sandstones which are intercalated by thick mudstone layers. Layers of volcanic rocks cut the succession repeatedly.

The suitability of the Rotliegend rocks for geothermal purposes is mainly dependent on the permeability for water. Permeability measurements of core samples from the well W7 show very low values. Therefore a geothermal usage based on intraformational pathways is very hard or not possible. Structural stress of the region and resulting fault systems indicate that fluid pathways based on fracture planes and damage zones adjacent to big fault systems are existent and provide possibilities for migration of hot fluids.

A workflow for datatransfer from Petrel to FeFlow has been developed for checking the usability of Feflow for deep geothermal projects. A model of the Groß-Gerau area based on interpretation of 3D seismic has been set up.

First results of the model without a geothermal usage already showed the influ-

ence of fault systems on the convective hot waters. Fault zones with higher permeability allow migration of hot water in higher levels. This leads to a heterogeneous temperature distribution in the subsurface and is also a source for the hot spot area in the northern Upper Rhine Valley.

Three different scenarios of geothermal usage have been modelled. They are based on the regional temperature model, and differ in the amount of produced and injected water. Each model simulates 25 years of usage with 60, 70 or 80 l/s water circulation. There is no scenario which shows a critical temperature reduction of produced water caused by a cold water breakthrough. As expected, the temperature drop is a little bit smaller in the 60 l/s scenario.

Clear influence of geothermal power production is noticeable in the change of hydraulic heads in and around the wells, which is directly linked to the necessary performance of the pumps. Higher rates of water production and injection lead to steeper hydraulic gradients and to deeper drawdown in the production well and higher overpressure in the injection well. There are big differences noticeable between the early pure hydraulic models and the fully coupled thermal and hydraulic model. These differences can be explained by the strong impact of thermal parameters like density and viscosity on fluid flow.

Analysis of flow velocities in the reservoir shows the strong dependency of fluid flow on higher permeable fault zones. There would be no economic usability of subsurface reservoir without these liquid paths. Flow velocities in the fault zones are about 10 cm/d, while the rest around is much lower.

Sensitivity analysis shows no big changes in results on variation of thermal parameters. In contrast, variations on hydraulic parameters, especially permeability, show strong impact on changes in hydraulic heads, flow rates and extraction temperatures.

The developed models of geothermal power production prove that there is an economic usability of the Permian and Carboniferous reservoir possible with respect to enhanced permeability based on fractures and faults. A quantification of the structural permeability based on the available data is limited.

1 Einleitung

1.1 Ziel und Methoden

In Zeiten knapper werdender Ressourcen und zunehmendem Energiebedarf ist die Nutzung regenerativer Energien immer weiter in den Vordergrund gerückt. Nach der Sonnenenergie und der Windenergie ist die Geothermie im Fokus der nachhaltigen Energiebeschaffung. Im Gegensatz zu Wind- und Sonnenenergie, die jeweils auf günstige Wetterbedingungen angewiesen sind, kann die Geothermie unabhängig von der Witterung eine grundlastfähige und nachhaltige Energieerzeugung bieten.

Weltweit nimmt die Geothermie inzwischen eine wichtige Rolle in der Energieversorgung ein. Die Wärmeproduktion ist weit verbreitet, bei besonders günstigen Situationen wie im Ostafrikanischen Grabenbruch und in weiteren Hochenthalpie-Lagerstätten wie in Lardarello in Italien oder auf Island ist jedoch auch die Stromerzeugung wirtschaftlich und effizient durchführbar. In Deutschland haben sich 3 Regionen zur geothermischen Energiegewinnung etabliert. In Norddeutschland bieten sedimentäre Gesteine des Jura und Perms und in der Süddeutschen Molasse die stark verkarsteten Bereiche des Malmkalks geothermisch vielversprechende Reservoirs, die bereits wirtschaftlich genutzt werden. Im Oberrheingraben sind rezent aktive und tiefreichende Störungen das Explorationsziel. In Deutschland sind besonders im süddeutschen Raum Kraftwerke wirtschaftlich im Betrieb, im Norddeutschen Becken findet ebenfalls bereits an wenigen Standorten eine wirtschaftliche Verwertung statt. Die Projekte im Oberrheingraben sind in Bruchsal, Landau und Insheim in Betrieb. Weitere Projekte in Brühl und Schaidt sind teilweise fertiggestellt. Ein Geothermieprojekt in Speyer wurde wegen umfangreicher Ölfündigkeiten aufgegeben. Alle Projekte im Oberrheingraben befinden sich jedoch im südlichen bis mittleren Teil, der nördliche Teil ist bisher für die geothermische Exploration ein eher neues Umfeld. Während im südlichen und mittleren Teil auf Muschelkalk und Buntsandstein exploriert wird, ist der Zielhorizont im Norden ein permokarbonates Reservoir in Verbindung mit geeigneter Struktur. Im Nordteil ist bislang noch kein erfolgreiches Projekt in Betrieb.

Die Geothermieprovinzen Deutschlands sind neben geeigneten hydraulischen Eigenschaften durch erhöhte Temperaturgradienten gekennzeichnet. Es werden hier Temperaturzunahmen von teilweise über 10 °C pro 100 m verzeichnet. Das führt dazu, dass die zum Betrieb eines Kraftwerkes notwendigen Temperaturen bereits in geringeren Tiefen erreicht werden als in Gebieten mit normalem Temperaturverlauf. Die notwendige Bohrtiefe verringert sich dadurch, und ist somit kostengünstiger auszuführen und weniger risikobehaftet.

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, die Eignung eines im nördlichen Oberrheingraben gelegenen Erlaubnisfeldes zur geothermischen Strom- und Wärmeerzeugung zu prüfen. Hierzu wird auf Basis seismischer Daten ein Untergrundmodell entwickelt und unter Verwertung von Bohrberichten ein räumlich-lithologisches Untergrundmodell entwickelt. Dieses Modell gibt erste Einblicke in den Untergrund zur Abschätzung der geothermischen Eignung des Gebietes. Auf Basis der struk-

turellen und stratigraphischen Information der 3D Seismik wird ein hydrogeologisches Modells zu Ermittlung der hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Untergrundes entwickelt. Hierfür werden sämtliche relevante Parameter, die Einfluss auf die thermischen und hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes haben, analysiert und das Modell parametrisiert. Neben einem regionalen Temperaturmodell, dass den Ist-Zustand verdeutlicht, werden hydraulische und thermische Modelle für einen möglichen Kraftwerkbetrieb berechnet und ausgewertet. Abschließend wird eine Aussage über die Eignung des Modellraums zur Erzeugung regenerativer geothermischer Energie getroffen.

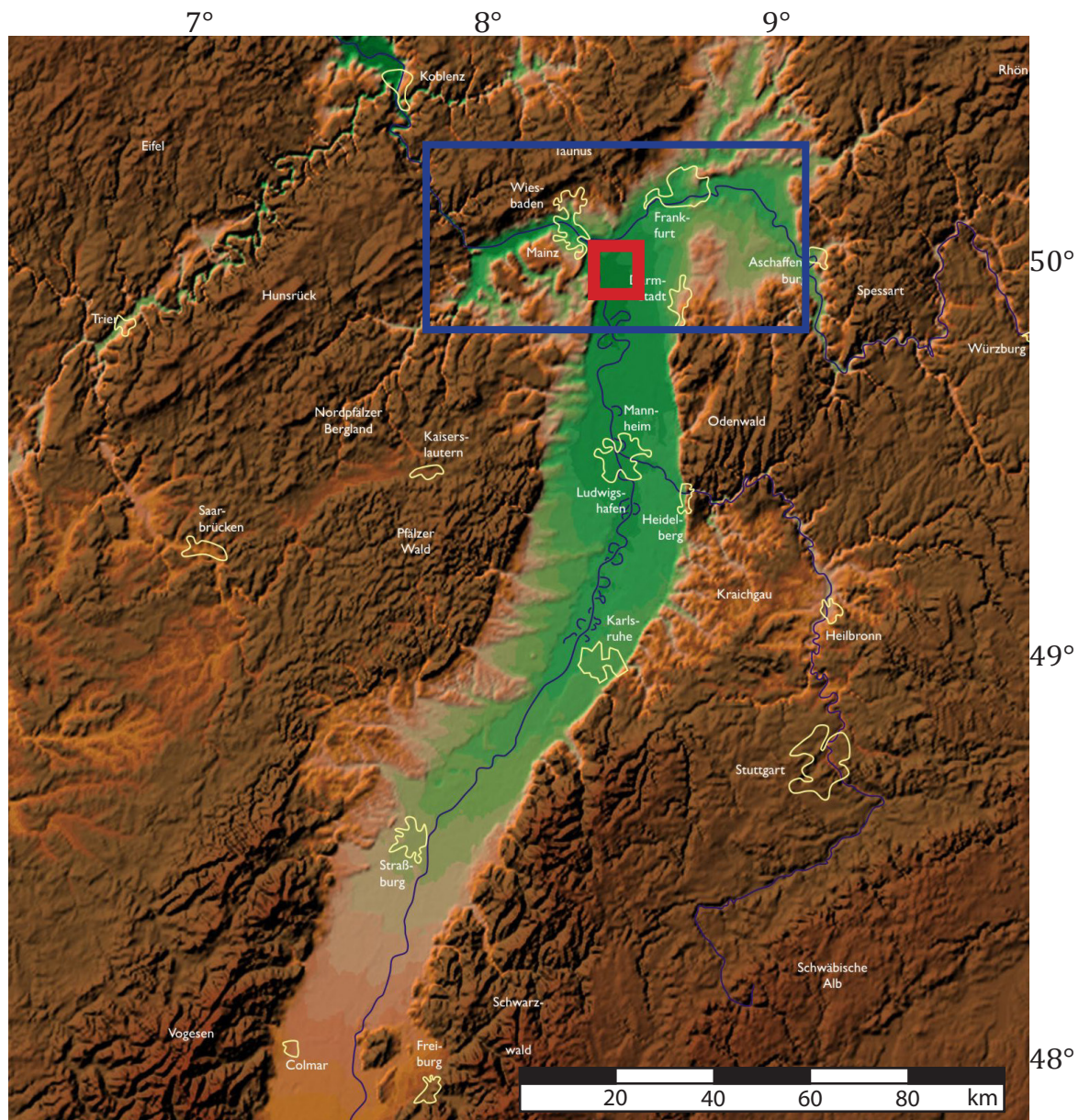


Abb. 1: Lage des Untersuchungs-/Modellierungsgebietes (rot) im Oberrheinigraben und Position der Detailkarte (blau) in Abb. 2 (Kartengrundlage nach Röhr 2004)

1.2 Stand der Wissenschaft

1.2.1 Regionale Geologie des Nördlichen Oberrheingrabens

Der strukturelle Aufbau am nördlichen Ende des Oberrheingrabens lässt sich als gestapelte Abfolge verschiedener Einheiten (Abb. 2) wie folgt beschreiben. Dem Grundgebirge liegt das permo-karbone Saar-Nahe Becken (SNB) auf, das sich aus mächtigen klastischen und vulkanischen Serien des Rotliegenden aufbaut. Das Rotliegende in der Tiefe des Oberrheingrabens (ORG) wird direkt vom Tertiär überlagert, das im Laufe der Einsenkung des Grabens die entstehenden Tiefzonen verfüllt. Im Bereich Darmstadt - Alsheim findet sich eine Transferzone im Oberrheingrabens. Hier wechselt die Hauptabsenkung von West nach Ost (Abb. 3) und führt dadurch zu verschiedenem Einfallen der Schichten und veränderten Schichtmächtigkeiten aufgrund der Verlagerung der Depotzentren (Derer, 2003).

Im nördlichen Teil findet der Hauptversatz an der östlichen Grabenrandhauptstörung im Bereich Groß-Gerau und Trebur statt und liefert damit für die vorliegende Projektstudie die wichtige Voraussetzung einer ausreichenden Tiefenlage des Reservoirs und erhöhter Temperaturen der Thermalwässer. Der mittlere Teil hat die höchsten Versatzbeträge an der westlichen Grabenrandhauptstörung. Gleichzeitig wirkt die Transferzone zur Zeit der Grabenbildung im Känozoikum als Hochzone, die den nördlichen vom mittleren Teil trennte, und für laterale Faziesänderungen sorgte (Bär, 2012b; Derer, 2003; Derer et al., 2005). Die Grabenrandhauptverwerfungen sind als listrische Abschiebungen ausgeprägt, die zu Entstehung von großen syn- und antithetisch einfallenden Störungssystemen mit Bruchschollentektonik im Bereich der Hangendscholle des Grabens führten (Schwarz, 2005). Die Störungen im Graben laufen meist parallel bis subparallel zu den Grabenrandverwerfungen und sind zusammen mit Hauptstörungen als Indikatoren für ein extensives bis transtensives Stressfeld zu deuten (Derer, 2003).

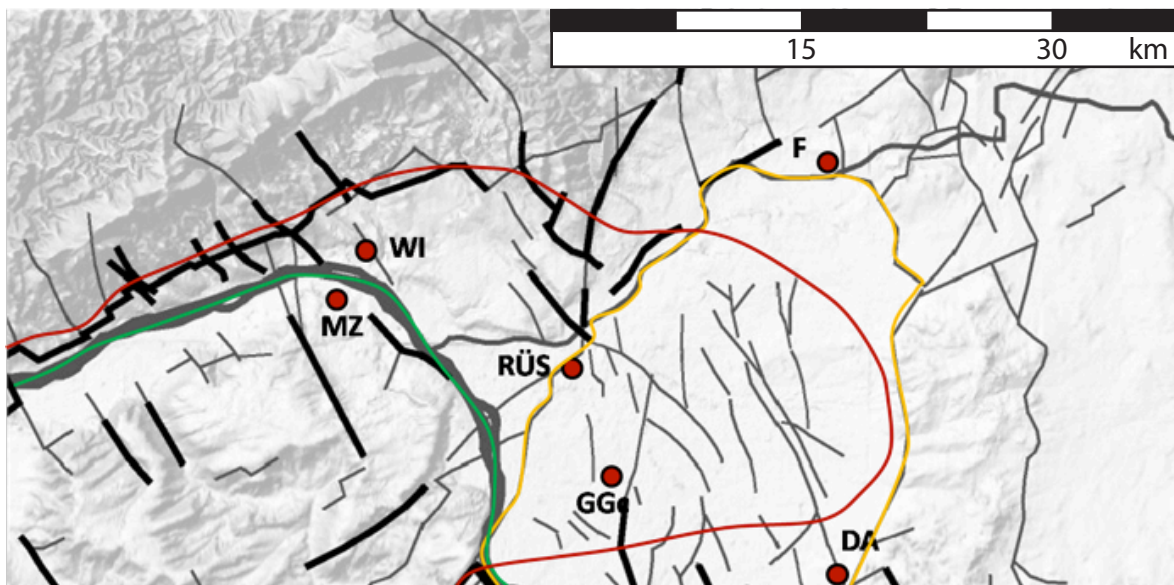


Abb. 2: Störungsgefüge und Systematik der gestapelten Sedimentationsräume im nördlichen ORG und den angrenzenden geologischen Einheiten. Gelb umrandet: ORG, Rot umrandet: SNB, Grün umrandet: MB, GG.: Groß-Gerau (Kartengrundlage nach Peters 2007)

Im Bereich zwischen Oberrheingraben und dem Saar-Nahe-Bergland liegt das Mainzer Becken (MB). Es handelt sich um ein Seitenbecken des Oberrheingrabens, das während der Grabenbildung im Oligozän und Miozän als Verbindung zwischen nordalpinen Vorlandbeckens und der Nordsee marine Bedingungen aufwies. Die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen aus dieser Zeit betragen bis zu 100 m. Das Mainzer Becken liegt wie das Tertiär des Oberrheingrabens den permo-karbonen Ablagerungen des Saar-Nahe-Beckens auf.

Die wichtigsten geologischen Einheiten für die geothermische Nutzung im nördlichen Teil des Oberrheingrabens sind somit die prä-rift Einheiten, bestehend aus Grundgebirge und dem permo-karbonen Rotliegend. Das auf den Einbruch des Grabens folgende Tertiär ist hinsichtlich des Bohrpfad und möglicher Ölführung für die Erschließung wichtig. Weiterhin wirkt die tertiäre Grabenfüllung in höheren stratigraphischen Einheiten als hydraulisch abschließende Schicht.

1.2.2 Das Rotliegend im Oberrheingraben und Saar-Nahe Becken

Das Saar-Nahe-Becken ist als intramontanes Becken des variszischen Gebirges mit einer Ausdehnung von 300x100 km eines der großen permo-karbonen Depozentren und liegt am Nordrand des Saxothuringikums an der Nahtstelle zum Rhenoherynikum. Der Ablagerungsraum wurde im Nordwesten durch die Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung, im Südwesten durch die Pays-de-Bray-Störung, die Baden-Baden-Störung und die Lalaye-Lubine-Störung im Südosten bzw. Süden sowie den Oberrheingraben und dessen östliche Grabenschulter im Osten begrenzt (Hertle, 2004). Die gesamte Fläche wird von mesozoischen und im Bereich des Oberrheingrabens sowie des Mainzer Beckens känozoischen Sedimenten bedeckt. Ein Bereich direkt an der Hunsrück-Südrand Störung zeigt die ursprünglichen paläozoischen Einheiten aus dem späten Karbon bis zum frühen Perm. Das Saar-Nahe Becken lässt sich als Halbgrabenstruktur charakterisieren, die durch die Hunsrück-Südrand-Störung kontrolliert wurde und deren Absenkung das Depozentrum im Laufe der permo-karbonen Entwicklung aufgrund unterschiedlich schneller Absenkung von Südwesten nach Nordosten verlagerte (Henk, 1990).

Im Oberkarbon reicht der Ablagerungsraum bis an die heutige Ostrandstörung des nördlichen Oberrheingrabens. Während des Westfals erfolgt der Sedimenteintrag überwiegend aus dem Norden, im Laufe des Stefans verschiebt sich das Liefergebiet nach Süden und der Detritus zeigt als Quelle die Vogesen und den Schwarzwald an (Henk, 1993).

Mit dem Beginn des Rotliegend verstärkt sich die Subsidenz an der Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung bei gleichzeitiger Hebung der südlichen Liefergebiete. Dadurch verstärkte sich die Halbgrabengeometrie und es kam zur Ausdehnung des Beckens nach Nordosten bis westlich Frankfurt a. M. bei gleichzeitiger Verlagerung des Depozentrums nach Norden.

Die ältesten Gesteine des Rotliegend (vgl. Abb. 5) sind überwiegend durch fluviatile Sedimentation geprägt, die sich zu jüngeren Einheiten hin in Richtung lakustriner Ablagerungen entwickelt. In späten Rotliegend (Lebach und Tholey Schichten) erfolgt eine Verfüllung der lakustrinen Sedimentationsräume durch progadierende Deltaschüttungen und es kommt zu einer erneuten Dominanz fluviatiler Sedimente (Bär, 2012b).

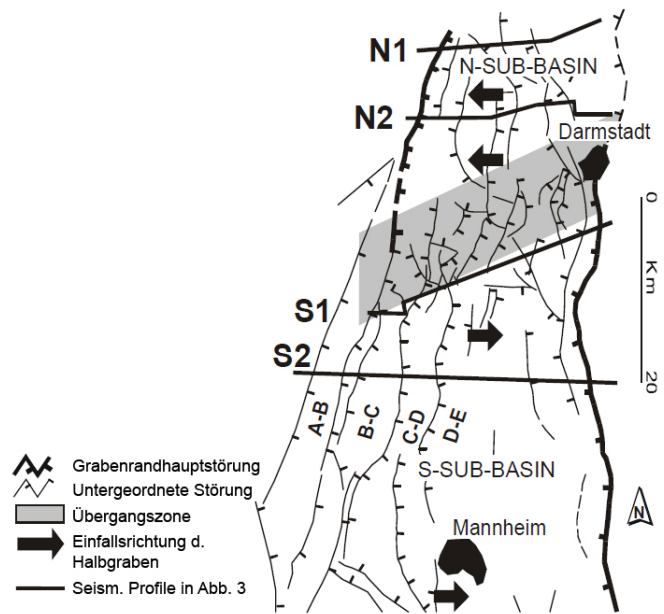


Abb. 3: Der nördliche Oberrheingraben wird durch die Transferzone in zwei Halbgräben mit unterschiedlichem Einfallen geteilt. Das Störungsmuster ist auf das Top des Rupeltons bezogen. Verändert nach (Derer, 2003)

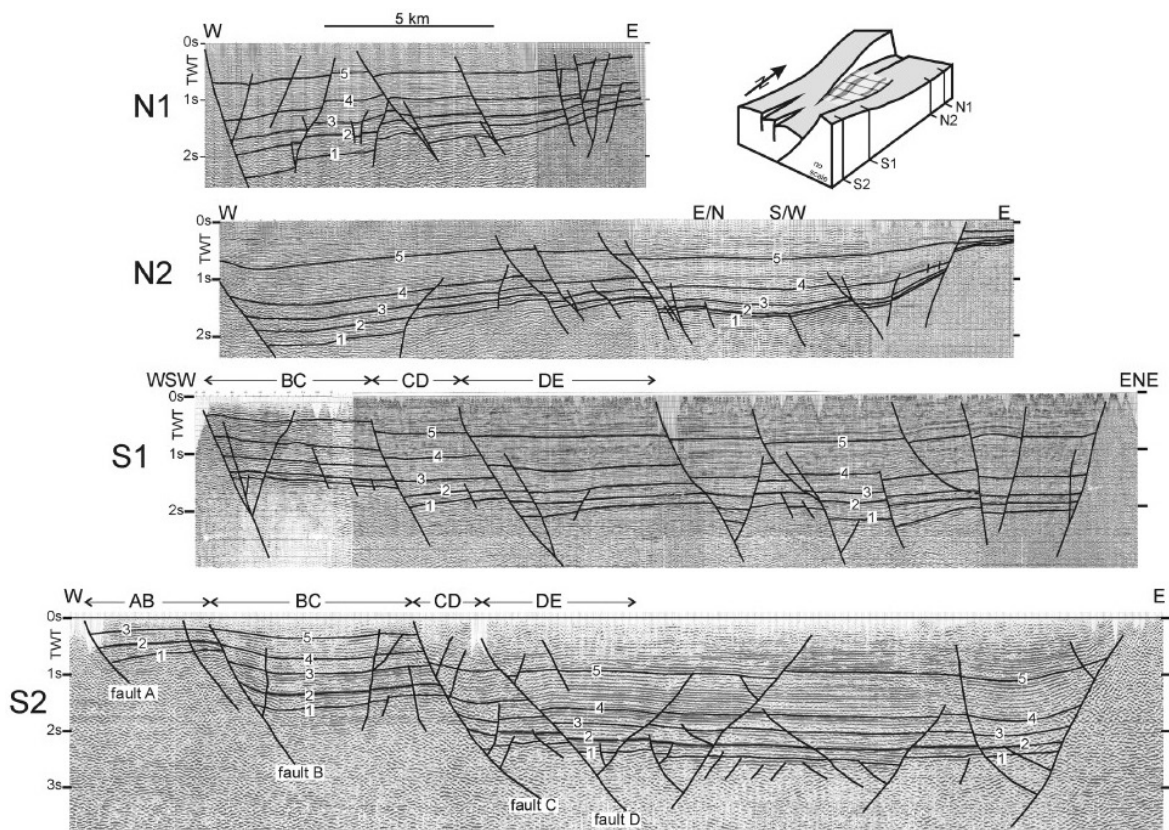


Abb. 4: Interpretierte seismische Profile aus Abb. 3, die das unterschiedliche Einfallen der zwei Halbgräben zeigen. Das Blockbild zeigt ein stark vereinfachtes Modell der Transferzone und der zwei Halbgräben. Die Zahlen zeigen jeweils das Top von: 1 prä-rift (Basis Känozoikum); 2 Rupelton; 3 Niederröderner Schichten; 4 Corbicula Schichten; 5 Top Hydrobien Schichten. Verändert nach (Derer, 2003).

Zum Ende der aktiven Beckenbildung nimmt die vulkanische Donnersberg-Einheit der Nahe-Subgruppe ihren Platz ein. Intensiver Magmatismus mit basaltischen und andesitischen Laven sowie zahlreiche Intrusiva rhyolitisch-dacitischen und andesitischen Chemismus prägen diese Formation (Henk, 1993). Die vulkanische Aktivität ist überwiegend an Störungssysteme gebunden und führt in Verbindung mit Phasen vulkanischer Inaktivität zu Wechsellagerungen mit grobkörnigen, siliziklastischen Sedimenten (Stollhofen, 1998).

Der Wechsel zu einem ariden bis semiariden Klima im weiteren Verlauf ist in einer Veränderung der Sedimente zu einer Playa-Fazies im Beckenzentrum überliefert. Die erhaltene Mächtigkeit dieser Schichten liegt bei maximal 1500 m im Saar-Nahe-Becken (Stapf, 1990). Von diesen Sedimenten sind je nach Position durch spätere Anhebung zwischen 1,5 und 3 km Mächtigkeit erodiert worden (Henk, 1992).

1.2.3 Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens

Mit ca. 300 km Länge und einer Breite zwischen 30 und 40 km ist der Oberrheingraben ein großdimensionales zentrales Element des Europäisch-Känozoischen Riftsystems. Die Bildung des Grabensystems erfolgte im späten Eozän aufgrund von Extension im kompressiven Spannungsfeld das seinen Ursprung in den Kollisionsvorgängen im Alpenraum hatte (Dèzes et al., 2004; Larroque und Laurent, 1988; Schwarz, 2005). Dabei wurden bereits bestehende, krustale Schwächezonen aus dem permokarbonen Zeitintervall reaktiviert und die Grabenbildung setzte bevorzugt an diesen Bereichen ein (Schumacher, 2002). Die Einsenkung setzte mit einer Dehnbewegung senkrecht (WNW-ESE) zur Längsachse des Grabens ein, deren Zugspannungen zu einer Ausdünnung der Edkruste und Hebung der Moho in diesem Bereich führte. Diese Hebungsbewegung führte zur Hebung der Grabenschultern und dem Einbruch des Grabenbereiches, der in Bruchschollen zerlegt und abgesenkt wurde. Hierbei wurden auch die permokarbonen Ablagerungen des Saar-Nahe-Beckens versenkt. Der zusätzlich entstehende Sedimentationsraum wurde ab dem frühen Rupel während des ersten großen Senkungsereignisses mit Erosionsschutt von den Grabenschultern und den angrenzenden Hochzonen verfüllt (Illies, 1977).

Im frühen Oligozän änderte sich das Spannungsfeld zu einem extensivem bis transtensivem Regime, das ein zweites Senkungsereignis induzierte. Die Absenkung betraf hauptsächlich den nördlichen Teil, während der südliche Abschnitt teilweise Anhebung erfuhr (Schwarz, 2005). Im Miozän führten Änderungen im Spannungsfeld zu einer transtensiven Bewegungsphase, durch die an den Graben angrenzende Gebiete gegeneinander versetzt wurden. Der Bereich westlich des Grabens verschob sich Richtung SSE, gleichzeitig erfuhren der Nord- und Südteil eine Absenkung, während der mittlere Teil kaum noch Vertikalbewegung zeigte. Diese Blattverschiebungstektonik und eine gleichzeitige Absenkung im Nord- und Südteil ist heute noch nachweisbar, während der mittlere Teil Stillstand bis geringe Anhebung zeigt (Derer, 2003).

1.2.3.1 Tektonik

Im folgenden werden das strukturelle Inventar des nördlichen Abschnitts genauer betrachtet und daraus folgende Eigenschaften für die geothermische Nutzung der

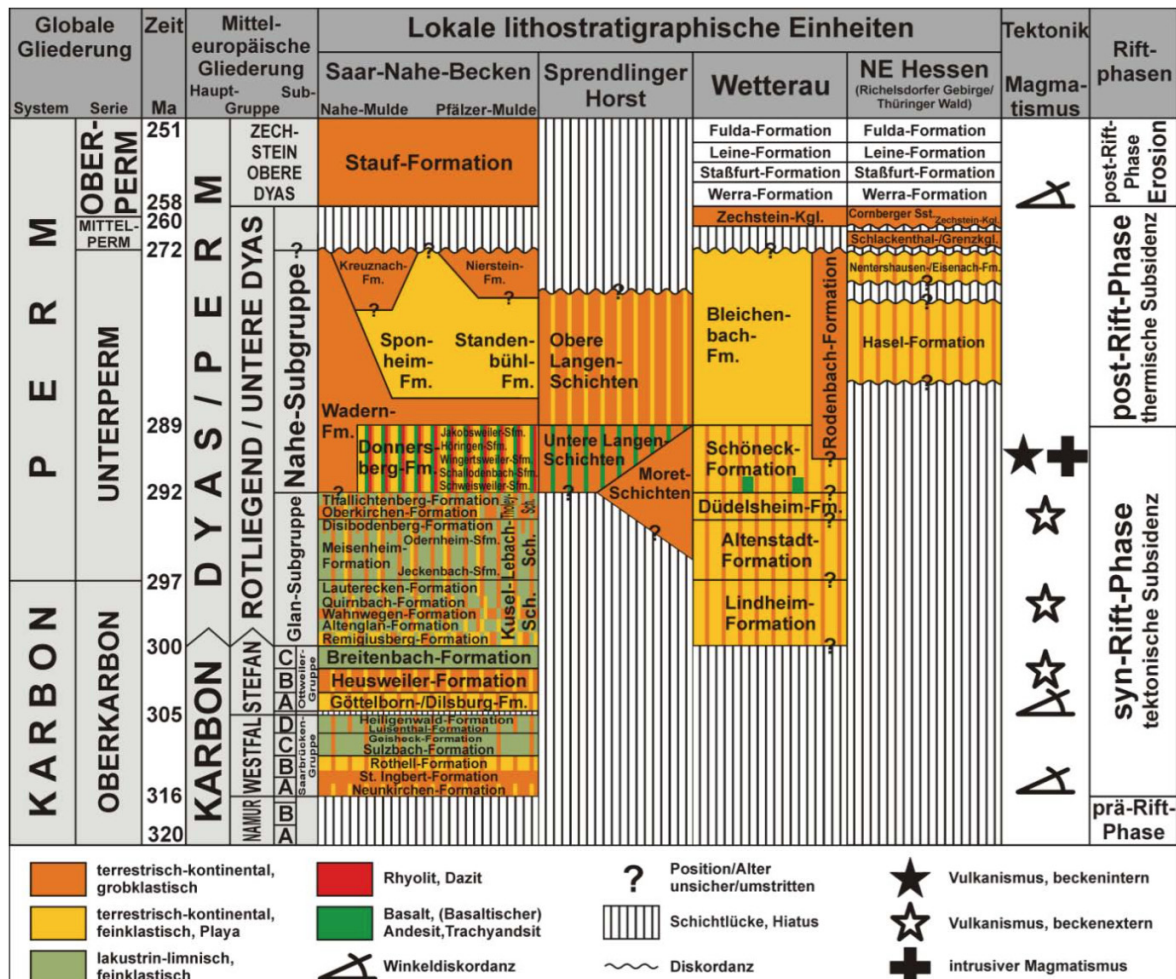


Abb. 5: Schematische stratigraphische und fazielle Gliederung des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken, nördlichen Oberrheingraben, Spessart, Wetterau und Richelsdorfer Gebirge (NE Hessen). Magmatische und tektonische Phasen der Beckenentwicklung nach Henk (1993); Chronostratigraphie nach Deutsche Stratigraphische Kommission (2002); Alter nach Menning et al. (2005) und Schäfer (2005) sowie Korrelation und Einstufung der lithostratigraphischen Einheiten der einzelnen Teilbecken; Saar-Nahe-Becken nach Schäfer (2005); Spessart nach Marell (1989) und Müller (1996); Wetterau nach Kowalczyk (1983, 2001) und Richelsdorfer Gebirge (NE Hessen) nach Aehnelt & Katzung (2007), aus Bär 2012b.

Störungsbereiche erläutert. Im wesentlichen folgen die Ausführungen der Evolution und Struktur des Oberrheingrabens nach Schwarz (2005). Das tektonische System im nördlichen Oberrheingraben ist durch verschiedene strukturelle Vorzugsrichtungen der Störungssysteme geprägt. In grabenparalleler Richtung sind in allen Grabenabschnitten zuvor angelegte Schwächezonen nachweisbar. Störungen anderer Streichrichtungen sind besonders im Süd- und Nordteil des Grabens die dominierenden Strukturen.

1- ONO-WSW bis NO-SW streichend

Schwächezonen dieser Streichrichtung bilden Grenzen zwischen verschiedenen variszischen tektonischen Einheiten und zeichnen permokarbone Horst- und Grabenstrukturen nach. Im Süden sind viele weitere Lineamente dieser Richtung unter der Grabenfüllung erfasst, die als Randverwerfungen von permokarbonen Trögen interpretiert werden (Cardozo, 2003; Diebold und Noack, 1997)

2- WNW-OSO bis NW-SO streichend

Im nördlichen Riftabschnitt und den angrenzenden Schulterbereichen sind Störungen dieser Richtung vorhanden (Anderle, 1974). Eine Fortsetzung im kleindimensionalen Maßstab findet sich auch im nördlich anschließenden Rheinischen Massiv. Die Entstehung dieser Störungen wird mit spätes Visé bis frühes Rotliegend datiert und mit der Extension der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, des Vorlandesbeckens und des Saar-Nahe-Beckens assoziiert (Edel und Weber, 1995; Henk, 1993; Oncken, 1997).

3- NNO-SSW streichend

Unter den Riftsedimenten verläuft höchstwahrscheinlich ein Scherzonensystem paläozoischen Alters (Edel und Weber, 1995). Dafür sprechen im südlichen Teil lithofazielle Unterschiede und Mächtigkeitsdifferenzen der oberdevonischen und unterkarbonischen Abfolgen (Krecher, 2003). Im Nordteil ist eine unterschiedliche Entwicklung der Grabenschultern aufgrund der verschiedenen Petrographie der Gesteine gesichert. Die deutlich abweichende Evolution der Riftflanken während der variszischen Orogenese spricht für eine überregionale Scherzone, die bereits vor der Riftentwicklung präsent war. Weiterhin belegen Messungen von gravimetrischen und magnetischen Anomalien einen Versatz derselben an grabenparallelen Strukturen (Edel und Fluck, 1989).

Im nördlichen Abschnitt des Oberrheingrabens ist das Gebiet der känozoischen Extension und Subsidenz beträchtlich erweitert und beinhaltet auch das Mainzer Becken und die Hanau-Seligenstädter Senke. Diese Ausweitung auf mehrere störungskontrollierte Becken erfolgt aufgrund der Aktivierung weiterer vorhandener Störungssysteme in Oberrheingraben- paralleler Richtung. Die überwiegend N-S orientierten Störungen im Nordteil des Oberrheingrabens können aufgrund von Mächtigkeitsunterschieden quer zu Ihrer Streichrichtung mit einem Minimalalter aus dem späten Rotliegend angegeben werden (Marell, 1989). Während der Riftentwicklung war die Extension und Subsidenz an Störungen lokalisiert, die schräg zum Graben verliefen. Dies ist sowohl am südlichen, als auch am nördlichen Ende der Fall. In beiden Gebieten führt dies zu einer Ausweitung der Rifting Prozesse in die angrenzenden Schulterbereiche bei gleichzeitiger Auflösung des großdimensionalen Rifts in kleinräumige Horst- und Grabenstrukturen (Schwarz, 2005).

Diese lokalen Hoch- und Tiefzonen sind für die Nutzung des Untergrundes im nördlichen Oberrheingraben die bedeutendsten Strukturen, da vor allem an den Tief-

zonen und den begleitenden Störungssystemen die notwendige Tieflage für hohe Temperaturen und die entsprechende Durchlässigkeiten aufgrund von Bruchsystemen gegeben sind. Dadurch können hohe Förderströme mit ausreichend hohen Temperaturen erreicht werden. Besonders Störungen, die seit dem Permokarbon angelegt sind und bis heute Aktivität zeigen, können als geeignete Ziele definiert werden, da Fließwege durch andauernde Bewegungen offen gehalten werden.

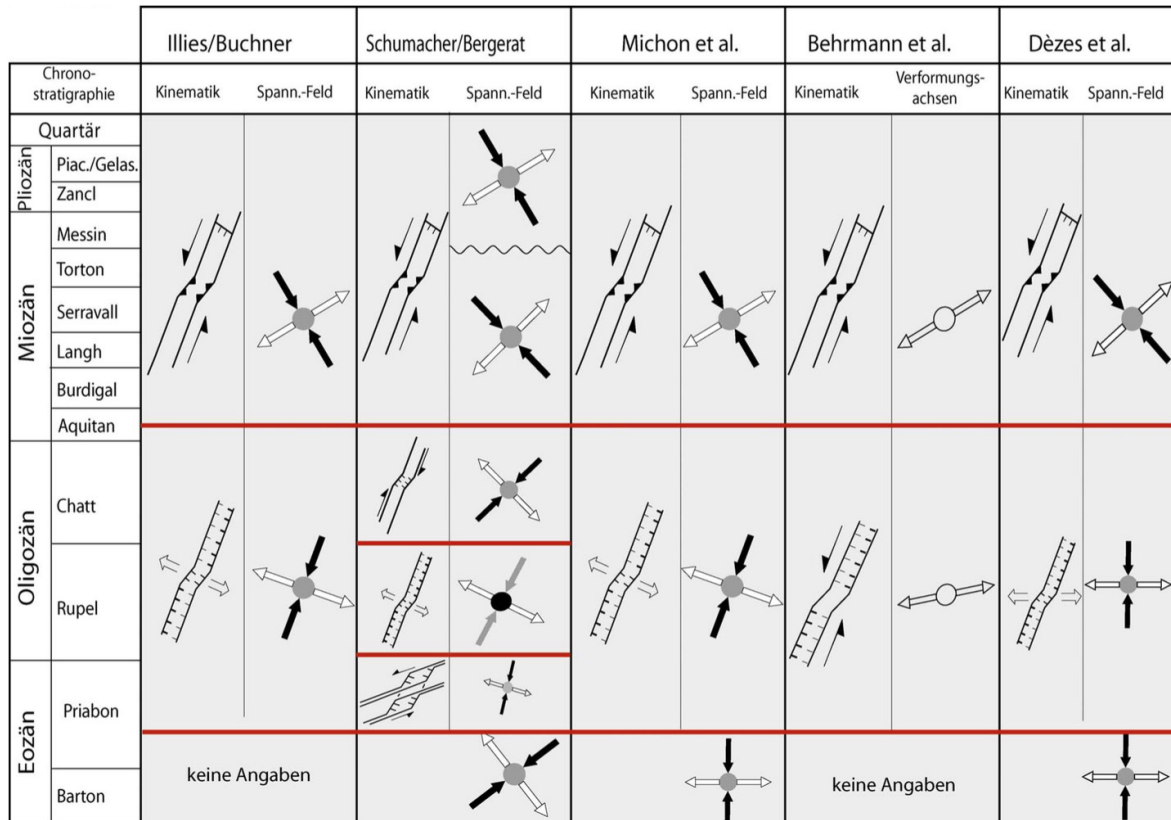


Abb. 6: Geodynamik der ORG-Entwicklung; schwarz: σ_1 ; grau: σ_2 ; weiß: σ_3 ; Trennlinien (rot) zeigen den ungefähren Zeitraum für den Wechsel zwischen den verschiedenen Spannungsverformungsregimes an. Aus Schwarz (2005)

1.2.3.2 Kinematik und Spannungsfeld

Für die Entwicklung der Kinematik und des Spannungsfeldes im Oberrheingrabengebiet existieren verschiedene Studien (Dèzes et al., 2004; Illies, 1977; Schumacher, 2002).

Für das Oligozän gehen alle Autoren von einer übergeordnet extensiven Tektonik in OSO-WNW Richtung aus, die auf einer Hauptspannung in NNO-SSW Richtung beruht.

Für das Miozän und Pliozän dreht sich die Hauptspannung gegen den Uhrzeigersinn in Richtung NNW-SSO und führt zu einer Blattverschiebungstektonik im Graben. Der mittlere Grabenabschnitt unterliegt hierbei aufgrund der stärkeren Ausrichtung in Richtung Osten einer kompressiven Tektonik (Ahorner, 1983).

Alle Analysen unterscheiden sich geringfügig im Bereich der Tektonik und der Orientierung der Hauptspannungsrichtung im späten Eozän und Oligozän.

Über die Entstehung des Grabens im späten Eozän und die übergeordneten gra-

benparallelen Störungen als sinistrale Blattverschiebung sind sich die Autoren jedoch einig (Schwarz, 2005).

Das heutige Spannungsfeld in Europa ist überregional durch eine Hauptspannungsrichtung von NW-SO gekennzeichnet (Grünthal und Stromeyer, 1994). Während der Südteil des Oberrheingrabens überwiegend positive Werte für das Spannungsfeld zeigt und damit ein Blattverschiebungsregime ausgebildet ist, ändern sich die Werte der Hauptnormalspannung im nördlichen Teil auf negative Beträge. Hier ändert sich daher die Verschiebungstendenz zu einem Blattverschiebungs- bis Extensionsregime (Larroque und Laurent, 1988).

Herdflächenlösungsanalysen zeigen, dass die Orientierung der P-, T-, und B-Achsen die gleiche Orientierung zeigen wie die Hauptspannungsachsen des regionalen Spannungsfeldes (Plenefisch und Bonjer, 1997). Die Richtung des Versatzes auf Störungsflächen ist damit durch das äußere Spannungsfeld bestimmt. Während im Süden dominant sinistrale Blattverschiebungen auftreten, wird der mittlere Teil durch die stärker nach Osten zeigende Streichrichtung des Grabens zusätzlich mit einer Aufschiebungstendenz belegt. Im Nordteil konnte bisher aufgrund schlechter Datenlage keine eindeutige Aussage über die Bewegungstypen vorgenommen werden. Isopachenverläufe quartärer Sedimente, die in NW-SO Richtung ausgeht sind, lassen jedoch NW-SO streichende Abschiebungen im Nordteil vermuten (Ahorner, 1983).

Weitere Untersuchungen (Rothert, 2011) von Erdbebenherden im nördlichen Oberrheingraben für das Geothermieprojekt Goß-Gerau zeigen, daß bei 25 ausgewerteten Ereignissen mit 18 reinen Verschiebungseignissen, 5 Abschiebungseignissen und 2 Erdbeben mit Aufschiebungstendenz, der überwiegende Teil aber die bereits angesprochenen Verschiebungs- und Abschiebungstendenzen zeigt. Die hierbei ermittelten Streichrichtungen der Herdflächen mit Werten zwischen 132° und 155° korrelieren deutlich mit der bekannten Hauptspannungsrichtung von 150° aus der „European Stress Map“ (Müller et al. 1992, Reinecker et al. 2005) und belegen, dass vor allem Störungssysteme dieser Orientierung transtensiv wirken und somit für die geothermische Nutzung von Interesse sind.

Für das Geothermieprojekt sind Störungen mit transtensivem und abschiebendem Charakter die geeigneten Strukturen, um mit offenen Klüften und Strömungspfaden rechnen zu können. Im Nordteil des Oberrheingrabens scheinen auf Basis der aktuellen Untersuchungsergebnisse solche Störungssysteme bei einer überwiegend extensiven Kinematik ausgebildet zu sein.

1.2.3.3 Stratigraphie des nördlichen Oberrheingrabens

Der tiefe Untergrund des Oberrheingrabens baut sich aus dem kristallinen Grundgebirge, bestehend aus Graniten und Gneisen auf. Die tiefsten bekannten Gesteine im nördlichen Oberrheingraben sind in vier Bohrungen (W7, W5, Wiag Hessen 5 und W1) der Kohlenwasserstoffindustrie angetroffen worden. Es wurde in Teufen zwischen 2170 und 2490 m u. GOK jeweils das Grundgebirge erbohrt und Granodiorite, Granite und Amphibolite angetroffen (Marell, 1989; Müller, 1996). Diese Einheiten sind dem Variszikum zuzuordnen.

Über dem Grundgebirge ist im nördlichen Teil des Oberrheingrabens das Permokarbon verbreitet. Diese stratigraphische Abfolge umfasst die überwiegend klassischen Einheiten des Karbons und Perms, die durch die Erosion des variszischen

Gebirges entstanden, und in intramontanen Becken des Gebirges abgelagert wurden. In diesem Zeitraum wurden Konglomerate und Gerölle an den Beckenrändern, Sandsteine in den fluviatilen Ebenen und Ton- und Siltsteinen in den Beckenzentren abgelagert. Die Abfolge wird nur selten von karbonatischen Einschaltungen unterbrochen. Andesite und Basalte aus Phasen erhöhter vulkanischer Aktivität sind in die klastischen Einheiten eingeschaltet. Die permokarbonen Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten von bis zu 4000 m im nördlichen Teil des Grabens (Marell, 1989), im Saar-Nahe Becken werden sogar bis zu 6500 m Rotliegend abgelagert (Henk, 1992).

Auf das Permokarbon folgen im Norden des Grabens unmittelbar die eozänen Einheiten der Pechelbronner Schichten. Bundsandstein, Muschelkalk und Keuper sowie der untere Jura fehlen hier aufgrund von Updoming ab der späten Kreide und Erosion vollständig, im Gegensatz zum mittleren bis südlichen Oberrheingraben, wo das Mesozoikum erhalten blieb. Die Pechelbronner Schichten bauen sich aus überwiegend sandig-siltigen und tonig-mergeligen Abfolgen auf und erreichen Mächtigkeiten zwischen 200 und 500 m (Grimm und Hottenrott, 2005). Die Pechelbronner Schichten sind als Speichergesteine für Erdöl und Erdgas im Oberrheingraben bekannt, mit Förderung aus Bohrungen seit 1845.

Die Pechelbronner Schichten werden nach oben hin vom Septarienton überdeckt. Diese, auf Basis der seismischen Daten, im Schnitt 50 m mächtige Tonschicht ist überregional ausgebildet und aufgrund ihrer hydraulischen Eigenschaft als Wasserstauer als Deckschicht über dem Thermalwasserreservoir zu betrachten. Der Septarienton stellt daher aus Sicht der vorliegenden Arbeit die letzte relevante Abfolge für die Betrachtungen zur geothermischen Nutzbarkeit des Untergrundes im nördlich Oberrheingraben dar.

1.2.4 Verschiedene Formen der geothermischen Nutzung

Wärme aus dem Erdmantel, die zum Teil noch aus Zeiten der Akkretion der Erde vor 4,5 Ma stammt, zu anderen Teilen auch aus radioaktiven Zerfallsprozessen und der Wärmeleitung aus dem Erdinneren, ist die Basis der wirtschaftlichen Nutzung der Geothermie. Mit steigender Tiefe nimmt die Temperatur im Mittel um 3°C pro 100 m zu. Dabei beträgt die mittlere Wärmestromdichte in Deutschland ca. 70 mw/m² (Kaltschmitt und Wiese, 1993).

Das Gesamtfeld der geothermischen Nutzung wird in zwei große Gruppen unterteilt, die sich über die Tiefe, aus der die Energie des Untergrundes entnommen wird, definieren.

Flache Geothermie bezeichnet die Nutzung von oberflächennaher Wärme (meist bis 150 m, max. 400 m Tiefe). Hier kommen Erdwärmekollektoren, Erdwärmesonden, Grundwasserbohrungen und Energiepfähle zum Einsatz. Direktheizungen im Niedrigtemperaturbereich, wie z.B. Weichenheizungen über Heat-Pipes bspw. mit CO₂ als Wärmeträgermedium, sind in der Entwicklung bzw. bereits ebenfalls auf dem Markt (Stober et al, 2011).

Diese flachen Nutzungsformen sind für die direkte Nutzung bei Privathäusern und mittelgroßen Objekten geeignet und stellen daher aufgrund der verhältnismäßig einfachen Planung und Ausführung einen Großteil der Projekte in Deutschland dar. Die tiefe Geothermie beginnt definitionsgemäß unterhalb einer Tiefe von 400 m

und einer Temperatur über 25°C (PK Tiefe Geothermie, 2007; Stober et al., 2011). Im eigentlichen Sinne sind tiefe geothermische Projekte aber in Tiefen größer 1000 m und mit Temperaturen größer 60°C anzutreffen.

Die tiefe Geothermie lässt sich in drei Gruppen unterteilen, die jedoch alle auf hohe Temperaturen im Untergrund angewiesen sind.

a) Tiefe Erdwärmesonden sind geschlossene Systeme, die ein Wärmeträgermedium in den Untergrund einbringen und wieder entnehmen. Das Medium nimmt über die Kontaktfläche der Sonde die Energie des Untergrundes auf und transportiert sie über Tage. Da die Kontaktfläche hier auf die Außenhülle der Sonde beschränkt ist, sind die Wärmeförderraten hier verhältnismäßig gering.

b) Petrothermale Systeme stützen sich auf heiße Festgesteine im Untergrund, die mit zwei oder mehr Bohrungen erschlossen werden. Die im Regelfall sehr kompakte Gesteinsmasse, meistens kristalline Gesteine im tiefen Untergrund, muss dann über Stimulationsmaßnahmen (Verpressen von großen Wasservolumen) aufgebrochen werden, um künstliche Fluidbahnen zu schaffen bzw. vorhandene Fließwege aufzuweiten. Die neuen Wegsamkeiten für Wasser fungieren als Wärmetauscher und ermöglichen die Energieübertagung auf den Wärmeträger.

c) Hydrothermale Systeme basieren ebenfalls auf zwei oder mehr Bohrungen, die jedoch keinen künstlichen Wärmetauscher im Untergrund benötigen. Vielmehr stützen sich diese Systeme auf die vorhandenen Fließwege im Untergrund. Dies kann die natürliche Porosität von Gesteinen sein, die im Regelfall durch zusätzliche Klüfte im Gesteinsverband erweitert wird. Diese Reservoirs sind vor allem im Molasse-Becken in Süddeutschland und im Norddeutschen Becken anzutreffen, wo die lithologischen Gegebenheiten (Kalke mit Karst im Süden und poröse, permeable Sandsteine im Norden) dies zulassen.

Eine weitere Möglichkeit sind störungsgebundene Systeme, die in tektonisch beanspruchten Gebieten ausgebildet sein können. Der Norden des Oberrheingrabens zählt z.B. zu diesen Gebieten. Hier kann in geeigneten Tiefen die notwendige Temperatur, ein permeables Gestein und die störungsgebundene Klüftung die notwendigen Voraussetzungen liefern.

1.3 Geothermie Projekt Groß-Gerau

Seit dem Jahr 2007 verfolgen die Überlandwerk Groß-Gerau GmbH das Ziel, ein emissionsfreies Tiefengeothermie-Kraftwerk zu errichten. Das 2008 genehmigte Erlaubnisfeld Groß-Gerau zur Aufsuchung von Erdwärme und Sole erstreckt sich auf einer Fläche von ca. 340 km² zu Teilen in den Landkreisen Darmstadt-Dieburg, Groß-Gerau und dem Main-Taunus-Kreis. Im Jahr 2011 wurde das Feld um das angrenzende Erlaubnisfeld Trebur im Westen erweitert und damit um weitere 78 km² vergrößert. Im gesamten Erlaubnisfeld ist seitdem die Aufsuchung des Bodenschatzes Wärme im Gange.

Dazu wurde 2010 bereits ausgewertete Seismik aus Altdaten der Kohlenwasserstoffindustrie um neue 2D seismische Linien ergänzt. Auf Basis dieser Daten und ergänzenden Bohrungsinformationen konnte die großdimensionale Struktur des

Untergrundes bestimmt und das Faziesmodell (Kapitel 2) erarbeitet werden. Ausgehend von ersten ausgewählten Gebieten, die erfolgversprechend bewertet wurden, wurde Ende 2011 eine weitere seismische 3D Kampagne durchgeführt. Nach Auswertung dieser Daten wurde eine finale Standortbestimmung durchgeführt und auf Basis der Informationen aus der 3D-Seismik eine Betriebssimulation (Kapitel 4) für die geplanten Bohrungen erstellt. Als Reservoir wurde insbesondere das Permokarbon ins Auge gefasst, hierbei sind vor allem die aktiven Störungssysteme mit transtensivem bis abschiebendem Charakter bevorzugte Regionen. Als Reservoir-interne Einheiten kommen vor allem fluviatile Mittel- bis Grobsandsteinen, die vulkanischen Einheiten des Rotliegend, die Klastika des Oberkarbons und das vermutlich verwitterte Top des Grundgebirges als wasserführende Einheiten in Frage.

Das Kraftwerk soll bei einer Bohrtiefe zwischen 3500-4000 m heiße Thermalwasser mit ca. 150 °C fördern und dadurch eine Leistung von ca. 3 MW elektrisch und 6 MW thermisch erreichen. Sowohl die elektrische als auch die thermische Energie soll in das öffentliche Netz eingespeist werden.

2 Reservoiranalyse des Permokarbons

Die fazielle Analyse zeigt die Verbreitung und Verteilung von lithologischen Einheiten im tiefen Untergrund des Erlaubnisfeldes und quantifiziert die intraformationellen Fließmöglichkeiten für Thermalwässer. Auf Basis der neu prozessierten seismischen Daten der Kohlenwasserstoffindustrie, den neu akquirierten Daten der 2D Seismik Kampagne und Bohrungsinformationen wurde der Untergrund strukturell und stratigraphisch interpretiert. Auf dieser Basis wurde das Erlaubnisfeld im Untergrund dreidimensional modelliert. Lithologische Informationen aus Explorationsbohrungen wurden lokal und überregional ausgewertet und in das strukturelle statische Modell statistisch verteilt.

2.1 Daten und Methoden

2.1.1 Seismischer Datensatz

Der seismische Datensatz umfasst 6 alte, neu prozessierte und 6 neue 2D Seismik-Profile. Die Altlinien wurden vor dem Hintergrund der Kohlenwasserstoffexploration aufgenommen und beinhalten fünf Spreng- und ein Vibroseismikprofil. Die neu aufgenommenen Linien aus dem Jahr 2011 basieren alle auf Vibroseismik. Die Auflösung der Altdaten ist bis 1800 ms TWT gut, bis 2500 ms eingeschränkt und unterhalb davon als schlecht zu bezeichnen. Grund dafür sind Akquisitionsparameter, die auf flacherere Horizonte abzielten sowie die starke Dämpfung in flacheren Formationen (Pechelbronner Schichten). Die neuen Daten besitzen eine deutlich höhere Qualität.

Die seismischen Linien wurden primär auf strukturelle Eigenschaften (Störungen) und auf Reflektorbasis interpretiert, um ein räumliches Modell der Störungen und stratigraphischen Horizonte zu erhalten. Das Hauptaugenmerk lag hierbei auf einer erweiterten internen Interpretation des stratigraphischen Abschnitts Top Karbon bis Top Rotliegend.

2.1.2 Bohrungen

Im Erlaubnisfeld und seinem direktem Umfeld liegen einige Explorationsbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie. Die Schichtenverzeichnisse und weiteren geophysikalischen Logs erlauben die sichere Zuordnung von stratigraphischen Einheiten zu Reflektoren aus den seismischen Linien. Der Vergleich der Bohrungen untereinander hinsichtlich ihrer lithologischen und geophysikalischen Parameter ermöglicht die Charakterisierung des weiträumigeren Ablagerungsraums im Erlaubnisfeld und direktem Umfeld. Über Zeit-Tiefen-Beziehungen in der Bohrung W7 kann die Umrechnung der Zeit- in die Tiefensektion durchgeführt werden.

2.1.3 Interne Interpretation des Rotliegend

Im stratigraphischen Intervall des Rotliegend wurden auf mehreren Linien (GG2010-01/02, GG2010-04, GG2010-05, GG2010-06) zusätzliche Horizonte inter-

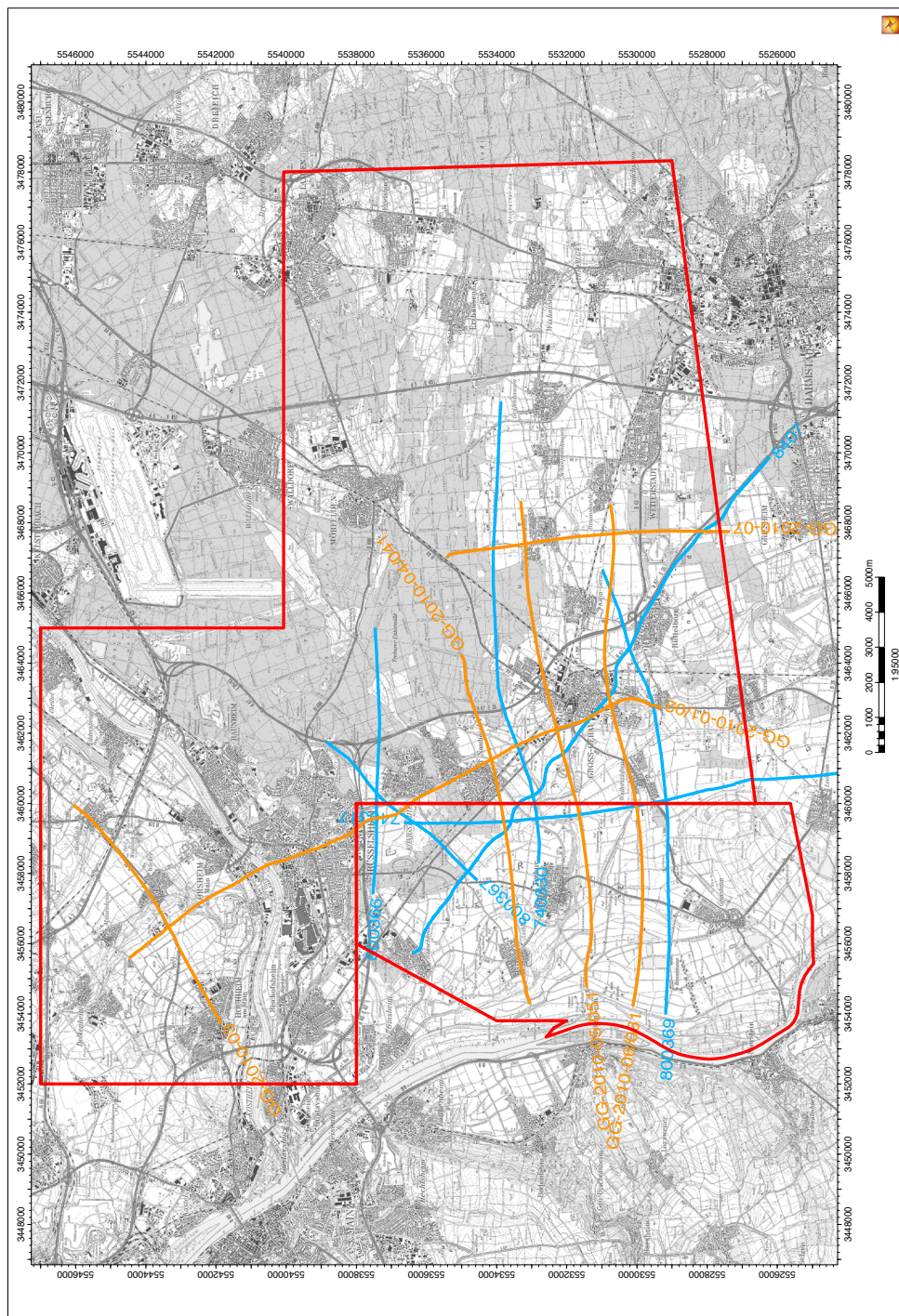


Abb. 7: Erlaubnisfeldgrenzen Groß-Gerau und Trebur (rot) und Lage der 2D seismischen Profile (Altlinien blau, neue Linien orange)

pretiert, die Diskordanzen im Rotliegend darstellen. Diese neue Unterteilung des Rotliegend erlaubt, in der Faziesmodellierung einzelne hydraulische Einheiten zu unterscheiden. Weiterhin konnten aufgrund charakteristischer seismischer Merkmale (Amplitude, laterale Kontinuität, Wellenform) und Geometrien auf einzelnen Linien weitere Aussagen über die Sedimentverteilung im Rotliegend getroffen werden. Daraus resultieren unterschiedliche Reservoireigenschaften, die für die spätere detaillierte Bewertung des Explorationsrisikos eine wichtige Rolle spielen. Die detaillierte seismische Analyse erweitert die bisherigen Faziesmodelle, die auf linearen Interpolationen zwischen Bohrungen (Punktinformation) beruhen, um konkrete räumliche Information.

2.1.4 Bohrungsanalyse

Von Süd nach Nord wurden 13 Bohrungen lithologisch und faziell ausgewertet. Die jeweils verfügbare Datendichte der Bohrungen ist sehr unterschiedlich. Die Gesamtheit der Bohrungen erlaubt jedoch eine kleinräumige Analyse im Erlaubnisfeld und darüber hinaus weiträumigere Aussagen über das südliche und nördliche Umfeld des Feldes im Oberrheingraben. Die Verteilung der verschiedenen Lithologien und ihre Entwicklung im Raum können wichtige Hinweise auf mögliche Reservoireigenschaften und potentielle Fließmöglichkeiten für Thermalwässer in den Gesteinsschichten liefern.

2.1.5 Faziesanalyse

Auf Basis der strukturellen und stratigraphischen Informationen aus der Analyse der seismischen Daten und den lithologischen Informationen aus den Bohrungen wurde ein dreidimensionales Modell der Faziesverteilung im Bereich des Erlaubnisfeldes im Rahmen der seismischen Überdeckung erstellt. Durch die Verwendung von 2D Seismik konnte nur im direkten Umfeld der seismischen Linien eine präzise Modellierung erreicht werden. Bereiche zwischen den Linien sind mit Unsicherheiten behaftet, die auf der Projektion der Linien und Punktdaten in den Raum beruhen. Zur Verwendung kam hier eine geostatistische Verteilung der lithologischen Informationen aus den Bohrungen, die innerhalb des Modellraums liegen, der auf der 2D Seismik Interpretation beruht. Als Grundlage für die statistische Verteilung der Daten dient in vertikaler Richtung das Gerüst aus Zonen, die auf der Interpretation der einzelnen stratigraphischen Einheiten beruhen. Im Bereich Rotliegend konnte diese Einteilung auf Basis der internen Interpretation nochmals verfeinert werden. Um die hochauflösende Information der Bohrungen verarbeiten zu können, ohne Datenpunkte durch Mittelwertbildungen zu verlieren, wurden die großdimensionalen Zonen in einzelne Schichten von durchschnittlich einem Meter vertikaler Höhe aufgelöst.

In horizontaler Richtung erfolgt die Zellbildung auf Basis des Gitternetzes, das überwiegend rechtwinklige Quadrate mit Kantenlängen von 100 m abbildet. Die verschiedenen Lithotypen der Bohrungen wurden im folgenden Schritt in die vertikale Struktur entlang der Bohrpfade abgebildet. Dabei wurde die präzise lithologische Beschreibung aus den Bohrberichten in einer vereinfachten Form verwendet. Es wurden die Typen Feinsand, Mittelsand, Grobsand, Tonstein, Kalkstein, Vulkanite und Basement verwendet. Bei variablen Kernbestandteilen wurde die dominierende Lithologie innerhalb des Bohrungsabschnitts für die Faziesmodellierung verwendet.

Der letzte Schritt der Verteilung der lithologischen Daten ist deren statistische Verteilung im 3D Raum. Hierfür kommen zum einen für jede Zone (stratigraphisches Intervall) die geometrischen Daten aus der Zellstruktur des 3D Modells, als auch die großregionalen Trends aus den umliegenden Bohrungen zum Einsatz. Die geometrischen Daten der Zonen berücksichtigen hierbei auch typische Reflektor-Terminationen wie Downlap, Onlap oder Toplap, die während der seismischen Interpretation identifiziert wurden. Basierend auf diesem Datengerüst wurde die lithologische Verteilung im 3D Raum berechnet. Als statistische Verteilungsmethode kam eine Gaussche Verteilung mit Berücksichtigung regionaler Trends zum Einsatz.

3 Ergebnisse der Reservoiranalyse

3.1 Interne Interpretation des Rotliegend

Das stratigraphische Intervall Top Karbon bis Top Rotliegend weist mindestens 3 große Untereinheiten auf (Abb. 8). Die basale Einheit (Top IntraRo1) ist durch geringe seismische Amplituden und schlechte laterale Kontinuität der Reflektoren charakterisiert. Die mittlere Einheit (Top IntraRo2) zeigt ein prägnantes Reflektorbündel (3-4 Reflektoren) mit erhöhter Amplituden. Die Obere Einheit (Top Ro) ist der unteren ähnlich, unterscheidet sich jedoch durch lateral kontinuierlicheren Reflektoren bei ebenfalls schwachen Amplituden. Die oberen und unteren Rotliegend-Einheiten zeigen stark variable Mächtigkeiten, keilen bereichsweise aus oder sind seismisch nicht mehr auflösbar.

Der Reflektor Intra Ro1 wurde an der Basis des charakteristischen mittleren Reflektorbündels interpretiert. Er ist der oberste, lateral kontinuierlich verfolgbare Reflektor über dem Top Karbon. Tiefere Reflektoren zeigen erosional truncation gegen das Top Karbon. Die deutlichen internen Kontraste erklären sich durch laterale lithologische Änderungen. In unmittelbarer Nähe zu großen Störungen zeigt sich synsedimentäre Tektonik in Form von Mächtigkeitsänderungen und Verschleppung der Reflektoren.

Der Reflektor Intra Ro2 wurde am Top der überwiegend kontinuierlich ausgebildeten Einheit im Rotliegend interpretiert. Der mittlere Abschnitt des Rotliegend ist in weiten Bereichen durch sehr hohe Amplituden geprägt. In Abschnitten mit geringeren Amplituden ist ebenfalls ein durchgehendes, gut verfolgbares Reflektorbündel mit 3-4 Peaks und Trögen zu beobachten. Hierbei handelt es sich höchstwahrscheinlich um die permischen Basalte, die in verschiedenen Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben angetroffen wurden. Die Basalte und Vulkanite sind durch hohe interne Geschwindigkeiten charakterisiert, die eingeschalteten sedimentären Schichten durch vergleichsweise geringe seismische Geschwindigkeiten. Diese Wechselfolge führt zu dem deutlichen Reflektorbild. In Bereichen mit weniger stark ausgeprägtem Reflektormuster kann dies ein Zeichen für verringerte Mächtigkeiten aufgrund synsedimentärer morphologischer Hochlage interpretiert werden. Typische Reflektorterminationen sind Downlaps und Onlaps der überlagernden Folge.

Die obere Einheit des Rotliegend (Reflektor TopRo) zeichnet sich durch lateral kontinuierlichere Reflektoren als im unteren Abschnitt aus. Die Amplitudenunterschiede sind schwächer als im unteren (Intra-Ro1) Abschnitt. Dieses Bild spricht für homogenere Sedimentverteilungen als im basalen Abschnitt. Die laterale Kontinuität ist hier besser, was ebenfalls für eine ausgeglichene Sedimentverteilung spricht. Auch die oberste Einheit des Rotliegend zeigt onlap Terminationen gegen die Einheit Intra Ro2 (Abb. 9).

Insgesamt lässt sich das Permokarbon der betrachteten seismischen Linien als la-

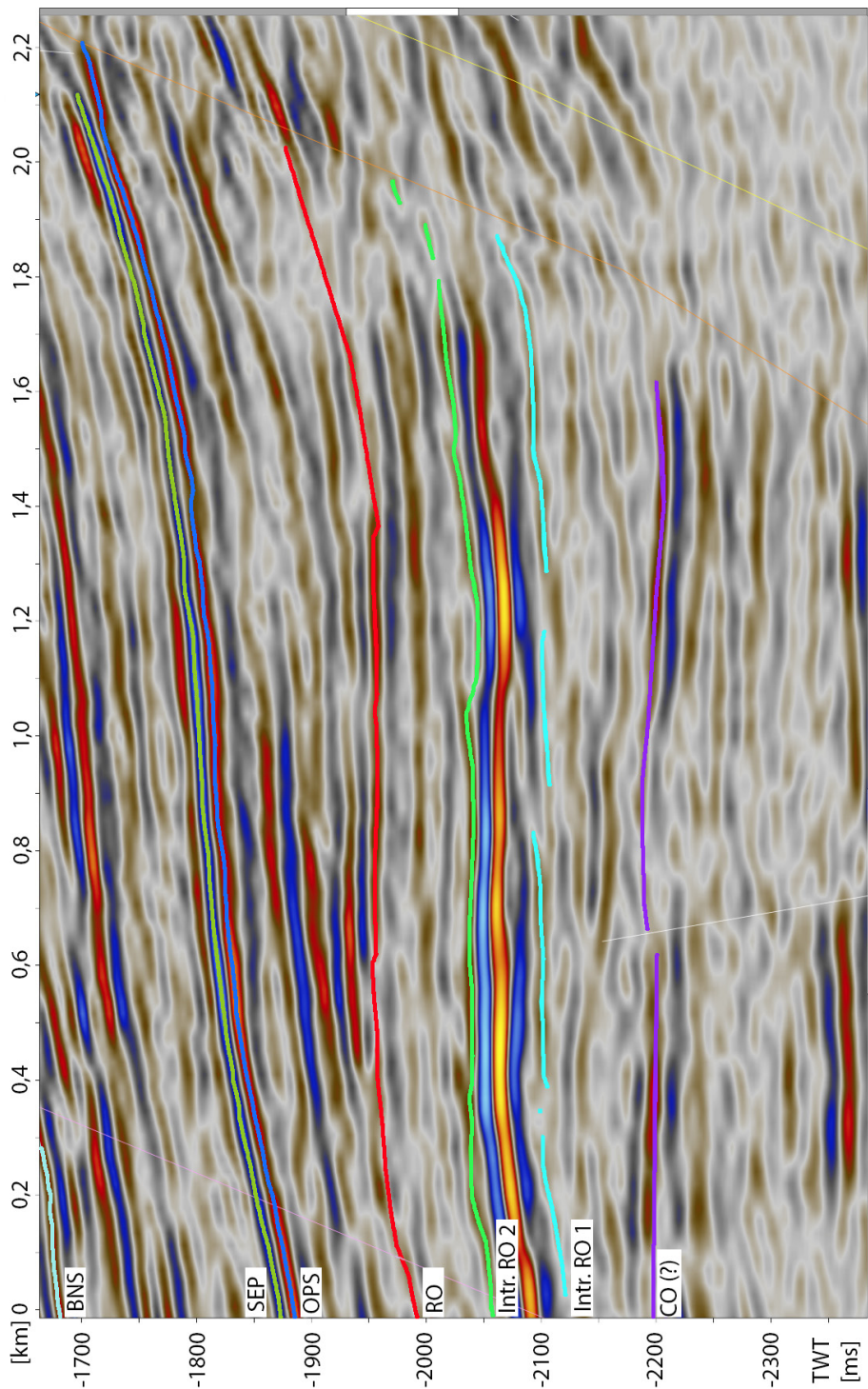


Abb. 8: Interne Interpretation des Rotliegend auf der Linie GG 2010-06, Reflektor Intra ro1 in Türkis, Intra ro2 in Grün. Im unteren Abschnitt diskontinuierlichere Reflektoren, im oberen Abschnitt lateral beständigere Reflektoren

teral weitgehend konstant beschreiben. Die 3 beschriebenen Einheiten sind gut verfolgbar und zeigen an, dass die Verteilung der Rotliegend-Sedimente innerhalb der einzelnen Bruchschollen zwischen den Störungen weitgehend konstant ist. Die Verschleppung der Reflektoren an großen Störungen belegt, dass diese bereits synsedimentär aktiv waren. Weiterhin sind merkliche Mächtigkeitszunahmen im Bereich der Tiefschollen an den Störungen zu beobachten. Dies kann als weiteres Indiz für die bereits frühzeitige Aktivität der Störungen gewertet werden. Störungszonen mit hohen vertikalen Versatzbeträgen zeigen auch in jüngeren Hori-

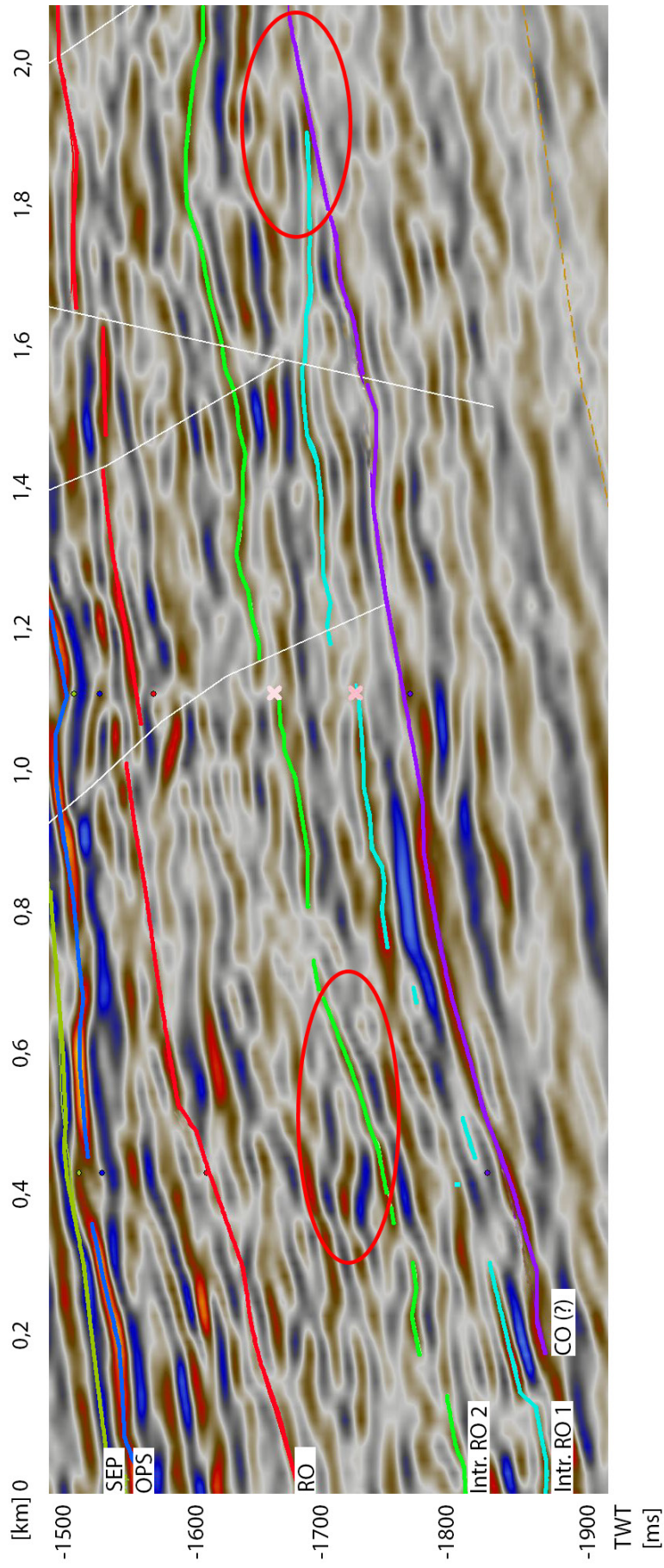


Abb. 9: Interne Interpretation des Rotliegend auf der Linie GG 2010-05, onlap des Reflektor Intra ro1 gegen das Karbon (lila), onlap interner Reflektoren des oberen Abschnitts gegen den Horizont Intra ro2 (grün)

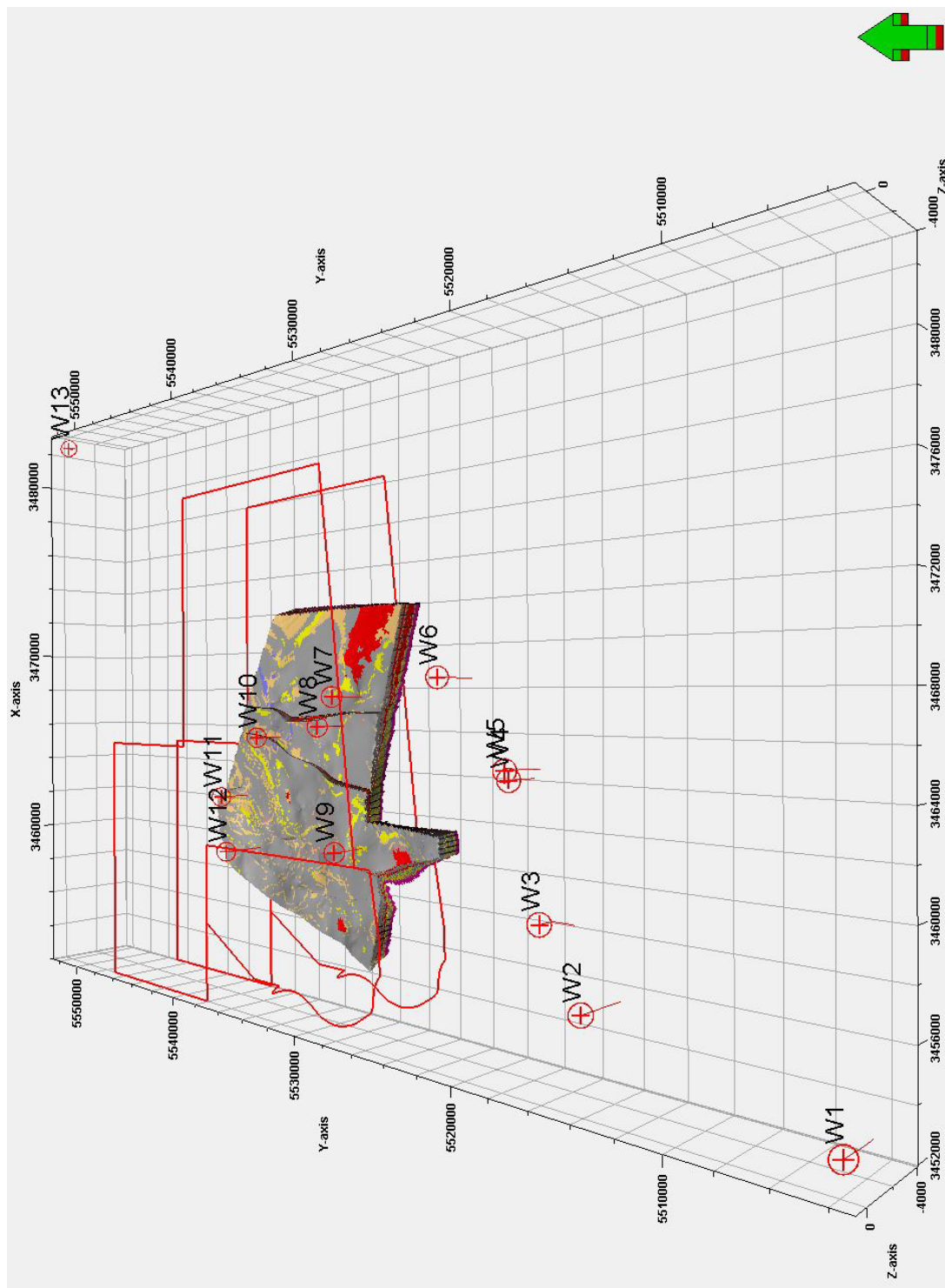


Abb. 10: Lage sämtlicher Bohrungen und des erstellten Faziesmodells

zonen einen seismisch auflösbaren Versatzbetrag. Diese Störungen sind als rezent aktiv zu bewerten und somit ein mögliches Ziel der geothermische Exploration auf Bereiche erhöhter Durchlässigkeit auf Basis von Kluffnetzwerken.

3.2 Bohrungsanalyse

Die folgenden Bohrungen werden von Süd nach Nord und jeweils stratigraphisch hangend nach liegend, dem Bohrfortschritt entsprechend, beschrieben.

3.2.1 Bohrung W1

Die Bohrung W1 (BEB Erdgas und Erdöl GmbH) wurde 1980 auf eine Tiefe von 2264 m abgeteuft. Sie erreicht neben den Bohrungen W7 und W5 das Grundgebirge. Die Bohrung zeigt die deutliche Dreiteilung der permokarbonen Abfolge, die prinzipiell auch in der Seismik erkennbar ist. Die ersten 20 m unter der Tertiärbasis (1398 m) bis zum Erreichen der Vulkanite wurden nicht gekernt, zeigen jedoch in Spülproben eine ähnliche Ausbildung wie die ersten erbohrten Sedimente der Bohrung W2 (Ton- und Feinsandsteine). Als Ablagerungsraum ergibt sich der distale Bereich eines alluvialen Fächers oder eine angrenzende, proximale fluviatile Ebene (Müller, 1996). Es folgt eine Vulkanitabfolge von ca. 554 m Mächtigkeit. Die petrographische Ähnlichkeit zu den Vulkaniten der Bohrung W2 legt direkte Verbindung nahe. Auffallend ist jedoch, dass die Mächtigkeit der Vulkanite hier mehr als doppelt so hoch ist als in der Bohrung W2. Weiterhin treten sedimentäre Einschaltungen nur sehr untergeordnet auf. Dies deutet darauf hin, dass die Bohrung W1 näher zum Austrittsregion der Eruptivgesteine lag, sodass mehrere Vulkaniteinheiten gebildet wurden und Sedimentablagerung nur in kurzen Zwischenräumen stattfand.

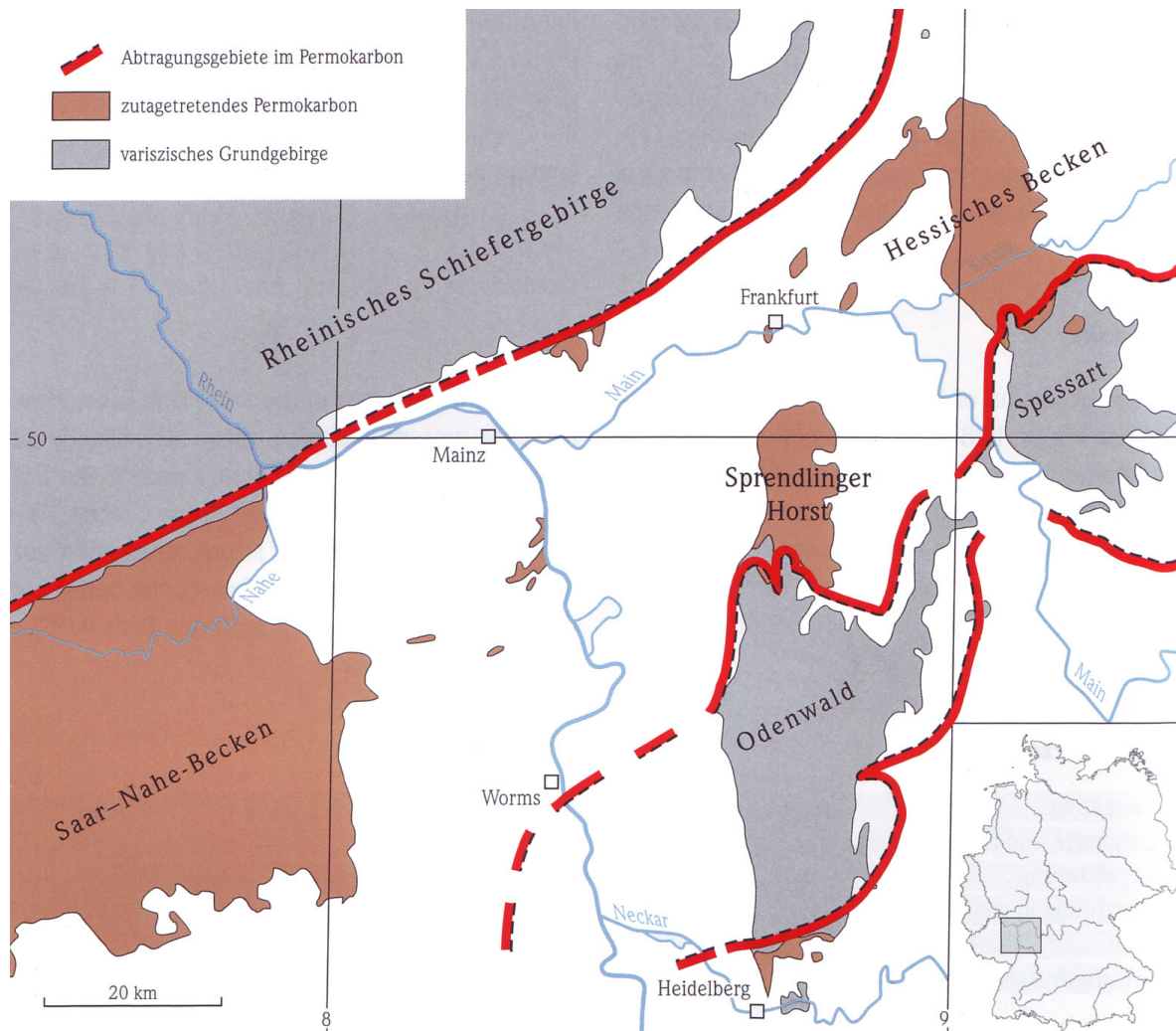


Abb. 11: Paläogeographie des Rotliegenden verändert nach (Kowalczyk, 2007)

Die Sedimente unterhalb der Vulkanite (ab 1980 m) bauen sich überwiegend aus Mittel- bis Grobsandsteinen auf. Es sind mehrere „fining upward“ (FU, Verringerung der Korngröße zum hangenden) Trends ausgebildet, deren Mächtigkeit mit zunehmender Bohrungstiefe hin abnimmt. Im unteren Bereich der Bohrung sind mehrere FU Trends, die mit einer basalen Kieslage und hohem Grundgebirgsanteil in den Bruchstücken einsetzen und zu Mittelsandsteinen übergehen, ausgebildet. Der obere Teil dieser Ablagerungen ist somit in den Ablagerungsraum einer proximalen fluviatilen Ebene mit zeitweiser Beeinflussung durch alluviale Fächer zu stellen (Müller, 1996). Der untere Teil entspricht eher einem distalen alluvialen Fächer mit Rinnenfüllungen. Insgesamt stellt sich der Ablagerungsraum langfristig als Schwemmfächer vor einem südöstlich gelegenen Sedimentliefergebiet (variszische Hochzone) dar. Die Nähe zum Liefergebiet ergibt sich aus dem großen Anteil an Klasten des Grundgebirges.

3.2.2 Bohrung W2

Im Jahr 1980 wurde die Bohrung 2 (BEB Erdgas und Erdöl GmbH) in der Nähe von Worms 2577 m tief abgeteuft. Bei 1798 m erreichte die Bohrung unter Quartär und Tertiär das erosionsdiskordante Top des Rotliegend. Die erbohrte permische Schichtenfolge ist in drei Abschnitte gliederbar. Der obere Einheit wird durch einen ca. 203 m mächtigen Vulkanitkomplex von der unterlagernden Sedimentabfolge getrennt.

Im Bereich der oberen Sedimentabfolge wurden 2 Kerne gezogen. Der obere Kern (1832-1836 m) zeigt maximale Korngrößen bis zu 4 cm Durchmesser. Überwiegend wurden jedoch Grob- und Mittelsandsteine mit vermutlich hohen Porositäten und Permeabilitäten erbohrt. Der zweite Kern (1950-1963 m) wird durch wechselnde Korngrößen bestimmt, baut sich aber überwiegend durch Mittelsandsteine auf, die von sehr wenigen siltigen und tonigen Horizonten unterbrochen werden. Diese Sedimente, die über dem Vulkanit erbohrt wurden, zeigen Schrägschichtungen mit eingeregelter Komponenten und schlechter Sortierung. Sie werden als Ablagerungen distaler alluvialer Fächer interpretiert (Müller, 1996). Erhöhte Matrixgehalte und aufgearbeitete Tongerölle stützen diese Zuordnung. Im zweiten Kern dominiert ein matrixgestütztes Gefüge mit schlechter Sortierung und variablen Schichtungstypen (Feinschichtung, Schrägschichtung und Horizontalschichtung). Gleichzeitiges Auftreten von Sedimentstrukturen wie Belastungsmarken und Winkelschichtungen deuten auf einen Faziesraum hin, der den Übergangsbereich zwischen alluvialen Fächern und proximaler fluviatiler Ebene darstellt (Müller, 1996). Der im mittleren Teil der Bohrung angetroffene Vulkanit (1995-2215 m) weist einen hohen Anteil an Blasen-Hohlräumen auf, die eine stark effusive Bildung anzeigen. Weiterhin ist er zumindest am Top, im Bereich einer Kernstrecke, stark zerbrochen, ein weiteres Indiz für effusive Ausbildung mit rascher Abkühlung und Klüftung.

Die Sedimente, die im Liegenden des Vulkanits im dritten und tiefsten Teil der Bohrung angetroffen wurden, zeigen eine differenzierte Ausbildung. Im oberen Teil (2215-2350 m) dominieren feldspatreiche Fein- bis Mittelsandsteine und Grobsandsteine mit konglomeratischen Lagen, die einen „coarsening upward“ (CU) Trend zeigen. Nach unten hin überwiegen feinlaminierte Ton-Sand-Wechselagerungen mit Schrägschichtung. An der Basis der Bohrung tritt wie in Bohrung

Worms 1 eine konglomeratische Einheit zusammen mit siltig-tonigen Einschaltungen auf.

Im oberen Abschnitt des dritten Teils der Bohrung sind die Sedimente als Ablagerungen mäandrierender Flüsse in einer Überflutungsebene zu deuten, im mittleren Teil der Abfolge wechselt das Ablagerungsmilieu zu limnisch bis fluviatil, z.B. dem Rand eines Sees mit sandigem Eintrag. Die Basis der Bohrung baut sich somit aus Ablagerungen der Kanäle verflochtener Flüsse („braided stream“) und Sedimenten der angrenzenden Überflutungsebene auf (Müller, 1996).

Das Liefergebiet der Sedimente wurde anhand von Gesteinsbruchstücken und Schwermineralanalysen im Süden lokalisiert.

3.2.3 Bohrung W3

Die Bohrung W3 (BEB Erdgas und Erdöl GmbH) wurde 1985 bis in eine Tiefe von 1973 m abgeteuft. In 1872 m Tiefe wurde unter dem Septarienton das Rotliegend angetroffen. Die stratigraphische Einstufung ist jedoch aufgrund des Fehlens von Leitformen sehr unsicher, mikrofloristische Bruchstücke legen nahe, dass es sich hier um unteres Eozän handeln muss. Das vermutete Top des Rotliegend zeigt (belegt durch Schusskerne) Tonsteine, die teils siltig ausgebildet sind. Bis in eine Tiefe von 1806 m folgen hauptsächlich Tonsteine, die nach unten hin vermehrt von Fein- bis Mittelsandsteinen in Flaser- und Linsenform unterbrochen werden. Ab dieser Tiefe kommt es vermehrt zu losem Quarzsand, der fein bis grobkörnig ist und gute Kantenrundung zeigt. Ab 1922 m bis zur Endteufe wurden vermehrt rötliche, violette und weißliche Vulkanittrümmer in den Spülproben gefunden, weiterhin tritt buntes Quarzmaterial auf, das stark geschrotet ist.

Der untere Teil des vermuteten Rotliegend Abschnittes der Bohrung kann aufgrund des Vulkanitbefundes und der Sandfolge mit überlagernden Tonsteinen wahrscheinlich dem Rotliegend zugeordnet werden. Da kein Kernmaterial aus dem Vulkanit vorhanden ist, bleibt diese Einstufung jedoch unsicher. Die Sedimentabfolge zeigt jedoch einen übergeordneten FU Trend, der sich faziell in ein limnisch-fluviatiles System einordnen lässt, etwa dem Rand eines Sees in Flussmündungsnähe.

3.2.4 Bohrung W4

Die Bohrung W4 wurde 1954 durch die Gewerkschaft Elwerath abgeteuft. Explorationsziel waren die Pechelbronner Schichten. In einer Tiefe von 1608 m wurde darunter das Top Rotliegend angetroffen. Der gezogene Kern bestand aus braunroten Feinsandsteinen, die zu ca. 10% von Tonsteinfasern durchzogen werden. Der Gesteinsverband wurde als fest bis hart beschrieben, dabei stellte sich die Schichtung als glatt bis wellig, gelegentlich als turbulente Schrägschichtung dar.

Da die Bohrung in 1611 m Tiefe eingestellt wurde, gibt es keine weiteren Befunde für das Rotliegend. Der beschriebene Kern lässt für das Top ein gering- bis mittlenenergetisches Milieu mit mäßiger Transportkraft als Faziesraum mutmaßen. Hier kommen primär fluviatile Systeme in Betracht.

3.2.5 Bohrung W5

Die benachbarte Bohrung W5 wurde 1958 durch die Gewerkschaft Elwerath abgeteuft. Sie erreichte in einer Tiefe von 1556 m unterhalb der Pechelbronner Schichten das Rotliegend und wurde bis auf eine Tiefe von 2272,5 m weitergebohrt, nachdem sie in 2244 m bereits das Grundgebirge erreicht hatte.

Der erste Kernabschnitt, der dem Top Rotliegend zugeordnet wird, stellt sich als Tonstein mit geringen Sandbeimischungen dar. Bis 1560 m wird der Tonstein selten von siltigen Beimischungen unterbrochen und besitzt eine gut ausgebildete Härte. Im liegenden folgt ab 1623 m ein rotbrauner, schlecht sortierter Grobsandstein mit geringen Tonbeimengungen. Nach unten hin folgt eine erneute dünne, geschichtete Tonsteinlage mit fester Struktur.

Ein Kern in der Tiefe 1687 – 1688,5 m besteht aus kalkarmen bis kalkfreien Konglomeraten, die überwiegend tonige Matrix besitzen. Die Gerölle setzen sich aus kantengerundeten Quarzen und Melaphyren zusammen, weiterhin treten dunkle Metamorphite und gabbroide Gesteine auf.

In 1749 – 1751 m und 1798 – 1800 m wurde ebenfalls ein Konglomerat erbohrt, das dem vorigen Kern gleicht. Korngrößenwechsel bis zu Grobsand sind in dünnen Lagen vorhanden.

Zwischen 1866 und 1867 m wurde in der oberen Hälfte ein toniges Konglomerat erbohrt, das bei gleichem Geröllbestand wie in den höher liegenden Kernen eine bessere Rundung der Komponenten zeigt. Im unteren Teil folgt ein Wechsel zu Grobsandsteinen mit tonigen Komponenten.

In Kernen von 1932 – 1934 m und 1991 – 1992 m wurden schwarzgraue bis grünliche Lamprophyre erbohrt. Die Gesteine werden als sehr hart bezeichnet und zeigen scharfkantigen Bruch. Weiterhin sind Klüfte mit kalzitischem Belag vorhanden. In einer Tiefe von 2046 – 2048 m wurde ein Melaphyrmandelstein erbohrt. Die Matrix ist dunkelviolett und mit grünlichweißen (kalzitischen) Mandeln durchsetzt. Das Gestein ist ebenfalls sehr fest und bruchhart. Auch hier treten Klüfte mit kalkigem Belag auf.

Von 2011 - 2015 m und von 2173 – 2176 m tritt ein Tonstein auf, der selten siltige Einschaltungen zeigt. In beiden Kernen treten häufig steilstehende Klüfte mit Harnischen und Kluftbelägen auf. Die Tonsteine sind hart und zeigen öfters verkohlte Pflanzenreste sowie Bruchstücke von Schachtelhalmen.

Von 2245 m bis zur Endteufe von 2272,5 m wurde ein Granodiorit erbohrt, der dem Grundgebirge zuzuordnen ist. Auch das Grundgebirge zeigt häufige Klüftung im sehr harten Gesteinsverband. Die Klüfte sind steilstehend und zeigen auf der Oberfläche grünliche Kluftbeläge und Harnische.

In dieser Bohrung besteht das Oberrotliegend vorwiegend aus bunten Tonsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten. Ab 1932 m treten vulkanische Einschaltungen hinzu. Ab 2100 m herrschen graue feinkörnigere Gesteine vor, die in 2244 m vom kristallinen Grundgebirge unterlagert werden.

Die Abschnitte des Oberrotliegend über den vulkanischen Einschaltungen lassen sich als Ablagerungsraum von Überflutungsflächen mit Abschnitten von Playa-Sedimenten und seltenen Rinnensedimenten von episodischen Flussläufen beschreiben.

Die Abschnitte unter den Vulkaniten lassen sich aufgrund der Feinkörnigkeit, der Pflanzenreste und der teilweisen Verkohlung evtl. ähnlich der Bohrung W7 in das Oberkarbon einordnen. Die Feinkörnigkeit der Sedimente deutet auf Ablagerungsbedingungen hin, die nur geringe Transportkraft und Strömungsgeschwindigkeit aufwiesen. In Verbindung mit dem großregionalen Bild der Abtragungs- und Ablagerungsräume der Rotliegend-Zeit kann hier auf eine Position in einer relativen Hochzone einer Schwellenregion geschlossen werden. Hier ist von einer Überflutungsebene als Ablagerungsraum auszugehen.

3.2.6 Bohrung W6

Die Bohrung W6 ist 1981 durch die Deutsche Texaco AG bis in eine Tiefe von 2152,3 m in das Rotliegend abgeteuft worden. In einer Tiefe von 1901,5 m wird das Top Rotliegend unter den Pechelbronner Schichten erreicht. Die Spülproben zeigen beginnend mit einem fein- bis mittelgroben Sandstein bis in eine Tiefe von 2073 m überwiegend schlecht sortierte Sandsteine in Korngrößen von Fein bis Grob, in die häufig Feinkonglomerate eingeschaltet sind. Selten treten kleinere Tonsteinlagen auf. Nach einer ca. 3 m mächtigen Wechselfolge aus Kalkmergelsteinen, Tonsteinen und feinen Sandsteinen folgen bis 2120 m Tiefe Tonsteine, die wiederholt von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen unterbrochen werden.

In 2120 m Tiefe trifft die Bohrung auf permische Basalte. Der Melaphyr ist grau-violett mit kalzitischen Einschlüssen und zeigt zum Teil starke Verwitterung. Im weiteren Bohrfortschritt nimmt die Häufigkeit der kalzitgefüllten Blasen zu. Das Gestein zeigt zahlreiche Klüfte mit steilem Einfallen. Bis zur Endteufe von 2152,3 m wird nur noch dieser Basalt erbohrt.

Das Rotliegend der Bohrung zeigt im oberen klastischen Abschnitt bis zum Erreichen des Melaphyrs einen generellen coarsening upward Trend. Während die Konglomerate und Sandsteinfolgen im oberen Abschnitt von höherenergetischen Strömungsregimen zeugen, ist der darunter liegende Teil mit Ton- und Tonmergelsteine an der Basis einem eher ruhigen Sedimentationsmilieu zuzuordnen. Der obere Abschnitt kann damit als Flussebene mit verzweigten Rinnensedimenten mit Unterbrechungen durch Hintergrundsedimentation der alluvialen Ebene beschrieben werden. Die Tonsteinabfolge im unteren Teil entspricht ruhigeren Sedimentationsbedingungen, hier kann auf einen Ablagerungsraum eines intramontanen See mit episodischem randlichen Eintrag von gröberem Material geschlossen werden.

3.2.7 Bohrung W7

Rotliegend

Die Bohrung W7 wurde 1981 (BEB Erdgas und Erdöl GmbH) bis in das Grundgebirge abgeteuft. In der permokarbonen Abfolge wurden 6 Kernstrecken mit mehr als 40 m Kerngewinn lithologisch aufgenommen. Für die Zwischenbereiche wurde anhand von Spülproben und Dünnschliffen eine Beschreibung erstellt.

Die folgenden Beschreibungen der Bohrung orientieren sich an den Ausführungen von Marell (1989). Grundsätzlich lässt sich das Rotliegende in der Bohrung in 3 Einheiten unterteilen. Im wesentlichen wurden Wechsellagerungen von Mittel-

sandsteinen und Siltsteinen erbohrt, in die Basalte eingeschaltet sind. Sie entsprechen den Melaphyren des Sprendlinger Horstes. Die obere Einheit (ab 1773 m), die tertiäre Ablagerungen der Pechelbronner Schichten überlagert, weist eine Kernstrecke von ca. 9 m Länge auf. Sie lässt sich in 2 „fining upward“ Trends unterteilen, die jeweils mit Grobsandsteinen einsetzen und zu Mittel- bis Feinsandsteinen übergehen. Eingeschaltet sind einzelne gröbere Lagen sowie Kalkkonkretionen zu beobachten. Die Sand- und Siltsteine sind Ablagerungen von fluviatilen Systemen, die kalkigen und feinkörnigen Sedimente zeugen von limnischen Ablagerungsbedingungen mit episodischem Trockenfallen. Im Hangenden und Liegenden dieses Kerns sind anhand der Spülproben keine gravierenden lithologischen Änderungen nachzuweisen.

Von 1960 m bis 2064 m folgt eine mächtige Basaltserie, die die zweite Einheit ausmacht.

Die dritte Einheit reicht von 2064 m, der Basis des Vulkanits bis zum Top des Karbon. Der Bereich von 2100 m bis 2108 m wurde gekernt. Er baut sich aus vier „fining upward“ Trends auf, die jeweils mit einem Konglomerathorizont beginnen. Es folgen Grob- und Mittelsandsteine, die erosiv vom überlagernden Trend gekappt werden. Es folgen Debris Flow-Ablagerungen („Schlammstrom“) mit Ton- und Siltsteinen, die über Fein- und Mittelsandsteine zu einem Grobsandsteinen bis Konglomerat übergehen. Abgeschlossen wird die Kernstrecke durch eine ca. 1 m mächtige Rinnenabfolge aus basalen Grobkonglomeraten, Grob- und Mittelsandsteinen sowie Feinsandsteinen am Top. Die fazielle Abfolge im basalen Teil repräsentiert Ablagerungen aus dem Bereich kleindimensionaler ephemere verzweigte Flußrinnen.

Zusammenfassend ist die Schichtenfolge des Rotliegend in der Bohrung W7 unter dem Vulkanit als fluviatile Sedimentation mit eingeschalteten Debris Flows anzusprechen. Im Abschnitt über dem Vulkanit erfolgt ein Übergang zu Überflutungsflächen mit Abschnitten von Playa Sedimenten (Marell, 1989).

Oberkarbon

Im Oberkarbon wurden insgesamt 4 Kerne gezogen. Der erste Kern (2185 bis 2194 m) besteht ausschließlich aus basischen Vulkaniten. Die darunter folgenden (ab 2255 m) Sedimente zeigen einen übergeordneten „fining upward“ trend. Im Liegenden (2314 m) folgt ein ca. 25 m mächtiger Tonstein mit reicher Fossilienführung, der limnischen Ablagerungsbedingungen zuzuordnen ist. Unterhalb (2339 m) der Tonsteine erstreckt sich eine Wechselfolge aus Konglomeraten und Sandsteinen mit wechselnd gerundeten Geröllen. Die undeutliche Schichtung und schlechte Sortierung deutet auf Ablagerungen distaler Schuttströme hin. Zusammenfassend kann ein Ablagerungsraum im Überflutungsbereich distaler alluvialer Fächer und limnischer Sedimentation angenommen werden. Auch im weiteren Verlauf der Bohrung wurden überwiegend geröllführende Grob- und Mittelsandsteine, untergeordnet Ton- Siltsteine sowie selten Karbonate erbohrt. Es kann somit weiterhin von einem Wechsel zwischen limnischer, fluviatiler und Debris Flow-Sedimentation ausgegangen werden.

Die Oberkarbonischen Sedimente wurden im Übergangsbereich distaler Schwemmfächer zu einer überwiegend wasserüberdeckten Überflutungsebene bzw. einem

intramontanen See abgelagert. Petrographische Analysen der Gerölle zeigen ein südliches Liefergebiet an, das dem heutigen nördlichen Odenwald entspricht (Marell, 1989).

3.2.8 Bohrung W8

1959 wurde die Bohrung W8 durch die Gewerkschaft Elwerath bis in eine Tiefe von 1592 m durchgeführt. Ab 1577 m wurde Rotliegend angetroffen. Die kurze Bohrstrecke im Rotliegend zeigt im oberen Abschnitt zwischen 1582 und 1587 m einen Mittelsandstein mit Übergängen zu größeren Sandpartien. Zwischen 1587 und 1592 m wurde im folgenden ein Tonstein gekernt, der durch viele steil stehende Klüfte gekennzeichnet ist. Harnischstriemungen auf den Klüften stehen senkrecht zum Einfallen, und zeigen somit eine Querverschiebungstendenz zum eigentlichen Klufteinfallen an. Im unteren Abschnitt bis zur Endteufe setzt eine Wechsellagerung aus Kalksandsteinen, Mittelsandsteinen und Tonsteinen ein. Alle Schichtpakete des Rotliegend zeigen ein Einfallen von 5 – 15°.

Die verhältnismäßig kurze Kernstrecke im Rotliegend dieser Bohrung lässt nur grobe Rückschlüsse auf das Sedimentationsregime zu. Das Top des Rotliegend lässt sich auf der Basis von schrägschichteten und welligen Mittel- bis Grobsandsteinen einem Ablagerungsraum mit strömenden Gewässern mittlerer Transportkraft zuordnen. Die tiefer folgenden Teile mit Tonsteinen und Wechsellagerungen von Kalksteinen, Sandsteinen und Tonsteinen lassen sich ebenfalls in ein randlich-limnisches bis fluviatiles System einordnen. Die Bohrung zeigt somit im oberen Bereich des Rotliegend eine zunehmende Verflachung des Ablagerungsraumes an.

3.2.9 Bohrung W9

Die 1961 abgeteufte Bohrung W9 der Gewerkschaft Elwerath erreichte unter den Pechelbronner Schichten in 1757 m Tiefe das Rotliegend. Bis zur Endteufe von 1765 m wurden Sandsteine mit Übergängen zu Tonstein erbohrt. Die Korngröße der Sandsteine nimmt nach unten hin zu, kurz vor der Endteufe werden kiesige Lagen beschrieben. Die Schichten zeigen ein Einfallen zwischen 5 und 15° und werden von steilstehenden, fast senkrechten Klüften durchzogen. Auffallend ist hier, dass die Klüfte keine Verheilung zeigen, was sich auf rezente Bewegungsaktivität zurückführen lässt.

Der kurze Kernabschnitt des oberen Rotliegend in der Bohrung zeigt einen fining upward Trend. Ausgehend von den groben kiesigen Sedimenten an der Basis der Bohrung findet eine Entwicklung zu sehr feinen Sandsteinen und Tonsteinen am Top Rotliegend statt. Diese Sedimentabfolge lässt sich gut mit einer fluviatilen Sedimentation mit seitlicher Migration der Flussläufe erklären lässt. Das Paläoenvironment ist demnach am besten mit einer fluviatilen Ebene zu beschreiben.

3.2.10 Bohrung W10

Die Bohrung W10, 1957 abgeteuft durch die Gewerkschaft Elwerath, erreichte in 1436 m Tiefe das Rotliegend unter den Pechelbronner Schichten und eine Endteufe von 1475 m. Das Rotliegend dieser Bohrung besteht am Top aus feinen bis mittel-

körnigen Sandsteinen, die häufig sehr tondominiert sind. Ein tieferer Kern in 1471 bis 1475 m besteht im oberen Teil aus Tonsteinen, die zur Basis hin zu Kalksandsteinen wechseln. Die Sandsteine sind mittel – bis grobkörnig und es treten häufig steil stehende Klüfte auf. Erneut kommt es zu Einschaltungen von Tonsteinen.

Die erbohrte Abfolge aus Tonsteinen und Kalksandsteinen lässt sich aufgrund der geringen Information aus der Bohrung nicht eindeutig einem Ablagerungsraum zuordnen. Die beschriebenen Merkmale deuten auf einen terrestrischem Ablagerungsraum hin, der in einer fluviatilen Ebene am Rand eines limnisch-intramontanen Systems liegt.

3.2.11 Bohrung W11

1956 wurde durch die Gewerkschaft Elwerath die Bohrung W11 bis in eine Tiefe von 1823,4 m abgeteuft. In 1818 m wurde das Rotliegend erreicht. Ähnlich der Bohrung W10 wird auch hier ein Silttonstein angetroffen, der ein Einfallen zwischen 20 und 25° zeigt. Das Gesteins ist ebenfalls tektonisch beansprucht und zeigt auf Klufflächen öfters unregelmäßige Harnische. Mikrobefunde des Tonsteins belegen Fossilfreiheit.

Die kurze Kernstrecke lässt keine eindeutige Fazieszuordnung zu, die Tonsteine belegen jedoch schwache Strömung bis Stillwassersedimentation.

3.2.12 Bohrung W12

Die Bohrung W12 wurde 1957 durch die Gewerkschaft Elwerath bis in eine Endteufe von 2492 m vorangetrieben. In 2474 m wurde das Rotliegend erreicht. Ein Kern in 2490 m Tiefe bestand aus Tonsteinen und Tonsandsteinen in Wechsellaagerung. Der Kern zeigt bereichsweise Rippelmarken-ähnliche Gebilde und Regentropfeneindrücke. Das Einfallen der Schichten liegt zwischen 5 und 10°. Eine steil stehende Kluft im Kern ist mit einem weißen Gipsbelag gefüllt.

Ähnlich der Bohrung W11 ist aufgrund der Feinheit der Sedimente von ruhigen Sedimentationsbedingungen auszugehen.

3.2.13 Bohrung W13

Die Bohrung W13 wurde 1979 für Wassererschließungsarbeiten 285 m tief abgeteuft. Nach ca. 115 m Quartär und Tertiär wurden permische Sedimente angetroffen, denen im Liegenden permische Basalte folgen. Die gesamte Bohrung in den klastischen Sedimenten zeigt eine sehr gleichmäßige Ausbildung. Das Korngrößenspektrum ist relativ einheitlich mit Silt- bis Feinsandsteinen und seltenen Mittelsandsteinen. Bei einer Teufe von ca. 190 m wurden verkieselte Algenreste angetroffen (kurzfristige limnische Ablagerungsbedingungen). Die gesamte Abfolge zeigt Mikroschrägschichtungen und ebene bis wellige Horizontallaminationen und wurde unter dem Einfluss schwacher Strömungen bzw. im Stillwasser sedimentiert. Als Ablagerungsraum ergibt sich ein Playa-System (abflusslose Seen bei semiariden-ariden Klimabedingungen). Mittelsandsteine sind randlichen Flussmündungen mit geringer Transportkraft zuzuweisen.

3.3 Faziesmodellierung

Die Faziesmodellierung wurde für den Bereich Grundgebirge bis Top Rotliegend durchgeführt.

Eingabedaten (Lithologie, Fazies, Mächtigkeiten etc.) sind die voranstehenden Bohrungen. Zusätzlich zu den Bohrungen innerhalb des vorgestellten 3D-Modells, wurden die Daten aus den Bohrungen die im regionalen Umfeld liegen als Eingabepunkt zum regionalen Trend verwendet.

Das numerische 3D-Faziesmodell ermöglicht es, Schnittlagen in beliebiger Richtung (X, Y, Z) durch den Modellkörper (Abb. 12) zu legen.

Im folgenden werden 3 Schnitt (Ost-West, Nord-Süd, Horizontalschnitt) beschrieben und analysiert (Abb. 13, Abb. 14, Abb. 15, Abb. 16).

Schnitt 1 O-W

Der Schnitt (Abb. 13) wird durch 3 grossdimensionale Störungssysteme in vier Blöcke (1: Ost bis 4: West) gegliedert. Innerhalb dieser Blöcke ist die Faziesverteilung überwiegend einheitlich ausgebildet.

Im Block 1 treten Vulkanite und Basalte in hohen Anteilen auf und zeigen die Dreiteilung des Rotliegend, die für die Bohrung W7 beschrieben wurde. In der oberen Einheit dominieren Tonsteine. Einschaltungen von Vulkaniten sind selten und nicht flächenhaft ausgebildet. Vereinzelt treten Grobsandsteine auf. Die tiefere Vulkanitabfolge zeigt weite laterale Erstreckung mit seltenen Einschaltungen von Tonsteinen. Der darunter folgende Abschnitt ist durch Sand- und Tonsteine geprägt und zeigt Richtung Westen vermehrt grobklastische Sedimente. Es folgt vertikal der tiefste und mächtigste Vulkanitkomplex, in den jedoch häufig Sandsteine und Tonsteine eingeschaltet sind und der in Richtung Westen die Mächtigkeit stark reduziert. Die Sedimente im liegenden sind nach derzeitigem Stand bereits in das Karbon zu stellen. Lateral kontinuierlich ausgebildete Sandsteine stellen die häufigste Lithologie dar und werden nur selten von Tonsteinen und Karbonaten unterbrochen. Parallel nimmt die Häufigkeit von Grobsandsteinen und Konglomerat-Einschaltungen stark zu. Nach Westen nimmt die Mächtigkeit deutlich zu.

Im Block 2 setzen sich diese Trends aus dem Block 1 fort. Die Häufigkeit der Vulkanite nimmt weiter ab. Während die oberen, in Tonsteine eingeschalteten Vulkanite eine ähnliche Ausbildung wie im Block 1 zeigen, tritt im Liegenden nur noch eine mächtige vulkanische Abfolge auf. Ihrer Mächtigkeit reduziert sich bis sie an einer Hochzone des Karbons auskeilt. Westlich der Hochzone setzt sie erneut ein. Die Abfolgen des Karbons werden von Sandsteinen dominiert, in die gegenüber dem Block 1 vermehrt Tonsteine, Karbonate und Grobsandsteine eingeschaltet sind. Die lateralen Abfolgen der Sandsteine sind konstant ausgebildet, die Erstreckung der größeren Einschaltungen nimmt nach Westen hin zu.

Im Block 3 ist die kombinierte vulkanische Abfolge im Rotliegend mächtiger ausgeprägt. Sie zeigt eine ähnliche Ausbildung wie im Block 1, mit dem Unterschied, dass die untere Vulkaniteinheit, die das Karbon überlagert, lateral durchgehend ausgebildet ist. Die Ablagerungen des Karbons setzen am östlichen Rand des Abschnitts mit sehr hoher Mächtigkeit ein, die in Richtung Osten abnimmt. Das Top des Karbons ist diskordant ausgebildet. Das Karbon setzt sich auch hier überwiegend aus Sandsteinen mit wenigen Einschaltungen von Tonsteinen und Karbonaten zusammen. Grobsedimente treten häufiger auf und zeigen teilweise große

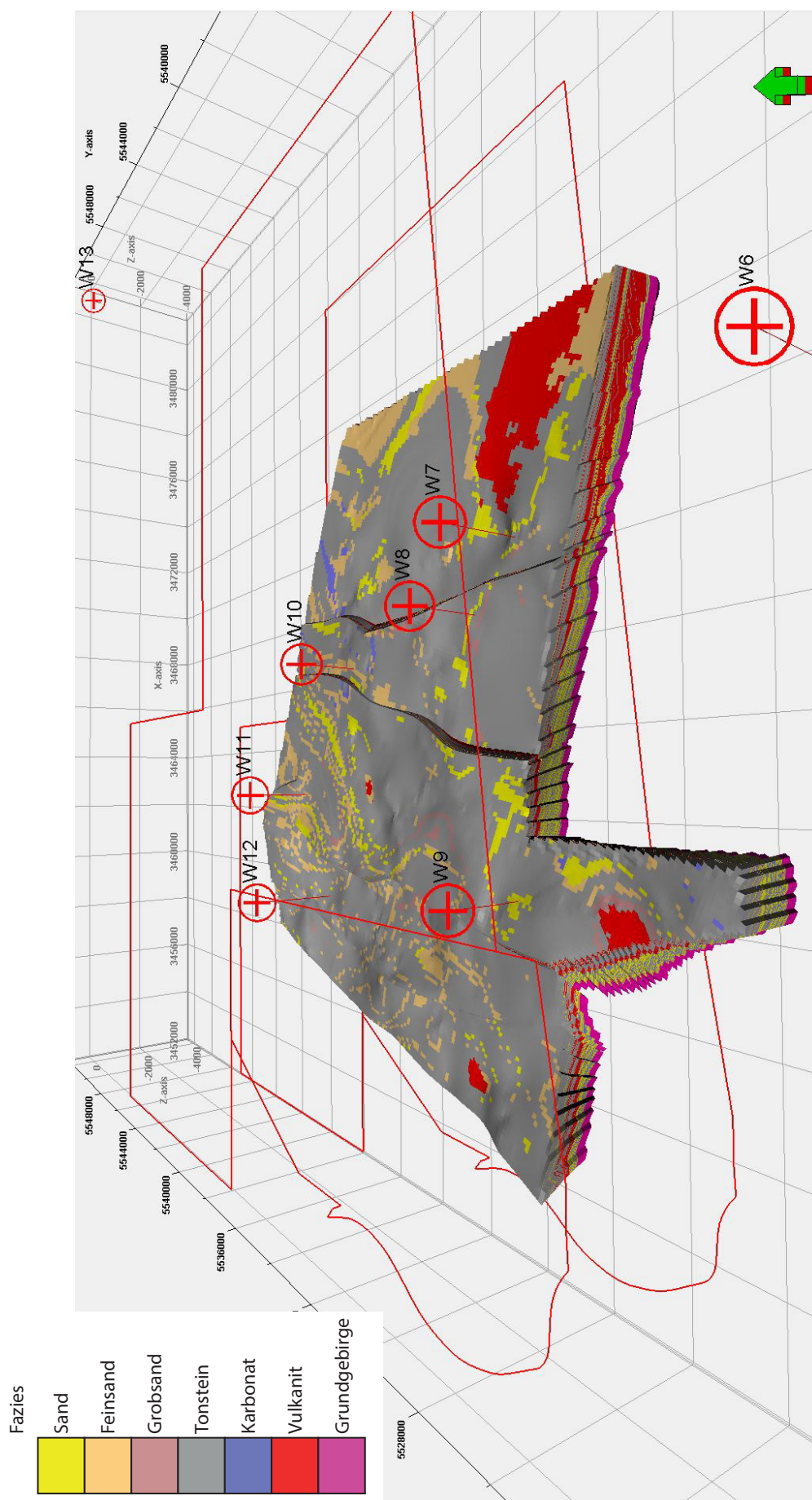


Abb. 12: Gesamtansicht des faziellen Blockmodells, die Verteilung der einzelnen Faziestypen wird durch drei große Störungen, in vier überwiegend ähnlich aufgebaute Blöcke, bestimmt.



Abb. 13: Ost - West Schnitt durch das Modell auf Höhe der Bohrung W7.

laterale Konstanz.

Eine westwärts einfallende Störung mit einem vertikalen Versatz von 350-400 m, dem höchsten im Untersuchungsgebiet auftretenden Wert, trennt die Blöcke 3 und 4. Der westliche Block 4 zeigt ebenfalls das typische Muster der Vulkanitfolge. Im oberen Abschnitt dominieren Tonsteine mit wenigen vulkanischen Einschaltungen, im Liegenden existiert eine mächtige vulkanische Serie. Das Karbon ist nur in reduzierter Mächtigkeit in Form von Sandsteinen mit Tonsteineinschaltungen ausgebildet. Nach Westen schließt sich eine weitere Störung mit geringem Versatz an. Jenseits der Störung erreicht das Karbon Mächtigkeiten von ca. 220 m und zeigt wieder gröbere Sedimente.

Schnitt 2 S-N

Das Faziesmodell (Abb. 14) ist im Vergleich zum Schnitt 1 (E-W) einheitlicher aufgebaut. Die permokarbonen Vulkanite sind homogener ausgebildet und haben im Süden ihre maximale Mächtigkeit. Sie fallen mit geringen Werten nach Norden ein und keilen an einer Hochzone, die sich vom Grundgebirge bis zum Top Karbon durchpaust, aus. Nördlich der Hochzone setzen sie wieder ein und erreichen ähnliche Mächtigkeiten wie im Süden, bevor sie erneut auskeilen. Das Grundgebirge steigt nach Norden bei gleichzeitiger Mächtigkeitsreduktion des Karbons an. Die karbonischen Sedimente sind überwiegend aus Sandsteinen, mit untergeordneten Einschaltungen von Grobsandsteinen, Tonsteinen und Karbonaten insbesondere im mittleren Teil der Abfolge, aufgebaut.

Horizontalschnitte

Der Horizontalschnitt wurde auf einer Tiefe von 2050 m angelegt. Aufgrund des generellen Einfallens Richtung Nord-West ist in den östlichen Blöcken des Modells das Permokarbon fast vollständig sichtbar. Für Betrachtungen der Blöcke 3 und 4 zwischen dem großdimensionalen Störungssystem und der westlichen Hauptgrabenrandverwerfung muss die Schnittlage in größere Tiefe verlegt werden. Im folgenden werden die östlichen Blöcke 1, 2 und 3 in einer Tiefe von 2500 m beschrieben, anschließend der westliche Block 4 in einer Tiefe von 2550 m. Die unterschiedliche Tiefe der beiden Schnittlagen sind in Abb. 15 und Abb. 16 ersichtlich.

Block 1 zeigt im Faziesmodell am östlichen Rand überwiegend Vulkanite und Basalte in zwei großen Vorkommen. Im südlichen Abschnitt treten wenige Einschaltungen von Tonsteinen, im nördlichen Abschnitt vermehrt Einschaltungen von Sandsteinen auf. Getrennt werden beide Abschnitte durch eine relative Tiefzone, die durch Wechsellagerungen von Ton- und Sandsteinen aufgebaut wird. Nach Westen tritt an wenigen Stellen das Grundgebirge hervor. Der restliche Bereich des Block 1 ist nach Westen durch Sandsteine charakterisiert. Untergeordnet sind Tonsteine und Karbonate vorhanden.

Im Block 2 nach der Störung ist im Norden ein größerer Ausbiss des Kristallins vorhanden. Der südliche Abschnitt bis zu der nächsten Störung im Westen (Beginn Block 3) ist durch Sandsteine dominiert. Nach Nordosten ist der Ablagerungsraum durch den Anstieg des Grundgebirges begrenzt.

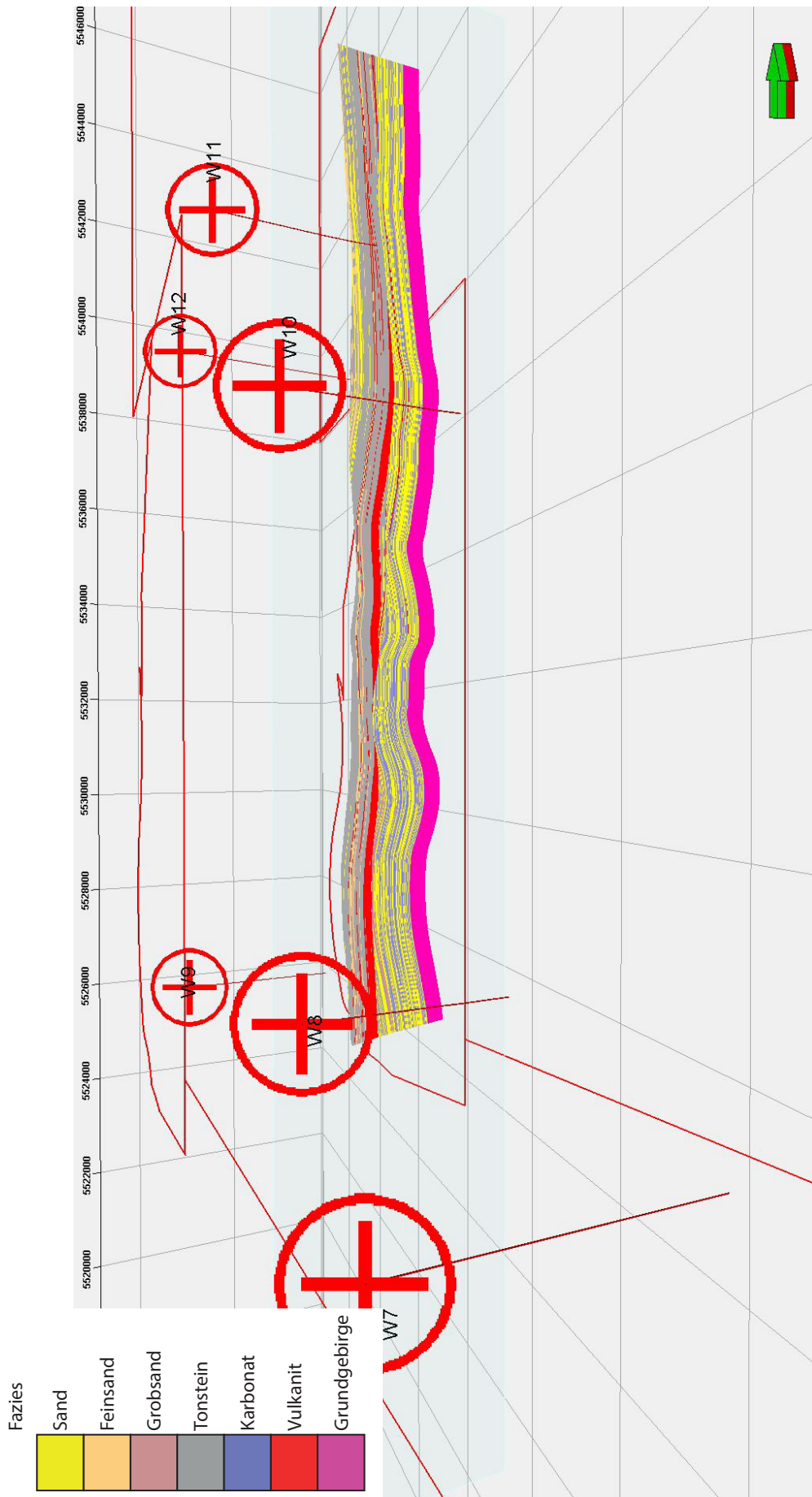


Abb. 14: Süd - Nord Schnitt durch das Faziesmodell

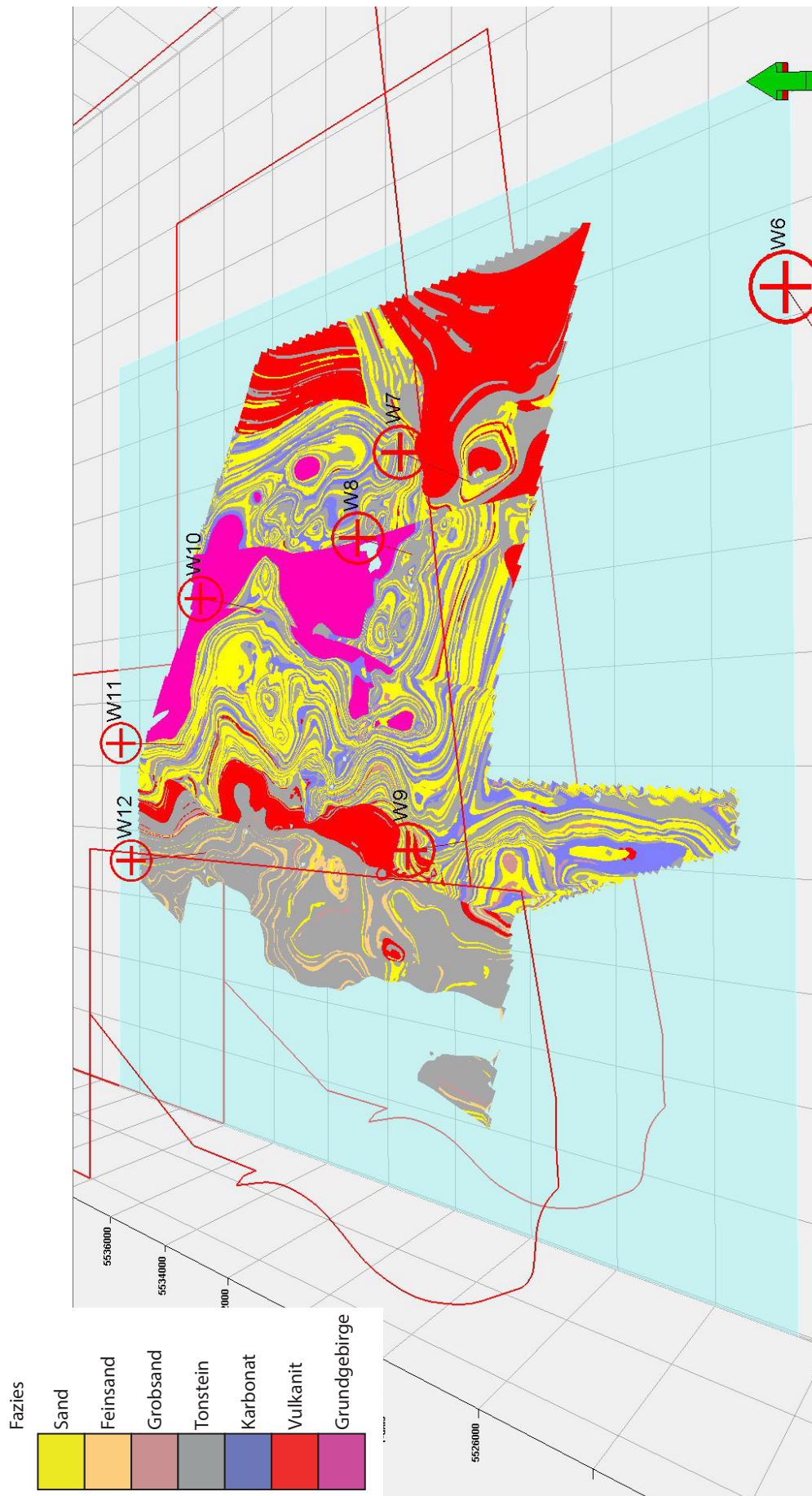


Abb. 15: Horizontalschnitt auf -2050 m durch das Modell

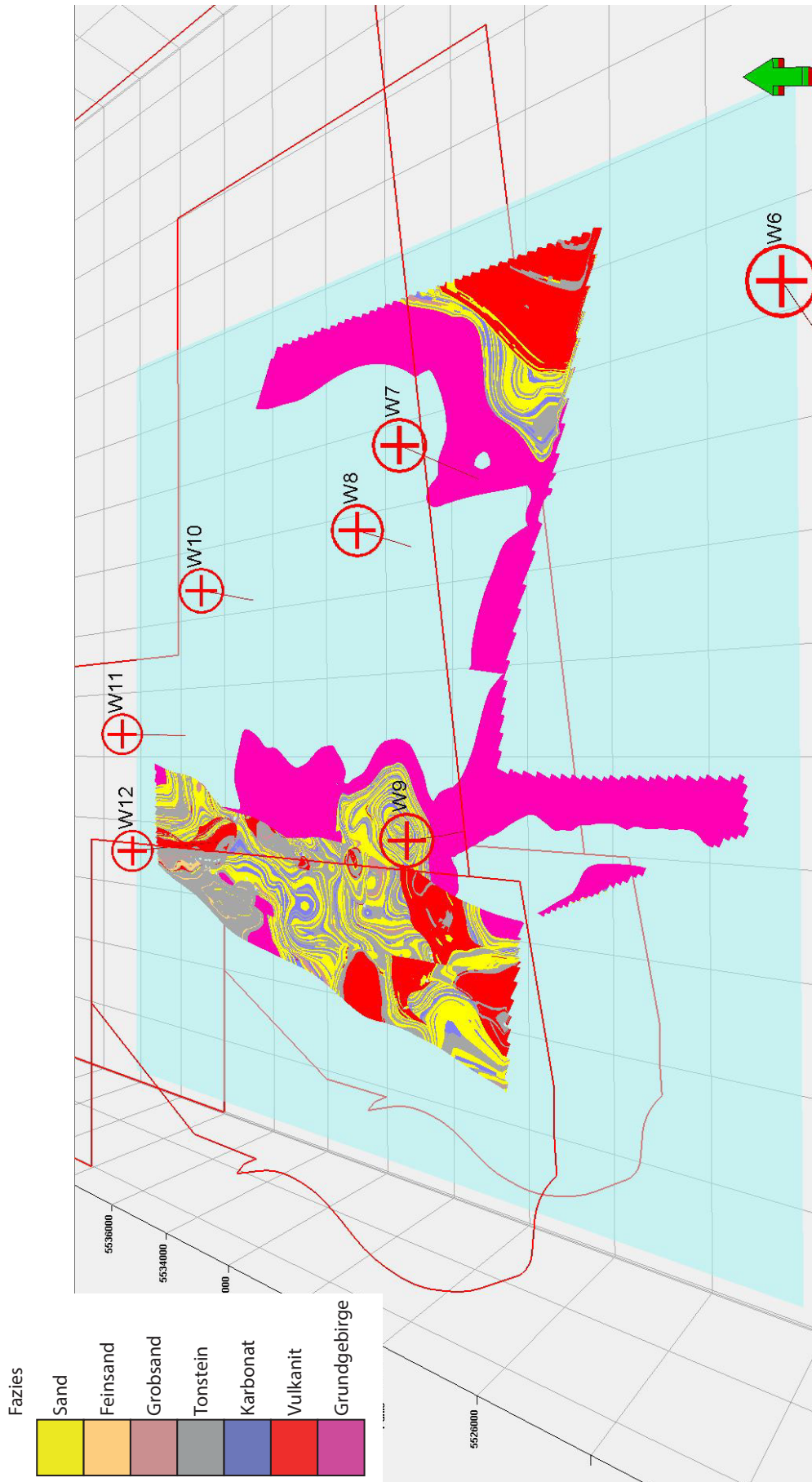


Abb. 16: Horizontalschnitt auf -2550 m durch das Modell

In Block 3 fällt die Abfolge nach Westen hin mit höheren Winkeln ein, nahe der Störung zu Block 4 werden sie von Vulkaniten überlagert. Die abwechselnd auftretenden Abfolgen von Sand und Tonsteinen mit Einschaltungen von Grobsedimenten, die in der Aufsicht vor allem im Bereich vor der Störung zu sehen sind, beruhen auf den typischen Stapelungsmustern der fluviatilen Sedimente in Verbindung mit dem Neigungswinkel der abgelagerten Einheiten.

In Block 4 ist die Sedimentverteilung dem Block 2 ähnlich. Es überwiegen Sandsteine mit Einschaltungen von Tonsteinen und Karbonaten. In Bereichen mit relativen Tiefzonen sind verstärkt vulkanische Einheiten abgelagert worden, die mit Tonsteinen wechsellagern. Transparente Stellen im Schnitt, besonders in Block 2 und 3, sind durch die begrenzte räumliche Modellierung des Grundgebirges nach unten bedingt. Ab Top Grundgebirge wurde eine konstante Mächtigkeit von 100 m angenommen, die transparenten Stellen beschreiben demnach Tiefenlagen von mehr als 100 m unter Top Grundgebirge.

4 Thermohydraulische Modellierungen

4.1 Methoden und Daten

4.1.1 Methodik

4.1.1.1 Modellierungssoftware

Die hydraulische und thermische Entwicklung des permokarbonen Reservoirintervalls im Untersuchungsgebiet erfolgt mit der Software FeFlow in der Version 6.2 (DHI-WASY). FeFlow baut auf die Finite-Elemente-Methode (FEM) auf und löst Fragestellungen die Fluid-Fluss und Transport in porösen Medien beschreiben. Ursprünglich war die Funktion auf die Lösung von hydrogeologischen Fragestellungen, wie Aquiferbetrachtungen ausgerichtet. Mit der Weiterentwicklung der Software wurde die Transportkomponente zur Betrachtung von Fragestellungen die Stofftransport untersuchen, hinzugefügt. Die Komponente des Wärmetransports ermöglicht es weiterhin, alle Fragestellung unter Berücksichtigung des Temperatureinflusses und seiner Veränderungen zu betrachten. Ausgehend von der Betrachtung flacher geothermischer Fragestellungen in geschlossenen Systemen (Erdwärmesonden), wurde die Software weiter entwickelt, um auch Modellierungen für tiefe, offene geothermische Systeme zu ermöglichen.

4.1.1.2 FEM Modelle

FeFlow nutzt zur Berechnung der Strömung und des Transports die Finite-Elemente-Methode. Bei dieser Methode wird das Modellgebiet in eine beliebige Anzahl von Elementen, die auch unterschiedliche Größen besitzen können, unterteilt. Für diese einzelnen Zellen werden die notwendigen Ansatzfunktionen formuliert, die Fluidfluss und Transport definieren. Das Einsetzen dieser Funktionen in Differentialgleichungen und die Definition von Rand- sowie Anfangsbedingungen ergibt Gleichungssysteme, die numerisch gelöst werden können. Somit kann für jedes Element die Interaktion mit den umgebenden Elementen beschrieben und daraus für jeden Zeitschritt der Modellierung eine gültige Lösung für das Simulationsgebiet errechnet werden.

Die Lösung der Gleichungssysteme erfolgt in FeFlow durch integrierte Gleichungslöser, die je nach Dimension des Modells Vor- und Nachteile bieten. Für kleindimensionale Problemstellung bietet sich die Verwendung der direkten Gleichungslöser an. Für die hier modellierten geothermischen Fragestellungen konnte hiermit keine Lösung erzielt werden, da die notwendige Konvergenz der möglichen Ergebnisse auch nach einer sehr hohen Anzahl von Rechenschritten nicht erreicht wurde. Die Zahl der Freiheitsgrade in der zu lösenden Matrix ist durch die große Anzahl an Elementen so groß, dass nur die Verwendung eines iterativen Löser, der sich schrittweise an die korrekte Lösung für Teile der Differentialgleichung heranarbeitet und diese mit einer Vorhersage und Fehlerkorrektur in einzelnen Schritten be-

arbeitet, zu Ergebnissen führte. Die Rechendauer pro Zeitschritt, respektive für einen Modellauf zur Simulation über einen gewissen Zeitraum, hängt von der Menge der Elemente ab. Um die Rechenzeiten für die Lösung solch komplexer Szenarien möglichst kurz zu halten, muss die Diskretisierung, also die Höhe der Auflösung des Modellgebietes in einzelnen Elemente so grob wie möglich gehalten werden. Gleichzeitig muss sie aber auch hoch genug sein, um alle auftretenden Veränderungen adäquat zu erfassen und exakt berechnen zu können.

4.1.1.3 Numerische Grundlagen der Strömungsmodellierung

Die Strömung von Fluiden in Aquiferen wird im Wesentlichen durch das Gesetz von Darcy beschrieben.

$$Q_v = -k_f \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot A$$

Q_v	Volumenstrom	[m ³ /s]
$\Delta h/\Delta l$	hydraulischer Gradient	[-]
A	Fläche	[m ²]
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	[m/s]

Der Durchlässigkeitsbeiwert definiert hierbei die Größe des Widerstandes, der einem strömenden Medium in einem Wasserleiter entgegengesetzt wird. Aus der obigen Formel ist ersichtlich, dass das strömende Wasservolumen umso größer wird, je höher der k_f Wert wird. Demnach sind also Wasserwegsamkeiten mit hohem k_f Wert die möglichen Fließwege und somit lithologische Formationen mit großem Durchlässigkeitsbeiwert das bevorzugte Explorationsziel.

Bei den untersuchten permokarbonen Reservoireinheiten kann jedoch nicht von einem Aquifer im herkömmlichen Sinn ausgegangen werden. Aufgrund der hohen Versenkungstiefen, der Kompaktion durch Auflast und diagenetischer Prozesse ist kein Aquifer in der typischen Ausbildung als Lockergestein vorhanden. Vielmehr handelt es sich hier um einen Wasserleiter, der überwiegend auf sekundären, nicht matrixbasierten Fließwegen basiert. Besonders im Umfeld von Störungen ist die Klüftigkeit für Fluidwege gegeben. Der Durchlässigkeitsbeiwert für die permokarbonen Reservoireinheiten wird besonders durch sekundäre Porosität (Klüfte) geprägt.

Das Darcy-Gesetz behandelt primär die Strömung in Lockergesteinen. Bei regelmäßig und eng verteilten Klüften kann jedoch der Maßstab der Betrachtung großdimensionaler ausfallen, da die Reservoirabfolge in diesem Fall als kontinuierliches, quasi-isotropes Medium angesehen werden kann (Huber, 1992).

Weiterhin ist bei groß genug gewähltem Betrachtungsvolumen davon auszugehen, dass die Ausrichtung der Klüfte im Raum annähernd gleichmäßig ist und sie in der jeweiligen lithologischen Einheit ähnliche Eigenschaften wie Rauigkeit und Öffnungsweite aufweisen. Unter diesen Voraussetzungen kann die Strömung in Klüf-

ten als Filterströmung mit einem charakteristischen Durchlässigkeitsbeiwert in den modellierten Gesteinsvolumina im Sinne von Darcy betrachtet und berechnet werden (Busch et al., 1993).

Für die Betrachtungen in der vorliegenden Arbeit sind weitere Größen wichtig, die maßgeblich die Fluidströmung beeinflussen. Insbesondere bei geothermischen Reservoiranalysen sind die dynamische Viskosität und Dichte der Fluide unter verschiedenen Druck- und Temperaturbedingungen entscheidende Parameter, die berücksichtigt werden müssen. Daher ist der Durchlässigkeitsbeiwert K_f auch unter Berücksichtigung dieser Parameter zu definieren.

$$K_f = \frac{\rho_w \cdot g \cdot K}{\eta_w}$$

ρ_w	Dichte des Wassers	[kg/m ³]
g	Erdbeschleunigung	[m/s ²]
K	Permeabilität	[m ²]
η_w	Dynamische Viskosität des Wassers	[Ns/m ³]

Die Bilanzgleichung für den Wasserfluss basiert auf dem Gesetz der Massenerhaltung und beschreibt den Zu- und Abfluss von Wasser innerhalb eines Finiten Elementes einschließlich der Quellen und Senken. Die Differenz zwischen ein- und ausströmender Masse innerhalb eines Elementes ist gleich der Summe der positiven und negativen Massenänderung dieses Elementes (Fahrenheit, 2011).

$$\frac{\partial m_w}{\partial t} = \sum \rho_w * Q_v * \sum \rho_w * q$$

m_w	Masse des Wassers	[kg]
ρ_w	Dichte des Wassers	[kg/m ³]
Q_v	Volumenstrom	[m ³ /s]
q	Quellen-/Senkenterm	[m ³ /s]

Die Veränderung des Wasserinhaltes eines Finiten Elementes verändert gleichzeitig die gemessenen Wasserhöhen (Druckverhältnisse) in diesem Element. Die Veränderung der Wasserhöhe ist abhängig vom spezifischen Speicherkoeffizienten, einem Maß für die Veränderung des Wasservolumens pro Volumenelement bei gleichzeitiger Verringerung der gemessenen Wasserhöhe um einen Meter (Langguth und Voigt, 2004).

$$\frac{\partial m_w}{\partial t} = \frac{\partial h_0}{\partial t} * \rho_w * S_s * V$$

h_0	gemessene Wasserhöhe	[m]
S_s	Spezifischer Speicherkoeffizient	[m ⁻¹]
V	Gesteinsvolumen	[m ³]

In einem freien Aquifer entspricht der spezifische Speicherkoeffizient in etwa der nutzbaren Porosität. Bei einem gespannten, also nach oben und unten abgeschlossenen Wasserleiter, hängt der Speicherkoeffizient von der Kompressibilität des Gesteins und der des Wassers ab (Fahrenholz, 2011). Während die Kompressibilität des Wassers sehr klein ist, besteht besonders in Gesteinen mit hohen Porositätsanteilen die Möglichkeit zur Kompression.

$$S_s = \rho_w * g * (\alpha + \beta * n_{eff})$$

α	Kompressibilität des Gesteins	[N ² /m ²]
β	Kompressibilität des Wassers	[N ² /m ²]
n_{eff}	Effektive Porosität	[-]

Auf Basis des Darcy Gesetzes und der Kontinuitätsgleichung ergibt sich die dreidimensionale Strömungsgleichung in der Hauptachsenform für ein inhomogenes, nicht isotropes Medium (Kinzelbach und Stauffer, 2005).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_0 \frac{\partial h}{\partial t}$$

Die Lösung dieser partiellen Differentialgleichung in FeFlow erfolgt auf numerischer Basis. Wenn eine Übereinstimmung der numerischen Lösung mit der analytischen Lösung für beliebig kleine Ort- und Zeitschritte erreicht wird, gilt das Ergebnis der numerischen Näherungslösung als konsistent mit der exakten Lösung. Die Tatsache, dass es sich um eine partielle Differentialgleichung zweiter Ordnung handelt, erfordert zur Lösung Anfangs- und Randbedingungen.

Die Anfangsbedingung setzt sich in den Modellierungen aus den gemessenen hydraulischen Höhen in Explorationsbohrungen zusammen. Somit ist für alle Modellzellen ein bestimmter Wasserspiegel und damit auch ein definierter Wert für den Druck zu Beginn der Modellrechnungen vorhanden.

In der Strömungsmodellierung existieren prinzipiell vier Arten von Randbedingungen, für die in der vorliegenden Arbeit zwei von primärem Interesse sind.

Die Randbedingung erster Art (Dirichlet-Bedingung) gibt für die Modellränder feste hydraulische Höhen vor. Dieser Wert wird durch Zu- und Abstrom von Wasser über die Grenze in das Modell hinein oder aus dem Modell heraus konstant gehalten. Dadurch wird die hydraulische Höhe an diesem Knotenpunkt über die Simulationsdauer konstant gehalten.

In den Modellrechnungen wird über eine Randbedingung vierter Art, der sogenannten Well-Boundary-Condition eine Wasserentnahme oder Infiltration an einzelnen Modellknoten oder entlang von Filterstrecken (im Fall von Geothermiebohrungen dem sogenannten open-hole-Bereich) simuliert. Diese Bedingung definiert eine Quelle oder Senke und damit ein bestimmtes Wasservolumen pro Zeit was zu- oder abfließt.

4.1.1.4 Numerische Grundlagen der Wärmetransportmodellierung

Die Ausbreitung und Verteilung von Wärme im Untergrund findet auf zwei verschiedene Arten statt. Einerseits leiten die Gesteine im Untergrund Wärme durch die feste Phase, die Gesteinsmatrix. Die zweite Möglichkeit ist der Transport von Wärme über die fluide Phase. Das kann zum einen in stationärem Wasser geschehen, also Wasser, das in der nicht vernetzten Porosität des Gesteins sitzt und somit nicht am Fluid-Fluss teilnimmt, als auch über strömende Wässer in den vernetzten Porositäten und Klüften.

Für die Beschreibung des Wärmetransports sind die Parameter Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität die beiden maßgeblichen Faktoren.

Die spezifische Wärmekapazität definiert die Energiemenge, die eine bestimmte Masse eines Stoffes bei einer bestimmten Temperaturänderung aufnehmen oder abgeben kann:

$$c = \frac{Q_w}{m * \Delta T}$$

C	Spezifische Wärmekapazität	[J/(kg*K)]
Q _w	Wärmemenge	[J]
m	Masse des Stoffes	[kg]
ΔT	Temperaturänderung	[K]

Die Wärmeleitfähigkeit definiert die Fähigkeit eines Stoffes Energie weiterzuleiten, also die Menge an Wärme, die pro Zeiteinheit durch einen Stoff mit definierter Länge und Querschnittsfläche fließt.

$$\lambda_w = \frac{Q_w * d}{t * A * (T_1 - T_2)}$$

λ_w	Wärmeleitfähigkeit	[W/(m*K)]
t	Zeit	[s]
d	Dicke des Materials	[m]
A	Fläche des Materials	[m ²]
$T_1 - T_2$	Temperaturdifferenz	[K]

Sowohl die Wärmeleitfähigkeit als auch die Wärmekapazität des Wassers hängen von seiner Temperatur ab. Beide Faktoren werden im Kapitel über die Modellparameter näher betrachtet.

Unter Verwendung der Massentransportgleichung lässt sich der Transport von Wärme im Untergrund beschreiben. Über die Bilanzierung von ein- und austretenden Massen eines Volumenelementes sowie der Effekte von Dispersion, Diffusion und eines Quellen- und Senkenterms werden die Veränderungen über die Zeit berechnet. Die Transportgleichung als Zusammensetzung verschiedener Transportprozesse einer Grundwasserströmung wird in (Lege et al., 1996) beschrieben und durch Feflow numerisch gelöst.

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial r}{\partial x} * v_f * \nabla c - \text{div}(D * \nabla c) - \frac{\partial}{\partial t} * \left(\frac{\rho_s * K_D * c}{n_{eff}} \right) - \lambda * \left(c + \frac{\rho_s K_D * c}{n_{eff}} \right)$$

Der Transport lässt sich in FeFlow mit der „divergence“ oder der „convective“ Form der Transportgleichung berechnen. Beide Formen sind physikalisch gleichwertig, bei der „convective“ Form wird jedoch die Massenerhaltung explizit berücksichtigt. Da diese Variante der Gleichung zu numerisch stabileren Lösungen bei gleichzeitig einfacherer Formulierung der Randbedingungen führt (Diersch, 2005), wurde in den vorliegenden Modellierungen diese Variante verwendet.

4.1.2 Datenbasis und Aufbereitung

Die Datenbasis für die geothermischen Simulationen ist ein 3D-Modell, das auf der in 2012 neu akquirierten 3D Seismik (Abb. 17) der Überlandwerke Groß-Gerau basiert.

Hauptziel der seismischen Kampagne war die Erkundung der genauen Tiefenlage des permokarbonen Reservoir-Intervalls und die möglichst präzise Abbildung der großdimensionalen Störungssysteme im Westteil des Erlaubnisfeldes Groß-Gerau. Dieser Datensatz wurde außerhalb dieser Arbeit durch die Firmen DMT (Essen) und GeoT (Karlsruhe) interpretiert und ein geometrisches Modell der Störungen

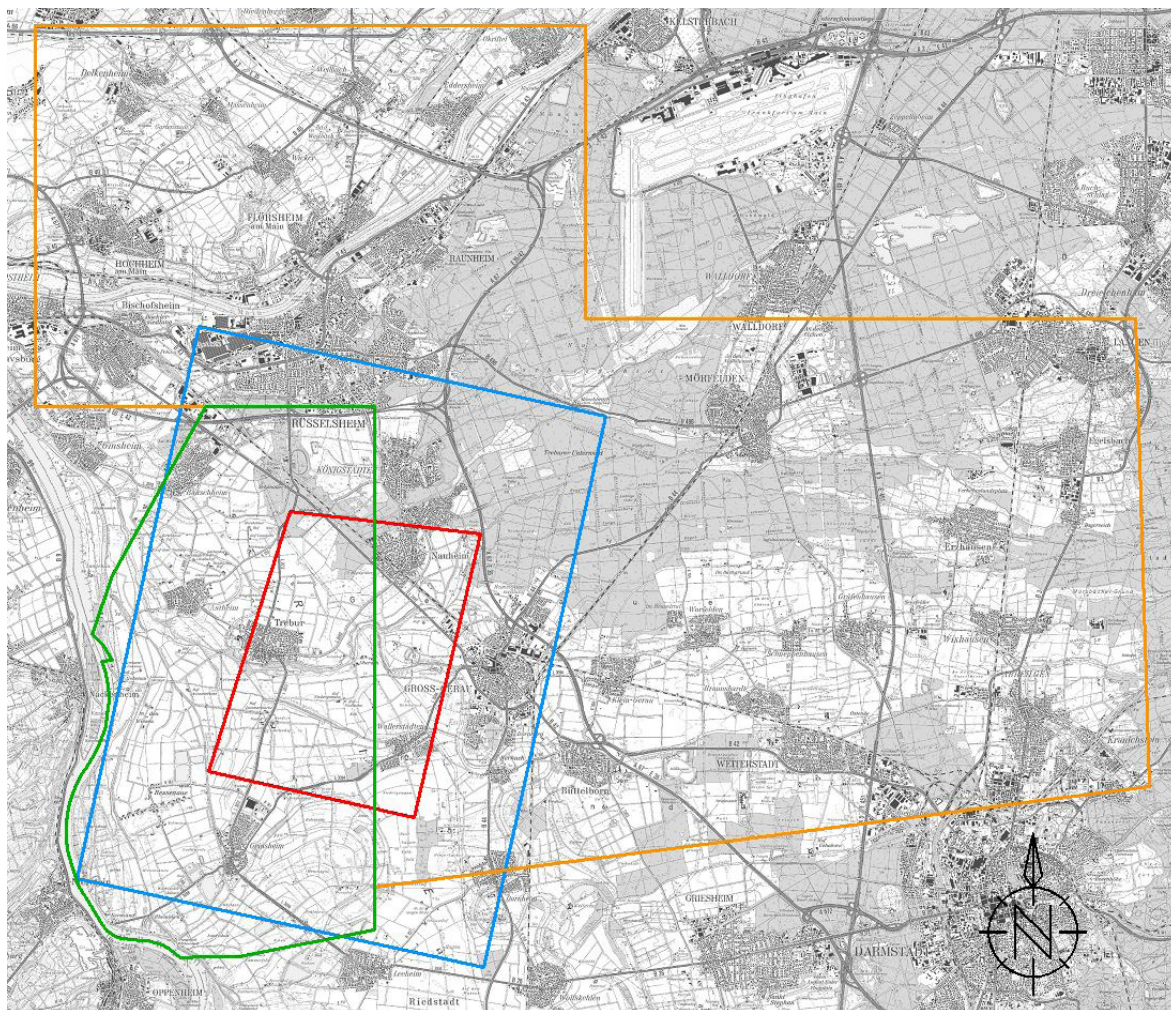


Abb. 17: Übersicht über den 3D-Survey (blau), das Erlaubnisfeld Groß-Gerau (orange), Trebur (grün) und den Ausschnitt (rot) für die thermohydraulischen Modellierungen

und stratigraphischen Einheiten erstellt. Insgesamt wurden im Messgebiet zehn markante Schichtflächen flächendeckend interpretiert. Basierend auf Bohrungs- und Reflektorinformationen wurden die Schichtoberkanten von Oberen Hydrobien Schichten, Unteren Hydrobien Schichten, Bunten Niederrödrer Schichten, Septarienton, Pechelbronner Schichten und Rotliegend räumlich definiert.

Die permokarbone Abfolge wurde ab Top Rotliegend detaillierter betrachtet und in die Einheiten Melaphyr 1 und Melaphyr 2 sowie Karbon anhand von Literatur und Reflektorinformationen aufgeteilt, interpretiert und modelliert. Die tiefste interpretierbare Einheit ist das Top Grundgebirge, darunter sind keine kontinuierlichen Reflektoren vorhanden.

Weiterhin wurden 70 Störungen/Störungszonen durch GeoT und DMT im gesamten Survey interpretiert. Davon sind drei großdimensionale Störungszonen (Abb. 18) als unmittelbar relevant für die thermohydraulische Modellierung bewertet worden. Das Untersuchungsgebiet liegt in dem tektonisch komplexen Bereich dieser Störungssysteme und wird durch die dominante Nauheim-Wallerstädten Störung (blau) in Treburer Graben und Groß-Gerauer Horst unterteilt. Die westliche Begrenzung des Treburer Grabens ist an der Grabenrandhauptstörung lokalisiert. Der Groß-Gerauer Horst findet sich östlich der Nauheim-Wallerstädten Störung, die bezogen auf das Top Rotliegend eine Sprunghöhe von bis zu 925 m hat. Die

Treburer Störung (hellbeige) zeigt ein ähnliches Streichen wie die Nauheim-Wallerstädten Störung liegt jedoch stratigraphisch höher und fällt etwas flacher nach Westen ein. Die antithetische Königstädter Abschiebung (braun) verbindet beide vorher genannten Störungen miteinander; sie fällt nach Ost-Süd-Ost ein und schneidet die Treburer Störung sowie die Nauheim-Wallerstädten Störung.

Maßgebliche Geometrien für die geothermischen Modellierungen sind demnach die aufgeführten stratigraphischen Horizonte sowie die großdimensionalen Störungssysteme im Umfeld der geplanten Bohrungen.

Die aus Petrel exportierbaren Datenformate sind nicht direkt in FeFlow verwendbar. Zur Verwendung der geometrischen Informationen musste daher ein Workflow für die Datenübergabe entwickelt werden, der je nach benötigtem Datenpunkt unterschiedlich ist und in späteren Abschnitten erläutert wird.

Durch die Verwendung dieser Arbeitsschritte und die räumlich vollständige Abdeckung des in FeFlow modellierten Bereichs durch den seismischen Datensatz können alle Schichtverläufe der modellierten stratigraphischen Horizonte sowie die geometrischen Informationen der großdimensionalen Störungssysteme aus dem Petrel-Modell übersetzt werden. Somit ist die Entwicklung eines räumlich korrekten FeFlow-Modells möglich.

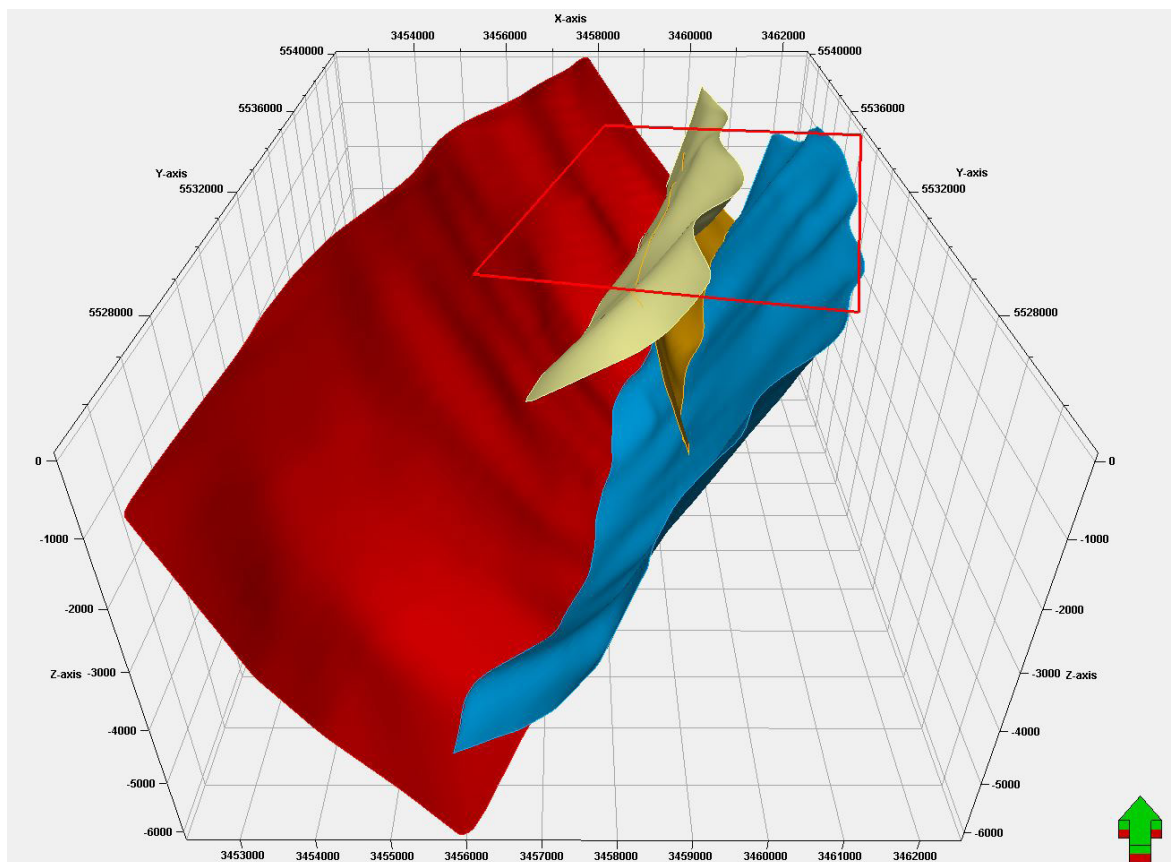


Abb. 18: Für Thermohydraulik relevante Störungssysteme sowie die westliche Begrenzung des Treburer Grabens durch die Grabenrandhauptstörung (rot) aus der Interpretation GeoT und DMT. Modellgebiet innerhalb des roten Rahmens

4.1.2.1 Ziel und Umfang

Das Hauptziel der numerischen Modellierung ist die quantitative Bestimmung der Auswirkungen des Betriebes einer geothermischen Dublette innerhalb von 25 Jahren im Bereich der Störungssysteme Nauheim-Wallerstätten und des Königstädter Antitheters (Abb. 19). Das Modell liefert für einen definierten Zeitraum prognostizierte Aussagen bezüglich der Veränderungen der hydraulischen und thermischen Verhältnisse im Reservoir und in der Produktions- und Injektionsbohrung.

Der rechteckige Modellrahmen liegt im Bereich der 3 Störungssysteme Nauheim-Wallerstätten, Königstädter Antitheter und Treburer Störung im Westen des Erlaubnisfeldes Gross-Gerau. Die Lage des Modellraumes orientiert sich an den übergeordneten Streichrichtungen der Störungen und ist somit in Richtung NNO verkippt. Die laterale Ausdehnung beträgt ca. 7,5 km in Nord-Süd und 6 km in Ost-West Richtung (Abb. 22).

In vertikaler Richtung beginnt der Modellraum in einer Tiefe von 1422 bis 2130 m u. NN am Top Septarienton und erstreckt sich bis maximal 5500 m unter NN in das Grundgebirge. Das Modell besteht aus 45 Modellschichten und ca. 14.4 Mio. Zellen sowie 73.6 Mio. Knoten. Die Finiten Elemente (Zellen) im Modell haben eine dreieckige Grundform mit variablen Innenwinkeln und variieren in Ihrer Kantenlänge im Bereich von 2,5 m im Bereich der Bohrpfade und Störungen bis zu 250 m in den Außenbereichen.

Für die hydraulischen Vorberechnungen, die den Ist-Zustand vor der geothermischen Nutzung wiedergeben sollen, wurde ein stationärer hydraulischer Ansatz gewählt. Dies erfolgte aufgrund der noch ungesicherten hydraulischen Verhältnisse

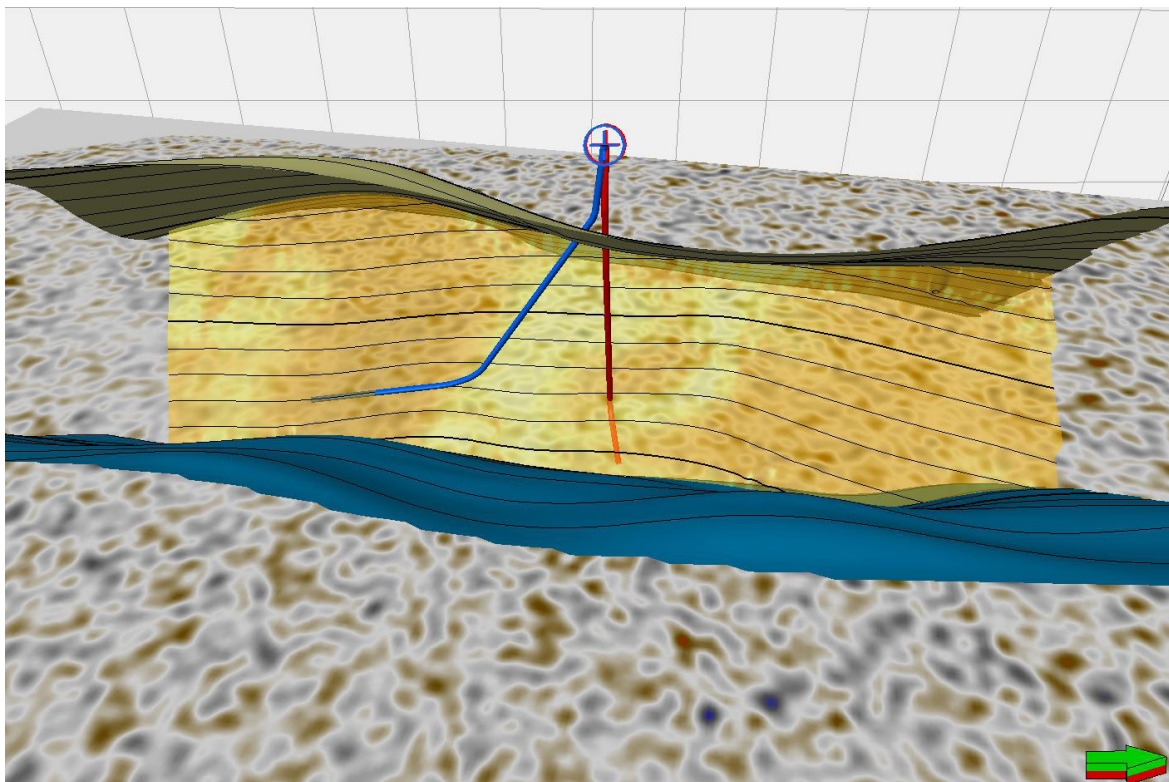


Abb. 19: Blick von Ost in Richtung des Einfallens der Nauheim-Wallerstätten-Störung in das Störungssystem, Entnahmebohrung (rot) und Einpressbohrung (blau)

se im Erlaubnisfeld: die verfügbaren Informationen beschränken sich auf die ungestörten hydraulischen Höhen (Ruhewasserspiegel), die in Kohlenwasserstoffbohrungen gemessen wurden. Daher wurde für die Modellierung ein Gradienten-freies initiales Potentialfeld mit Festpotentialrändern angenommen. Das thermische Vor-Modell wurde unter Verwendung einer zeitlich konstanten Temperaturverteilung auf 5500 m u. NN sowie einer gemittelten Oberflächentemperatur auf 80 m ü. NN festgelegt. Das auf Basis der beiden Vor-Modelle errechnete statische Temperatur- und Hydraulikmodell ist die Grundlage für die darauf aufbauenden Prognoseberechnungen für den Betrieb der geothermischen Dublette.

4.1.2.2 Modellierung der stratigraphischen Einheiten

Der Export der interpretierten und modellierten stratigraphischen Horizonte aus dem Petrel Modell wurde in mehreren Schritten durchgeführt. Eine erste Umwandlung der flächenhaften Information in Punktdaten erfolgte, um ein regelmäßiges Rasterdatenformat zur Verfügung zu haben. Die Punktdaten beinhalten für jede X,Y Koordinate einen dazugehörigen Z-Wert. Diese Tripletinformation wurde als Textfile exportiert, und zu weiteren Verarbeitung an Tabellenkalkulationssoftware übergeben. In einem weiteren Verarbeitungsschritt wurden Duplikate der Punkte ausfindig gemacht, die beim Export aus Petrel softwarebedingt auftreten. Diese wurden gelöscht und danach eine Umsortierung für die weitere Verarbeitung in GIS Software vorgenommen. Nach Laden der Punktdaten in die GIS Software konnte eine vektorbasierte „Shapefile“ für jeden Horizont erstellt werden. Die Shapefile enthält somit alle exportierbaren Rauminformationen für jeden interpretierten stratigraphischen Horizont. Das Shapefile Format erlaubt das Laden und Verwenden dieser Geoinformation in FeFlow.

4.1.2.3 Modellierung von nicht vertikalen Störungen und Bohrungen

Das Modellgebiet ist strukturell durch 3 großdimensionale Störungssysteme bestimmt. Die NNO-SSW streichenden Störungen sind unterschiedlich stark geneigt und schneiden sich gegenseitig in verschiedenen stratigraphischen Niveaus. Während die Nauheim-Wallerstädten-Störung ihren Schnittpunkt mit dem Königstädtener Antitheter am Top Basement hat, wird der Königstädtener Antitheter von der Treburer Störung in Höhe der Basis Bunte Niederrödener Schichten bis Top Septarienton geschnitten.

Die höchsten Versatzbeträge liegen im Bereich der Nauheim Wallerstädten-Störung. Die zwei geplanten Bohrpfade zielen auf den Königstädtener Antitheter sowie den Zerrüttungsbereich, der sich im Zwickel Königstädtener Antitheter und Nauheim-Wallerstädten-Störung befindet.

Die Geometrie der Störungen und der Bohrpfade, die beide nicht vertikal im Raum stehen, macht aufwändige alternative Modellierungsmethoden notwendig, da in FeFlow nativ nur senkrechte Bohrungen und Störungen modelliert werden können.

Um eine lagegetreue Abbildung der Störungszonen zu erreichen, war es notwendig, einen möglichst präzisen Transfer der Störungsflächen von Petrel nach FeFlow zu erreichen. Primäre Überlegungen, die Störungszonen als senkrechte idealisierte Flächen zu modellieren, scheiterten daran, dass die notwendigen Schnittpunkte

der Störungen miteinander sowie die Durchstoßpunkte der Bohrungen mit den Störungen nicht wiedergegeben hätten werden können. Daher war klar, dass eine geneigte Modellierung für die Störungen als auch die Bohrungen unabdingbar ist.

Als Lösung konnte für die Störungen der folgende Arbeitsablauf gefunden werden.

Für jede der drei großdimensionalen Störungen wurden die Schnittpunkte der Störung mit den Schichtflächen auf der angrenzenden Hochscholle konstruiert (Abb. 20). Für jede Störung ist damit für alle stratigraphischen Niveaus, die angeschnitten werden, eine eindeutige räumliche Position in allen drei Dimensionen gegeben. Diese im Raum orientierten Linien erlauben das Definieren und Erfassen der Zellen im Finite Elemente Netz, die sich an diesen Positionen befinden und die Zuordnung derselben zu Störungsbereichen, welchen gezielt erhöhte Permeabilitäten zugewiesen werden können.

Weiterhin kann eine Projektion der Schnittlinien an die Erdoberfläche erfolgen. Diese ergeben eine in Richtung des Störungseinfalls gestaffelte Abfolge von Linien, die jeweils eine bestimmte Tiefenposition wiedergeben. Diese Linienprojektion ist notwendig, um die spätere feine Diskretisierung entlang dieser wichtigen Bereiche zu ermöglichen. Die hohe Auflösung in diesen Teilbereichen ist erforderlich, um den hohen Änderungsraten im Wasser- und Wärmehaushalt in den Störungsbereichen Rechnung zu tragen und eine numerisch stabile Berechnung zu ermöglichen. Weiterhin erlaubt die feine Diskretisierung eine präzisere Abbildung der Störungsverläufe im thermohydraulischen Modell.

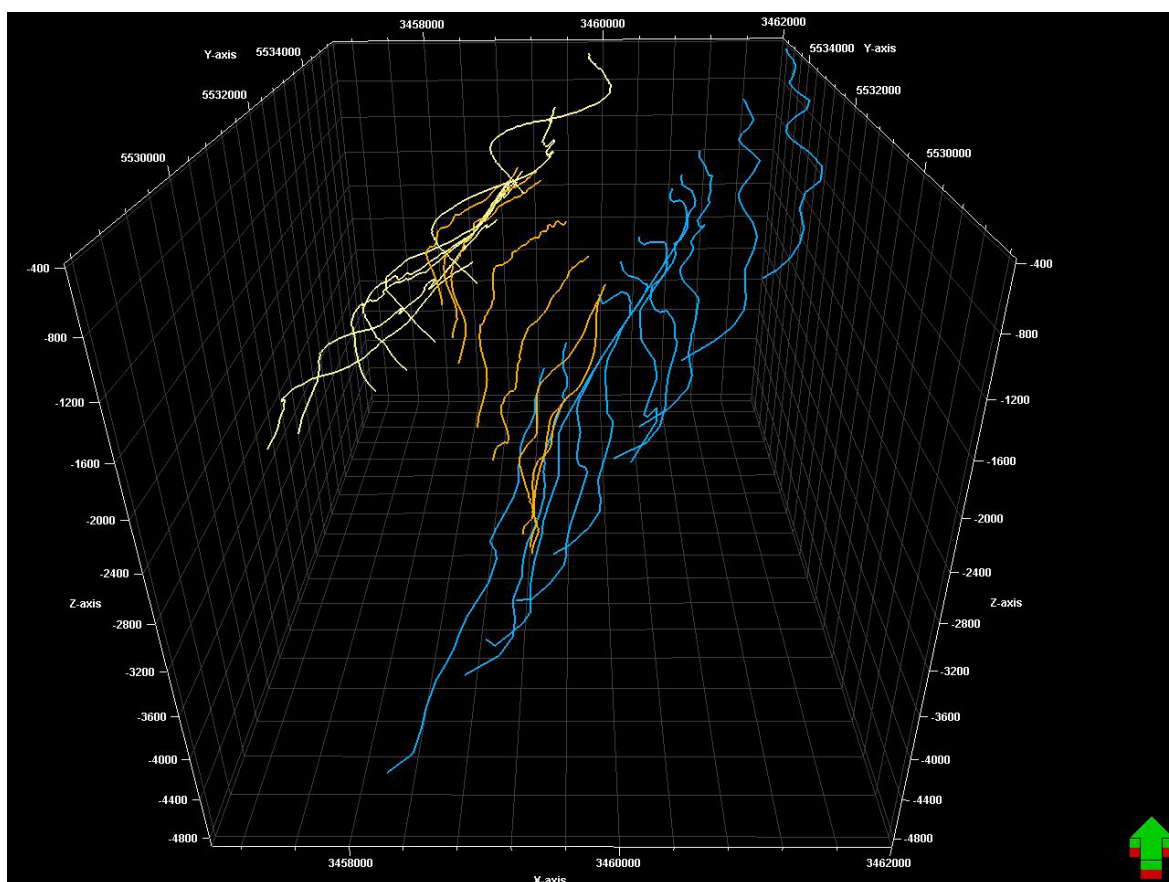


Abb. 20: Schnittlinien der Störungen mit den stratigraphischen Horizonten

In FeFlow lassen sich die Modellzellen nur derart anlegen, dass die vertikalen Zellkanten und -flächen senkrecht übereinander stehen. Dies hat zur Folge, dass die geneigte Struktur der Störungsflächen, bzw. -Bereiche nicht direkt abgebildet werden kann. Da zudem nur für die Schnittpunkte mit den interpretierten Horizonten eindeutige Raumkoordinaten der Störungen zur Verfügung stehen, wurde der alternative Ansatz gewählt, die Störungen in vertikale und horizontale Komponenten zu zerlegen. Basierend auf dem Grundsatz, dass die genaue Störungsposition in der Tiefe durch den Schnittpunkt der Störung mit der Hochscholle eines Horizontes definiert ist, wurde bis zum Erreichen des jeweils stratigraphisch tieferen Schnittpunktes der Störungsverlauf als senkrecht für diesen Bereich angenommen. Ab diesem Punkt wurde dann auf die neue Störungsposition entsprechend der bekannten Position umgeschwenkt. Somit sind die senkrechten Anteile der Störungen definiert und verwendbar. Um eine durchgehende Störung zu erhalten, mussten noch die Horizontalanteile definiert werden, die die einzelnen senkrechten Abschnitte verbinden. Dafür wurde einerseits auf den Schichtpaketen, die einem End- und Startpunkt für die senkrechten Abschnitte entsprechen, die Zellen zwischen den beiden senkrechten Teilen ausgewählt und hinzugefügt. Um auch in der Horizontalen der Breite einer Störungszone Rechnung zu tragen, wurden zusätzlich jeweils zwei darüber und darunter liegende Schichtpakete im FeFlow Modell zusätzlich als horizontaler Störungsanteil definiert.

Für die Bohrungen nutzt die Software FeFlow im Standard senkrecht übereinander liegende Knoten, um eine Bohrung darzustellen und zu berechnen. Der Nutzer gibt lediglich die Position und die Anfangs- sowie die Endtiefe der Filterstrecke vor, und ein interner Algorithmus der Software verbindet die zur Bohrung gehörenden Knoten mit sogenannten diskreten Elementen. Hierbei wird dem am tiefsten liegenden Knoten die zu entnehmende oder zu infiltrierende Wassermenge und allen anderen Knoten eine Nullmenge zugewiesen. Unter Berücksichtigung von Bohrungsradius, Tiefenlage und Fördermenge wird ein höchst leitfähiges eindimensionales diskretes Element aufgespannt, und die Bohrung als gesamte in Abhängigkeit der Materialparameter berechnet. Hierbei kommt das Gesetz von Hagen-Poiseuille zur Verwendung (DHI-WASY GmbH, 2012).

Da die geplanten Bohrpfade weit von der senkrechten abweichen, musste ein alternativer Modellierungsansatz erarbeitet werden. Für die thermohydraulischen Modellierungen ist nur der offene, nicht verrohrte Bereich der Bohrungen von Interesse, da der restliche Bohrverlauf bis zur Erdoberfläche im Rohr verläuft und damit nicht mit dem Gestein in Kontakt ist. Nur der offene Bereich kann eine Auswirkung auf das umgebende Gebirge haben. Daher wurden die Teufenabschnitte, die als verfilterter Bereich relevant sind, in Teilstrecken unterteilt. Diese Teilabschnitte lassen sich durch X,Y,Z Koordinaten für die jeweiligen Anfangs- und Endpunkte definieren. Diese Punktinformation wurde genutzt, um die Positionen in das FeFlow Modell zu übertragen. Analog zum automatisierten Verfahren von FeFlow zur Modellierung von Bohrungen wurden die Teilstrecken zwischen den Stützpunkten in vertikale und horizontale Abschnitte zerlegt und als diskrete Elemente modelliert. Für diese treppenförmige Abfolge von hoch leitfähigen Elementen wurde der Querschnitt entsprechend einem Sieben-Zoll Rohr, wie es der derzeitige Stand der

Bohrplanung vorsieht, auf 248 cm² festgelegt. Für die Berechnung der Finiten Elemente des Bohrungen wurde das Darcy-Gesetz vorgesehen, da die Verwendung des Hagen-Poiseuille Gesetzes keine Berücksichtigung der temperaturabhängigen Viskosität des Wassers vorsieht.

Eine ursprünglich vorgesehene Verbindung der Stützpunkte in direkter, also Element kreuzender Weise, konnte nicht realisiert werden. Diese Variante der Modellierung hätte zwar den Bohrfad noch genauer wiedergegeben, FeFlow berechnet dann jedoch nur an den Knotenpunkten der Elemente eine Interaktion mit dem Diskreten Element. Demnach wäre die Berechnung nicht korrekt möglich gewesen. Die geplanten Volumenströme für Entnahme und Rückführung wurde als Bohrungsrandbedingung am jeweils oberen Ende der Diskreten Elemente definiert.

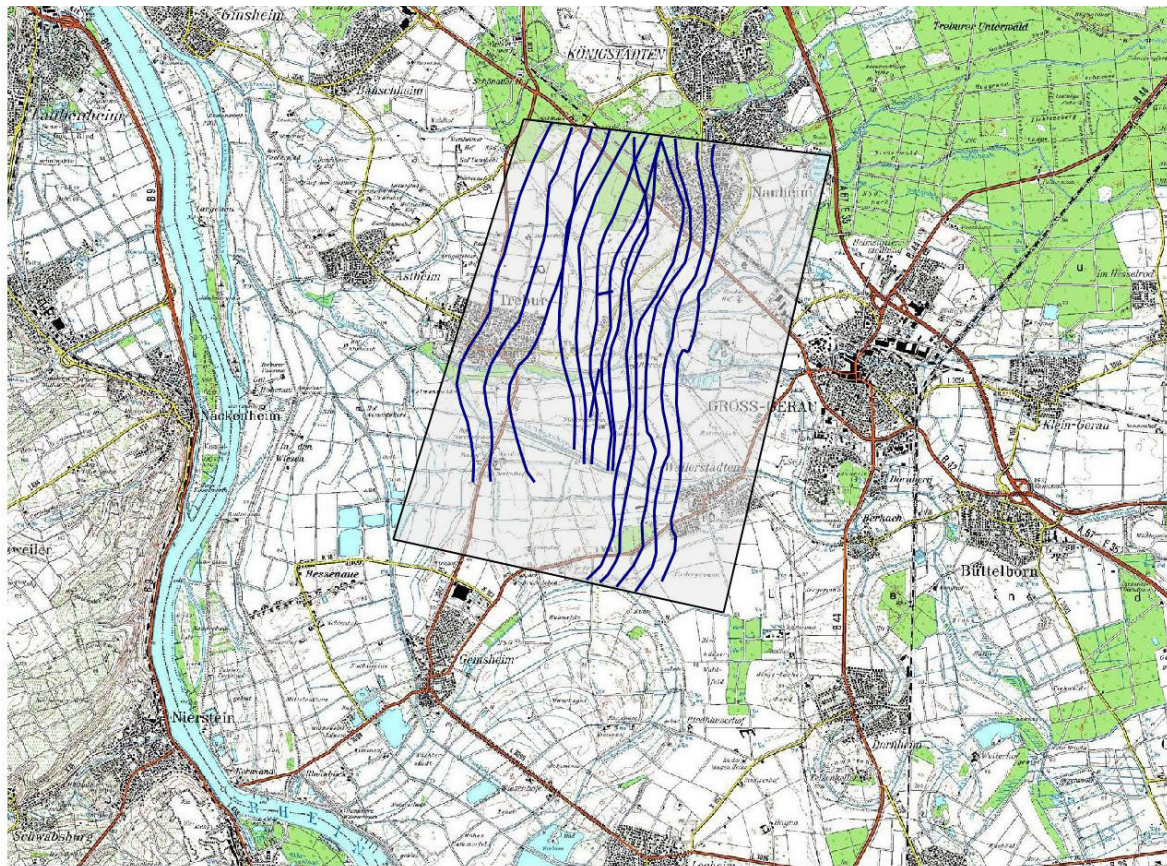
4.1.3 Modellaufbau

Nachdem in den vorigen Abschnitten auf einige spezielle Fälle der Modellierung und des Datentransfers eingegangen wurde, soll im folgenden der allgemeine Modellaufbau erläutert werden. Dieser gliedert sich in mehrere aufeinander folgende Schritte.

4.1.3.1 Modellraum

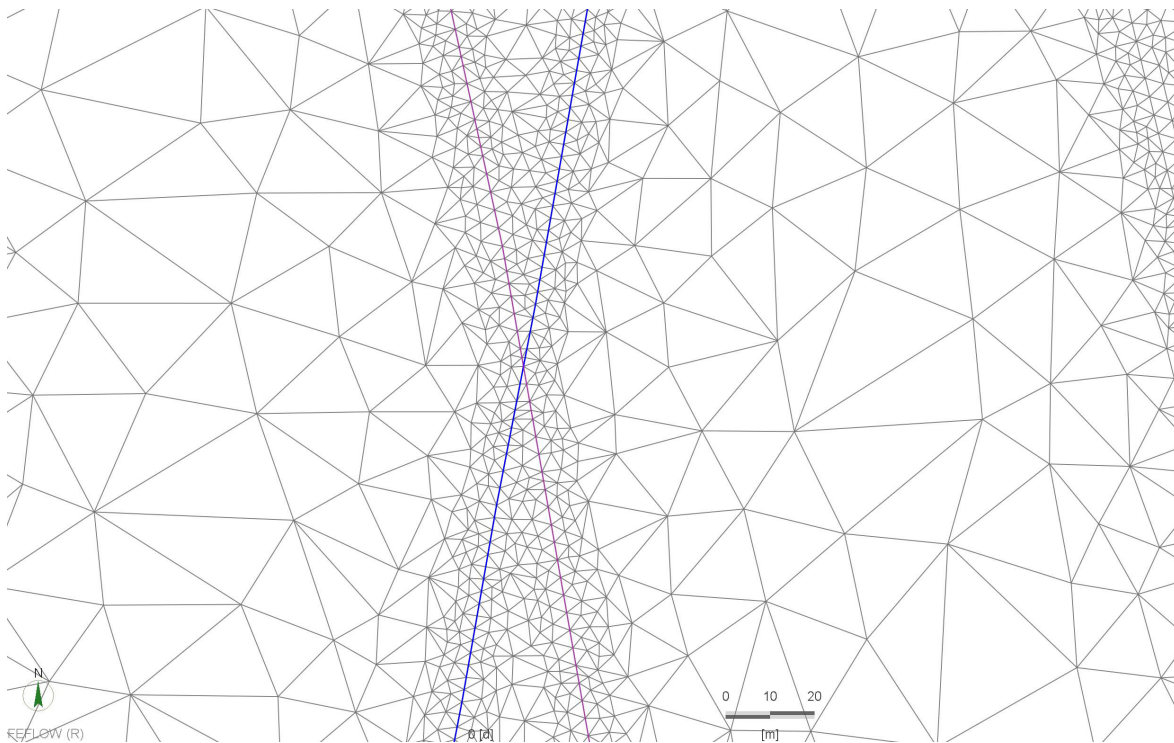
Vor der Generierung eines FeFlow Netzes ist es notwendig, den Modellraum (laterale Außengrenzen) festzulegen. Die Festlegung orientiert sich an der Streichrichtung der als hydraulisch wirksam angenommenen Störungen und den geplanten Bohrlandepunkten. Um eine Modellierung ohne Randeffekte zu ermöglichen, muss das Modellgebiet groß genug sein um keine Überschneidung der Modellränder mit den Auswirkungen der thermischen und hydraulischen Veränderungen zu erhalten. Da aufgrund der Nord-Süd Orientierung der Störungen zu erwarten war, dass sich in dieser Richtung deutlichere und weitreichendere Veränderungen ergeben als in Ost-West Richtung, wurde der Modellraum in dieser Richtung größer aufgespannt. Weiterhin müssen tektonische Elemente wie die Position der Störungen in relevanten stratigraphischen Niveaus als Superelemente (Polygone) eingebracht werden. Ebenfalls sind die Bohrpfade als Polygone in der Aufsicht als 2D-Projektion zu laden. Dieses Vorgehen sichert die lagegetreue Abbildung der bekannten Strukturen und ermöglicht es, ein hochauflösendes Modell entlang dieser wichtigen Strukturen zu erstellen. Das bedeutet beispielsweise für die Störungen, dass (a) eine enge Vermaschung erreicht werden kann und (b) gezielt erhöhte Durchlässigkeiten zugewiesen werden können.

Das Superelemente-Netz ist in Abb. 22 dargestellt. Die Modellgröße beträgt ca. 40 km². Das gesamte Netz besteht aus 15 Superelementpolygonen wovon 13 die Störungssysteme in verschiedenen Tiefen repräsentieren, 2 weitere sind für die Bohrungen erforderlich.



FEFLOW (R)

Abb. 22: Modellraum und Superelemente Netz



FEFLOW (R)

Abb. 21: Detail der Diskretisierung am Schnittpunkt der Einpressbohrung (blau) mit der Ausstrichlinie des Königstädter Antitheter (lila) auf Höhe Melaphyr

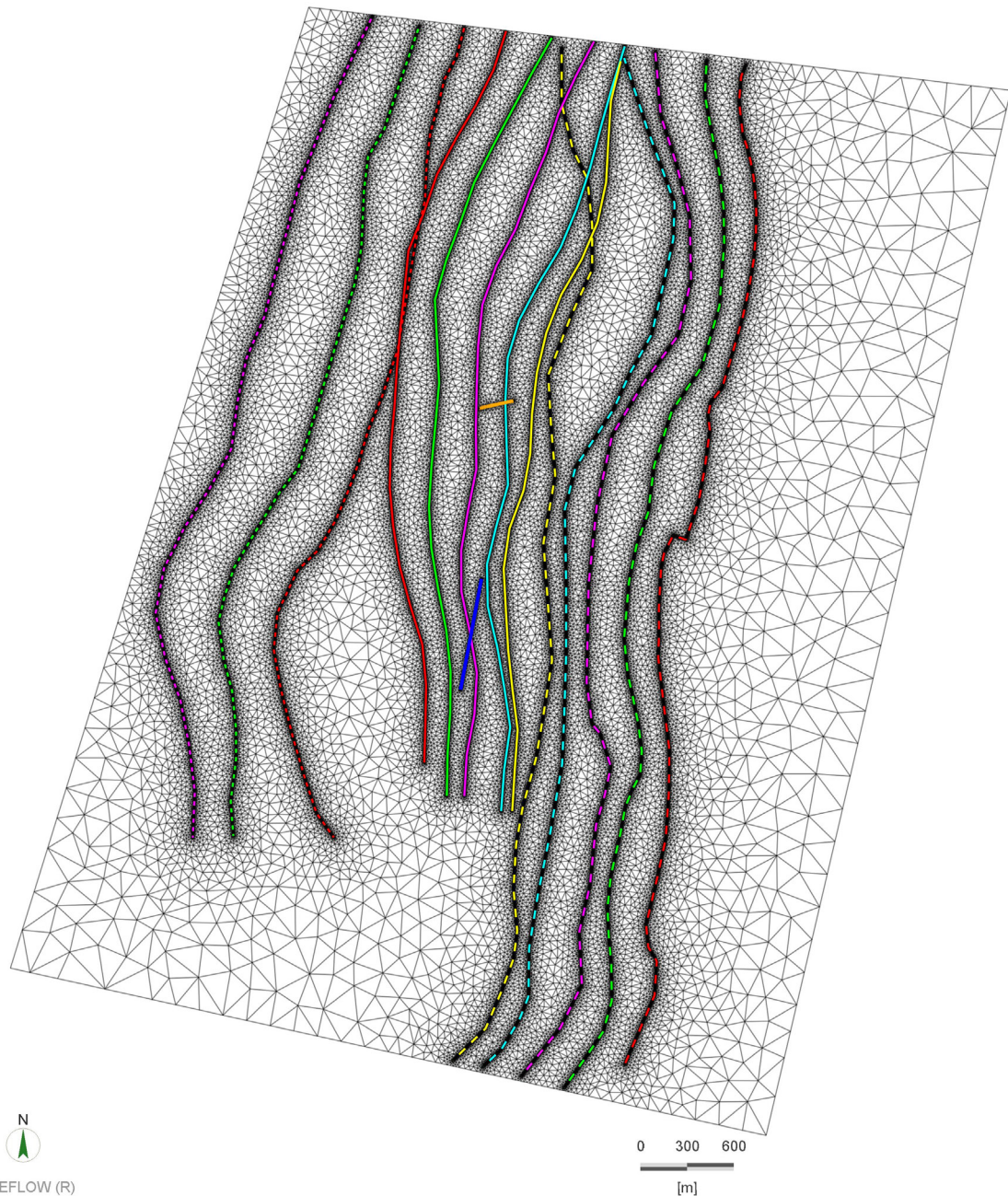


Abb. 23: 2D Finite Elemente Netz mit Störungen und Bohrungen

4.1.3.2 2D- Netz

Auf der Basis des Superelemente Netzes wird das finale zweidimensionale Netz generiert. Dieses Netz muss hohen numerischen Anforderungen genügen. Es muss die Raumlage der Störungszonen und Bohrungen exakt abbilden und in Bereichen hoher Volumenströme an den Bohrungen sowie in Bereichen der höher durchlässigen Störungszonen hinreichend fein vermascht sein. Die enge Vermaschung ist notwendig um den auftretenden Änderungen der Temperatur, der hydraulischen Gradienten und Volumenströme in diesen Bereichen gerecht zu werden und diese korrekt zu berechnen. Diese feine Netzdiskretisierung ist aber nicht kontinuierlich

im gesamten Modellraum erforderlich, da sie sonst zu einem hohen Bearbeitungsaufwand und zu langen Rechenzeiten führen würde. Daher nehmen die Elementgrößen mit zunehmendem Abstand zu den Störungssystemen und Bohrungen zu. In deren unmittelbarer Nähe liegen die Kantenlängen bei einem Minimum von 1,5 m (Abb. 21) und nehmen bis in weiter entfernte Bereiche graduell auf bis zu 250 m zu. Das so erstellte 2-dimensionale Netz (Abb. 23) besteht aus 319841 Elementen und 160073 Knoten pro Modellschicht.

4.1.3.3 Vertikaler Aufbau

In diesem Schritt wird das Modell, basierend auf dem 2D-Netz, in der Vertikalen weiter aufgebaut. Entsprechend der Schichtverläufe aus dem 3D Petrel-Modell werden die interpretierten Horizonte mit Ihren exakten Teufen in das FeFlow-Modell übersetzt. Die vertikale Unterteilung des Modells erfolgt somit primär auf Basis der Stratigraphie, die aus den Interpretationen der 3D Seismik resultierte. Dies führt zu sieben Referenzschichten (von oben: Top Septarienton, Top Pechelbronner Schichten, Top Rotliegend, Top Melaphyr 1, Top Melaphyr 2, Top Karbon und Top Basement) im FeFlow Modell (Abb. 24).

In den Bereichen, die für die thermohydraulische Modellierung und Simulation von Wichtigkeit sind (Rotliegend, Melaphyr1, Melaphyr2 und Karbon), wurde die verhältnismäßig grobe Auflösung der Stratigraphie aus dem Petrel-Modell durch Einfügen von weiteren Modellschichten verfeinert. Hier wurde eine vertikale Diskretisierung auf 30 m durchgeführt. Diesen fein aufgelösten Bereichen schließen sich die aus Gründen der numerischen Modellierung ebenfalls feiner (30m vertikal) aufgelösten Horizonte des Grundgebirges und der Pechelbronner Schichten an. Dies ist notwendig um (a) den hohen Gradienten und Volumenströmen des geothermischen Betriebs Rechnung zu tragen sowie, (b) die thermische Ausbreitung des zurückgeführten Wassers numerisch korrekt und stabil berechnen zu können. Auskeilende bzw. wieder einsetzende geologische Einheiten (besonders in den Pechelbronner Schichten) sind aus rechnerischen Gründen in FeFlow nicht darstellbar. In Bereichen des Modells, an denen solche Situationen auftreten, konnte als Lösung eine Reduzierung der Mächtigkeit auf wenige cm eingeführt werden, die sich somit in der Modellierung nicht mehr auswirkt. Dahingehend konnte das gesamte 3D Modell originalgetreu und mit korrekten Schichtverläufen wiedergegeben werden. Das resultierende 3D Modell (Abb. 25) besteht aus insgesamt 45 Modellschichten (Layers) mit 7363358 Knoten und 14392845 Elementen.

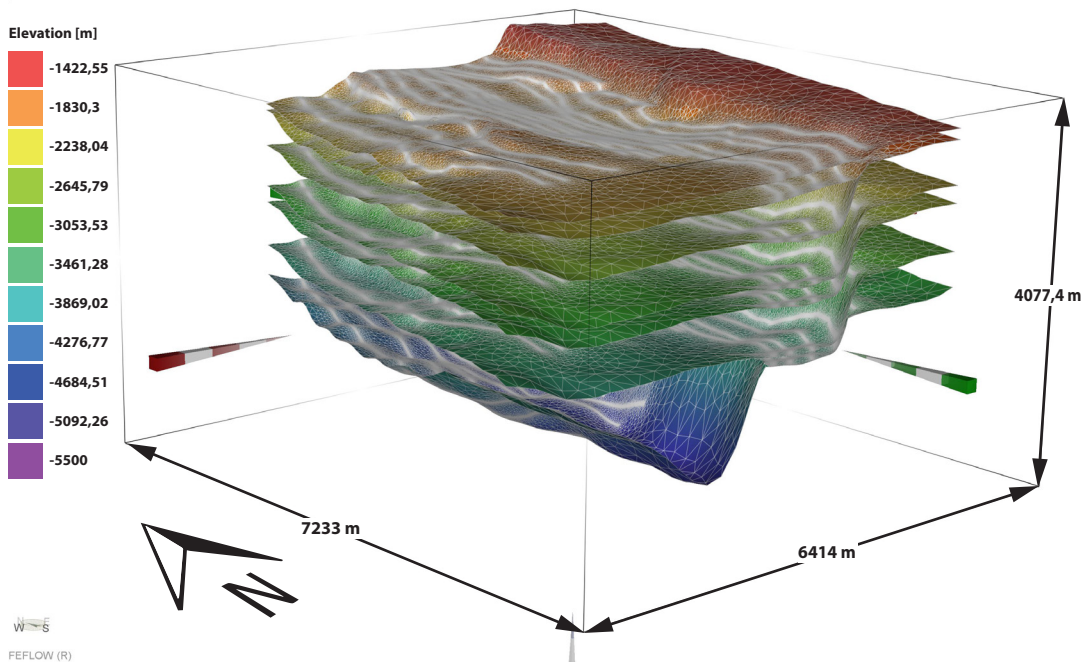


Abb. 24: Konvertierte Stratigraphie, von oben: Top Septarienton, Top Pechelbronner Schichten, Top Rotliegend, Top Melaphyr 1, Top Melaphyr 2, Top Karbon und Top Basement

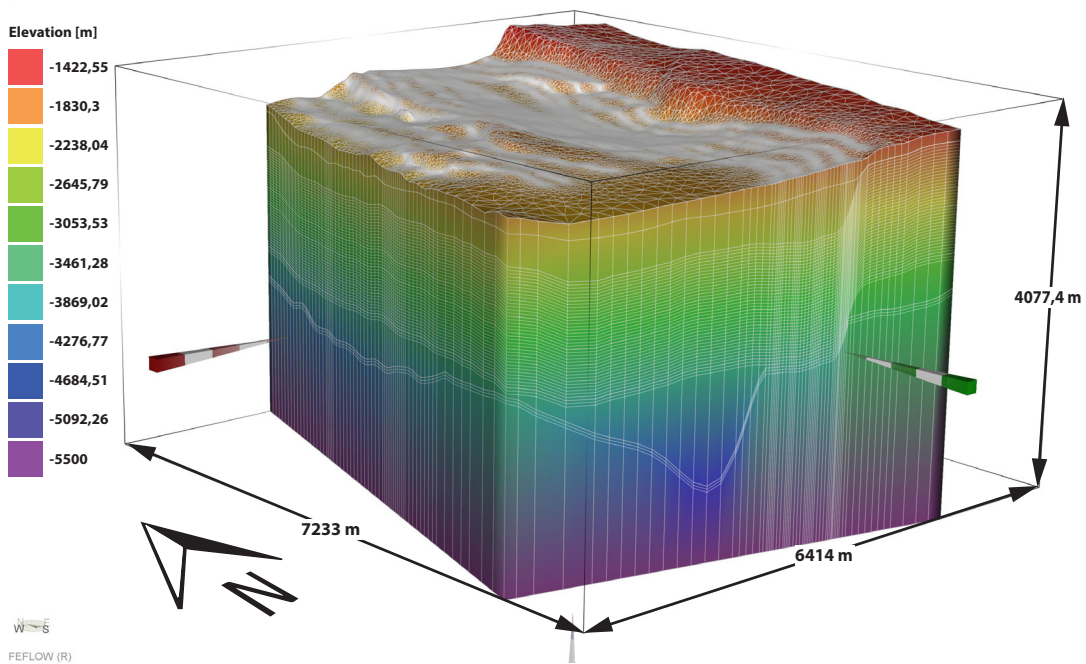


Abb. 25: Vollständiges 3D Modell, Zwischenschichten im Bereich der Pechelbronner Schichten, des Rotliegend und des Grundgebirges eingefügt

4.1.4 Parameter für die thermohydraulischen Modellierungen

Für die Modellierungen eines geothermischen Systems, sind zahlreiche Parameter von Relevanz. Teilweise sind diese Datenpunkte als Messwerte vorhanden oder in Ihrer Größenordnung bekannt. Diese Daten sind sukzessive in die Modellierungssoftware einzugeben und gegebenenfalls zu kalibrieren. Diese Parameter lassen sich in zwei Gruppen aufteilen, die zum einen für die Fluidbewegungen und zum anderen für den Wärmeverteilungs- und Transportprozess notwendig sind. Im Folgenden sind diese Datenpunkte und ihre für die Modellierung wichtigen Faktoren beschrieben.

4.1.4.1 Hydraulische Parameter

Hydraulische Grenzbedingungen

Die Grenzbedingungen, die vor den ersten Modellläufen definiert werden müssen, legen fest welche Interaktionen des Modells mit dem umgebenden, nicht definierten Raum möglich sind. Grundsätzlich sind für die Betrachtungen eines hydraulischen Systems in einem endlichen Modellgebiet zwei Möglichkeiten gegeben.

(a) Das Modellvolumen wird als isolierter Körper betrachtet. Dieser ist durch sogenannte No-Flow Randbedingungen vom umgebenden Raum getrennt. So sind keine Zu- oder Abflüsse von Wasser in das Modell bzw. aus dem Modell heraus möglich.

(b) Wasserbewegungen durch die Modell-Außengrenzen sind möglich. Hierfür müssen aber an den äußeren Knoten des Modellvolumens Informationen für die hydraulischen Höhen eingegeben werden. Diese Knotenpunkte haben dann ein Festpotential und sind somit für die Interaktion mit dem umgebenden Raum verantwortlich. Bei Wasserüberschuss am Knoten erfolgt eine Wasserabgabe aus dem Modell, wenn die hydraulische Höhe zu stark fällt, wird Wasser in das Modell geleitet.

Da für die Simulation des geothermischen Betriebs im vorliegenden Fall davon auszugehen ist, dass die Wasserbewegungen überwiegend innerhalb der Störungszonen ablaufen, und die Gebirgspermeabilität des restlichen Gesteinsvolumens als eher gering einzustufen ist, wäre eine Modellierung mit geschlossenem Modellrand möglich gewesen. Dies hätte zu verkürzten Rechenzeiten geführt. Um jedoch alle Möglichkeiten einer Interaktion des geothermischen Systems mit dem Umgebungsraum zu ermöglichen und die über den Modellrand hinausgehende Interaktion zu quantifizieren, wurde der aufwändigere Ansatz nach Variante (b) gewählt. Für das Festpotential, das somit einzugeben war, wurden die gemessenen Wasserstände aus Kohlenwasserstoffbohrungen im Umfeld verwendet. Details dazu sind im folgenden Kapitel enthalten.

Standrohrspiegelhöhen / Hydraulische Höhen / Druck

Die Standrohrspiegelhöhen bzw. hydraulischen Höhen und damit Druckverhältnisse einer wasserführenden Schicht im Untergrund werden primär durch die geologischen Eigenschaften derselben und der unter- sowie überlagernden Schichten bestimmt. Wasserführende Schichten werden in der Hydrogeologie als Aquifer bezeichnet. Wasserundurchlässige Schichten werden als Aquiclude bezeichnet. Semi-permeable Wasserleiter tragen die Bezeichnung Aquitarde. Im Regelfall können 2 Typen von Aquiferen unterschieden werden.

(a) Ungespannte Wasserleiter sind nach oben durch keine undurchlässigen Schichten begrenzt, daher stellt sich die Standrohrspiegelhöhe auf der Höhe des vorherrschenden Wasserspiegels ein.

(b) Gespannte Wasserleiter werden nach oben und unten durch wenig durchlässige oder undurchlässige Schichten begrenzt. Somit steht der Wasserleiter unter einem gewissen Druck, der sich darin äußert, dass sich die Standrohrspiegelhöhe über dem Niveau der oberen Deckschicht einstellt. Ist die obere Deckschicht semi-permeabel, wird von einem halbgespannten Wasserleiter gesprochen.

Die Wasserleiter im Modellraum sind im Bereich der primären Reservoirhorizonte (Rotliegend bis Karbon) als freier bis halbgespannter Wasserleiter zu betrachten. Die reinen Matrixpermeabilitäten der gesamten permokarbonen Abfolge sind sehr gering und somit die Schichtfolge als überwiegend wasserundurchlässig anzusehen. Die strukturelle Beanspruchung in diesem Gebiet ist jedoch sehr hoch, was einerseits zu erhöhten Gebirgspermeabilitäten führt und weiterhin eine Konnektivität der verschiedenen Schichtabfolgen über hydraulisch wirksame Störungen ermöglicht. Die Auswertung der vorliegenden Explorationsbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie in nördlichen Oberrheingraben zeigt, dass die Wasserspiegel, die in den fertigen Bohrungen gemessen wurden, unabhängig von ihrer Endteufe kurz unter der Geländeoberkante liegen.

Unter Berücksichtigung dieser Datenpunkte wurde für den gesamten Modellblock eine einheitliche hydraulische Höhe von 84 m ü. NN festgelegt. Das entspricht einem Abstichmaß von ca. 3 m, da die Geländeoberkante für das Modellgebiet mit wenigen Abweichungen auf 87 m ü. NN liegt. Die sich daraus ergebenden Ungenauigkeiten spielen für die Betrachtungen des tiefen geothermischen Systems keine Rolle.

Hydraulische Höhen werden in FeFlow intern immer über den Druck angegeben und berechnet. Die rechnerische Beziehung zwischen den beiden Größen erlaubt eine beliebige Umrechnung. Die Verwendung der hydraulischen Höhe als Ergebnis und Darstellungsgröße ist in der Regel einfacher darzustellen und besser zu verstehen.

Spezifischer Speicherkoeffizient

Der spezifische Speicherkoeffizient ist ein Maß für die Fähigkeit eines Wasserleiters Wasser zu speichern oder abzugeben. Maßgeblich ist hier die Fähigkeit des Korngerüstes sich zu verformen und Wasser einzulagern sowie die Kompressibilität von kleinsten Luftbläschen, die im Wasserleiter vorhanden sein können, unter Druck eine Volumenreduktion erfahren und somit Platz für einzuspeicherndes Wasser bieten (Langguth und Voigt, 2004).

Der spezifische Speicherkoeffizient definiert das Wasservolumen, das aus einem Einheitswürfel des Wasserleiters bei einer Veränderung des Wasserspiegels um eine Einheit entnommen werden kann.

$$S_s = -\frac{1}{V} * \frac{dV_w}{dh}$$

S_s	Spezifischer Speicherkoeffizient	[m-1]
V	Volumen des Einheitskörpers	[m3]
dV_w	Volumen des abgegebenen Wassers	[m3]
dh	Änderung der Höhe des Wasserspiegels	[m]

In gespannten Grundwasserleitern ist der spezifische Speicherkoeffizient allein abhängig von der Kompressibilität des Gesamtsystems, daher sehr klein und liegt in der Größenordnung um 10^{-7} (Stober 1984).

In freien Wasserleitern ist dieser Wert durch die verfügbare Porosität bestimmt und liegt im Regelfall zwischen 0,1 und 0,25 (Langguth und Voigt, 2004).

Für die Modellierung ist dieser Parameter somit von Bedeutung, da durch die Entnahme der Druck in einem gespannten Reservoir schneller sinkt, als wenn es sich um einen ungespannten Aquifer handelte. Weiterhin muss auch in der Einpressbohrung ein höherer Druck erzeugt werden, um Wasser in das Reservoir einzuspeichern. Das permokarbone Reservoirintervall setzt sich aus verschiedenen Komponenten zusammen. Zum einen sind sehr dichte Gesteine ausgeprägt, die kaum nutzbare Porosität und Flusswege bieten. Es würde sich also hier um halbgespannte Systeme mit kleinem Speichervermögen handeln. Es sind jedoch auch permeable Bereiche zu erwarten (durch Klüftung) sowie vernetzte Bruchsysteme, die eher als ungespannte Bereiche mit höherem Speicherkoeffizient agieren. Insgesamt sind die Speicherkoeffizienten des Gesamtsystems nicht sicher zu bewerten, da keine Pumpversuche aus dem tiefen Untergrund vorliegen. Da der Untergrund des Erlaubnisfeldes durch Störungsaktivität und Brucherscheinungen gekennzeichnet ist und die geplante geothermische Installation auf eine Störungszone zielt, wurde für die Modellierung ein freies bis halbgespannten Systems verwendet. Die Speicherkoeffizienten wurden daher basierend auf den Messwerten der gemessenen Porositäten festgelegt. Da die Porositäten (siehe folgendes Kapitel) im Regelfall ebenfalls sehr gering ausfallen, wurden diese ohne Veränderung für den Speicherkoeffizient übernommen. Die Werte liegen somit im Bereich von 0,02 bis 0,06.

Porosität

Die folgenden Ausführungen beruhen auf den Ausführungen von Bär (2012, S. 34ff), der den Sachverhalt der Porosität umfassend beschrieben hat.

Die Rohdichte, auch scheinbare, geometrische Dichte oder Raumgewicht genannt, ist die Dichte eines porösen Festkörpers, basierend auf dem Gesamtvolumen einschließlich aller Arten von Hohlräumen (Porenräume, Klüfte etc.). Die Reindichte, auch Korndichte genannt, 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 Reindichte und Rohdichte gleich. Der Quotient aus Roh- und Reindichte 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 eine maßgebliche Eigenschaft 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 Gesteins sowie deren Schallgeschwindigkeiten und können somit durch geophysikalische Methoden erfasst werden.

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. Die effektive Porosität beschreibt die Porosität, in der ein hydraulischer Durchfluss von Fluiden möglich ist. Dahingegen stellt die nutzbare Porosität eines Reservoirs die Porenräume dar, die bei Drucker-niedrigung das gespeicherte Fluid unter gravitativen Kräften freigibt (Langguth & Voigt 2004); d. h. 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. 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 wieder 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. (Bär, 2012, S. 34ff).

Die vorliegenden Messwerte der Porositäten für das sedimentäre und vulkanische Rotliegend und Karbon zeigen erwartungsgemäß aufgrund der Lithologie und Versenkungstiefe überwiegend geringe Porositäten im Bereich von zwei bis sechs Prozent. Aufgrund der tektonischen Beanspruchung im nördlichen Oberrheingraben ist davon auszugehen, dass entscheidende Anteile der nutzbaren Porositäten in sekundärer Porosität begründet liegen. Für die vorliegenden Betrachtungen zur Nutzung des geothermischen Systems ist die Porosität kein primärer Eingabeparameter für die hydraulische Modellierung. Die nutzbare Porosität wird als Datenpunkt für die thermischen Eigenschaften des Systems genutzt. Hier ist sie der Ausgangspunkt für die Berechnungen des Wärmetransports und die Grundlage für die Wärmeleitfähigkeit und -kapazität der einzelnen Modellzellen.

Hydraulische Leitfähigkeit / Permeabilität

Der maßgeblichste Eingabeparameter für die hydraulischen Modellierung ist der Durchlässigkeitsbeiwert. Er quantifiziert die Menge an Fluiden, die in einer bestimmten Zeit durch ein Gesteinsvolumen strömen können. Mögliche Fließwege sind einerseits die Matrixpermeabilität und andererseits die Kluftpermeabilität. Die Kombination von Matrixpermeabilität und Kluftpermeabilität ergibt die Gebirgspermeabilität. Diese Größe ist für die Betrachtung und die Modellierungen der geothermischen Nutzung relevant. Messungen an Probenkörpern aus Erkundungsbohrungen ermöglichen die Bestimmung der reinen Matrixpermeabilität. Diese Messungen werden an verhältnismäßig kleinen Probenkörpern (Plugs) aus den Bohrkernen durchgeführt, daher sind in der Regel in den Probenkörpern keine Risse und Klüfte enthalten.

Dies dient dazu, die Permeabilität der primären Porosität erfassen zu können, größere Wegsamkeiten würden diese Messung unmöglich machen. Der Anteil der Kluftpermeabilität oder jener von sehr großen Poren (ähnlich oder größer als der Probenkörper) ist in einem Reservoir dagegen nicht direkt messbar. Über Pumpversuche kann die gesamte hydraulische Leitfähigkeit eines Reservoirabschnitts bestimmt werden. Bei diesen Tests wird von der Förder- oder Injektionsrate und den beobachteten Gradienten (Wasserspiegel-Absenkung und Anstieg, Druckauf- und -abbau) auf die Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes geschlossen. Das Ergebnis dieser Tests ist jedoch nicht die Permeabilität bzw. der Durchlässigkeitsbeiwert. Vielmehr erhält man einen integralen Wert über die Mächtigkeit des Testhorizontes, die sogenannte Transmissivität (Stober et al., 2011). Dieser großräumig gemessene Wert lässt Rückschlüsse auf die eigentlichen Durchlässigkeitsbeiwerte kleindimensionaler Reservoirseinheiten zu und ermöglicht nach Abzug der im Labor gemessenen Matrixpermeabilitäten die Quantifizierung der sekundären Porosität und damit Wasserwegsamkeit in Form von Klüften und Rissen.

In tiefen Reservoiren baut ein Großteil der geothermischen Leistungsfähigkeit eines Aquifers oft auf diesen Wasserwegsamkeiten auf. Für den Fall, dass nur Matrixper-

meabilitäten bekannt sind, ist es notwendig, über Abschätzungen und Vergleichsstudien den Anteil der Kluftpermeabilität vorherzusagen. In Untersuchungen zum tiefengeothermischen Potential Hessens (Bär, 2012b) wurde der Einfluss von Störungszonen auf die Permeabilität in Abhängigkeit der Entfernung untersucht. Hier sind Erhöhungen um ein bis vier Größenordnungen gegenüber dem geklüfteten Nebengestein als wahrscheinlich angesehen worden.

Für die vorliegenden Modellierungen sind ebenfalls nur Matrixpermeabilitäten aus Bohrkernen einer Bohrung vorhanden. Erwartungsgemäß sind aufgrund der Tiefenlage und damit einhergehender Kompaktion die Permeabilitäten sehr gering. Das Permokarbon ist aus Ton- und Sandsteinen, sowie eingeschalteten Vulkaniten aufgebaut, die alle Matrixpermeabilitäten im Bereich von 10^{-8} bis 10^{-9} [m/s] zeigen (Tab. 3) und damit als wasserundurchlässig einzustufen sind. Für die zu modellierenden Einheiten wurden aus dem Datensatz der Bohrung W7 die gemessenen Werte der Kernstrecken pro Kern zusammengefasst und ein Mittelwert gebildet. Einzelne Proben, die mit dem Vermerk Bruch gekennzeichnet waren, wurden nicht berücksichtigt, um die reinen Matrixpermeabilitäten zu erfassen.

Dichte und Viskosität Wasser

Unter den Umgebungsbedingungen in einem geothermischen Reservoir sind die physikalischen Stoffkennwerte des Reservoirfluids Faktoren, die großen Einfluss auf die Modellierungen haben und deshalb nicht zu vernachlässigen sind.

Druck [bar]	Temperatur [°C]									
	0	25	50	75	100	150	200	250	300	350
1	999.83	997.06	988.03	974.86	0.5896	0.5164	0.4604	0.4156	0.3790	0.3483
5	1000.0	997.24	988.20	975.04	958.58	917.07	2.3537	2.1083	1.9137	1.7540
10	1000.3	997.47	988.42	975.26	958.81	917.36	4.8566	4.2984	3.8771	3.5402
20	1000.8	997.92	988.86	975.71	959.28	917.92	865.08	8.9757	7.9713	7.2169
30	1001.3	998.36	989.29	976.15	959.75	918.49	865.85	14.172	12.326	11.047
40	1001.8	998.81	989.73	976.59	960.22	919.05	866.60	799.10	17.000	15.052
50	1002.3	999.26	990.16	977.03	960.68	919.61	867.35	800.27	22.073	19.255
60	1002.8	999.70	990.59	977.47	961.14	920.17	868.10	801.42	27.662	23.687
70	1003.3	1000.1	991.02	977.91	961.60	920.72	868.84	802.56	33.944	28.384
80	1003.8	1000.6	991.45	978.35	962.06	921.28	869.57	803.69	41.226	33.394
90	1004.3	1001.0	991.88	978.78	962.52	921.83	870.31	804.80	713.36	38.776
100	1004.8	1001.5	992.31	979.22	962.98	922.38	871.03	805.90	715.58	44.611
150	1007,3	1003,7	994,43	981,35	965,20	925,03	874,51	811,02	725,55	87,103
200	1009,7	1005,8	996,53	983,48	967,43	927,69	877,97	816,09	734,71	600,65
250	1012,2	1008,0	998,60	985,58	969,64	930,30	881,34	820,92	743,01	625,47
300	1014,5	1010,1	1000,7	987,66	971,82	932,86	884,62	825,55	750,64	643,95

Tab. 1: Dichte von reinem Wasser in kg/m³ in Abhängigkeit von Druck und Temperatur, Phasengrenze flüssig/gasförmig in Rot, verändert nach VDI e. V., 2013

Sowohl Dichte als auch Viskosität sind von den Parametern Temperatur und Druck

abhängig. Weiterhin beeinflusst die Menge an gelösten Stoffen beide Eigenschaften der Reservoirwässer zusätzlich.

Reines Wasser hat bei ca. 4 °C die höchste Dichte, diese nimmt generell mit steigender Temperatur in größeren Reservoirtiefen ab, während der steigende Druck diesen Effekt weitgehend kompensiert. Tab. 1 (VDI e. V., 2013) zeigt diesen Zusammenhang zwischen Druck und Temperatur und damit veränderlicher Dichte. Weiterhin ist hier ersichtlich, dass geothermische Reservoirs durchaus Temperaturen über 100 °C besitzen können und die Fluide aufgrund des vorherrschenden Drucks weiterhin flüssig sind.

In geothermischen Tiefenwässern sind weiterhin in der Regel größere Mengen an gelösten Stoffen zu finden. Im Oberrheingraben sind die Wässer reich an Natriumchlorid und gelöstem Kohlenstoffdioxid. Salzwasseraufstieg und Austritt in der Nähe des Erlaubnisfeldes belegen diese Besonderheit. Die Gesamtkonzentration der gelösten Stoffe wird auf 100-200 g/l geschätzt (Stober und Jodocy, 2011). Mit zunehmender Salzkonzentration erhöht sich die Dichte des Thermalwassers. Für das Umfeld des Erlaubnisfeldes liegen jedoch keine Messwerte aus Reservoirtiefen vor.

Durch Kalkulation über den Formationsdruck in 3000 m Tiefe, die Temperatur und einer Konzentration von 120 g/l NaCl kann die Dichte des Thermalwassers über Diagramme ermittelt werden (Beaumont und Foster, 1999). Ausgehend von einem ungefähren Reservoirdruck von 295 bar und einer Temperatur von 150 °C, ergibt sich die Dichte des Thermalwassers zu 1,08 kg/l.

Eine weitere Möglichkeit der Abschätzung liegt in der Nutzung der Formel nach (Collins, 1987):

$$\rho_W = 1 + C_{sd} * 0,695 * 10^{-6}$$

ρ_W	Dichte des Wasser	[kg/l]
C_{sd}	Konzentration	[mg/l]

Mit einem Wert von 120 g/l ergibt sich die Dichte zu 1,0834 kg/l.

Für die thermohydraulischen Modellierungen wurde daher der Dichtewert von 1,08 kg/l als Referenz zu der gegebenen Temperatur eingesetzt. Veränderungen der Dichte aufgrund von variablen Temperaturen und veränderten Drücken im Reservoir werden dann von FeFlow basierend auf einem internen Algorithmus berechnet. Das PlugIn BrineDensity (Magri et al., 2009) konnte hier verwendet werden. Das Plugin berechnet für jeden Zeitschritt die Fluidichte in Abhängigkeit der Temperatur, der Salzkonzentration und des Drucks und setzt diese Werte für alle Elemente ein.

Eine weitere Einflussgröße auf das Fließverhalten ist die dynamische Viskosität der thermalen Wässer. Als Maß für die Zähflüssigkeit ist sie ein relevanter Faktor für die Modelle, da z.B. Fließgeschwindigkeiten direkt davon abhängig sind. Im Allgemeinen nimmt die Viskosität mit zunehmendem Druck, zunehmender Salinität und abnehmender Temperatur zu. Die Viskosität ist dabei jedoch fast ausschließ-

lich von der Temperatur abhängig und schwankt im Bereich von 0 bis 350°C um mehrere Größenordnungen. Nach (Ershaghi et al., 1983) lässt sich die Viskosität des Thermalwassers nach folgender Formel abschätzen:

$$\eta = 0.0268 * T^{-0,8803}$$

η dynamische Viskosität [Pa*s]
 T Temperatur [°C]

und ergibt sich damit bei einer Referenztemperatur von 150 °C zu 325,47*10-6 Pas.

Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung der Viskosität ist das Tabellenwerk aus Experimentalversuchen von (Kestin et al., 1981). 120 g gelöstes Salz pro Liter entsprechen einer 2 bis 2,5 Molaren Lösung. Damit ergibt sich die Viskosität zu einem Wert zwischen 242*10-6 und 256*10-6 Pa s.

Da die exakten Daten zu Viskositäten aufgrund fehlender Analysen von Thermalwässern in der Region nicht verfügbar sind und auch aus Literaturdaten kein exakter Wert angenommen werden konnte, wurde die dynamische Viskosität als rein temperaturabhängige Variable eingeführt. Die Veränderung des Datenpunktes aufgrund der Temperatur und Dichte wird von FeFlow intern kalkuliert.

Druck [bar]	Temperatur [°C]									
	0	25	50	75	100	150	200	250	300	350
1	1791,8	890,0	546,5	377,4	12,23	14,19	16,20	18,25	20,31	22,38
5	1790,9	890,0	546,6	377,5	281,7	182,6	16,06	18,16	20,26	22,36
10	1789,7	889,9	546,7	377,7	281,8	182,7	15,88	18,06	20,21	22,33
20	1787,5	889,8	546,9	377,9	282,1	183,0	134,7	17,85	20,09	22,28
30	1785,3	889,6	547,1	378,2	282,4	183,3	135,0	17,64	19,98	22,23
40	1783,2	889,5	547,3	378,5	282,6	183,5	135,2	106,3	19,89	22,19
50	1781,0	889,4	547,5	378,7	282,9	183,8	135,5	106,6	19,79	22,16
60	1778,9	889,3	547,7	379,0	283,2	184,0	135,7	106,9	19,71	22,14
70	1776,8	889,1	547,9	379,2	283,4	184,3	136,0	107,1	19,65	22,12
80	1774,7	889,0	548,1	379,5	283,7	184,5	136,2	107,4	19,60	22,13
90	1772,6	888,9	548,3	379,8	284,0	184,8	136,5	107,7	86,03	22,14
100	1770,6	888,8	548,5	380,0	284,2	185,0	136,7	108,0	86,43	22,18
150	1760,7	888,3	549,6	381,4	285,6	186,3	137,9	109,3	88,35	22,91
200	1751,2	887,9	550,6	382,7	286,9	187,5	139,1	110,7	90,10	69,27
250	1742,3	887,6	551,7	384,0	288,2	188,7	140,3	111,9	91,72	72,74
300	1733,9	887,4	552,8	385,3	289,6	189,9	141,5	113,2	93,25	75,44

Tab. 2: Dynamische Viskosität Z von reinem Wasser in 10-6 Pa s in Abhängigkeit von Druck und Temperatur, verändert nach VDI e. V., 2013

4.1.4.2 Thermische Parameter

Für die Modellierungen eines geothermischen Systems sind neben den rein hydraulischen Faktoren, die thermischen Parameter der zweite Schlüsselfaktor. Die Datenpunkte, die gesteinstypische Eigenschaften beschreiben, können aus Messungen an Bohrkernen aus Explorationsbohrungen oder an Proben aus Aufschlussanaloga gewonnen werden. Aus dem näheren Umfeld des Modellgebietes liegen zwar Daten aus Bohrkernen der Bohrung W7 vor, hier wurden jedoch keine thermischen Parameter bestimmt. Hier konnte jedoch auf die Untersuchungen zum tiefergeothermischen Potential Hessens zurückgegriffen werden (Bär, 2012b), die diese Parameter anhand von Bohrkernen und weiteren Proben quantifiziert haben.

Thermische Grenzbedingungen

Analog zu den hydraulischen Grenzbedingungen müssen auch für die thermischen Eigenschaften die Randbedingungen definiert werden. Hier sind jedoch nicht die lateralen Außengrenzen, sondern vielmehr die vertikalen Grenzflächen des Modells von Relevanz. Es muss der Wärmeeintrag aus dem Untergrund berücksichtigt werden, der Wärmeabfluss an der Erdoberfläche und, soweit vorhanden, Wärmeeintrag bzw. Abfluss über Fluidzuflüsse über die Modellränder. Da über hydraulische Gradienten im Untersuchungsgebiet keine gesicherten Daten vorliegen, wurde darauf verzichtet, explizite Wärmeeinträge oder Abflüsse über die lateralen Modellgrenzen zu definieren. Da die hydraulischen Randbedingungen des Modells an den Außengrenzen als offen definiert wurden, nimmt ein evtl. Zufluss während der Modellläufe die Temperatur des Knotens an, über den er zufließt.

Die Oberkante des Modells wurde für das thermische Vormodell auf 87m ü. NN mit einer thermischen Randbedingung erster Art, also mit einer fixen Temperatur belegt. Die statistische gemittelte, jährliche Oberflächentemperatur beträgt hier 10°C. Die letzte zu definierende Randbedingung betrifft den Wärmeeintrag aus dem Untergrund. Hier spricht man von der sogenannten Wärmestromdichte, dem Wärmestrom pro Fläche. Für die Modellierungen ist der Wärmestrom der Faktor, der bestimmt, wieviel Energie aus dem tieferen Untergrund in das untertägige Reservoir eingetragen wird. Die zuströmende Energie setzt sich der Wärme des Erdmantels, radioaktiven Zerfallsprozessen und der Wärmeleitung aus dem Erdinneren zusammen.

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 (Bär, 2012b). Es existieren jedoch aus dem Gebiet des Erlaubnisfeldes keine exakten Messungen über den genauen Temperaturverlauf im Untergrund. Daher wurden 2 Vergleichsmodelle erstellt, die untersuchen sollten, ob es für die thermohydraulischen Modellierungen einen Unterschied macht, ob mit einem Wärmestrom oder einer konstanten Temperatur in einer größeren Tiefe gerechnet wird. Aufgrund des Ergebnisses des Vergleichs, der für den modellierten Zeitraum von 25 Jahren keine signifikanten Unterschiede aufweist, wurde der für die Rechenzeiten günstigere Fall gewählt. Für die Berechnungen im Rahmen der thermohydraulischen Modellierung wurde daher ein vereinfachter Ansatz mit einer konstanten Temperaturverteilung aus dem Ergebnis des regionalen Temperaturmodells auf einer Tiefe von 5500m u. NN angenommen.

Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine

Die spezifische Wärmeleitfähigkeit in Watt je Kelvin und Meter der Gesteine beschreibt deren physikalisches Vermögen, thermische Energie mittels Wärmeleitung zu transportieren. Als materialabhängige Konstante ist sie je nach Lithologie unterschiedlich stark ausgeprägt. In Festgesteinen schwankt die Wärmeleitfähigkeit zwischen 2 und 6 W/mK, während die Wärmeleitfähigkeit von Wasser nur 0,598 W/mK (bei 20°C) beträgt (Stober et al, 2011). Daher kann prinzipiell festgehalten werden, dass hochdurchlässige Wasserleiter aufgrund hoher Anteile an Porosität und damit Wasserfüllung generell niedrigere Wärmeleitfähigkeiten als Reservoirs mit niedrigerer Porosität besitzen (Stober et al, 2011).

Dabei wird jedoch nur die statische Wärmeleitfähigkeit betrachtet, in geothermischen Reservoirs mit Durchströmung ist auch der Wärmetransport durch Konvektion zu beachten. Für die Modellierungen ist die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine somit der Parameter, der darüber entscheidet, in welchem Zeitraum über die Gesteine eine weitere Wärmezufuhr in abgekühlte Bereiche erfolgen kann. Sie ist ein entscheidender Faktor für die Dauer der Nutzbarkeit des Reservoirs. Die Kerne der als Referenz für die Modellierung genutzten Bohrung W7 wurden nicht unter thermischen Gesichtspunkten untersucht. Somit standen für das Erlaubnisfeld keine direkten Messwerte zur Verfügung. Untersuchungen der geothermischen Nutzbarkeit des Permokarbons in Hessen liefern Messwerte hinsichtlich Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität (siehe folgender Abschnitt) auf Basis von Aufschlussproben und Kernuntersuchungen.

Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeiten ergibt einen Wertebereich zwischen 1,5 und 3,7 W/mK. Die vulkanischen Gesteine des Rotliegend zeigen Werte zwischen 1,7 und 2,2 W/mK. Die sonst ausgebildeten fluviatilen und alluvialen klastischen Gesteine zeigen im unverwitterten Zustand Werte zwischen 2 und 3 W/mK (Bär, 2012b). Die Fazies im Modellraum ist eine Abfolge aus Vulkaniten und klastischen Sedimenten und wurde anhand der interpretierten Horizonte aus der 3D Seismik unter Verwendung der lithologischen Informationen aus der Bohrung W7 rekonstruiert. Basierend auf den lithologischen Logs der Bohrung W7 wurden die Intervalle mit den ermittelten Kennwerten belegt.

Wärmekapazität der Gesteine

Die Gesteine des Permokarbon bilden das geothermische Reservoir für die Wärmeenergie, die im Regelbetrieb für die Strom- und Wärmeerzeugung genutzt wird. Die physikalische Größe, die das Speichervermögen der Gesteine beschreibt, ist die spezifische Wärmekapazität. Sie gibt an, welche Energie notwendig ist, um 1 kg eines Stoffes um 1°K zu erhöhen bzw. welche Energie bei einer Temperaturniedrigung um 1°K frei wird. Die spezifische Wärmekapazität liegt bei Festgesteinen zwischen 0,75 und 0,85 kJ/kgK. Die Schwankungsbreite ist damit vergleichsweise gering (Stober et al, 2011).

Die Wärmekapazität in FeFlow ist eine volumenabhängige Eingabegröße und daher zellbezogen. Somit setzt sich die Wärmekapazität eines Raumvolumens aus einem stationären (Gestein) und einem mobilen Anteil (Fluid) zusammen.

Die Verteilung ist durch die Porosität des Gesteinsvolumens bestimmt. Für die Ge-

steine des Rotliegend und Karbon wurden aus Proben der Bohrung W7 Porositäten zwischen ein und zwölf Prozent bestimmt (Tab. 3). Unter der Annahme eines vollständig mit Fluid gefüllten Porenraumes wird somit die Wärmekapazität durch bis zu 12 Prozent durch Formationswasser bestimmt. Die reine Wärmekapazität der Gesteine kann den Messwerten des Hessen 3D Projektes (Bär, 2012a) entnommen werden. Die Werte wurden basierend auf Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit und Rohdichte bestimmt und als Mittelwerte bezogen auf lithologische Einheiten ausgewiesen. Die Schwankungsbreite liegt im Bereich von 559 J/kgK bei quarzitischen Konglomeraten bis 894 J/kgK bei Andesiten.

Für die thermohydraulischen Modelle sind vor allem die vulkanischen Gesteine, Tonsteine und Sandsteine, wie sie aus der Bohrung W7 bekannt sind, von Relevanz.

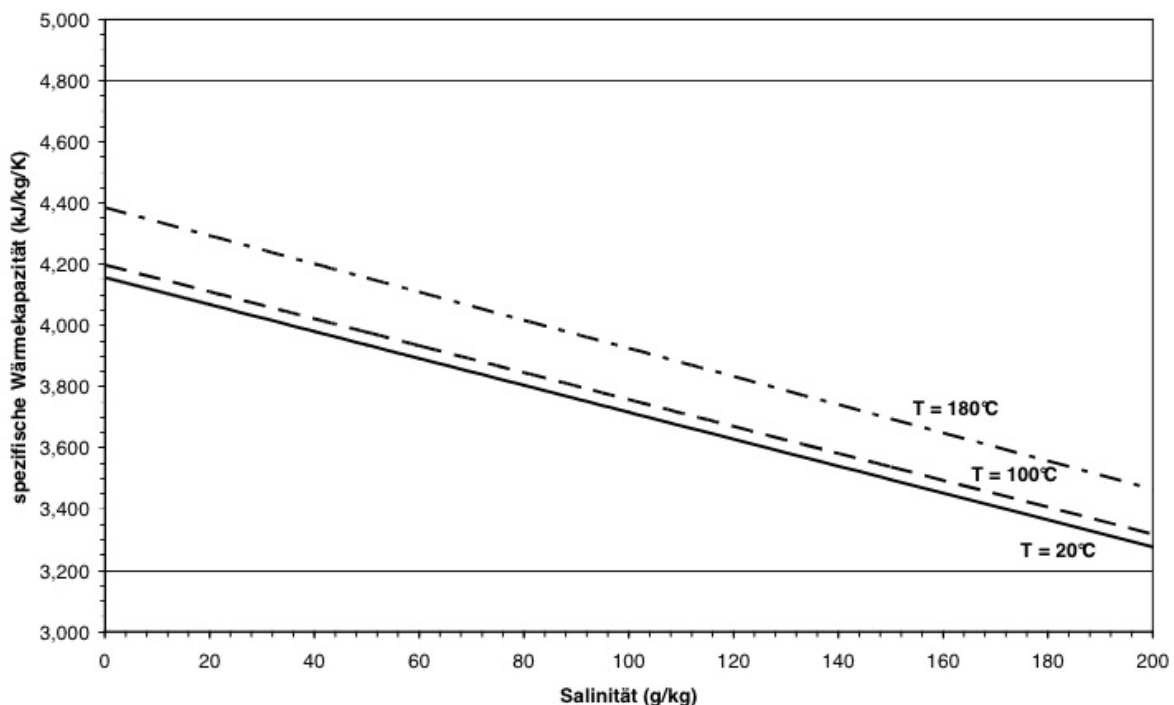


Abb. 26: Abhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität von der Salinität (NaCl) und der Temperatur bei atmosphärischen Bedingungen (Stober und Jodocy, 2011)

Diese permokarbone Wechsellagerung wurde als lithologische Referenzabfolge in der 3D Seismik interpretiert und für die thermohydraulischen Modellierungen in FeFlow verwendet.

Wärmekapazität des Thermalwassers in Abhängigkeit der Temperatur, des Drucks und der Salinität

Die im Oberrheingraben bekannten und teilweise geförderten Thermalwässer (Salzwasseraufstieg Astheim, Thermalquellen Wiesbaden) weisen alle eine erhöhte Salinität auf. Besonders im Oberrheingraben sind die Wässer meist Natriumchlorid-dominiert. Für die Thermalwässer ist der Einfluss des Drucks auf die Wärmekapazität verhältnismäßig gering, während die Temperatur und der Salzge-

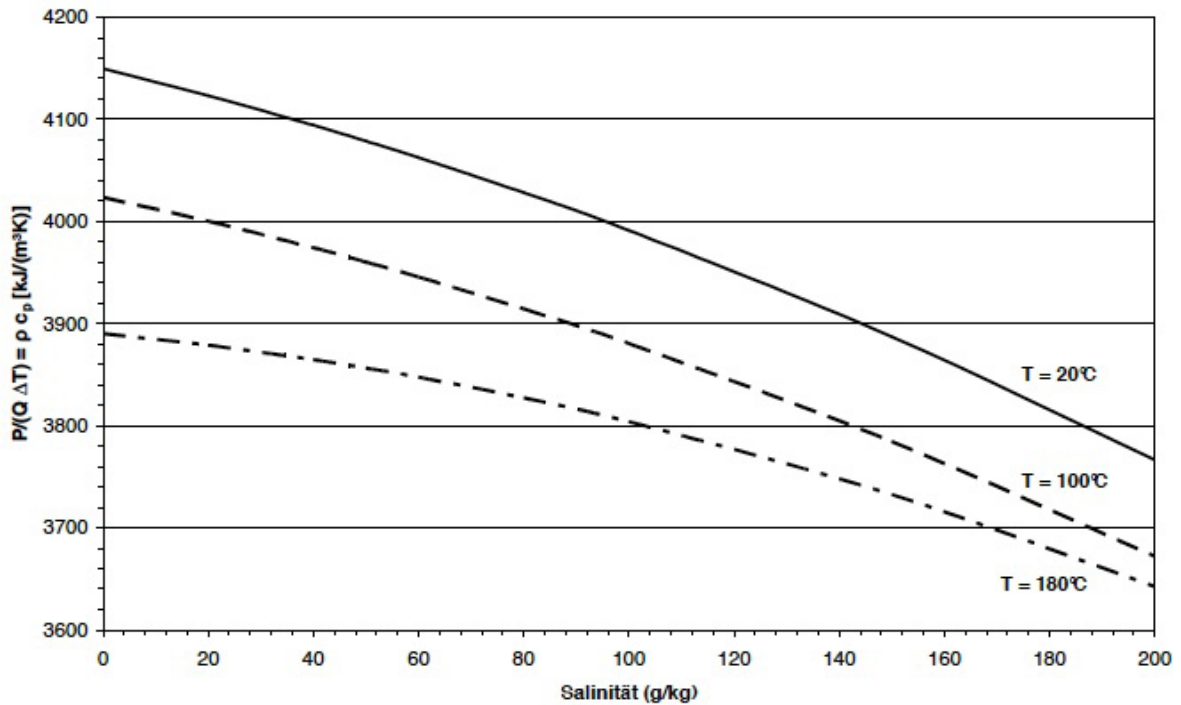


Abb. 27: Abhängigkeit der thermischen Leistung, d.h. des Quotienten $P/(Q \Delta T)$ oder des Produktes aus Dichte und spezifischer Wärmekapazität, von der Salinität (NaCl) und der Temperatur (Stober und Jodocy, 2011)

halt deutliche Einflüsse zeigen. Mit steigender Salinität nimmt die Wärmekapazität des Wassers ab, mit steigender Temperatur nimmt jedoch die Wärmekapazität des Wassers zu. Der Effekt der Salinität überwiegt jedoch den temperaturabhängigen Anstieg (Stober und Jodocy, 2011). Da Wasser Wärme generell wesentlich besser speichern kann als Gestein, muss die Abhängigkeit dieses Parameters berücksichtigt werden. In Feflow ist die Wärmekapazität des Fluids eine feste Eingabegröße. Die Veränderung des Wertes wird durch die Dichteabhängigkeit des Fluids bei verschiedenen Temperaturen realisiert und programmintern kalkuliert. Als Referenzwerte wurde aus Abb. 26 eine volumetrische Wärmekapazität von 3780 kJ/m³K für eine Fluidtemperatur von 180°C und eine Salinität von 120 g/l abgelesen und eingesetzt. Dieser Wert ist die bestmögliche Annäherung an die zu erwartenden Reservoirtemperaturen bzw. Fördertemperaturen.

Wärmeleitfähigkeit des Thermalwasser in Abhängigkeit von Druck, Temperatur und Salinität

Die Reservoirfluide tragen neben dem Wärmetransport über die fluide Phase durch die strömenden Wässer ebenso durch eine Wärmeleitung durch das Fluid zu einer Veränderung der Temperaturen bei. Die Wärmeleitfähigkeit ist demnach ein mitbestimmender Faktor der räumlich-zeitlichen Temperaturverteilung. Beeinflusst wird dieser Wert durch Temperatur, Salinität und Druck. Reines Wasser hat bei 1 bar und 25 °C eine Wärmeleitfähigkeit von 0,6065 W/mK.

Der einfachste Zusammenhang ist die Druckabhängigkeit, da bei konstanter Temperatur die Wärmeleitfähigkeit mit steigendem Druck geringfügig zunimmt (VDI e. V., 2013). So steigt die Wärmeleitfähigkeit bei konstanter Temperatur von 25 °C

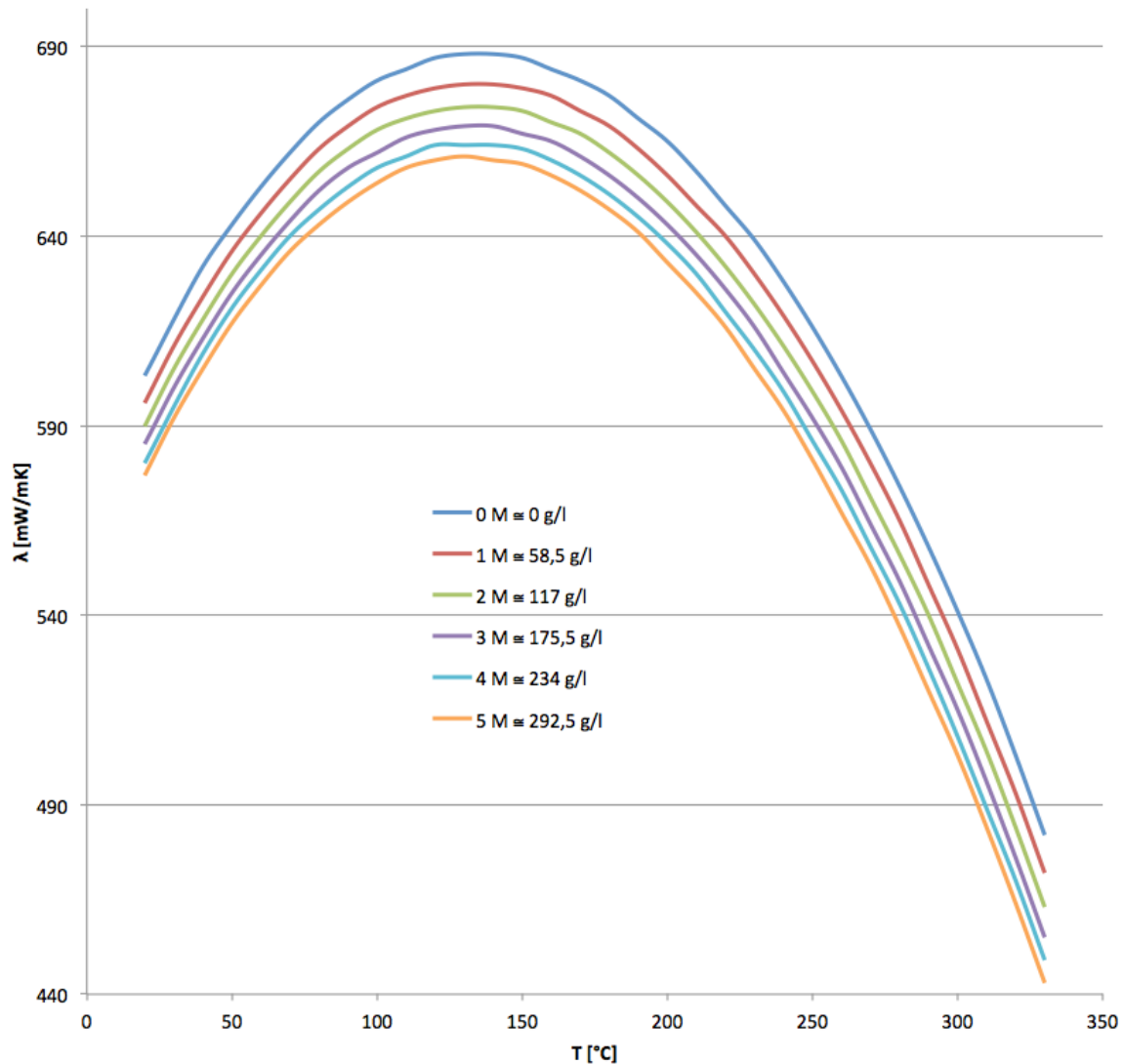


Abb. 28: Wärmeleitfähigkeit von NaCl-Lösungen bei verschiedenen Temperaturen und Konzentrationen nach (Ozbek und Phillips, 1980)

von einem Wert von 0,6067 W/mK bei 5 bar bis auf 0,6278 W/mK bei 400 bar. Für höhere Temperaturen gilt derselbe Zusammenhang, auch hier ist die Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit in derselben Größenordnung.

Der Einfluss der Temperatur äußert sich im Bereich von 0 bis ca. 150 °C in einer steigenden Wärmeleitfähigkeit, zu höheren Temperaturen hin nimmt sie wieder ab. Beim Druck von 5 bar liegt die Wärmeleitfähigkeit bei 25 °C bei 0,6067 W/mK und erhöht sich bei 150 °C auf 0,681 W/mK. Zu höheren Temperaturen (jedoch weiterhin im flüssigen Zustand, also auch steigendem Druck) verringert sich dieser Wert wieder.

Die Salinität bewirkt mit steigender Konzentration eine Abnahme der Wärmeleitfähigkeit, und verschiebt den Wert weitgehend parallel mit steigendem Salzgehalt. Für die zu erwartenden Reservoirbedingungen mit Temperaturen zwischen 150 und 200 °C sowie einer Salinität von ca. 120 g/l kann aus vorliegenden Studien (Ozbek und Phillips, 1980) auf eine Wärmeleitfähigkeit zwischen 0,650 und 0,670 W/mK geschlossen werden. Für die Modellierungen wurde hier der konservative Fall mit Wärmeleitfähigkeiten von 0,650 W/mK angenommen.

4.1.4.3 Störungssysteme und Klüfte als primärer Reservoirparameter

Die Messwerte der Bohrung W7 hinsichtlich Permeabilität belegen, dass die permokarbone Abfolge des nördlichen Oberrheingrabens aus hydraulischer Sicht keine direkte Eignung zur geothermischen Energieerzeugung auf Basis der Matrixpermeabilitäten besitzt. Die gemessenen Werte liegen zwischen 0,002 und 0,07 mD in Probenkörpern des Permokarbons aus Kernen der Bohrung W7, die keine Risse aufgrund tektonischer Beanspruchung zeigten. Auffallend ist, dass die sehr geringen Durchlässigkeiten keine direkte Abhängigkeit von der Lithologie erkennen lassen. So zeigen Gesteine, die von Natur aus eher als undurchlässig anzusehen sind (Tonsteine, Vulkanite) gleiche und teilweise höhere Permeabilitäten als naturgemäß eher permeable Gesteine (Sande, Konglomerate). Etwas differenzierter stellt sich das Bild für die Proben dar, die aufgrund von natürlichem oder hydraulisch induziertem Bruch Risserscheinungen aufwiesen. Hier wurden Permeabilitäten zwischen 0,2 und 8,6 mD gemessen. In Verbindung mit den Daten zur lithologischen Beschreibung aus den Bohrberichten, die häufig karbonatisch zementierte Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen beschreiben, ergibt sich das Bild einer stark kompaktierten und zementierten Reservoirabfolge.

Vereinfachte Vormodelle zu Testzwecken des Modellaufbaus und der Parameter, die auf reinen Matrixpermeabilitäten basierten, zeigten, dass die Zirkulation im Untergrund mit Schüttungsmengen zwischen 70 und 100 l/s nicht möglich ist. Die erzeugten Druckabsenkungen an der Entnahmebohrung und Überdrücke an der Einpressbohrung lagen mit Werten weit über 1000 m (entsprechend über 100 bar erforderlicher Pumpendruck zur Verpressung) außerhalb des Bereichs einer geothermischen Nutzbarkeit.

Demzufolge ist für die geothermische Nutzung dieser lithologischen Abfolgen die natürliche Klüftung des Gesteins und besonders die verstärkte Zerrüttung an und im Umfeld von Störungszonen von hoher Relevanz. Der nördliche Abschnitt des Oberrheingrabens zeichnet sich durch eine hohe Anzahl von Störungen aus, die beträchtliche Versatzbeträge aufweisen. Diese tiefreichenden Störungssysteme sind Ausgangspunkt für weitreichende, großräumige Bereiche mit einer erhöhten Anzahl von Rissen. Auch in der 3D Seismik konnten zahlreiche Störungen verschiedenster Dimension interpretiert werden. Nur die Störungen mit den höchsten Versatzbeträgen sowie großer lateraler Ausdehnung wurden direkt in das FeFlow Modell integriert. Alle weiteren kleindimensionalen Störungen und sogar jene, die in der Seismik nicht mehr aufgelöst werden konnten, tragen aber zur Erhöhung der Durchlässigkeit im Untergrund bei.

So kann bereits ein 3 mm breiter und 1,2 m langer Riss unter Umgebungsbedingungen eines geothermischen Reservoirs bis zu 180 l Fluid in der Sekunde fördern (Gudmundsson et al., 2002). Während für die großen, in FeFlow nachgebildeten Störungen gezielt Störungsbreiten und damit verbundene erhöhte Permeabilität zugewiesen werden konnten, wurden die Klüfte und Risse im Nebengestein, und damit die bessere Wasserdurchlässigkeit der restlichen Bereiche in die Werte der hydraulischen Leitfähigkeit integriert. Aus den gemessenen Matrixpermeabilitäten werden somit die Gebirgspermeabilitäten gebildet, die naturgemäß höhere Durchlässigkeiten besitzen als die kleindimensional gemessenen Kernproben. Die Gebirgspermeabilität ist keine direkt messbare Größe, sondern wird überwiegend durch Pumpversuche in Bohrungen bestimmt. Hier wird über Fördermenge, Zeit,

Filterstrecke und gemessener Absenkung des Druckwasserspiegels in einer Bohrung auf die integrale Durchlässigkeit des Gebirges über die Filterstrecke geschlossen. Die Gebirgsspermeabilität integriert somit primäre (Poren) und sekundäre Porositäten (Klüfte, Risse). An dieser Stelle sei auf Untersuchungen von Rissen in permokarbonen Gesteinen im Zusammenhang mit Gasfeldern (Ameen et al., 2012) hingewiesen, die belegen, dass Silt- und Sandsteine bruchhafter auf Verformung reagieren als Tonsteine. Weiterhin wirkt sich eine gute Sortierung auch positiv auf das Bruchverhalten aus. Siltsteine zeigen bei guter Sortierung mehr sprödes Bruchverhalten als gleichwertig sortierte Sandsteine. Schließlich ist die Art der Zementierung der Sandsteine ebenfalls ein wichtiges Kriterium. Quarz-Zemente sind die härteste Bindung, darauf folgen Karbonatzemente und abschließend Ton-zementierte Sandsteine. Diese Lithotypen sind alle ebenfalls im Reservoirintervall des Modellgebietes enthalten. Weiterhin kommen hier permische Vulkanite dazu, die von Natur aus zu Klüftung neigen. Vertikale bis subvertikale Risse aufgrund von Abkühlungsdeformation und auch horizontale Klüftung, basierend auf lagenweiser Anordnung aufeinanderfolgender vulkanischer Ereignisse, werden für Lavaabfolgen im allgemeinen häufig beobachtet (Brenner und Gudmundsson, 2004; Gudmundsson et al., 2001). Für diese kann zusätzlich von sehr kompetentem Bruchverhalten aufgrund der hohen Gesteinsfestigkeit ausgegangen werden. Dies bedeutet auch hier, besonders in Bereichen um Störungszonen, deutlich erhöhte Durchlässigkeiten auf Basis von Klüften.

Generelle Abschätzungen des geothermischen störungsgebundenen Potentials in Deutschland sind im Sachstandsbericht „Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland“ (Paschen et al., 2003) enthalten. Hier ist besonders für Störungen mit Streichrichtung NW-SO und NNO-SSW eine große Chance für erhöhte Transmissibilitäten beschrieben, das Wissen insgesamt über die hydraulischen Eigenschaften der Störungen wird jedoch als noch gering bewertet.

Störungszonen können auch Reservoirabschnitte unterschiedlicher Tiefenlage miteinander verbinden. Diese Strukturen können jedoch je nach Störungstyp, Spannungsverhältnis und Geochemie gut bis gar nicht wasserleitend sein. Der gesamte Forschungsbereich zur geothermischen Nutzbarkeit und Qualitätsanalyse befindet sich jedoch erst im Aufbau (PKTiefeGeothermie, 2007).

Untersuchungen des geothermischen Potentials von Hessen zeigen ebenfalls eine Änderung der Gebirgsspermeabilität in Abhängigkeit von der Entfernung zu einer Störungszone auf. Auswertungen von hydraulischen Testdaten ergaben um ein bis vier Größenordnungen erhöhte Durchlässigkeiten in den Zerrüttungszonen (Bär, 2012b).

4.2 Parametrisierung des Modells

Die klastische und vulkanische Abfolge des Rotliegend und Karbon im Bereich des Modellgebietes ist das potentielle Reservoir für die geothermische Energiegewinnung in dem geplanten Projekt. Die innerhalb der 3D Seismik interpretierten Horizonte Top Rotliegend, Melaphyr1, Melaphyr2 und Karbon sind somit die für die thermohydraulische Modellierung relevanten Bereiche.

Diese Abfolge wird vom Grundgebirge unterlagert und nach oben durch die Pechelbronner Schichten sowie den Septarienton an Stellen mit auskeilenden Pechelbronner Schichten begrenzt. Sowohl der Septarienton als auch das Grundgebirge sind die beiden Einheiten, die das Reservoir nach oben und unten weitgehend hydraulisch abschließen. Aufgrund der lithologischen Ausbildung besitzen beide Horizonte sehr geringe Wasserdurchlässigkeiten und wirken daher als Stauhorizonte. Während der Septarienton aufgrund der hohen Tonanteile geringe Permeabilitäten besitzt, ist das Grundgebirge wegen der kristallinen Ausbildung ebenfalls als überwiegend impermeabel zu klassifizieren. Allenfalls in den oberen Bereichen, also im Bereich des Tops Grundgebirge, sind Wasserwegsamkeiten aufgrund von Verwitterungsvorgängen zu erwarten. Ebenfalls sind die tiefreichenden Störungssysteme und die angrenzenden Zerrüttungsbereiche Gebiete, die erhöhte hydraulische Leitfähigkeiten aufgrund von Rissen und Klüften erwarten lassen. Eine Quantifizierung derselben ist jedoch ohne Bohrungsergebnisse und hydraulische Tests nicht möglich.

Für die hydraulischen Eigenschaften der Reservoirhorizonte des Rotliegend und Karbons stehen als belastbare Messdaten aus unmittelbarer Nähe und aus einem ähnlichen Tiefenbereich die Werte aus der Bohrung W7 zur Verfügung. Die Messungen der Porositäten und Permeabilitäten an Plugs aus Bohrkernen wurden durch die EMPG durchgeführt und enthalten weiterhin Daten zur Lithologie und etwaigen Rissen im Gestein der beprobten Kernteile.

Informationen über Ruhewasserspiegel sind aus Explorationsbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie und den darüber vorliegenden Bohrberichten zu entnehmen. Sofern die Bohrungen das Rotliegend erbohrt haben, und nicht Öl- oder Gasfündig waren, wird in allen Datensätzen von verwässerten Speichergesteinen berichtet. Nach Bohrende stellten sich in diesen Bohrungen die Ruhewasserspiegel im Durchschnitt 3 m unter der Geländeroberkante ein. Mit einer gemittelten Höhe des Geländes im Modellgebiet von 87 m ü. NN stellt sich somit der Ruhewasserspiegel auf 84 m ü. NN ein. Die Bohrberichte aus dem nördlichen Oberrheingraben belegen zudem über verschiedene Druckmessungen in den Bohrungen, dass die angetroffenen Druckverhältnisse in den erbohrten Speichergesteinen in gutem Einklang mit der natürlichen Druckzunahme in tiefen Reservoiren stehen. Es wurden hier keine erhöhten Druckverhältnisse gemessen, wie es bei artesischen Wasserleitern der Fall ist.

Aus diesen Daten kann in erster Linie darauf geschlossen werden, dass die verschiedenen Reservoirhorizonte im Untergrund auf natürliche Art und Weise miteinander verbunden sind und demnach in einem gewissen Umfang Fluidaustausch möglich ist. Die Konnektivität verschiedener Stockwerke wird für den Modellraum in erster Linie auf Kluft- und Risssystemen im Umfeld der tiefreichen Störungssysteme begründet. In welchem Umfang Fluidtransport über diese Systeme möglich ist, ist jedoch ohne Förderversuche in den geplanten Bohrungen nicht prognosti-

zierbar. Die hydraulische Höhe für die Modellinitialisierung wurde demnach für alle Modellhorizonte bei 84 m ü. NN angesetzt. Aus der anzunehmenden vertikalen Vernetzung der Reservoirhorizonte über die Bruchsysteme folgt weiterhin, dass die Reservoirseinheiten als freie bis halbfreie Wasserleiter zu klassifizieren sind. Die Speicherkoeffizienten für die einzelnen Horizonte sind aufgrund dieser Annahme auf Basis der Porositätsdaten festgelegt worden.

Die Kennwerte für das Thermalwasser hinsichtlich Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit folgen den Ausführungen in den vorhergehenden Kapiteln zu den einzelnen Datenpunkten und wurden modellweit festgelegt.

Für die thermischen Gesteinskennwerte des Permokarbons lagen keine Werte aus den Altdaten der KW-Industrie vor. Hier konnte jedoch auf umfangreiche Messreihen und die daraus abgeleiteten Daten (Bär, 2012a; Bär, 2012b) aus Aufschlussproben und Bohrkernuntersuchungen zurückgegriffen werden.

Die initiale Belegung des Modells mit Datenpunkten beruht auf den im folgenden erläuterten Grundsätzen.

Die hydraulische Leitfähigkeit errechnet sich für jede Schicht im Modell aus den Messwerten der Bohrung W7. In Abhängigkeit von Stratigraphie und der jeweiligen Tiefe wurden die entsprechenden Kernstrecken aus der Bohrung ausgewählt und die gemessenen Permeabilitätswerte für den jeweiligen Kern gemittelt. Hierbei wurden nur Messwerte aus ungestörten Proben berücksichtigt. Um der natürlichen Klüftung im Gebirgsverband Rechnung zu tragen, wurden diese reinen Matrixpermeabilitäten um 2 Größenordnungen erhöht und dann als Parameter für die „ungestörten“ Bereiche eingesetzt. Bereits die in der Bohrung gemessenen Proben, die aufgrund tektonischer oder hydraulischer Beanspruchung als gebrochen gekennzeichnet waren, zeigen eine Erhöhung um ca. 2 Größenordnungen. Angesichts der Probengröße von Plugs können hier keine größeren Kluftscharen innerhalb einer Probe auftreten. Somit repräsentiert der gemessene Wert ein bis maximal drei kleindimensionale Brüche. Im Reservoirmaßstab ist die Häufigkeit der Brüche deutlich höher einzuschätzen und ebenfalls eine deutlichere Vernetzung derselben zu erwarten. Die kalkulierten Permeabilitätswerte für das Gebirge liegen im konservativen Bereich und dürften im Regelfall, besonders in strukturell beanspruchten Gebieten, eher höher liegen.

Für die engeren Bereiche um die 3 bedeutenden Störungszonen wurden die errechneten Werte der Gebirgspermeabilität nochmals um 2 Größenordnungen erhöht. Damit wird der verstärkten Klüftung und Brüchigkeit aufgrund der tektonischen Beanspruchung in der Nähe der Störungen Rechnung getragen. Hierbei wurde in Abhängigkeit des vertikalen Versatzes der jeweiligen Struktur eine unterschiedlich breite Störungszone definiert. Für die Treburer Störung wurde die Störungsbreite auf 50 m festgelegt. Der Königstädter Antitheter wurde mit einer Breite von 100 m modelliert. Für die deutlich stärker versetzte Nauheim-Wallerstätten Störung wurde eine Breite von 200 m angenommen. Auf Basis dieser lateralen Ausdehnung und unter Verwendung der konstruierten Störungsverläufe wurden die betroffenen Zellen als Störungszone definiert und die erhöhten Durchlässigkeitswerte zugewiesen. Die dadurch entstehenden Zonen mit erhöhten Permeabilitäten überschneiden sich an den Kreuzungspunkten der Störungssysteme und lassen sich als

Volumenelemente im Raum darstellen (Abb. 29).

Alle verwendeten Kennwerte bezüglich der Durchlässigkeiten sind jedoch Annahmen, die auf Verwendung von Bohrungsinformationen außerhalb des Modellraumes beruhen und daher nach erfolgter Bohrung im Modellgebiet überprüft und gegebenenfalls korrigiert werden können.

Die thermischen Gesteinskennwerte wurden ebenfalls schichtgebunden zugewiesen. Aufgrund der Datenlage ist nur bekannt, in welcher Tiefe welche Stratigraphie anzutreffen ist, nicht jedoch, welche Lithologien dort ausgebildet sind. Daher wurde das erbohrte lithologische Profil der Bohrung W7 auf die interpretierte stratigraphische Abfolge im Modellraum projiziert. Dazu wurden die lithologischen Daten aus Spülproben und Kernen in Relation zu den prognostizierten Mächtigkeiten der permokarbonen Einheiten gesetzt und entsprechende Parameter zugewiesen. Eine detaillierte Übersicht über die verwendeten thermischen und hydraulischen Kennwerte ist in Tab. 3 aufgeschlüsselt.

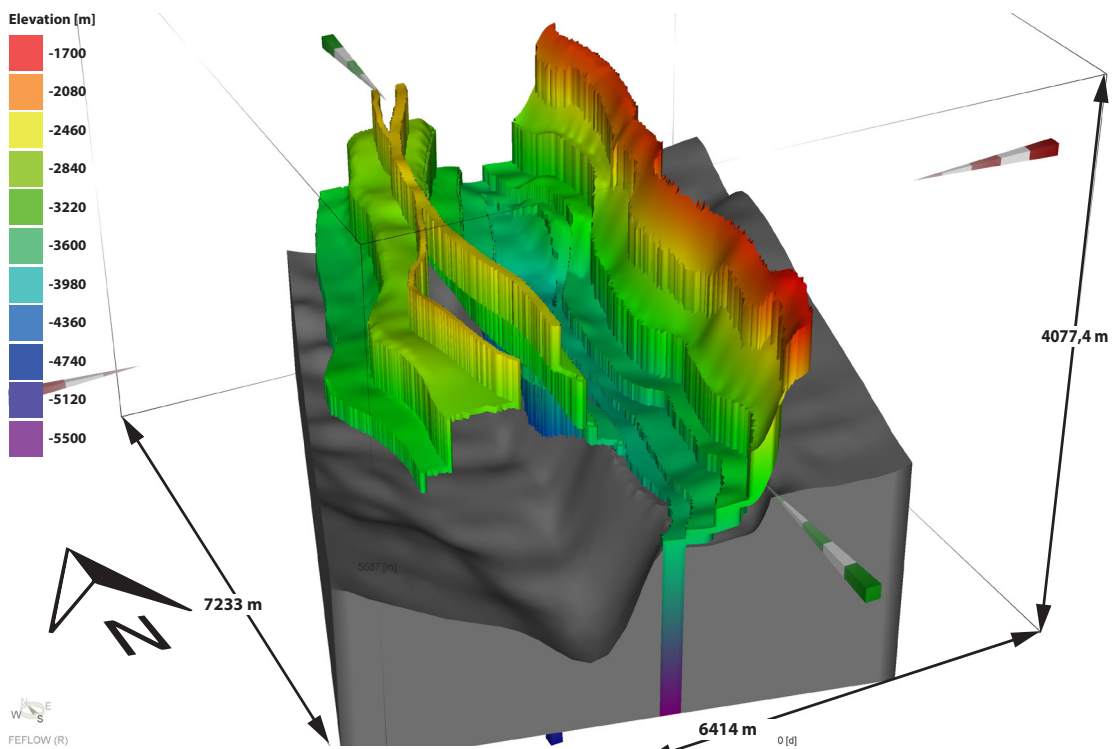


Abb. 29: Modellierte Störungszonen, Zellen im direkten Umfeld der interpretierten und in das FeFlow Modell übersetzten Störungen. Dargestellt als Volumenelemente die besondere hydraulische Eigenschaften erhalten.

Stratigraphie	Layer	Hydraulische Leitfähigkeit [m/s]	Porosität [-]	Wärmekapazität [MJ/(m ³ K)]	Wärmeleitfähigkeit [W/mK]	Hydraulische Leitfähigkeit Störungszone[m/s]
QT	1	2,1E-11	0,1	1,5	2	
SEP	2	2,1E-11	0,137	1,75	2,4	2,1E-11
OPS	3	0,000000141	0,145	1,7	2,4	0,0000141
RO1	4	2,81838E-08	0,0688	1,7	2,4	2,81838E-06
RO2	5	2,81838E-08	0,0688	1,7	2,4	2,81838E-06
RO3	6	2,81838E-08	0,0688	1,7	2,4	2,81838E-06
RO4	7	2,81838E-08	0,0688	1,7	2,4	2,81838E-06
RO5	8	2,81838E-08	0,0688	1,7	2,4	2,81838E-06
RO6	9	2,81838E-08	0,0688	1,7	2,4	2,81838E-06
RO7	10	2,80039E-08	0,0688	1,7	2,26	2,80039E-06
RO8	11	2,80039E-08	0,0688	1,7	2,26	2,80039E-06
RO9	12	2,80039E-08	0,0688	1,7	2,26	2,80039E-06
RO10	13	2,80039E-08	0,0688	1,7	2,26	2,80039E-06
RO11	14	4,52669E-08	0,0688	1,7	2,26	4,52669E-06
RO12	15	4,52669E-08	0,0688	1,7	2,26	4,52669E-06
RO13	16	4,52669E-08	0,0688	1,7	2,26	4,52669E-06
RO14	17	4,52669E-08	0,0688	1,7	2,26	4,52669E-06
RO15	18	4,52669E-08	0,0688	1,7	2,26	4,52669E-06
MEL1-1	19	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-2	20	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-3	21	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-4	22	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-5	23	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-6	24	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-7	25	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-8	26	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-9	27	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-10	28	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-11	29	4,52669E-08	0,0654375	1,75	1,74	4,52669E-06
MEL1-12	30	2,29087E-08	0,0654375	1,75	1,74	2,29087E-06
MEL1-13	31	2,29087E-08	0,0654375	1,75	1,74	2,29087E-06
MEL1-14	32	2,29087E-08	0,0654375	1,75	1,74	2,29087E-06
MEL1-15	33	2,29087E-08	0,0654375	1,75	1,74	2,29087E-06
MEL1-16	34	2,29087E-08	0,0654375	1,75	1,74	2,29087E-06
MEL2-1	35	9,49913E-09	0,028	1,75	1,74	9,49913E-07
MEL2-2	36	9,49913E-09	0,028	1,75	1,74	9,49913E-07
MEL2-3	37	9,49913E-09	0,028	1,75	1,74	9,49913E-07
MEL2-4	38	9,49913E-09	0,028	1,75	1,74	9,49913E-07
MEL2-5	39	9,49913E-09	0,028	1,75	1,74	9,49913E-07
MEL2-6	40	9,49913E-09	0,028	1,75	1,74	9,49913E-07
KARBON1	41	1,0116E-08	0,025	1,65	2,1	1,0116E-06
KARBON2	42	3,01998E-08	0,025	1,65	2,1	3,01998E-06
KARBON3	43	6,2804E-09	0,025	1,65	2,1	6,2804E-07
BASEMENT1	44	2,29E-09	0,01	2,1	2,38	0,000000229
BASEMENT2	45	2,29E-09	0,01	2,1	2,38	0,000000229
BASEMENT3	46	2,29E-09	0,01	2,1	2,38	0,000000229
BOTTOM						

Tab. 3: Verwendete Modellierungsparameter für die 3 Basismodelle, Daten Bohrung W7

4.3 Ablauf der Modellierungen

4.3.1 Regionales Temperaturmodell

Um den Ist-Zustand im Untergrund vor der geplanten geothermischen Nutzung zu simulieren, wurde ein regionales Temperaturmodell errechnet. Für dieses statische, von Bohrungen unbeeinflusste Modell wurde eine Steady-State Simulation verwendet, die zu einer Wärmeverteilung im Untergrund führt, die über die Zeit keine weiteren signifikanten Veränderungen aufweist. Eingangsdaten für das regionale Temperaturmodell sind neben den Wärmeleitfähigkeiten und Wärmekapazitäten der Gesteine die thermischen Randbedingungen.

Für die Oberfläche wurde hier auf statistische Daten für den Oberrheingraben zurückgegriffen, die eine gemittelte, jährliche Oberflächentemperatur von 10°C auf einer Geländehöhe von 87 m üNN, also an der Erdoberfläche, belegen. Das dafür notwendige Schichtpaket über dem Septarienton, bestehend aus Meletta-Schichten, Cyrenen-Mergel, Bunten Niederröderner Schichten und dem darauf folgenden Miozän und Pliozän wurde als vereinfachtes Gesamtpaket für diese Berechnung modelliert und ein einheitlicher Wert bezüglich Wärmeleitfähigkeit (2 W/mK) und Wärmekapazität zugewiesen. Die Basis des Modells auf 5500 m u. NN wurde mit einer fixen Temperatur belegt. Aus den gemessenen Bohrlochtemperaturen der Explorationsbohrungen im Umfeld konnte mit einer Temperatur von 210° C an der Basis die beste Anpassung für die Temperaturen am Top Grundgebirge und am Top Rotliegend mit den Temperaturmessungen der Bohrung W7 erreicht werden.

Aufgrund der weitgehend ebenen Topographie im Modellraum wurde davon ausgegangen, dass in flacheren Grundwasserstockwerken keine signifikanten Wasserströmungen vorliegen, die im Regelfall nur durch steile topographische Gradienten hervorgerufen werden können. Somit wurde als Randbedingung eine konstante hydraulische Höhe von 84 m ü.NN angenommen. Weiterhin sind keine Fluidbewegungen in tieferen stratigraphischen Einheiten bekannt. Daher wurde für dieses Vor-Modell primär von einem rein konduktiven Wärmefluss (Wärmeübergang nur durch die Gesteinsmatrix und über die Fluidphase in den Porenräumen) ausgegangen. Berücksichtigt wurde ebenfalls die veränderliche Dichte und Viskosität von verschiedenen heißen Wässern. Besonders in den Störungszonen ist durch größere hydraulische Leitfähigkeiten mit Wasserbewegungen aufgrund von Konvektionsprozessen zu rechnen.

4.3.2 Hydraulische Vormodelle

Ein weiteres Vormodell wurde auf Basis des fertig diskretisierten geometrischen Modelles berechnet, um die hydraulischen Auswirkungen des Dublettenbetriebes zu charakterisieren und mögliche modelltechnische Probleme im Vorfeld auf Basis dieses einfacheren Modells zu erkennen. Hier wurden in erster Linie die Wasserströmungen zwischen den 2 Bohrungen im Untergrund, in den Reservoirseinheiten und den Störungen simuliert. Wichtige Parameter, wie intraformationelle Strömungen, das Strömungsverhalten in den Störungszonen und ihre Wechselwirkung untereinander sowie die Auswirkungen auf den Wasserhaushalt (Absenkung in der Produktionsbohrung und notwendige Überdrücke an der Einpressbohrung),

können hier bereits abgeschätzt werden. Aufgrund der noch nicht verwendeten thermischen Parameter fehlen in diesem Modellschritt die Auswirkungen der thermischen Eigenschaftsänderungen der Thermalwässer im Untergrund. Der generelle Trend der hydraulischen Aktivität im Untergrund ist jedoch bereits so gut abzuschätzen. Bereits diese Vormodelle wurden mit den geplanten Förderraten von 60, 70 und 80 l/s gerechnet, um etwaige Grenzfälle bezüglich des Wasserhaushaltes und der erforderlichen Pumpleistungen zu prüfen. Jeder einzelne Simulationslauf beginnt mit kleinen Zeitschritten von 0.001 Tagen, um den hohen Änderungsrate zu Beginn der Berechnungen Rechnung zu tragen. Die einzelnen Zeitschritte werden durch FeFlow angepasst und betragen zum Ende eines Simulationslaufes ca. 1000 Tage. Durchschnittlich sind 40-45 Rechenschritte notwendig, um einen Betrieb über 25 Jahre zu simulieren.

Für das hydraulische Vormodell wurde von einem vollständig wassergesättigten Untergrund ausgegangen, der Ruhewasserspiegel wurde auf 84 m ü. NN. festgelegt. Weiterhin sind aus den Bohrberichten der Kohlenwasserstoffexploration im nördlichen Gebiet des Oberrheingrabens keine Fälle bekannt, bei denen Formationswässer spontanen Austritt an der Erdoberfläche zeigten. Somit kann mit relativer Sicherheit davon ausgegangen werden, dass keine Formationen unter starken Überdruck stehen, was die vermutete Vernetzung der Einheiten im untertägigen Bereich auf Basis von Störungszonen und Rissystemen stützt.

Die geothermische Dublette wurde durch eine Abfolge von horizontalen und vertikalen diskreten Elementen entlang der geplanten Bohrpfade modelliert. Die nördliche Bohrung GT1 ist hierbei die Entnahmebohrung, die einen überwiegend steil stehenden Bohrverlauf zeigt und im tieferen Verlauf dann flacher in Richtung Ost-Nord-Ost verläuft. Die nach Süden gerichtete Bohrung GT2 ist als Einpressbohrung definiert und verläuft deutlich flacher abgelenkt. Berücksichtigt wurden für die Modellierungen nur die hydraulisch relevanten open-hole Bereiche beider Bohrungen. Die vorgegebenen Entnahme- und Einpressraten wurden als Brunnen-Randbedingung am jeweils obersten Knotenpunkt der definierten Bohrpfade gesetzt. Als Pumpraten wurden hierbei 3 Fälle definiert, die je mit 60, 70 und 80 l/s Entnahme bzw. Injektion simuliert wurden. Diese 3 Datenpunkte wurden auf Basis der Wirtschaftlichkeitsszenarien für das Projekt festgelegt. Die Dauer der Simulationen wurde auf 9000 Tage (25 Jahre) festgelegt.

4.3.3 Thermische und hydraulische Modellierung

In den vorhergehenden Modellierungsschritten wurden die hydraulischen Parameter auf Ihre Eignung überprüft und konnten im Resultat mit plausiblen Ergebnissen bestätigen, dass auf Basis der vorliegenden Daten und den daraus abgeleiteten Eigenschaften des Untergrundes eine geothermische Nutzung grundsätzlich möglich ist. Die modellierten Störungszonen und die Bohrungen als diskrete Elemente sind aufgrund der Ergebnisse geeignet für die numerische Lösung. Weiterhin konnte der gewählte dreidimensionale Netzaufbau geprüft werden und lieferte numerisch stabile Resultate für die rein hydraulische Lösung, ohne das es nötig gewesen wäre, Fehlerkorrekturverfahren (Upwinding) zur Stabilisierung anzuwenden.

In einem letzten Schritt wird das Modell um weitere thermische Komponenten erweitert und als Ausgangspunkt das Ergebnis des regionalen Temperaturmodells verwendet. Ausgehend davon wird die Nutzung der Bohrungen über einen

Zeitraum von 25 Jahren simuliert. Die Förderraten werden ebenfalls zwischen 60, 70 und 80 l/s variiert. Dieser Modellschritt vereint somit alle verfügbaren thermischen und hydraulischen Einflussgrößen und dient als Prognosetool für die geplante geothermische Energieerzeugung.

Wichtige Einflussgrößen wie die Oberflächentemperatur und der Wärmeeintrag aus dem Untergrund (modelliert als fixe Randtemperaturbedingung in 5500 m u. NN) wurden bereits für das regionale Temperaturmodell erfolgreich verwendet. Eine für diesen Modellierungsschritt neue Größe ist die Temperatur der zurückgeführten Wässer. Die Auskopplung von Energie aus dem Thermalwasserkreislauf führt zu einer Reduzierung der Thermalwassertemperatur und damit der rückgeführten Wässer in das Reservoir.

Die Menge an gelösten Stoffen (NaCl) verändert sich hierbei nicht, jedoch mit sinkender Temperatur die Dichte und Viskosität der Wässer. Somit ist für die zeitliche Betrachtung einerseits die Ausbreitung der kälteren Wässer im Untergrund wichtig, andererseits wird genau diese Verteilung auch von Dichte und Viskosität beeinflusst. Da bislang noch keine exakte Kraftwerksplanung und damit auch keine genaue Menge der ausgekoppelten Energie feststeht, wurde von einer festen Temperatur von 70°C für das infiltrierte Wasser nach Auskopplung von elektrischer/thermischer Energie ausgegangen. Die Dichte wurde auch hier dann durch das Plugin BrineDensity (Magri et al., 2009) berechnet und berücksichtigt. Die Viskosität des Thermalwassers wurde temperaturabhängig durch die integrierte Gleichung von FeFlow betrachtet.

5 Ergebnisse des thermohydraulischen Modells

5.1 Regionales Temperaturmodell

Die Ergebnisse der statischen Modellierung belegen, dass für den Modellraum mit einem gemittelten geothermischen Gradienten von 4,0 - 4,5 °C/100 m gerechnet werden kann. Die Berechnung als Steady-State Simulation, ohne Wasserbewegung im Modellraum aufgrund von hydraulischen Gradienten, stellt sich über die gesamte stratigraphische Abfolge auf eine überwiegend gleichmäßig gestapelte Temperaturverteilung in Abhängigkeit von der Tiefe ein. Variationen in der Temperaturverteilung sind vor allem in den Bereichen stark unterschiedlicher Schichtmächtigkeiten anzutreffen und im Bereich der Störungszonen, die aufgrund erhöhter Durchlässigkeiten den Thermalwässern Strömungsmöglichkeiten bieten. Hier ist die geringere Dichte von heißen Wässern aus tieferen Regionen gegenüber kälteren Wässern aus höheren Stockwerken die Ursache für die Veränderungen im Temperaturfeld. Die Störungszonen bieten den warmen Wässern Aufstiegsmöglichkeiten und führen somit zu positiven Temperaturanomalien im Kontrast zur Temperatur der ungestörten Gesteinspartien. Alle drei Störungszonen sind durch diese aufsteigenden warmen Wässer gekennzeichnet, was in der Darstellung der Temperaturverteilung im O-W Schnitt auf Höhe der Entnahmebohrung deutlich wird.

Die wärmeren aufsteigenden Wässer strömen innerhalb der Störungszonen nach oben und in höheren Stockwerken (Pechelbronner Schichten) seitlich von der Störungszone weg. Die verhältnismäßig scharfe Begrenzung der aufsteigenden Wässer zu den darüber liegenden Einheiten des Septarientons beruht auf der durch Tone

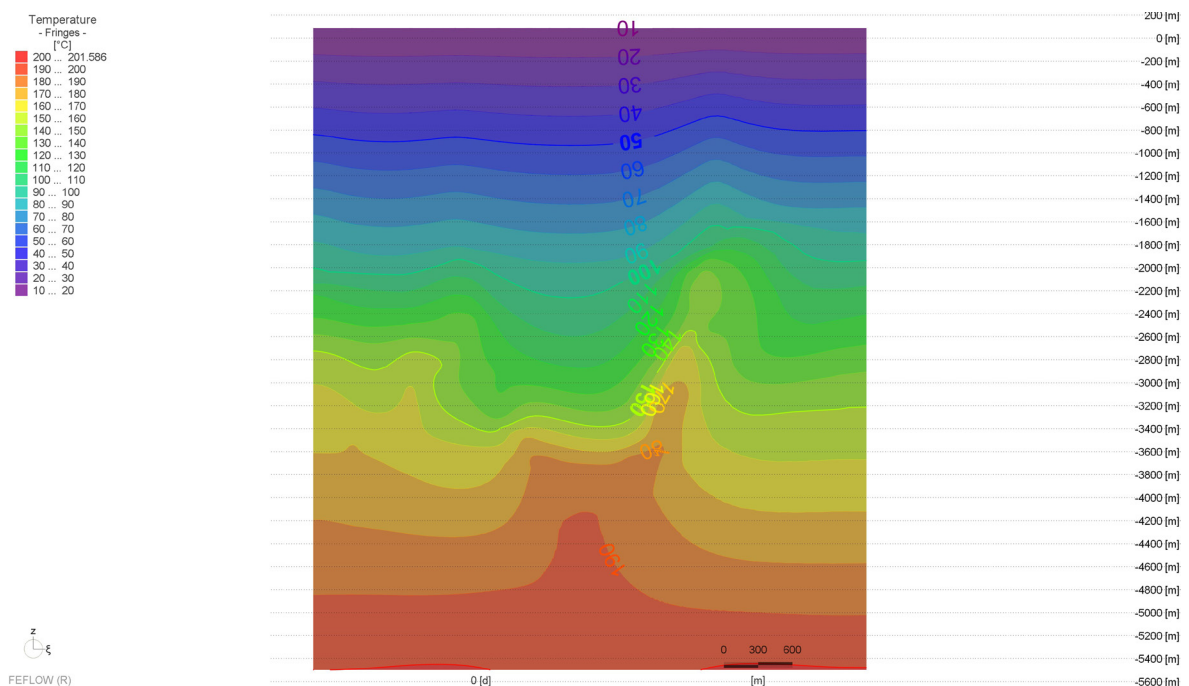


Abb. 30: O-W Schnitt durch das regionale Temperatur Modell in Höhe der Entnahmebohrung

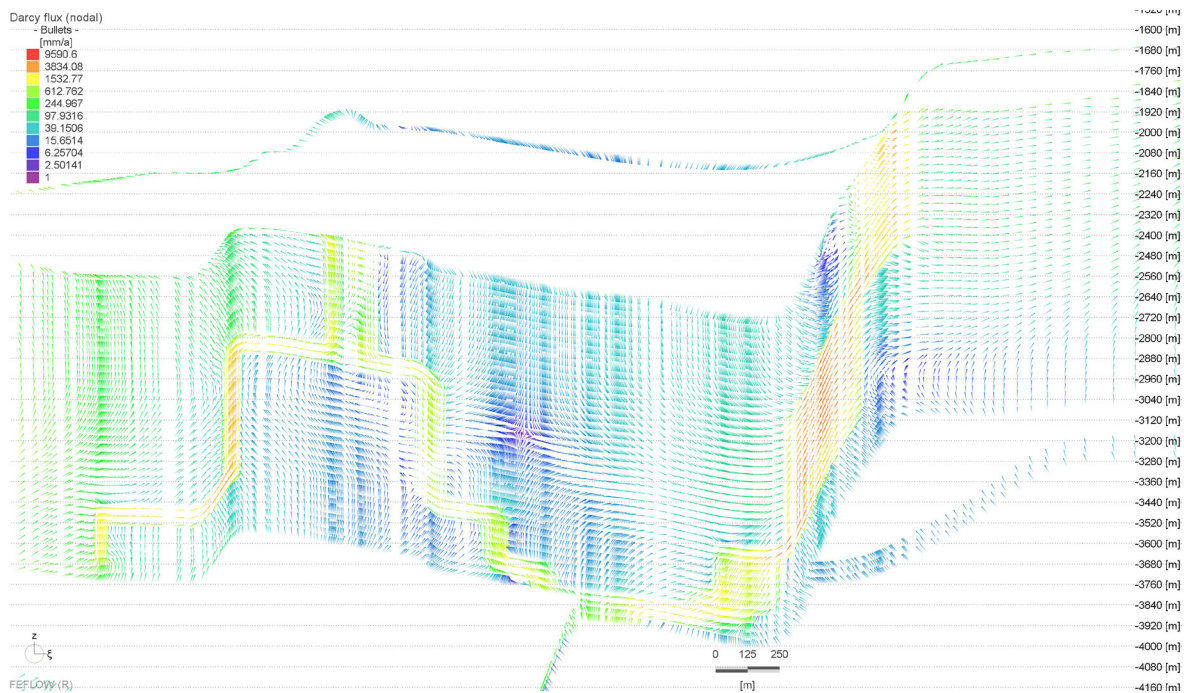


Abb. 31: Fließgeschwindigkeiten innerhalb der Störungszone aufgrund natürlicher Konvektion

dominierten Lithologie, die keine oder nur sehr geringe Wasserbewegungen zulassen. Im Nebengestein, das nicht direkt von Störungen betroffen ist, sind keine ausgeprägten Konvektionsströmungen zu beobachten, die geringen Durchlässigkeiten dieser Bereiche verhindern weitgehend die Ausbildung derselben. Salzwasseraufstiege die im Bereich der Grabenrandhauptstörung weiter im Westen zu beobachten sind, beruhen höchstwahrscheinlich auf dem gleichen Mechanismus. Hier ist jedoch aufgrund des noch höheren vertikalen Sprungbetrags davon auszugehen, dass die Wasserwegsamkeiten auch in höheren Stockwerken vorhanden sind.

Die bis heute andauernde Aktivität dieser Störungszone trägt dazu bei, dass diese Wegsamkeiten erhalten werden. Ähnliche rezente Bewegungen sind auch für die betrachteten Störungssysteme und insbesondere für die Nauheim-Wallerstädten Störung möglich. Auf Basis der seismischen Messungen ist jedoch nicht belegt, dass die Störung bis an die Erdoberfläche reicht. Daher wurde die Störung nur bis in die stratigraphischen Horizonte in das FeFlow Modell implementiert, bei denen sie auch nachgewiesen ist. Damit geht auch die verminderte Leitfähigkeit für diese Bereiche in höheren Abfolgen einher und verhindert höher reichende konvektive Strömungen. Eine weitere treibende Kraft der konvektiven Wärmeströme ist die veränderliche Viskosität der Thermalwässer. Die heißen Wässer aus dem tiefen Untergrund besitzen eine deutlich geringere Viskosität als die kälteren oberflächennahen Wässer. Somit ist für die geringer viskosen Tiefenwässer der Aufstieg entlang der permeableren Störungsbereiche zusätzlich erleichtert.

Die Strömungsgeschwindigkeiten der freien Konvektion liegen minimal bei ca. 2 mm und maximal bei 9,5 m im Jahr. Die hohen Strömungsgeschwindigkeiten werden nur in der Nauheim-Wallerstädten Störungszone durch die aufsteigenden Thermalwässer erreicht. Die beiden kleindimensionaleren Störungszonen Königstädter Antitheter und Treburer Störung zeigen maximale Strömungsge-

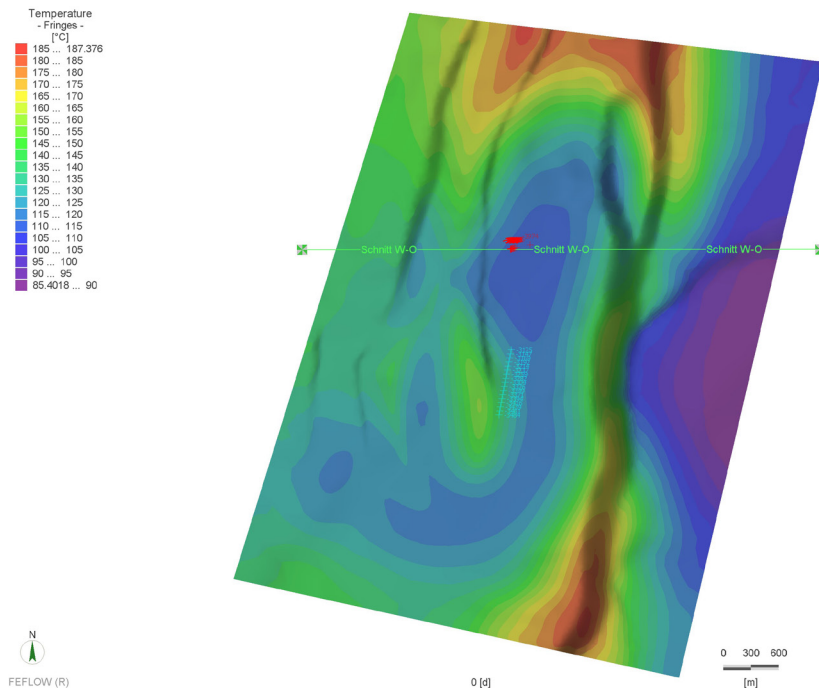


Abb. 32: Horizontaler Schnitt durch das regionale Temperaturmodell auf Höhe Top Rotliegend

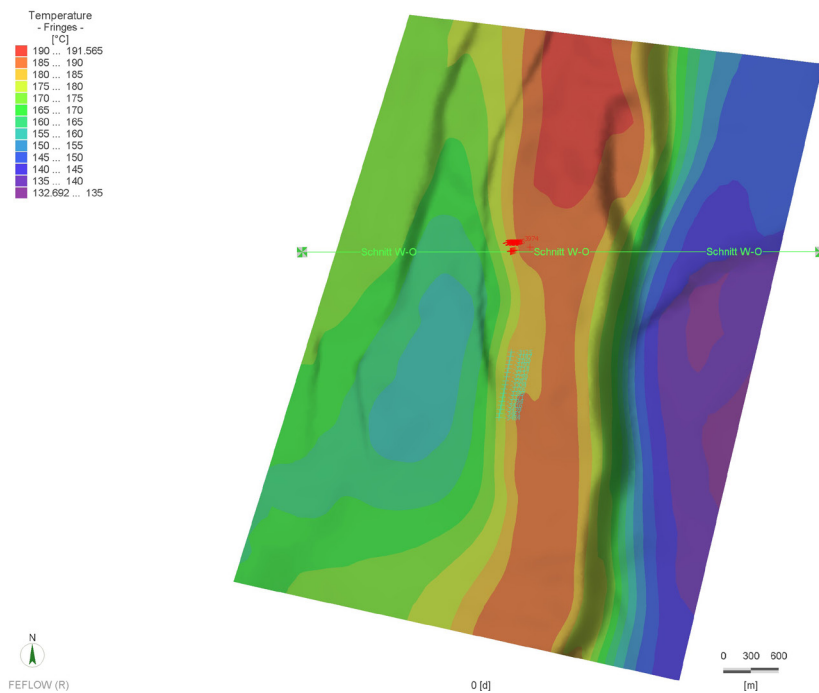


Abb. 33: Horizontaler Schnitt durch das regionale Temperaturmodell auf Höhe Top Grundgebirge

schwindigkeiten von ca. 2 - 3 m pro Jahr. Die unmittelbar an die Störungssysteme anschließenden Gesteinspartien werden ebenfalls durch die auftretende Konvektion beeinflusst und zeigen prinzipiell geringere Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 2 und 100 mm pro Jahr.

Übergeordnete Strömungssysteme sind an verschiedenen Bereichen lokalisiert. Im westlichen Bereich des Modellgebietes, neben der Treburer Störung, ist ein Konvektionswirbel ausgebildet, der in Tiefen zwischen 3300 und 3700 m einen Zu-

fluss aus dem Modellrand zeigt. Die zuströmenden Wässer werden an und in der Störungszone von aufsteigenden Fluiden erfasst, gegen der Uhrzeigersinn gedreht und in höheren Stockwerken zwischen 3800 und 2100 m wieder aus dem Modell entlassen. Zwischen dem Königstädtener Antitheter und der Nauheim-Wallerstädten Störung ist das Strömungsregime zweigeteilt. Generell ist hier ein Absinken von Wasser zu verzeichnen. Die Abwärtsströmung liegt nicht mittig zwischen beiden Störungen sondern ist deutlich nach Westen in Richtung des Königstädtener Antitheter verschoben. In einer Tiefe von ca. 3000 m findet eine Aufspaltung in zwei Strömungsäste statt, die nach West und Ost zu den benachbarten Störungen orientiert sind. In den Störungszonen steigen die Wässer auf. Während im westlich gelegenen Königstädtener Antitheter die aufsteigenden Wässer schließlich nach Westen abgelenkt und dem dort vorherrschenden Strömungsregime zugeordnet werden, fließen die aufsteigenden Wässer der Nauheim-Wallerstädten Störung schlussendlich Richtung Osten im Bereich Top Rotliegend und Pechelbronn aus dem Modell ab.

Am Top Rotliegend (Abb. 32) betragen die Temperaturen minimal 84°C auf der Hochzone im westlichen Teil des Modellgebietes und bis zu 150 °C an den tiefsten Bereichen, die im Verschnittbereich von der Nauheim-Wallerstädten mit dem Königstädtener Antitheter liegt. Das Top Grundgebirge (Abb. 33) erreicht deutlich höhere Temperaturen, die ebenfalls in Abhängigkeit zur Teufe variieren. Kältester Punkt ist ebenfalls die westliche Hochzone, jedoch ist eine signifikante Verschiebung der wärmsten Bereiche in den südlichen Teil zu beobachten, die auch mit der Verschiebung des Schnittpunktes der Störung Nauheim-Wallerstädten mit dem Königstädtener Antitheter zu größeren Tiefen korreliert. Für die Hochzone sind Temperaturen um 143 °C zu erwarten, im tiefliegenden Verschnittbereich der zwei Störungen liegt die Temperatur bei 190 °C.

5.2 Hydraulische Vormodellierungen

Die folgenden Ausführungen beschreiben die hydraulischen Auswirkungen der 3 Modellierungsläufe:

Fall A: Zirkulation mit 80 l/s

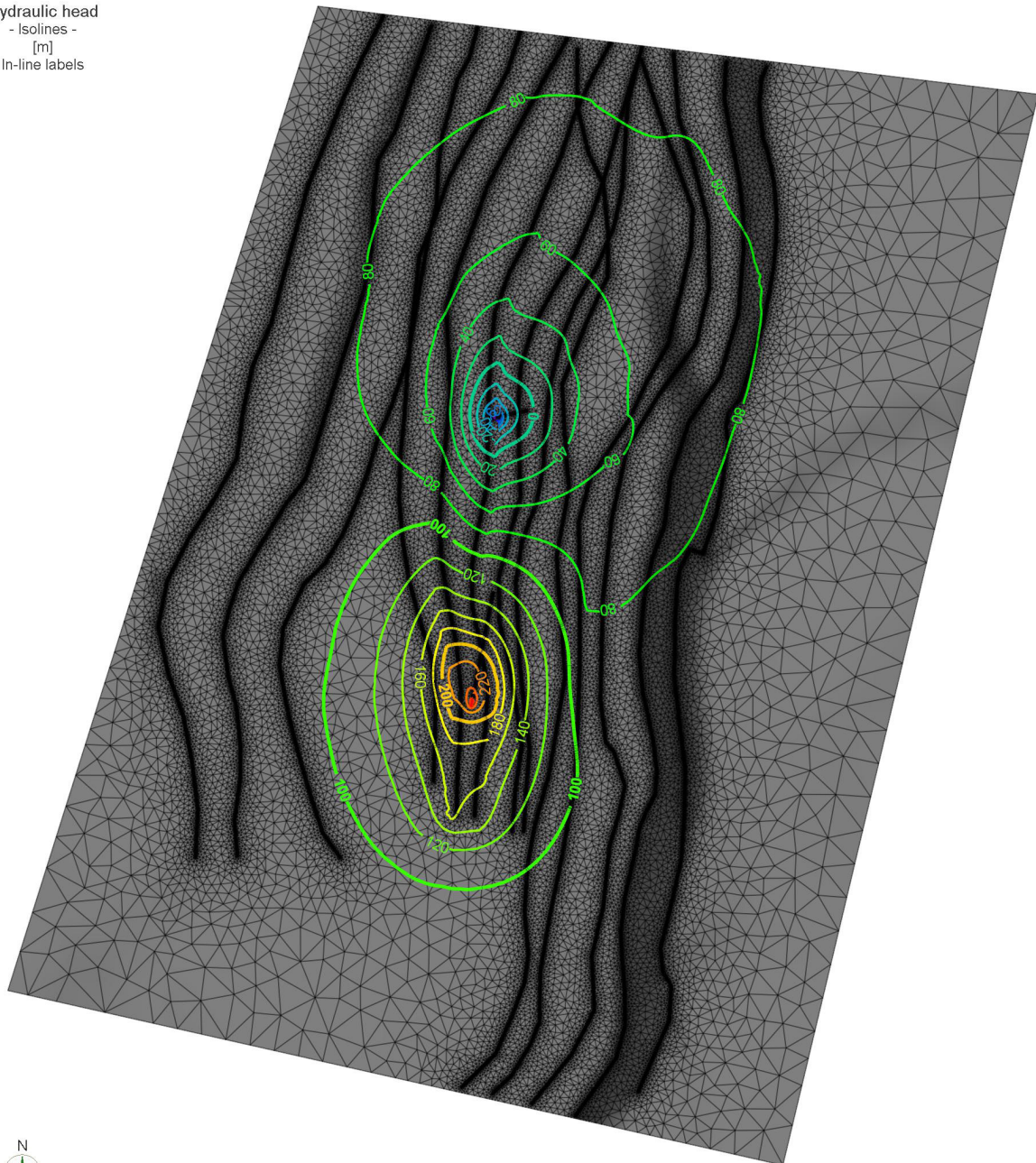
Fall B: Zirkulation mit 70 l/s

Fall C: Zirkulation mit 60 l/s

Unmittelbare Ergebnisse der Modellrechnungen sind die Pegelveränderungen in den Bohrungen. Diese stehen in direkter Abhängigkeit zu den Wassermengen, die zirkuliert werden. Um die Entnahmebohrung bildet sich ein Absenktrichter aus, der bei senkrechten Bohrungen in der Regel radialsymmetrisch ausgebildet ist. Aufgrund der Neigung der Entnahmebohrung in Richtung Osten verändert sich die geometrische Form dieser lokalen Absenkung, d.h. der entsprechenden Druckabsenkung. Weiterhin wird die Abweichung von der idealen Form des Absenktrichters durch den Verlauf der Störungszonen in NNW-SSO Richtung beeinflusst.

Für die Einpressbohrung gelten primär die gleichen Grundsätze. Auch diese ist nicht senkrecht und wird durch die erhöhten Wasserwegsamkeiten in der Störungszone beeinflusst. Die Neigungsrichtung der Bohrung entspricht jedoch fast

Hydraulic head
- Isolines -
[m]
In-line labels



FEFLOW (R)

9125 [d]

0 300 600
[m]

Abb. 34: Verteilung (Isolinien) der hydraulischen Höhen am Top Melapyr2 nach 25 Jahren Betrieb mit 80 l/s. Der Ruhewasserspiegel liegt bei 84 m ü. NN.

genau der Streichrichtung der Störungen. Aufgrund der eingepressten Wasser ist hier jedoch die hydraulische Auswirkung in Form einer Überdruckzone (im Vergleich zum Ruhezustand) zu verzeichnen.

Fall A:

Die Größe des Absenktrichters, der sich um die Entnahmebohrung ausbildet, ist überwiegend auf die Reservoirformation beschränkt und bildet sich bevorzugt in Richtung der Störungszone aus (Abb. 34). Im Bereich des Top Melapyr 2 sind die

Hydraulic head
 - Isolines -
 [m]
 In-line labels

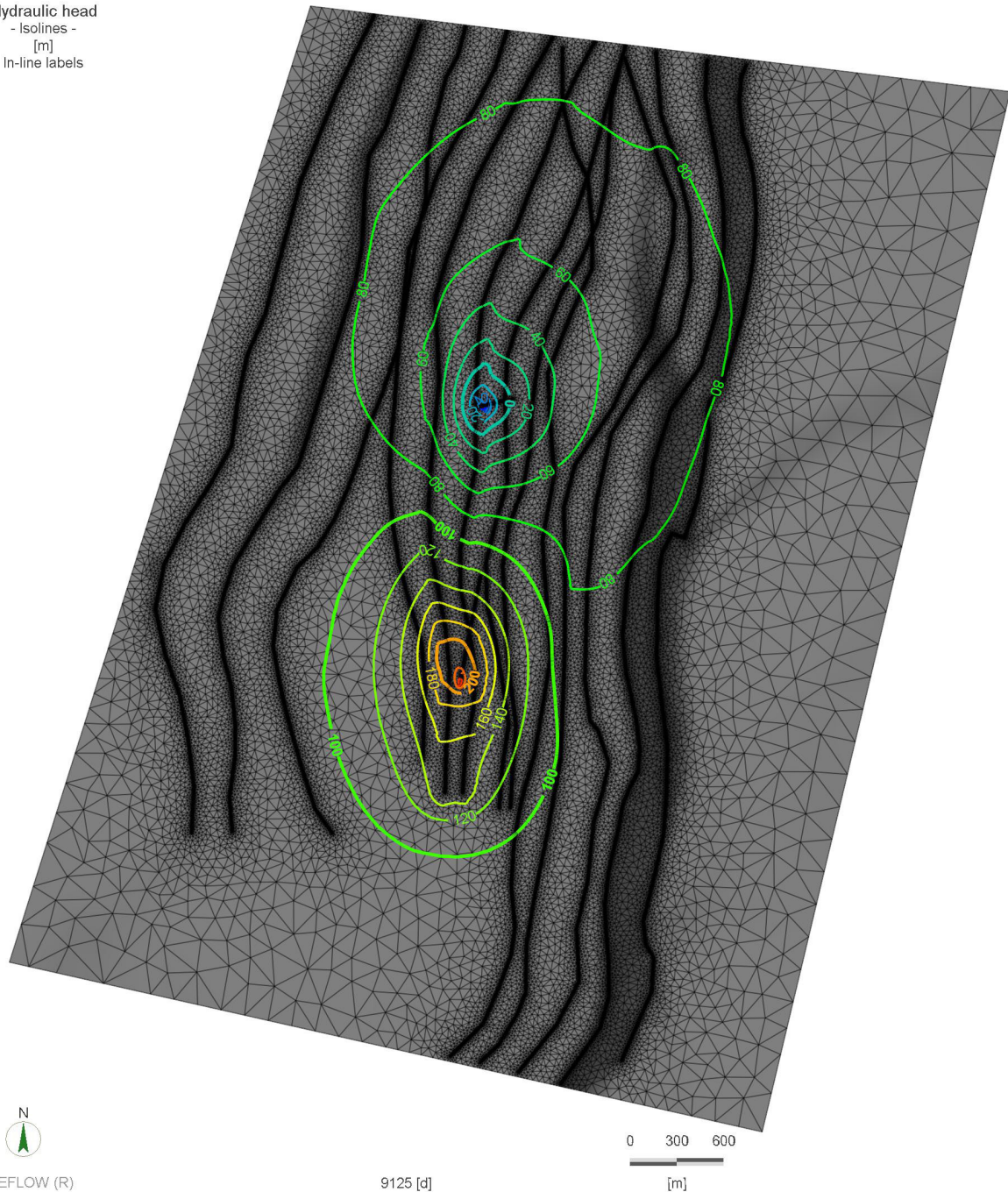


Abb. 35: Verteilung (Isolinien) der hydraulischen Höhen am Top Melapyr2 nach 25 Jahren Betrieb mit 70 l/s. Der Ruhewasserspiegel liegt bei 84 m ü. NN.

stärksten Veränderungen der hydraulischen Höhen zu verzeichnen. In einem Bereich von ca. 2000 m in N-S Richtung und 1350 m in O-W Richtung sind Absenkungen um mehr als einen Meter zu beobachten. Absenkungen um mehr als 40 m sind in einem Bereich von ca. 600 m in N-S und 300 m in O-W Richtung innerhalb der Störungszone um die Bohrung berechnet. Starke Druckspiegelsenkungen um mehr als 100 m sind auf einen Bereich von 200 m um den Open Hole Bereich beschränkt. Die absolute prognostizierte Absenkung der Entnahmebohrung selbst beträgt 305 m.

Die Einpressbohrung zeigt ebenfalls eine starke Abhängigkeit von der Störungs-

zone, in der sich die Überdrücke (Erhöhung der hydraulischen Höhen) verteilen. Der Bereich der höchsten Überdrücke ist auf ein Gebiet von ca. 200 m um die Bohrung begrenzt, hier werden Druckspiegelerhöhungen um ca. 100 m erreicht. Die Ausdehnung der Zone erhöhter Drücke reicht ca. 1,2 km entlang der Störungszone nach Süd und ca. 750 m quer dazu in O-W Richtung. In der Bohrung selbst ist eine Erhöhung um 199 m zu beobachten.

Die Verteilung der hydraulischen Höhen nach 25 Jahren Betrieb, hier dargestellt in der Aufsicht auf das Top Melaphyr2 (Abb. 34) verdeutlicht die Gebundenheit an das Störungssystem und die im Vergleich dazu verhältnismäßig geringen Auswirkungen auf die umgebenden Gesteinspartien, die mit zunehmender Entfernung zur Störungszone deutlich reduzierter ausfallen.

Fall B:

Für die Modellierungen mit einer Wasserumlaufmenge von 70 l/s gelten, im Bezug auf die räumliche Ausbreitung, die gleichen Grundsätze wie für Fall A. Die prinzipielle Vorzugsrichtung von Absenktrichter und Druckerhöhungszone ist gleich. Die Größe der lateralen Erstreckung dieser Bereiche ist jedoch aufgrund der geringeren Wassermengen geringer ausgeprägt. Die Zone der Absenkung um mehr als einen Meter ist hier in nördlicher Richtung um 200 m kleiner und beträgt ca. 1800 m, gemessen von der Bohrung aus. In Richtung O-W ist die Zone der Beeinflussung ebenfalls kleiner, hier ist jedoch nur ein Unterschied zwischen 50 – 100 m lateraler Erstreckung im Vergleich zum Fall A, in Abhängigkeit von der Position zu verzeichnen (Abb. 35). Der Kernbereich mit den höheren hydraulischen Gradienten ist ebenso geringer ausgeprägt, hier wird an den gleichen Positionen ein um 20 m reduzierter Absenkungspegel berechnet. Die Absenkung des Wasserspiegels in der Entnahmebohrung selber ist um 27 m geringer und beträgt somit 278 m.

Die höchsten hydraulischen Höhen in der Einpressbohrung betragen 262 m und liegen damit 178 m über dem Ruhewasserspiegel. Im Vergleich zur Simulation mit 80 l/s wird hier also ein um 21m geringerer Druckaufbau erreicht. Die weitere räumliche Ausbreitung der Zone mit Druckerhöhung ist weitgehend mit dem Fall A vergleichbar. Unterschiede sind in einer Größenordnung von 20 m im weiteren Umfeld zu verzeichnen. Die Staffelung der Potentiallinien ist hier in lateral weiterem Abstand ausgebildet und zeigt an, dass der hydraulische Gradient (also die Steilheit des Potentialunterschiedes bezogen auf die Entfernung) um die Bohrung geringer ausfällt. Damit sind auch die Fließgeschwindigkeiten von der Bohrung in die Reservoirhorizonte geringer.

Fall C:

Auch für Fall C ist die relative Ausbreitung der Absenkung bzw. Überdruckzone ähnlich der zuvor diskutierten Szenarien. Es ist auch hier eine ausgeprägte Richtungsabhängigkeit von der Störungszone in N-S Richtung zu beobachten. Die Absenkung durch die Entnahme reduziert sich hier um 40 m auf 238 m im Vergleich zu Fall B: Die Überdrücke an der Einpressbohrung erreichen ein Maximum von 237

Hydraulic head
- Isolines -
[m]
In-line labels

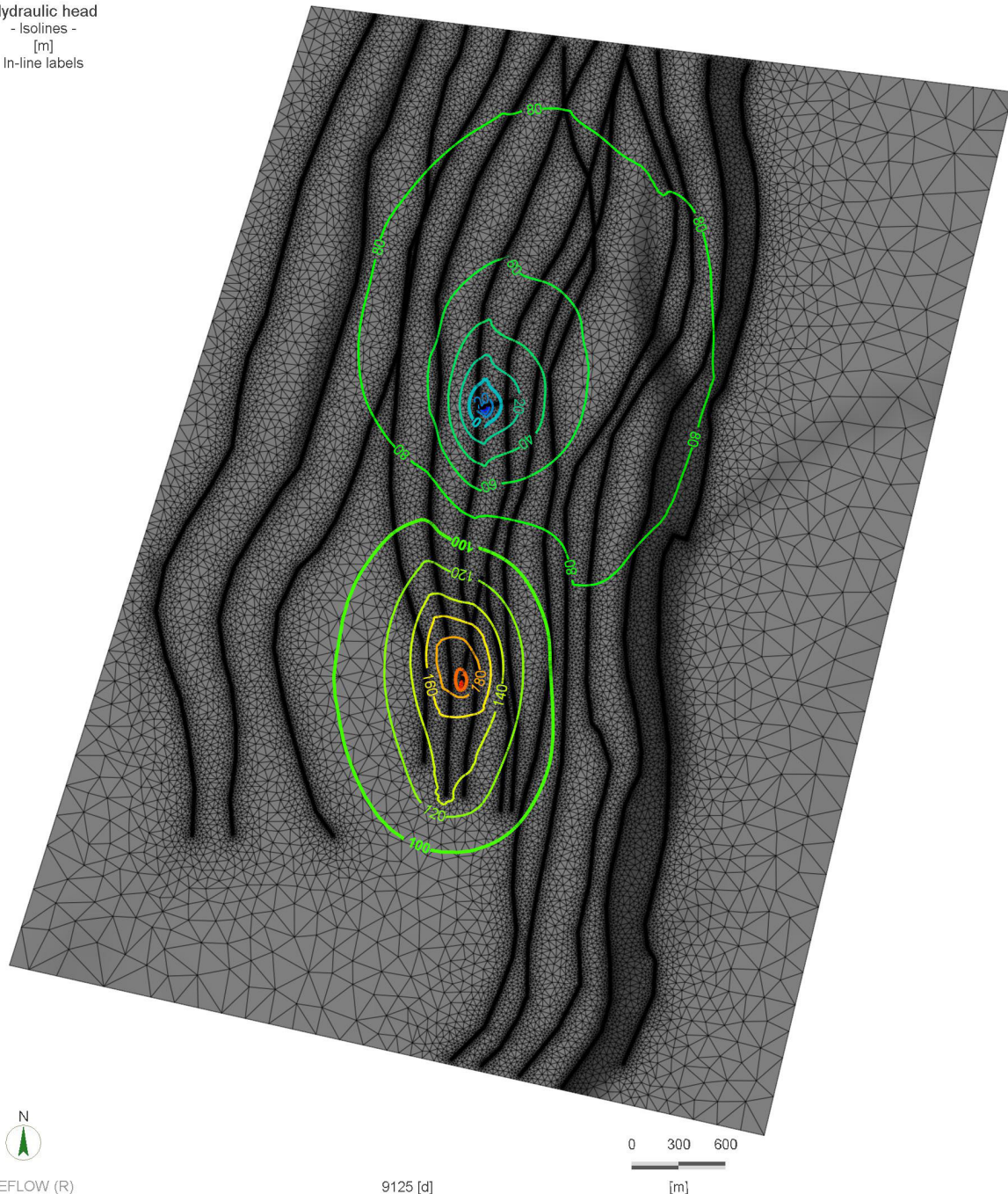


Abb. 36: Verteilung (Isolinien) der hydraulischen Höhen am Top Melapyr2 nach 25 Jahren Betrieb mit 60 l/s. Der Ruhewasserspiegel liegt bei 84 m ü. NN.

m und sind somit um 154 m gegenüber dem Ruhewasserspiegel erhöht. Der Unterscheid zu Fall B beträgt somit 35 m . Auch hier ist die Größe der Ausbreitungs-zonen von Absenkung und Überdruck um 20 – 50 m reduziert (Abb. 36). Angesehen von diesen räumlichen Veränderungen, ist auch hier wieder eine deutliche weitere Staffelung der hydraulischen Isolinien, besonders im Nahfeld der Bohrungen zu verzeichnen. Somit sind für Fall C die geringsten hydraulischen Gradienten und damit die geringsten Fließgeschwindigkeiten zur Entnahmebohrung hin und von der Einpressbohrung weg berechnet worden.

Vergleich der drei Szenarien:

Für alle Fälle ist eine weitgehende Beschränkung der hydraulischen Aktivität auf den Bereich in und zwischen den Störungszonen Nauheim-Wallerstädten und Königstädter Antitheter zu beobachten. In alle Berechnungen fungieren diese beiden Störungen als limitierende Faktoren des Wasserbewegungen, da sie primär den Fluidfluss störungsintern weiterleiten sowie Fluidströme im Nebengestein auffangen und intern weiterleiten, bzw. an den Verschnittbereichen der Störungssysteme austauschen.

Die drei kalkulierten Szenarien zeigen eine von der zirkulierten Wassermenge eher untergeordnete Veränderung der lateralen Ausbreitung von Absenktrichter und Überdruckzone. Die Veränderung der zirkulierten Wassermenge wirkt sich in erster Linie auf die Steilheit der hydraulischen Gradienten und die Höhe der Wasserspiegel in den Bohrungen aus. Hier ergeben sich deutliche Unterschiede in den prognostizierten Pegeln. Die Modellrechnungen belegen, dass sich in allen Fällen der Großteil des Fluidflusses in den Störungszonen lokalisiert, was auf den deutlich höheren hydraulischen Leitfähigkeiten beruht. Die Funktion der Störungszonen als Wasserleiter paust sich jedoch nicht bis in höhere stratigraphische Einheiten durch, sodass eine Beeinträchtigung des oberflächennahen Wasserhaushaltes nicht zu erwarten ist. Innerhalb der modellierten Störungszonen sind Fließgeschwindigkeiten von maximal 10 cm pro Tag ausgeprägt. Im unmittelbaren Nahfeld der Bohrungen sind die Strömungsgeschwindigkeiten naturgemäß höher, für die Strömungsfäden außerhalb der Störungszone sind die Geschwindigkeiten deutlich geringer. Auf Basis der Strömungsgeschwindigkeit von 10 cm am Tag ergibt sich somit für den kürzesten Fließweg zwischen den 2 Bohrungen eine rechnerische Dauer von ca. 40 Jahren.

Für alle Varianten ist die Änderungsrate der hydraulischen Höhen für beide Bohrungen in den ersten 20 Tagen sehr schnell und verändert sich bereits auf 80% des endgültigen Wertes, der nach ca. 3 Jahren erreicht ist. Anschließend finden nur noch geringe Veränderungen dieser hydraulischen Höhen statt, es ist ein quasi stationärer Zustand erreicht, der dann bis zum Ende der Simulationsdauer von 25 Jahren gehalten wird.

5.3 Thermische und hydraulische Modellierung

Ein direkt an den Modellierungsergebnissen visuell erfassbarer Datenpunkt ist die Ausbildung eines Bereiches mit reduzierten Temperaturen durch die Einpressung des kälteren Rückführwassers. Die dominante Ausbreitungsrichtung dieser Kältefahne ist entlang der Störungszone in N-S Richtung orientiert. Aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten, die auf der erhöhten Durchlässigkeit beruht, ist naturgemäß der einfachste und direkteste Fließweg der bevorzugte. Die thermische Auswirkung (Abkühlung) ist auch in den angrenzenden, ungestörten Gesteinspartien deutlich zu beobachten. Bereiche, in denen keine verstärkte Durchströmung

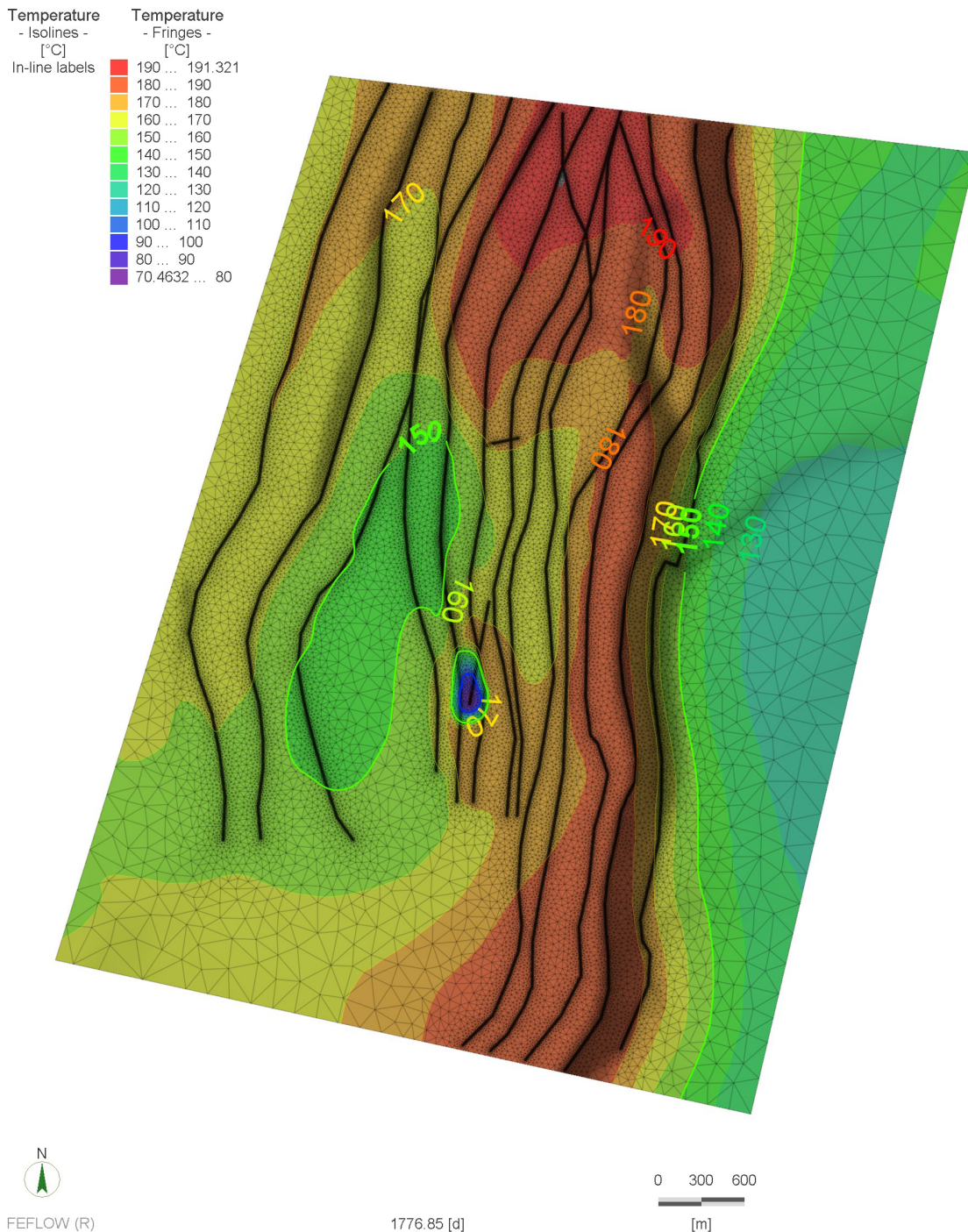


Abb. 37: Temperaturverteilung am Top Melaphyr2 nach 5 Jahren Betrieb mit 80 l/s

zu beobachten ist, werden trotzdem auf Basis von Wärmeleitung involviert. Hier findet eine Leitung von thermischer Energie zu bereits ausgekühlten Bereichen hin statt. Im unmittelbaren Nahbereich der Bohrung stellt sich bereits nach wenigen Tagen Betrieb eine Temperatur von knapp über 70°C, also der Temperatur des eingepressten Wassers ein.

Für die drei berechneten Variationen lässt sich die Ausbreitung der Kaltwasserfahne in Ihrer räumlichen Ausdehnung als ähnlich charakterisieren. Es ergeben sich nur geringe Unterschiede in der Reichweite. Zwischen dem Fall A (80 l/s) und Fall C (60 l/s) liegt der Unterschied der Ausbreitung der Kältefahne in der Größenordnung von 10 °C an gleicher Position. Das entspricht in N-S Richtung entlang der bevorzugten Ausbreitungsrichtung einer Verschiebung um 50 m für die 100°C Isotherme. In O-W Richtung ist der Unterschied deutlich geringer ausgeprägt, hier verschiebt sich die 100°C Isotherme nur um ca. 15 m. Diese Beschreibungen be-

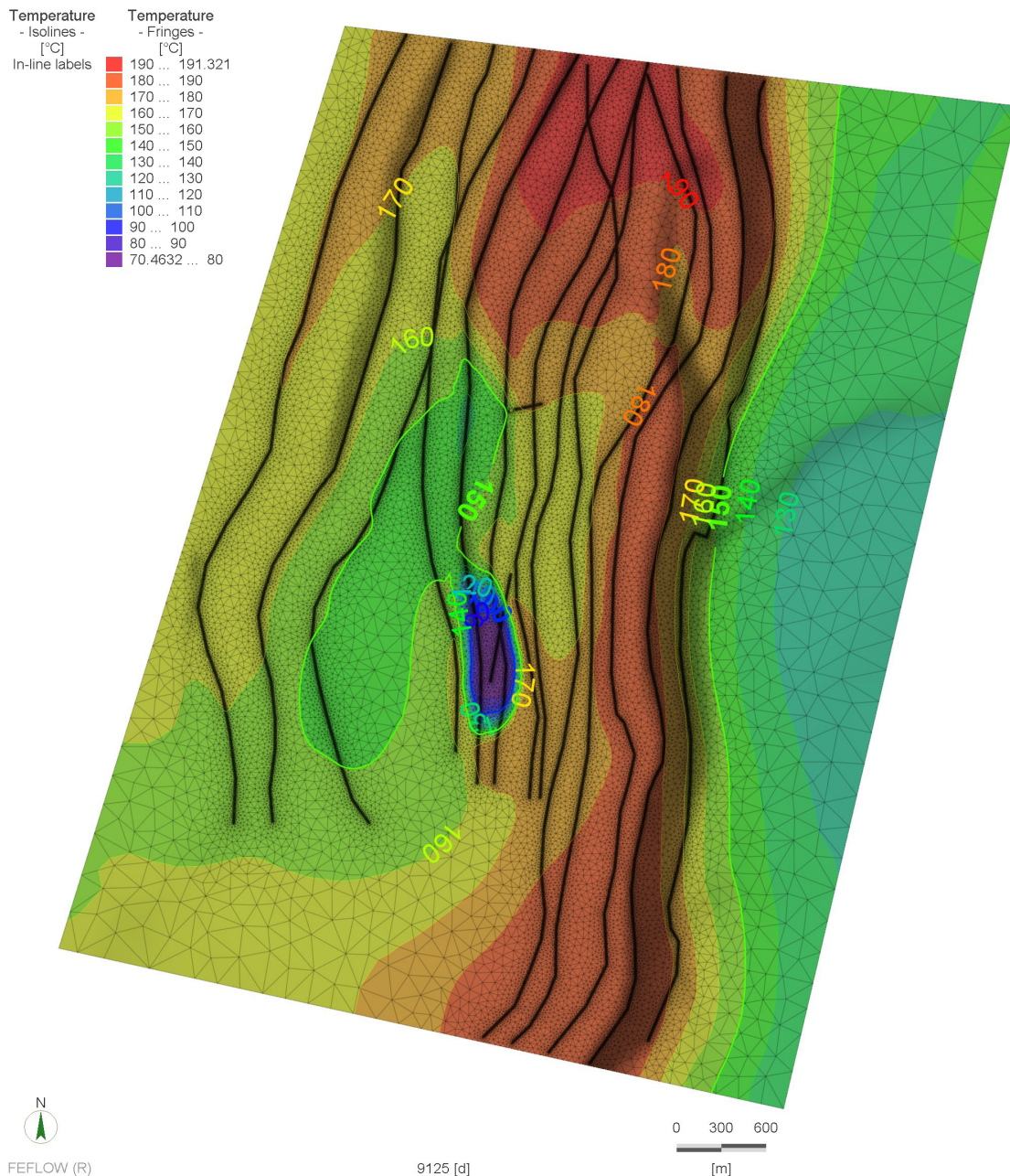


Abb. 38: Temperaturverteilung am Top Melaphyr2 nach 25 Jahren Betrieb mit 80 l/s

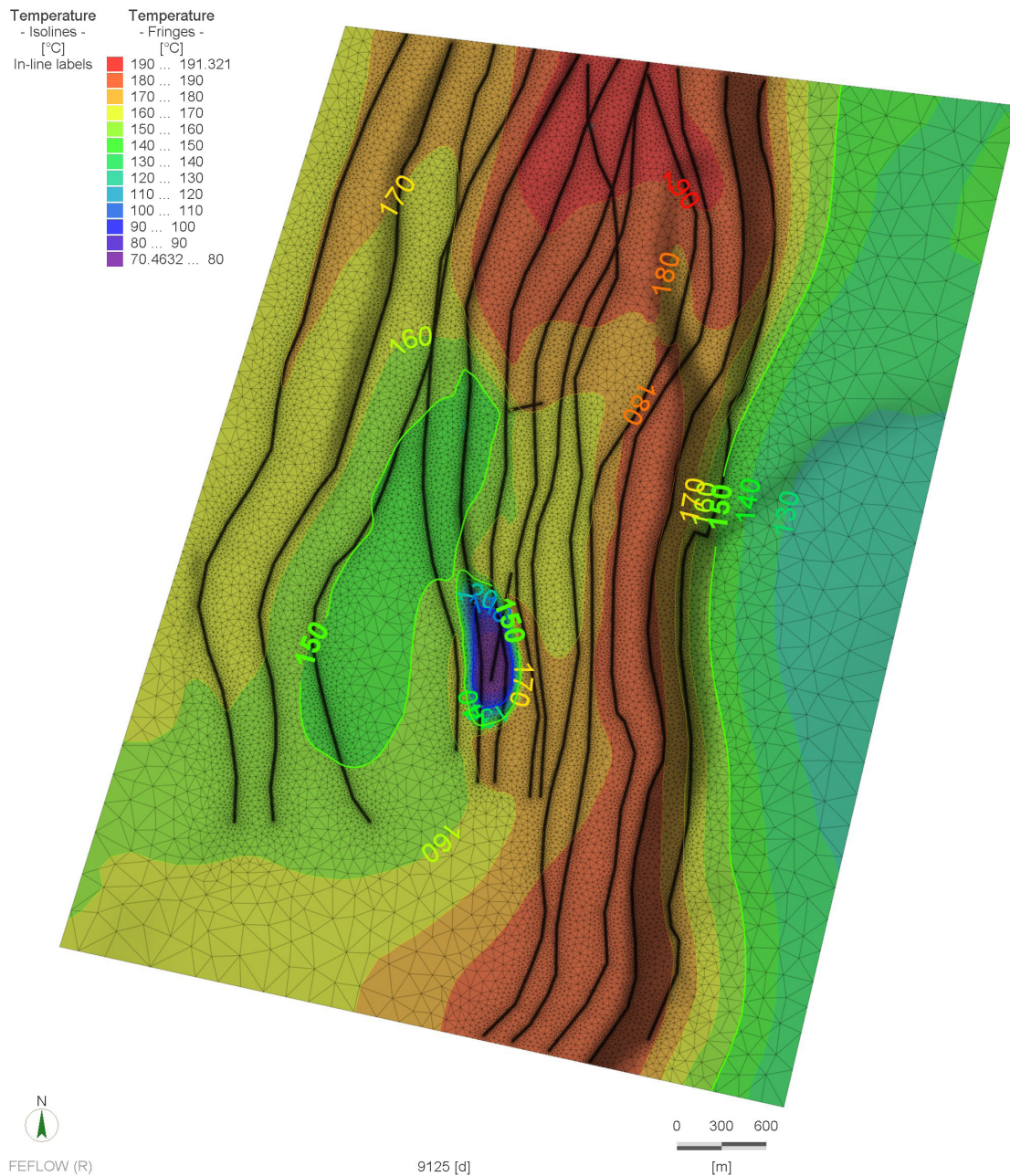


Abb. 39: Temperaturverteilung am Top Melaphyr2 nach 25 Jahren Betrieb mit 60 l/s ziehen sich auf die laterale Ausbreitung am Top Melayphr2 (Abb. 38 und Abb. 39), der nach aktuellem Stand die geplante Reservoiroberkante darstellt. In dieser Tiefenlage werden die maximalen lateralen Auswirkungen der Kältefahne durch den geothermischen Betrieb berechnet. Die zeitliche Entwicklung der thermischen Verhältnisse ist für die Rechnung mit 80 l/ in Abb. 37 dokumentiert, und zeigt den Zustand nach den ersten 5 Jahren des Betriebs. Während der Bereich der Einpressbohrung deutlich durch die Ausdehnung der Kaltwasserfahne beeinflusst wird, ist die verhältnismäßig geringe Veränderung im Bereich der Wasserentnahme daran zu erkennen, dass hier kaum Variationen des Temperaturfeldes auftreten. Die weiteren Beschreibungen beziehen sich auf die Modellrechnung mit der Pumprate von 80 l/s. Da die Unterschiede zu den kleineren Förderraten sehr gering ausfallen, wurde auf die weitere Darstellung dieser verzichtet.

In vertikaler Richtung lässt sich die Ausbreitung der Kaltwasserfahne am idealsten im Schnittbild bzw. der 3D Darstellung nachvollziehen.

Die O-W Schnitte (Abb. 40 und Abb. 41) auf Höhe der Injektionsbohrung lassen die klare Begrenzung der Kältefront auf die Störungszone und die unmittelbar anschließenden Gebirgeeinheiten nach einer Betriebsdauer von 5 und 25 Jahren erkennen. Die durchschnittliche Breite, senkrecht zur Störungszone gerichtet beträgt nach 5 Jahren ca. 220 m in einer Tiefe von 3400 m und entwickelt sich im weiteren Verlauf auf maximal 350 m in einer Tiefe von 3300 bis 3400 m nach 25 Jahren

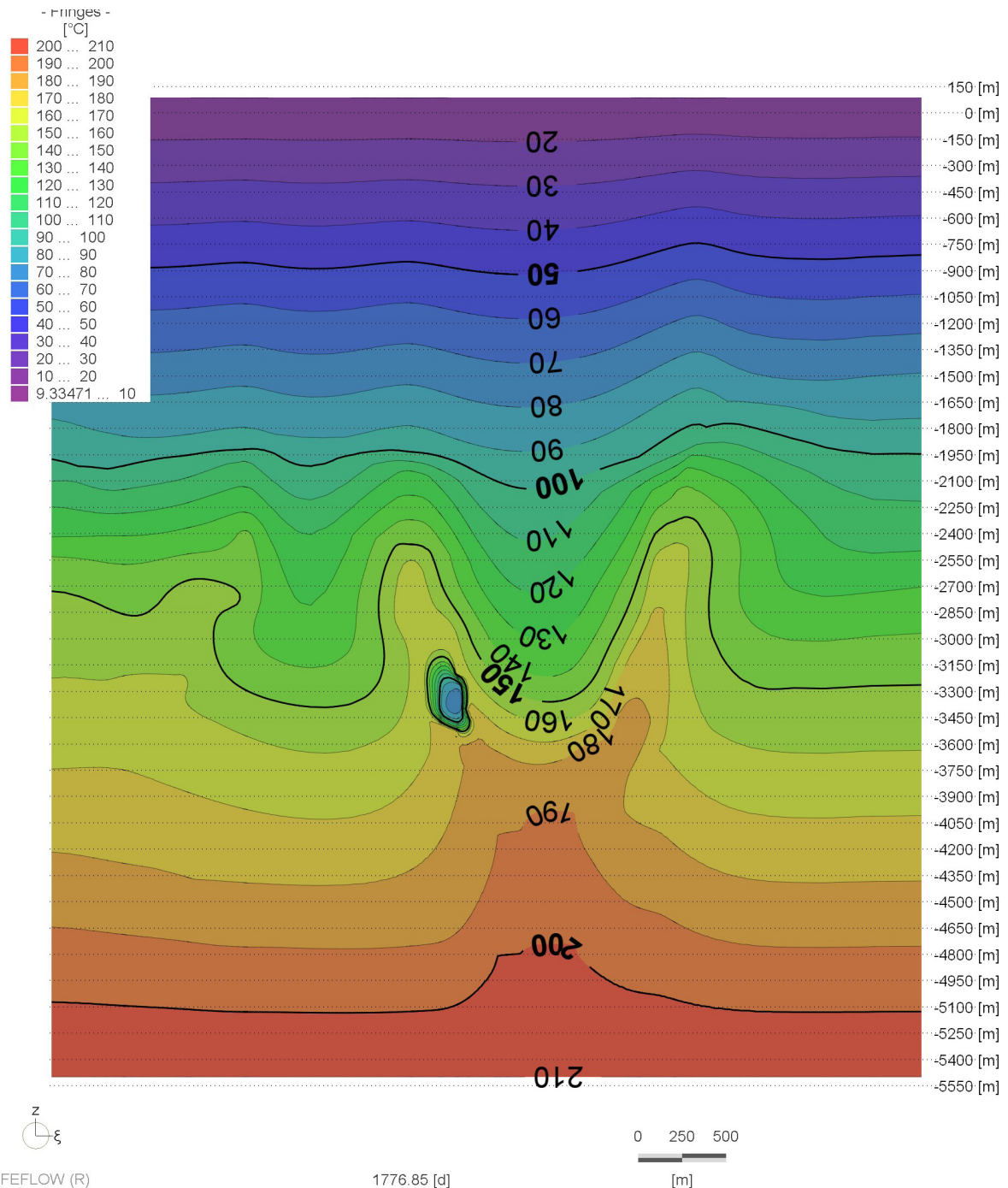


Abb. 40: Temperaturverteilung im Ost - West Schnitt nach 5 Jahren Betrieb mit 80 l/s

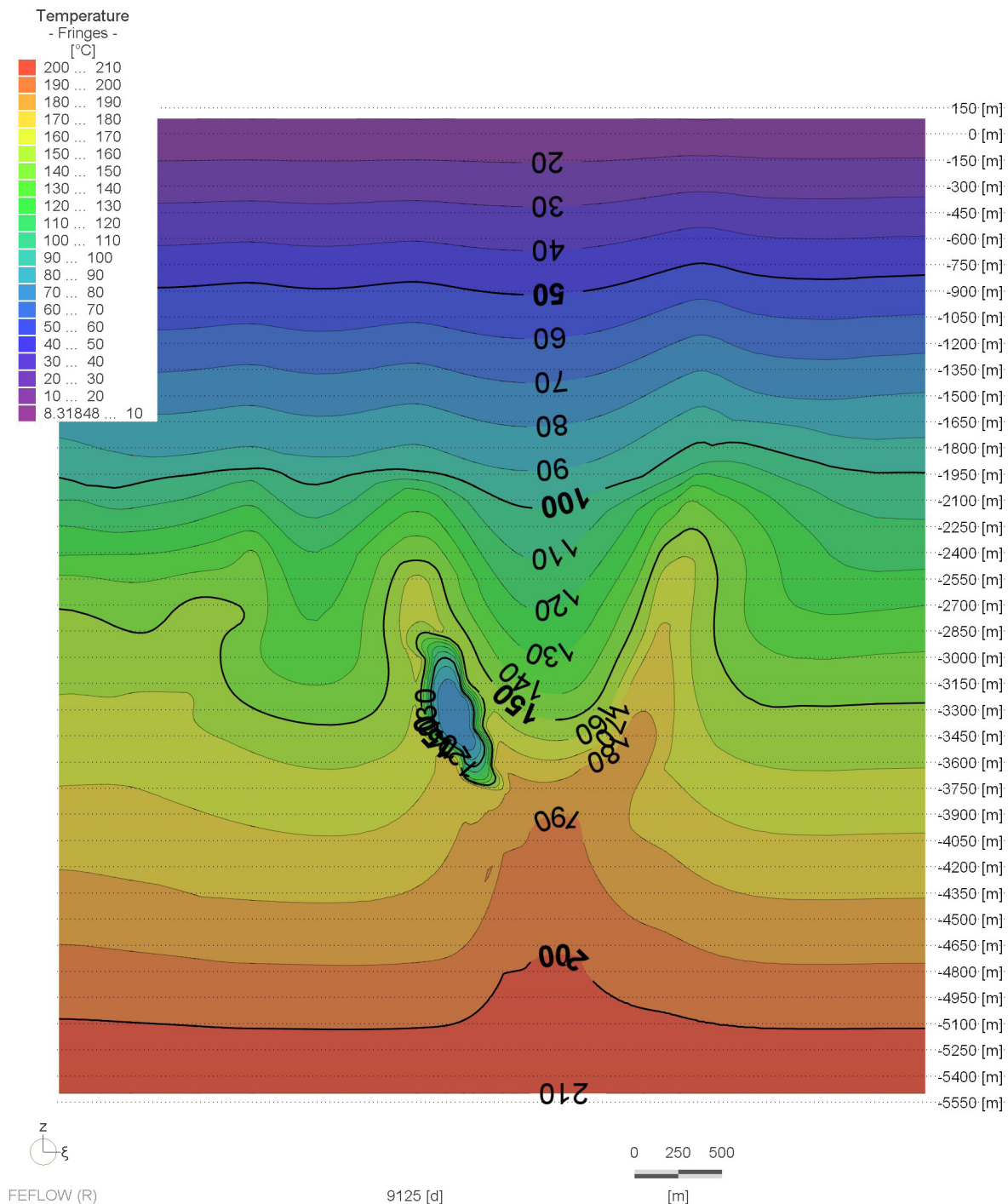


Abb. 41: Temperaturverteilung im Ost - West Schnitt nach 25 Jahren Betrieb mit 80 l/s Betrieb. Die vertikale Erstreckung beträgt nach 5 Jahren ca. 300 m und dehnt sich in Relation zur horizontalen Reichweite im weiteren Betrieb deutlich stärker auf 900 m Höhe im Bereich zwischen 3750 und 2850 m aus.

Im N-S Schnitt (Abb. 42 u. Abb. 43) ist nach 5 Jahren die thermische Beeinflussung an der Injektionsbohrung auf einer Höhen von 400 m im Tiefenbereich zwischen 3100 und 3500 m fortgeschritten. In lateraler Richtung beträgt die Ausdehnung ca. 550 m. Deutlich ist auch hier die Neigung der Injektionsbohrung in Richtung Süd nachzuvollziehen, der Bereich der Abkühlung zeichnet diese Richtung nach.

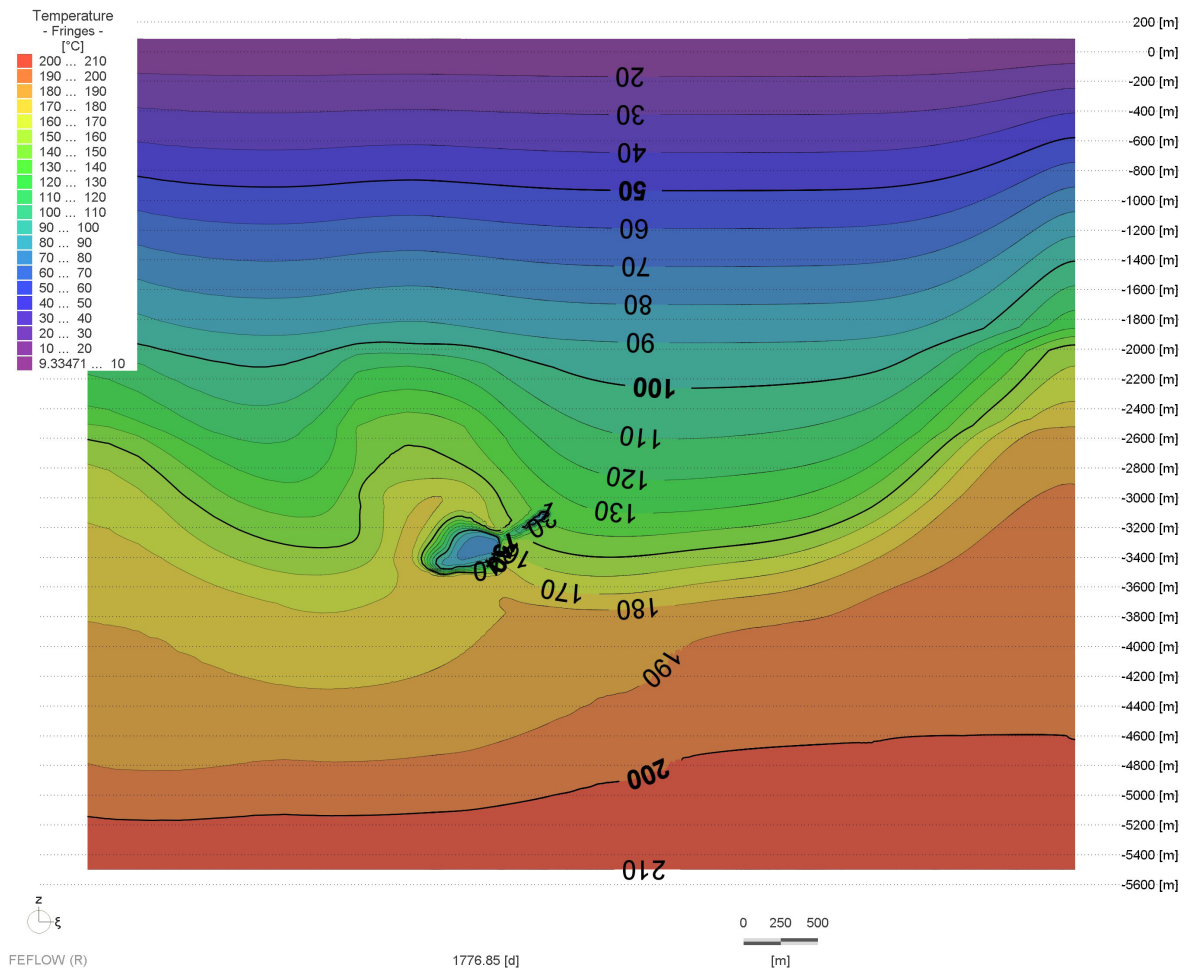


Abb. 42: Temperaturverteilung im Süd - Nord Schnitt nach 5 Jahren Betrieb mit 80 l/s

Nach 25 Jahren Betrieb hat sich die Kaltwasserfront auf eine Höhe von 700 m zwischen 2900 m und 3600 m Tiefe ausgedehnt. Die laterale Erstreckung beträgt jetzt ca. 1200 m in Nord-Süd Richtung. Der Neigungstrend ist nur noch untergeordnet ausgebildet, die Kältefahne hat jetzt eher eine langgestreckte Kugelform. Die Temperaturverteilung im restlichen Modell zeigt nur sehr geringe Variationen und bleibt somit stabil.

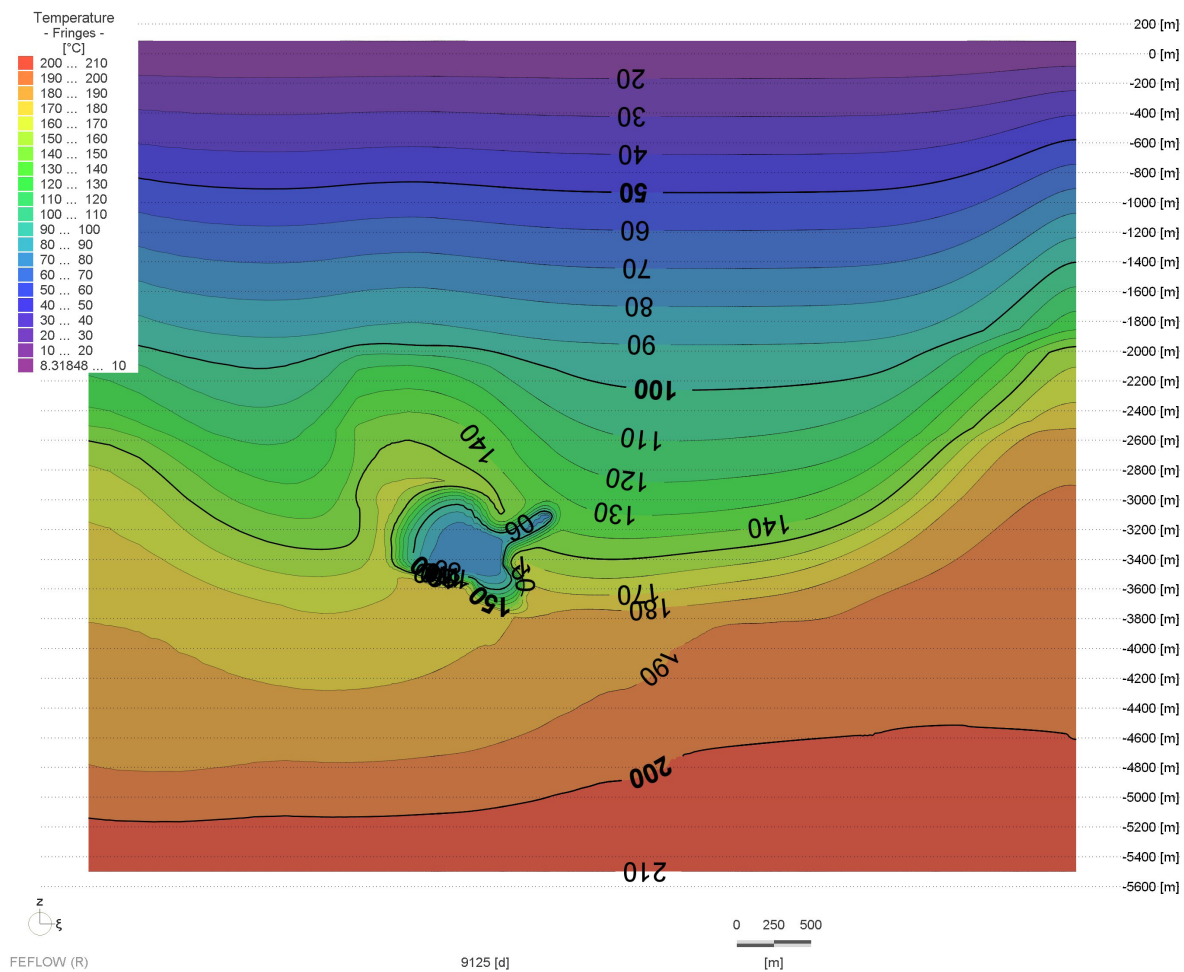


Abb. 43: Temperaturverteilung im Süd - Nord Schnitt nach 25 Jahren Betrieb mit 80 l/s
 Die 3D Darstellung der Temperaturverteilung (Abb. 44) zeigt die Isofläche 80 °C um die Injektionsbohrung. Deutlich abgegrenzt ist der obere Abschnitt der Bohrung zu erkennen, der zwar bereits „open hole“, also nicht verrohrt ist, jedoch noch nicht in der Störungszone zu liegen kommt. Hier ist die Ausbreitung der kalten Wässer stark begrenzt. Der untere Abschnitt mit guter Anbindung an die Störungszone zeigt die oben beschriebenen Auswirkungen der Kaltwasser-Verpressung.

Die Entnahmebohrung (roter Bohrfad vor dem Ost-West verlaufenden Schnitt) ist nach 25 Jahren Betrieb noch weit entfernt von der Kaltwasserfront der Injektionsbohrung. Zwischen der 80 °C Isofläche und der Extraktionsbohrung liegen noch ca. 1200 m. Die 150 °C Isotherme hat sich zu diesem Zeitpunkt, im Vergleich zum Zustand nach 5 Jahren Betrieb, in N-S Richtung nur um 300 m verschoben. In O-W Richtung ist die Verschiebung der 150 °C Isotherme noch wesentlich geringer stark ausgeprägt und beträgt ca. 100 m.

Deutliche Unterschiede ergeben sich bei den kalkulierten hydraulischen Höhen im Vergleich zur rein hydraulischen Vormodellierung.

Die absolute Absenkung in der Extraktionsbohrung beträgt 86 m und fällt damit erheblich geringer aus als in den rein hydraulischen Vormodellen. Die Einflusszone der Wasserentnahme verlagert sich mehr in Richtung der Nauheim-Wallerstädten

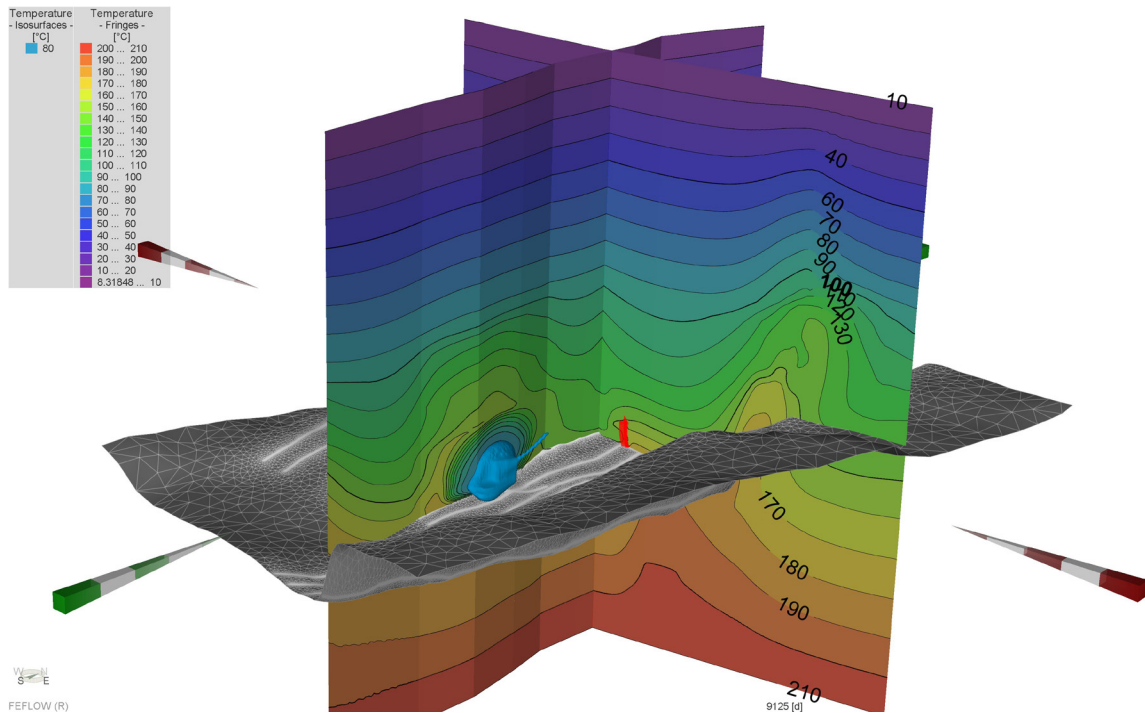


Abb. 44: Lage der Schnitte und Volumendarstellung der Kaltwasserfahne (80 °C Isofläche) Störung. Die Verteilung der hydraulischen Höhen nach 25 Jahren Betrieb mit 80 l/s am Top Reservoir (Abb. 45) zeigt weitreichende hydraulische Interaktionen in geringen Maßstab auf den gesamten Modellraum. Die 70 m Isolinie, also eine Absenkung des Wasserniveaus um 14 m im Vergleich zum Ruhezustand, reicht in die Nähe des westlichen Modellrandes.

In Ostrichtung wirkt die Nauheim-Wallerstädten Störung als abschirmendes Element, hier reicht die Absenkung bis an und in den Störungsbereich, jedoch nicht darüber hinaus. Im großdimensionalen Maßstab ist festzuhalten, dass die eingepressten Wasser überwiegend in westlicher Richtung entlang der durchteuften Störungszone Königstädteener Antitheter migrieren. Die Förderbohrung bezieht ihren Wasserzufluss dagegen hauptsächlich aus der Nauheim-Wallerstädten Störung im Osten. Über den gemeinsamen Zwickelbereich der Störungen bzw. den tieferen Verlauf der Nauheim-Wallerstädten Störung nach dem Verschnitt mit dem Königstädteener Antitheter besteht auch eine Konnektivität zwischen den beiden Bohrungen, über die ein weiterer Wasseraustausch stattfindet.

Die Strömungsverhältnisse im Modellraum lassen sich über die Strömungsfäden (Abb. 46) sehr gut charakterisieren. Hier ist die Anströmung der Entnahmebohrung im Modellierungszeitraum dargestellt. Die Anströmungsbereiche zur Förderbohrung lassen sich in 3 Abschnitte aufteilen. Der obere, senkrechte Teil der Bohrung zeigt vor Erreichen des Störungsbereichs eine typische radiale Anströmungsrichtung. Mit Erreichen des Störungsbereiches bezieht die Bohrung das Wasser aus dem höher durchlässigen Umfeld der Störung in einem weiten Bereich lateraler und vertikaler Ausdehnung. Die tiefen Bereiche der Bohrung, die bereits den Verschnittbereich der Störung Nauheim-Wallerstädten und des Königstädteener Antitheter durchteufen, beziehen ihren Wasserzustrom aus dem tiefen Bereich des Störung Nauheim-Wallerstädten.

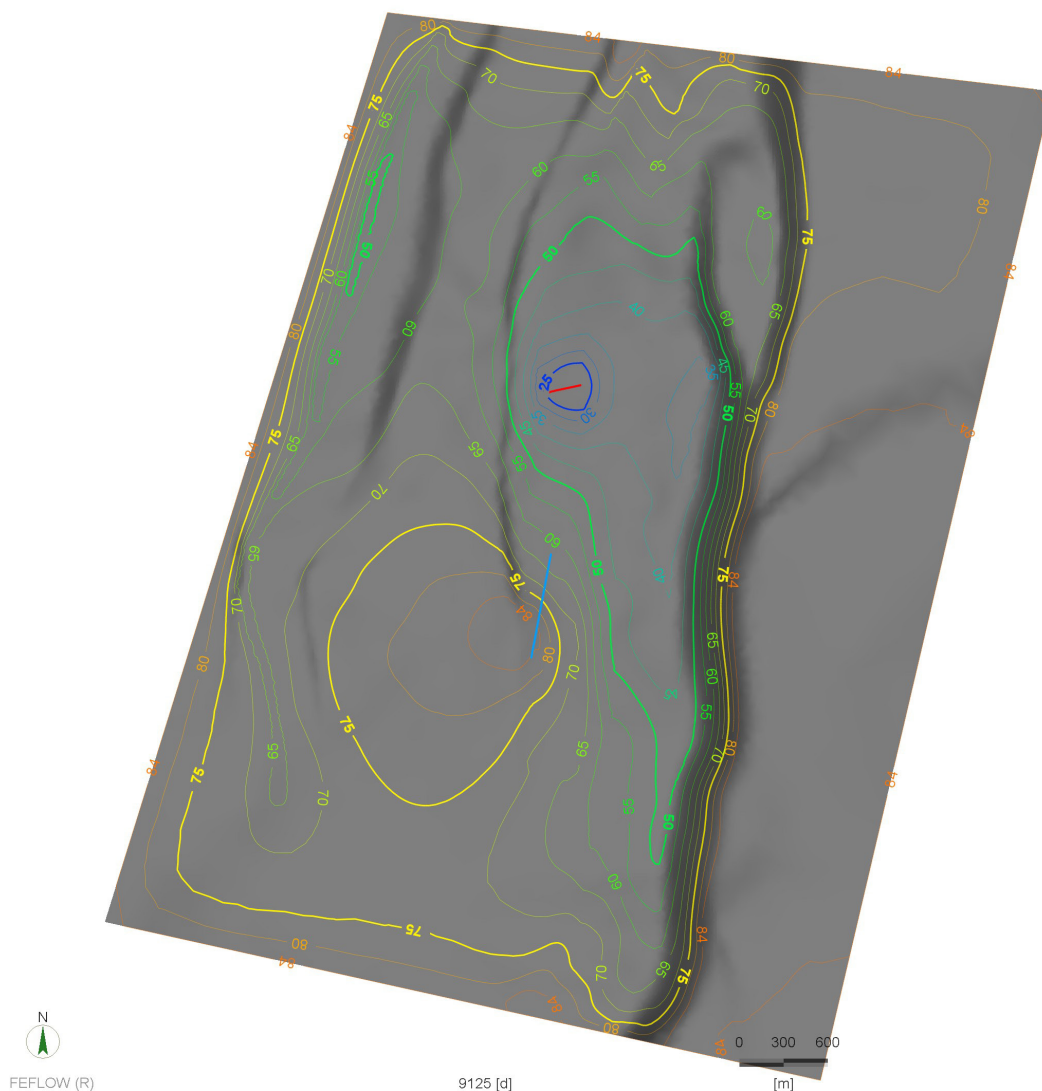


Abb. 45: Verteilung der hydraulischen Höhen am Top Reservoir nach 25 Jahren Betrieb mit 80 l/s

Die Einfärbung der Stromfäden zeigt die Zeitspanne die ein Wasserteilchen benötigt, um zur Extraktionsbohrung zu fließen. Hier ist deutlich zu erkennen, dass innerhalb von 25 Jahren (9125 Tagen) kein Wasser aus der Injektionsbohrung die Extraktionsbohrung erreicht.

Die Fließgeschwindigkeiten sind im Bereich der höher durchlässigen Störungszonen mit maximal 100 cm pro Tag im nahen Umfeld der Bohrungen am höchsten. Die Störungszonen sind die unmittelbaren Hauptfließwege für die Thermalwässer und im weiteren Umfeld durch Fließgeschwindigkeiten zwischen 10 cm und 2 cm am Tag gekennzeichnet. Mit zunehmenden Abstand zu den Bohrungen nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten ab und der Wasserleitung findet über den großräumigen Querschnitt der Zerrüttungszonen und in geringem Umfang auch über die ungestörten Gebirgsparteien statt. Die Strömungsgeschwindigkeiten (Abb. 47) in den Störungszonen auf dem Profilschnitt durch die Entnahmebohrung zeigen die Verteilung der beschriebenen Strömungsverhältnisse. Die Verteilung der hydrau-

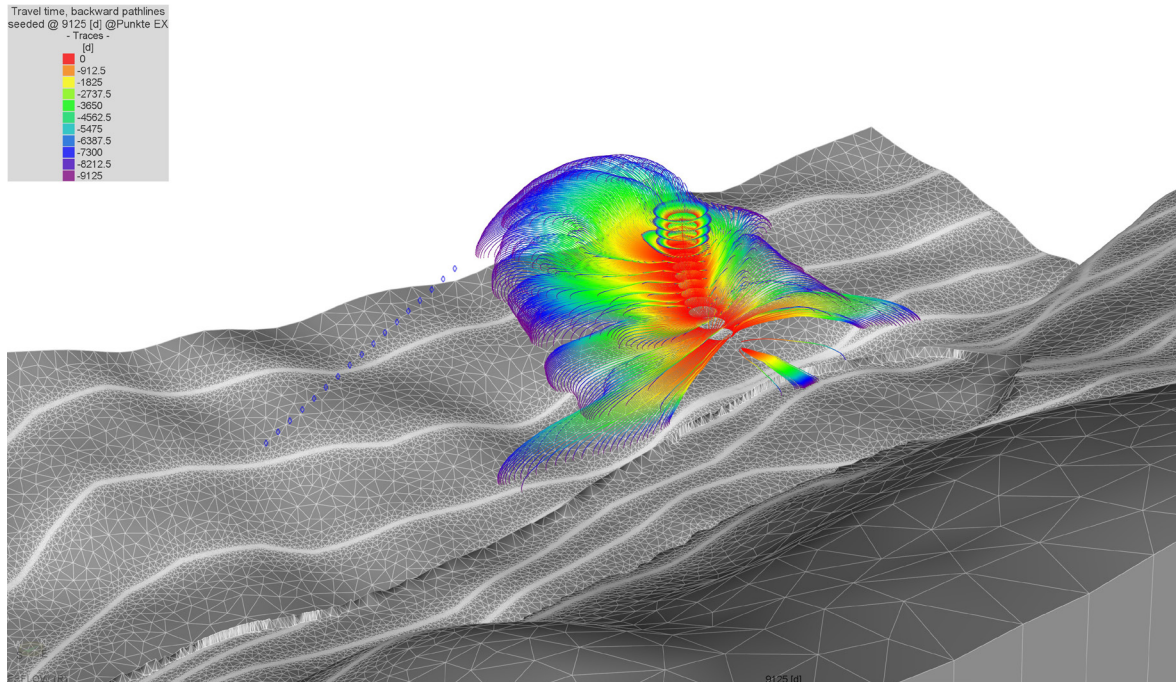


Abb. 46: Stromlinien zur Entnahmebohrung, Blick von der Hochzone im Westen; Fläche ist das Top Karbon

lischen Höhen im Umfeld der Bohrungen zeigt klar, dass auch in den tiefen Reservoirseinheiten (Abb. 47, Top Karbon) der Einzugsbereich der Entnahmebohrung überwiegend im tiefen Abschnitt der Nauheim-Wallerstädten Störung lokalisiert ist. Ebenso bleibt der Einflussbereich der Einpressbohrung mit der Orientierung zur Hochscholle westlich des Königstädter Antitheters stabil.

Für alle drei berechneten Variationen der zirkulierten Wassermengen ist keine starke Veränderung der Wassertemperatur an der Extraktionsbohrung zu beobachten. In allen drei Fällen steigt die Temperatur des gefördert Wassers innerhalb von einem Tag nach Betriebsbeginn auf eine Temperatur von ca. 182 °C. Im weiteren Betrieb wird nach 100 Tagen eine Fördertemperatur von ca. 184,5 °C erreicht, die sich während 25 Jahren Betrieb auf 181 – 181,5 °C reduziert. Hierbei resultiert eine Abweichung der Temperaturwerte zum Modellierungsende zwischen den 3 Varianten von je ca. 0,2°C. Die Wassertemperaturen der Variante mit 60 l/s erreichen zu Beginn weniger hohe Temperaturen im Vergleich zur 80 l/s Variante, bleiben jedoch dann im weiteren Verlauf des Betriebes höher als bei den höheren Pumpraten.

Hier werden demnach die Thermalwässer aus höheren Stockwerken bevorzugt, die zu Beginn weniger hohe Temperaturen aufweisen, im langfristigen Verlauf jedoch weniger Absenkung und damit auch Zustrom aus flacheren Stockwerken mit kälteren Temperaturen aufweisen und somit länger warm bleiben. Die hohen Pumpleistungen fördern primär tiefere, wärmere Wässer, jedoch wird durch die steileren hydraulischen Gradienten vermehrt kaltes Wasser aus höheren Stockwerken über die Störungszone Nauheim-Wallerstädten transportiert und dadurch mit tieferen Temperaturen produziert.

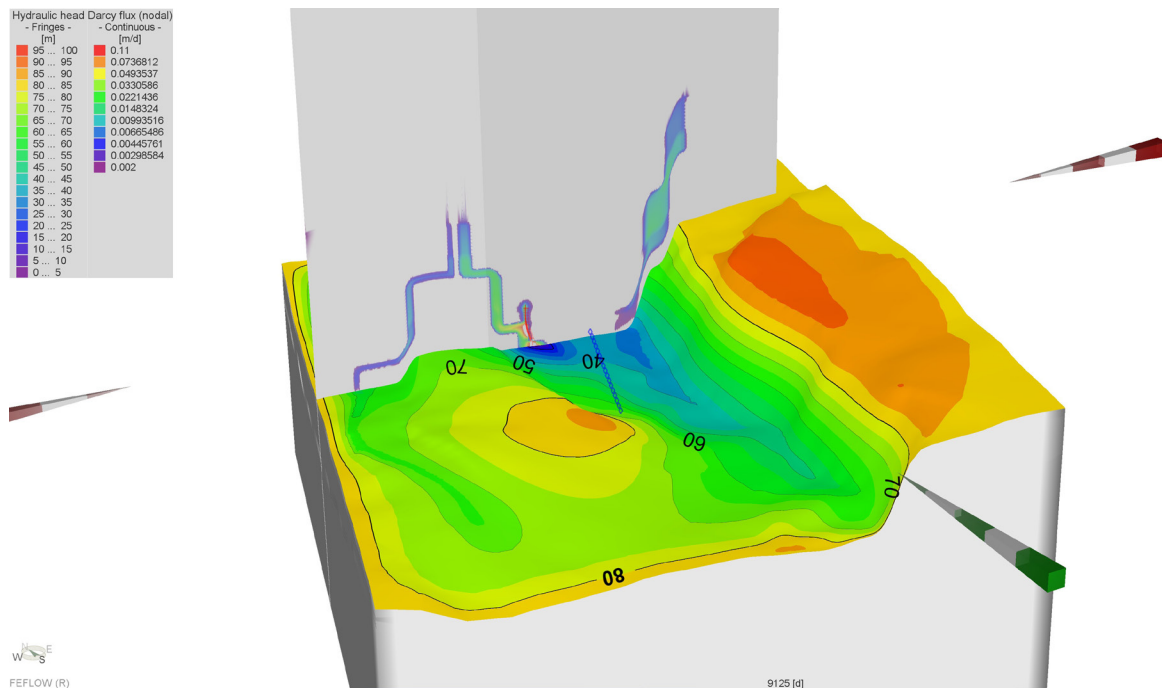


Abb. 47: Darstellung der Strömung innerhalb der Störungszonen und hydraulische Höhen am Top Karbon

5.4 Sensitivitätsanalyse der Parameter

In eine geothermische Modellierung fließt eine Vielzahl von Parametern (vgl. Kapitel 4.1.4) zur Hydraulik und Thermik ein. Teilweise sind die Kenngrößen nur schwierig zu bestimmen oder müssen abgeschätzt werden. Im folgenden soll daher eine Übersicht über Variationen der Parameter gegeben und die Auswirkung derselben auf die Modellergebnisse dargestellt werden.

Veränderungen der thermischen Kennwerte wirken sich nur sehr begrenzt auf die Modellierungsergebnisse aus. Erhöhungen der Wärmeleitfähigkeit oder Wärmekapazität führen zu minimal erhöhten Fördertemperaturen bzw. zu einem langsameren Abfall der Extraktionstemperaturen an der Förderbohrung. Gleichzeitig führt eine erhöhte Wärmeleitfähigkeit zu einer minimal weiteren Ausbreitung der Kaltwasserfahne in Störungsrichtung. Quer zur Hauptströmungsrichtung bewirkt das verbesserte Nachfließen von thermischer Energie zu einer geringen Reduzierung der Kältezone. Insgesamt haben die thermischen Parameter gegenüber den hydraulischen Kennwerten für die modellierten Fälle eine untergeordnete Relevanz.

Um die Auswirkungen verschiedener hydraulischer Parameter zu quantifizieren, wurde das Modell mit einer mittleren Förder- und Reinjektionsrate von 70 l/s modifiziert. Veränderungen des spezifischen Speicherkoeffizienten führten zu keiner merklichen Veränderung der Modellergebnisse. Dies ist auf die offenen Modellränder zurückzuführen, die einen kontinuierlichen Nachstrom bzw. Abfluss von Fluiden ermöglicht. Weiterhin führt die vertikale Konnektivität über die Störungszonen dazu, dass auch hier genügend Fließwege für die Wassermengen zur Verfügung steht. Der Speicherkoeffizient ist daher eine Größe, die für den geothermischen Betrieb unter den geprüften Bedingungen vernachlässigbar ist, zumal bei ausreichender Konnektivität zwischen den Bohrungen im Vergleich zu einer reinen Wassererschließungsbohrung keine Entnahme ohne Rückführung stattfindet.

Deutliche Sensitivität ist beim Faktor der Durchlässigkeit bzw. Permeabilität des Reservoirs zu erkennen. Es wurden hierbei 2 weitere Modelle der 70 l/s Variante gerechnet.

Variante 1 geht von einer nur um 1 Größenordnung gegenüber der Bohrung W7 gesteigerten Gebirgsdurchlässigkeit aus. Das bedeutet gleichzeitig, dass der Steigerungsfaktor für die Störungsbereiche gegenüber der Bohrung W7 nur um 3 Größenordnungen über den gemessenen Matrixpermeabilitäten liegt.

Ein deutliches erstes Merkmal der verringerten hydraulischen Leitfähigkeiten ist die Auswirkung der Wasserzirkulation auf die hydraulischen Höhen in den Bohrungen. Die Extraktionsbohrung zeigt hier maximale Absenkungen von -370 m, was in Bezug auf den Ruhewasserspiegel von 84 m eine Absenkung um 454 m bedeutet. Die Einpressbohrung hat gegenüber den Varianten mit höheren hydraulischen Leitfähigkeiten größere Schwierigkeiten die rückgeführten Wässer im Untergrund zu verteilen, was zu einer Drucküberhöhung führt. Gemessen an den hydraulischen Höhen ist hier ein maximaler Anstieg auf 584 m zu verzeichnen. Bilanziert auf den Ruhewasserspiegel ist das eine Erhöhung um 500 m.

Ein weiterer deutlicher Unterschied ist im Temperaturverlauf der Förderbohrung zu verzeichnen. Ausgehend von einer initialen Fördertemperatur von 184,7 °C ist der Temperaturverlust im Laufe der Produktion langsamer und nach 25 Jahren Betrieb wird hier eine Temperatur von 182,3 °C erreicht. Im Vergleich zum ursprünglichen Modell mit 70 l/s Förderung ist die Temperatur nach 25 Jahren somit um 1 °C höher.

Die laterale und vertikale Ausdehnung der Kältefahne um die Einpressbohrung zeigt nur geringfügige Unterschiede zu den vorher berechneten Modellen. Generell ist eine geringfügige Reduzierung des beeinflussten Bereiches zu verzeichnen, was durch die geringere direkte Anströmung der Umgebung erklärt werden kann. Der Wassertransport wird durch die verringerte Durchlässigkeit stärker auf die Störungszone konzentriert. Die primären Vorzugsrichtungen der Ausbreitung bleiben somit gleich. Der Kältetransport in die Umgebung bzw. der Wärmezustrom aus den umliegenden Gesteinspartien und damit die Auskühlung verläuft stärker über die Wärmeleitung der Gesteine und ist somit dem direkten konvektiven Transport gegenüber etwas vermindert.

Zusammenfassend kann beim Modellierungsfall mit verminderten Durchlässigkeiten ein geringerer Temperaturabfall in Verbindung mit erhöhten hydraulischen Absenkungen bzw. Überdrücken beobachtet werden.

Für die zweite Parameteranalyse wurden die Eingangswerte der Bohrung W7 um drei Größenordnungen erhöht. Für die störungsbeeinflussten Gebirgspartien wurde der Steigerungsfaktor von 2 Größenordnungen beibehalten, somit erhöht sich in den Störungszonen die Durchlässigkeit um den Faktor 5.

Eine deutliche Auswirkung der verbesserten Durchlässigkeiten ist eine drastische Änderung der hydraulischen Höhen in den Bohrungen während des Betriebs. Die hydraulische Höhe in der Produktionsbohrung liegt nach 25 Jahren bei 42,8 m, daraus resultiert eine Absenkung um 41,2 m. In der Einpressbohrung steigt der Pegel erwartungsgemäß in der ersten Betriebsphase (100 Tage) um ca. 10 m an. Danach

setzt eine leichte, aber konstante Absenkung ein, die sich bei ca. 80 m stabilisiert. Dieses Verhalten des geothermischen Systems kann damit erklärt werden, dass der Absenktrichter der Produktionsbohrung ein hydraulisches Gefälle aufbaut, was nach 100 Tagen eine Konnektivität mit dem abfließenden Wasser der Einpressbohrung zeigt. Durch die verhältnismäßig hohen Durchlässigkeiten, besonders in den Störungsbereichen ist die Ausbildung eines relativ flachen, aber weitreichenden Bereiches des Wassereinzuges um die Förderbohrung entstanden.

Die Entwicklung der Fördertemperaturen wird durch die gute Wegsamkeit zwischen den Bohrungen ebenfalls stark beeinflusst. Die initiale Fördertemperatur von 182 °C zeigt bereits nach 10 Tagen eine Reduzierung. Diese verläuft bis zum Zeitpunkt von ca. 10 Jahren relativ zügig, die geförderten Wässer sind dann nur noch 170 °C heiß. Im weiteren Verlauf bis zum Simulationsende von 25 Jahren findet eine weitere Reduzierung um 7 °C auf 163 °C statt.

Die Verteilung der hydraulischen Höhen am Top Reservoir zeigt die lateral weitreichendere Erstreckung des Absenktrichters der Entnahmebohrung entlang der Störungszone. Weiterhin ist die Zone der Druckerhöhung im Vergleich zu den standardisierten Modellen nicht zu erkennen.

6 Diskussion

6.1 Faziesanalyse

Aus dem seismischen Datensatz und den Bohrungsinformationen wurde der Grunddatensatz für den ersten Teil dieser Dissertation entwickelt. Das in Richtung Norden ansteigende Grundgebirge ist das strukturell bedeutendste Element für die Entwicklung der permokarbonen Beckenfüllung in Richtung Norden. Hier sind besonders diese Großstrukturen bzw. der Übergang zum Taunus beeinflussende Faktoren, da sie für die Sedimente aus dem Permokarbon eine Schwelle bzw. Barriere dargestellt haben. Diese Barriere hat Auswirkungen auf die Verteilung und Transportrichtungen der Sedimente. Der überwiegend aus dem Süden stammende klastische Eintrag wurde hier im Norden zum einen mit Detritus aus dem Taunus vermischt, zum anderen aufgrund der Schwellenregion akkumuliert (Henk, 1993). Weiterer Transport kann nur Richtung Nordost zur Wetterau oder Südwest zum Saar-Nahe-Becken entlang des Taunussüdrandes erfolgt sein. Das erklärt die Ausbildung einer feinklastischeren Beckenfazies im Norden, da zwischen dem Wetterau Trog und dem Saar-Nahe-Becken zeitweise auch eine Schwellenregion ausgebildet war.

Die Interpretation der internen Schichtabfolge des Rotliegend ermöglicht eine Unterteilung in 3 Untereinheiten

R3: Intra Ro 2 bis Top Rotliegend

R2: Intra Ro1 bis Intra Ro2

R1: Top Karbon bis Intra Ro1

Sie erfolgt anhand eines prägnanten Reflektorbündels (siehe 4.3.2) von 3-4 Peaks, das hohe Impedanzkontraste („seismischer Kontrast, Laufzeit x Dichte) zeigt. Diese seismischen Marker stellen die vulkanische Abfolge dar, die in mehreren Bohrungen angetroffen wurde (Bohrung W1: 1418-1979 m; Bohrung W2: 1996-2242 m; Bohrung W7: 1788-1816 m, 1960-2064 m, 2170-2255 m; Bohrung W13: 230 - Endteufe).

R3 ist durch schwache Reflektoren gekennzeichnet, die durch überwiegend einheitlich ausgebildete Sedimente (Feinsandsteine, Siltsteine, Tonsteine) verursacht sind. Mächtigkeitsschwankungen und Reflektorterminationen sind besonders in der Nähe von Störungen ausgebildet, also synsedimentär durch spätvariszische und im Paläogen reaktivierte Störungen verursacht.

R1 zeigt lateral diskontinuierlichere Reflektoren, die deutlicher ausgeprägt sind als in R3. Die höheren Kontraste zeugen von den heterogeneren Sedimentverteilungen im unteren Rotliegend. Zusammenfassend unterstützt die seismische Interpretation das Ergebnis der Bohrungsauswertung. Das Rotliegend lässt sich im untersuchten Gebiet in einen basalen Bereich (R1) mit gröberen Sedimenten und höherer

lithologischer Heterogenität und einen oberen Bereich (R3) mit überwiegend homogener feinklastischer Sedimentverteilung untergliedern.

Die basischen Vulkanite (R2) trennen beide Untereinheiten und werden als Markerhorizont für die Unterteilung verwendet. Die unterschiedlich stark ausgeprägten Reflektorbündel im Verlauf der seismischen Linien sind durch mehr oder minder starke Beeinflussung durch eingeschaltete Sedimente verursacht, die je nach Art und Mächtigkeit Kontraständerungen hervorrufen. Mächtigkeitsschwankungen der Vulkanite sind durch antedezente Reliefunterscheide verursacht.

Die Unterteilung des Rotliegend in 3 Abschnitte mit lithologischen stark unterschiedlichen Ausbildungen hat Auswirkungen auf die hydraulischen Eigenschaften der permokarbonen Sedimente. Der feinklastische obere Abschnitt R3 bedingt durch kompaktere Sedimente schlechtere Permeabilitäten und Porositäten. Der Bereich der basischen Vulkanite kann, besonders im Topbereich mit starker Klüftung und in Abschnitten mit tektonischer Beanspruchung, einen besseren Wasserleiter darstellen. Im basalen Abschnitt R1 kann aufgrund der vorherrschenden gröberen Lithologien, besonders im Bereich von Störungszonen, von einem gut permeablen und porösen Gesteinskörper ausgegangen werden.

Die Auswertung der Bohrungsinformationen zeigt die Entwicklung des Sedimente im Permokarbon deutlich. Von Süd nach Nord reduziert sich die Mächtigkeit der vulkanischen Einheiten offensichtlich. Während in der Bohrung W1 eine Mächtigkeit von ca. 550 m Mächtigkeit erbohrt wurde, ist diese in der Bohrung W2 auf ca. 240 m reduziert. Die weiter im Norden gelegene Bohrung W7 zeigt eine Dreiteilung der Vulkanite. Hier treten zudem eingeschaltete Sedimente auf. Die Einschaltungen in die Vulkanite im oberen Bereich ist feinklastisch, die unteren Einschaltungen sind zunehmend grobklastischer geprägt. In der Bohrung W13 wurde ebenfalls an der Basis der Bohrung Vulkanite mit eingeschalteten Sandsteinen erbohrt. Die Mächtigkeit der Vulkanitfolge ist jedoch nicht bekannt, da ihre Basis nicht erreicht wurde.

Die Mächtigkeitsverteilung der Vulkanite im Rotliegend zeigt ein südlich gelegenes vulkanisches Zentrum an. Mit zunehmender Distanz nehmen die Einschaltungen grobklastischer Sedimente zu und der Anteil der Vulkanite an der Gesamtabfolge nimmt ab. Der Sedimenttransport erfolgt im südlichen Teil des Beckens von Süd-Südost nach Nord-Nordwest. Im Nordteil des Beckens erfolgte zusätzlicher Eintrag von Nord-Nordwest nach Süd-Südost. Insbesondere die modalen Analysen der Konglomerate zeigen hohe Anteile an Grundgebirgsmaterial mit schlechten Rundungsgraden in der Bohrung W1. Die fazielle Analyse der Bohrung bestätigt diese Daten. Konglomerate und Grobsandsteine wurden in alluvialen Schwemmfächern abgelagert, die sich direkt N- bis NE-lich des Liefergebiets entwickelten.

Die Abfolge in der Bohrung W2 ist im unteren Abschnitt bereits durch distalere, fluviatil abgelagerte Sedimente geprägt. An der Basis der Bohrung treten Konglomerate mit siltig-tonigen Einschaltungen auf, die horizontal geschichtet sind. Sie zeigen ein Ablagerungsmilieu verflochtener Flüsse in einer Überflutungsebene an. Es folgt ein Übergang zu feinlaminierten, Ton-Sand Wechsellagerungen mit Mikroschrägschichtung. Das Ablagerungsmilieu ändert sich zu limnisch-fluviatil, etwa

dem Rand eines Sees, in den Flüsse mündeten (Sandeintrag). Nach oben kurz vor der Basis des Vulkanits (2242 m) des Vulkanits dominieren zunehmend fluviatile Bereiche (Sandsteine, erosive Bankkontakte). Das Paläorelief bewirkt hier die Ausbildung neuer Flussläufe, jedoch mit geringerem Gefälle als im unteren Teil, sodass es nur zur Ausbildung von mäandrierenden Flüssen kommt. Die Sedimente über den Vulkaniten sind deutlich unterscheidbar. Zeitgleich zur Ablagerung der Basalte erfolgte eine starke Reliefänderung, die einen Wechsel des Ablagerungsraums zu Schwemmfächern und fluviatil beeinflussten Sandebenen auslöst. Die Bohrung W7 liegt in Richtung des Beckenzentrums. Während im basalen Teil über dem Grundgebirge die Verzahnungsbereiche distaler Schwemmfächer mit Überflutungsebenen ausgebildet sind, treten nach den Vulkaniteinschaltungen vermehrt fluviatil beeinflusste Sedimente am Top des Rotliegend auf. Hier sind ausschließlich Ablagerungen von Flüssen ausgebildet, die häufiger einen Übergang zu limnischen Bereichen zeigen (Tonsteine und Karbonatkonkretionen, aus episodisch trockenfallenden Seen).

Die nördlichst gelegene Bohrung W13 ist aus Silt- und Feinsandsteinen aufgebaut, die sehr selten grobklastische Sedimente führen. Mikroschrägschichtungen und Horizontallamination belegen geringe Ablagerungsenergie. Dieser Sedimenttyp ist indikativ für Ablagerung in flachen Seen ohne häufiges Trockenfallen.

Das Faziesmodell zeigt auf der Basis der Bohrungen die folgende Entwicklung von Süd nach Nord. Im Süden dominieren Gesteine, die der Sedimentquelle nah sind und nach kurzem Transport abgelagert wurden. Nach Norden entwickelt sich der Faziesraum über fluviatile Ablagerungen in Richtung einer Beckenfazies, die feinklastischer ausgebildet ist. Im oberen Rotliegend sind überwiegend feinklastische Sedimente mit seltenen gröberen Einschaltungen abgelagert worden. Der mittlere Abschnitt wird durch Vulkanite gebildet, die nach Norden eine interne Unterteilung in drei Serien aufweisen. Der untere Abschnitt des Rotliegend ist mehrheitlich durch Sandsteine aufgebaut. Das Karbon zeigt bis zum unterlagernden Grundgebirge eine grobklastische Sedimentation mit seltenen Einschaltungen von Silt- und Tonsteinen.

Im Bereich des großdimensionalen Störungssystems, das Block 3 von Block 4 des Faziesmodells trennt, liegen stratigraphische Einheiten des unteren Rotliegend und Karbons direkt aneinander. Aufgrund der grobklastischen Sedimentation im proximalen bis distalen Bereich der alluvialen Fächer bzw. der anschließenden fluviatilen Ebene ist dort eine hydraulische Kopplung der sedimentären Einheiten über die Störung wahrscheinlich. Weiterhin ist es wahrscheinlich, dass auch die einzelnen Störungsgäste eines Systems in Bereichen, an denen sich die Störungen aufspalten oder zusammenlaufen, über grobklastische sedimentäre Horizonte gekoppelt sind. Das würde vor allem in Bereichen, in denen vertikale Stapelungen von alluvialen Fächern bzw. ihren lateral folgenden fluviatilen Ebenen vorhanden sind, für eine zusätzliche vertikale Konnektivität des Reservoirs führen. Zusammenfassend ist somit der südwestliche Teil des Modellraums, an Störungssystemem mit hohem Versatz und extensivem Charakter ein vielversprechendes Explorationsziel.

6.2 Regionales Temperatur Modell

Deutlich konnte bereits in den frühen Modellphasen der starke Einfluss unterschiedlicher Wasserdichte und Viskosität aufgrund verschiedener Temperaturen dargestellt werden. Die Bereiche erhöhter Durchlässigkeiten an den Störungen sind, wie schon früher postuliert, die entscheidende Wegsamkeit für die Konvektion und den Aufstieg warmer Wässer im Untergrund. Die im Bereich des Erlaubnisfeldes und weiteren Umfelds gemessenen erhöhten Temperaturgradienten im Vergleich zum übrigen nördlichen Oberrheingraben beruhen höchstwahrscheinlich auf der Konvektion an Störungszonen. Bereits die Berücksichtigung der drei dominanten Bruchsysteme im Modellgebiet zeigt eindrucksvoll den Einfluss der auftretenden Konvektion auf das Temperaturfeld. Die Vielzahl der weiteren kleindimensionalen Störungssysteme, die aufgrund der strukturellen Belastung zu erwarten, in der Seismik jedoch nicht aufzulösen sind, dürfte diese thermischen Entwicklungen weiter unterstützen und sich begünstigend auf die Fließmöglichkeiten für die Thermalwässer auswirken.

Die Daten geben die derzeit bestmöglichen numerischen Näherungen über den Zustand im Erlaubnisfeld wieder, jedoch nicht zwingend die realen Bedingungen. Grundsätzlich hängen Modellierungen immer vom Eingangsdatensatz ab. Der Umfang und die Qualität ist in diesem Fall an die vorhandenen Bohrungen und seismischen Daten gebunden. Diese stellen hochauflösende Punktdaten bzw. niedrigauflösende räumliche Daten dar. Es lässt sich nicht ausschließen, dass kleinräumige Änderungen der Parameter wie Durchlässigkeit, Fluidströmung usw. unter Umständen nicht erfasst oder dargestellt werden können. Ebenso können unbekannte Wasserströmungen im Untergrund sowie Konvektionsprozesse aufgrund höherer Gebirgspermeabilitäten stattfinden, die in den Modellierungen nicht auftreten. Einen weiteren Einfluss auf die Temperaturen kann auch die Art der Temperatur-Messungen in den Bohrungen darstellen. Hier ist in der Regel erst nach längerem Stillstand der Zirkulation der Bohrspülung oder nach Fördertests der tatsächliche Temperaturwert der Gesteinsformationen erreicht. Frühe Messungen, kurz nach Ende der Bohrarbeiten, geben dementsprechend deutlich zu geringe Temperaturen wieder. Aus den Protokollen der Bohrungen geht nicht hervor, unter welchen Bedingungen die Messungen durchgeführt wurden. Korrekturrechnungen zu diesen Messungen sind grundsätzlich möglich, wurden jedoch in dieser Arbeit nicht durchgeführt, da die Datendichte bezogen auf den Modellraum zu gering ist, um belastbare Vergleiche zwischen mehreren Bohrungen durchzuführen und Korrekturrechnungen zu verifizieren. Da somit in der Regel zu geringe Werte als Eingangsdaten verwendet wurden, sollten sich die zu erwartenden Temperaturen in der Regel höher darstellen.

6.3 Hydraulisches Vormodell

Die hydraulischen Vormodelle weisen bereits ohne Berücksichtigung der thermischen Einflüsse darauf hin, dass eine prinzipielle Eignung des permokarbonen Reservoirs in Verbindung mit störungsinduzierter Permeabilitätserhöhung gegeben ist. Auf Basis petrophysikalischer Messungen von Explorationsbohrungen, der Ver-

wendung der Untersuchungsergebnisse zum Permokarbon in Hessen (Bär, 2012b) und Ergebnissen von Untersuchungen zur Wasserführung von Kluftsystemen (Gudmundsson et al., 2001; Gudmundsson et al., 2002) konnte ein Untergrundmodell mit hydraulischen Parametern erstellt und getestet werden. Die berechneten Durchlässigkeitswerte für die verschiedenen Formationen im Untergrund stehen mit den Ergebnissen der Arbeit zum Permokarbon in Hessen in guter Übereinstimmung. Alle modellierten Szenarien für die rein hydraulische Fragestellung liefern stabile numerische Ergebnisse, die unter Berücksichtigung der Veränderung der hydraulischen Höhen und des Thermalwasserflusses belegen, dass die wirtschaftliche Nutzung des Reservoirs möglich ist.

Eine Modellierung von Klüften im Gebirgsverband ist in Feflow nur über Diskrete Elemente möglich und würde damit für geneigte Strukturen einen sehr aufwändigen und langwierigen Arbeitsprozess bedeuten. Weiterhin ist eine weitere Eingabe eines stochastischen Kluftnetzwerkes nicht möglich. Daher wurde auf die Hilfskonstruktion mit Zonen erhöhter Durchlässigkeit für die Störungsbereiche ausgewichen und mit einer generellen Permeabilitätserhöhung für die übrigen Gesteinsparteien gearbeitet. Erschwerend kommt hinzu, dass die genaue Vergesellschaftung von Klüften und Rissen in den Störungszonen und im Gebirgsverband nicht genau bekannt ist, sowie von der senkrechten abweichende Diskrete Elemente nur an dementsprechend angelegten Zellen mit geneigten Seitenflächen verwendbar wären. Da aber davon auszugehen ist, dass eine große Anzahl an kleinskaligen Inhomogenitäten einen verhältnismäßig ausgedehnten Bereich erhöhter Durchlässigkeit schaffen, ist hinsichtlich der Modellierung dieser Bereiche der Ansatz mit erhöhten Durchlässigkeiten ausreichend, um eine ausreichend präzise Beschreibung der Strömungsverhältnisse zu erreichen und zu berechnen. Die Modellierung der Bohrungen unter Verwendung diskreter Elemente zur Darstellung und Berechnung der geneigten Bohrungen ist aufgrund der Ergebnisse als geeignet einzustufen.

6.4 Thermohydraulisches Modell

Der stufenförmige Aufbau des dreidimensionalen Modells über mehrere aufeinander folgende Einzelschritte erwies sich als zielführend für die finalen thermohydraulischen Betriebssimulationen. Bereits in frühen Modellschritten konnten dadurch problematische Zellen im Modell (z.B. Verletzung des Delauny Kriteriums) identifiziert und optimiert werden. Weiterhin konnten bereits vor Einführung des rechenintensiven Wärmetransports die voraussichtlichen hydraulischen Auswirkungen umfänglich geprüft werden.

Die gekoppelte thermische und hydraulische Modellierung zeigt, dass für alle kalkulierten Varianten des geothermischen Betriebes die Fördertemperatur des Thermalwassers im Bereich von 181-184 ° C liegt. Diese Extraktionstemperaturen werden durch die heißen Wässer aus tiefen Stockwerken im Bereich Melpyphyr², Karbon und Top Basement geprägt. Die Anbindung der Förderbohrung an den Störungsverschnitt Nauheim-Wallerstädten und Königstädter Antitheter ermöglicht die wirtschaftliche Förderung großer Wassermengen ohne eine signifikante Beeinträchtigung durch zu hohen Absenkungen in der Förderbohrung oder Zustrom von kalten Wässern innerhalb des Simulationszeitraums. Die vorhandene Konnektivität der beiden Bohrungen über die Störungszonen ermöglicht eine

Thermalwasserbewegung zum teilweisen Ausgleich der hydraulischen Gradienten, die sich während des Betriebs einstellen. Die Geschwindigkeit der Wasserströmung ist jedoch langsam genug, um eine Aufnahme thermischer Energie aus der Störungszone und dem benachbarten Gestein zu ermöglichen. Die thermische Entwicklung der Förderbohrung zeigt, dass kein hydraulischer Kurzschluss und eine damit verbundene drastische Verringerung der Fördertemperatur zu erwarten ist. Die Verpressung der kälteren Rückführwässer in stratigraphisch höhere Niveaus unterstützt dies, da direkte Fließwege somit durch eine vertikale Komponente verlängert werden und somit dem Wasser mehr Zeit zur Energieaufnahme zur Verfügung steht.

Die im Rahmen der Störungsmodellierung lokalisierten Bereiche erhöhter Durchlässigkeit stellen auch für die thermohydraulische Modellierung die bevorzugten Fließwege dar. Besonders die Bereiche, in denen die Störungszonen miteinander verschneiden, sind durch erhöhten Fluidfluss gekennzeichnet. Aufgrund der Breite der Störungszonen sind die Fließgeschwindigkeiten im Bereich von 2 - 10 cm am Tag nicht sehr hoch. Nur im unmittelbaren Nahbereich der Bohrungen treten höhere Strömungsgeschwindigkeiten auf. Der Wärmetransport findet für die kalten Wässer an der Einpressbohrung überwiegend durch Transportprozesse mit dem Thermalwasser statt, die den umgebenden Gesteinsparteien Wärmeenergie entziehen.

Die Parametersensitivität ist hauptsächlich in den hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes zu suchen. Änderungen thermischer Parameter zeigen nur sehr geringe Auswirkungen auf die Modellierungsergebnisse. Das primäre Parameter ist die Permeabilität des Untergrundes, die in erster Linie über die Veränderungen der hydraulischen Höhen und die Möglichkeit des Fluidflusses entlang der Störungszonen entscheidet. Niedrige Permeabilitäten verändern die Fördertemperaturen nur geringfügig nach oben, führen jedoch zu sehr hohen Anforderungen an die Pumpleistungen für die Entnahme und Rückführung.

Erhöhte Permeabilitäten dagegen zeigen deutlich verminderte hydraulische Absenkungen bzw. Überhöhungen und sind somit für die Anforderungen an den Pumpaufwand als günstig zu betrachten. Nachteilig ist hier jedoch das relativ rasche Absinken der Fördertemperaturen, was hinsichtlich der thermischen und elektrischen Leistung des Kraftwerks als problematisch einzustufen ist.

7 Schlussfolgerungen und Limitierungen der Modelle

Die Modellierung der lithologischen Verteilung der Sedimente und Vulkanite beruht auf den Daten der neu prozessierten Altlinien und den neu akquirierten 2D Linien. Die verwendete Aufnahmetechnik (Sprengseismik bei den Altlinien vs. Vibroseismik bei den neuen Linien) hat großen Einfluss auf die Datenqualität, sodass die älteren Linien in den Reservoirtiefen oft deutlichere Bilder liefern. Das kann mit dem erhöhten Energieeintrag der Sprengseismik erklärt werden. Alle Linien (alt und neu) zeigen jedoch, dass die Qualität der Abbildung unter den Pechelbronner Schichten deutlich schlechter wird. Grund hierfür ist hohe Dämpfung der flacheren Formationen (Bunte Niederrödderner Schichten, Sepatarienton und Pechelbronner Schichten). Auch die Abbildungsqualität der später aufgenommenen 3D Seismik wird in Reservoirtiefen unschärfer. Die verminderte Abbildungsqualität in Verbindung mit dem stark strukturell beanspruchten Untergrund macht eine Atributanalyse der 3D seismischen Daten sehr schwer bis unmöglich. Die Vielzahl an Horst- und Grabenstrukturen, die erst in der Analyse der 3D Seismik erkannt wurden, zergliedert den Untersuchungsraum in viele kleinräumige Bereiche, die teilweise nur schwer bis gar nicht mit Bohrungsinformationen abgeglichen werden können. Es kann daher auch mit erhöhter struktureller Auflösung keine weitere Aussage über die Lithofaziestypen im Untergrund getroffen werden. Daher wurde auf weiterführende Faziesmodelle auf Basis der 3D Seismik verzichtet.

Die Faziesverteilung, die anhand der 2D Daten und der Bohrungsinformationen erstellt werden konnte, ermöglicht es jedoch, den großregionalen Trend für das Modellgebiet und Erlaubnisfeld zu rekonstruieren. Die verhältnismäßig grobe Auflösung des Petrel-Modells ermöglicht die Unterscheidung einzelner stratigraphischer Einheiten, gibt jedoch keinen Aufschluss über die genaue Zusammensetzung der Lithologien im Untergrund. Nur an Bohrungen kann als Punktinformation die genaue Zusammensetzung wiedergegeben werden. Die angenommenen Lithologien für die folgenden hydraulischen Modellierungen beruhen daher auf Extrapolationen der Ergebnisse der Bohrung W7, die als Referenzbohrung für die lokal ausgebildeten Lithotypen angesehen wird. Gewisse Unsicherheiten über laterale Faziesänderungen und das Ausmaß des Vulkanismus bleiben.

Die petrophysikalischen Messwerte von Proben aus dem Rotliegend der Bohrung W7 sind nicht direkt für die Simulation anwendbar. Diese Messungen haben ergeben, dass die durch die Bohrung erschlossene permokarbone Abfolge hydraulisch kaum oder gar nicht wirksam ist, unabhängig von der ausgebildeten Lithologie. Eine Quantifizierung hydraulisch wirksamer Risse im Gestein kann nur näherungsweise vorgenommen werden. Die Untersuchungen von Rotliegend-Gesteinen aus Aufschlüssen und Bohrungen im Hessen 3D Projekt (Bär, 2012b) hat ergeben, dass die Matrixpermeabilität der Rotliegend-Gesteine maximal 20% der Gesamtpermeabilität beträgt. In für die Tiefe Geothermie relevanten Tiefen ist demnach damit zu rechnen, dass die Gesteine des Rotliegenden einen Kluftgrundwasserleiter darstellen und Transport über die Matrix nur einen untergeordneten Einfluss hat. Die Transmissibilität des Permokarbons liegt demnach mit Sicherheit einige Größenordnungen über den Messwerten der Gesteinsplugs, da von einer natürlichen

Permeabilitätserhöhung durch Klüftung auszugehen ist. Besonders im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens und des Erlaubnisfeldes ist aufgrund der erwiesenen tektonischen Beanspruchung eine Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit des Gebirges um 2 Größenordnungen mehr als wahrscheinlich. Die Bereiche in unmittelbarer Störungsnähe können, besonders an Störungen mit hohen Versatzbeträgen und damit einhergehender breiter Zerüttungszone, nochmals höher liegen. Diese Prognose wird durch die Tatsache gestützt, dass im Modell mit einer bereichsweisen Erhöhung der Durchlässigkeit in diesen Bereichen um 2 Größenordnungen die ermittelten Werte des Hessen 3D Modells für störungsbeeinflusste Permeabilität erreicht werden.

Die Permeabilitätswerte der Rotliegend Proben aus der Bohrung W7 liegen bei den klastischen Sedimentationseinheiten gemittelt bei ca. 6,5 %, die Vulkanite kommen im Mittel auf Werte von 2,7%. Im Karbon ergeben sich aus den Kernen Porositäten um 3%, die zwischen 2,5 und 3,6 % schwanken.

Diese Werte geben die totale Porosität der Gesteinsabfolgen wieder, somit ist die effektive Porosität, also die für die Wasserleitung relevante, deutlich kleiner.

Auch dieser Punkt ist ein eindeutiges Indiz dafür, dass die geothermische Nutzung in den Gesteinshorizonten des Permokarbons im Regelfall nur über sekundäre Porositäten, also Klüfte und Risse möglich ist. Die Voraussetzungen hinsichtlich der thermischen Eigenschaften im Erlaubnisfeld sind als eher günstig anzusehen. Der verhältnismäßig hohe Wärmefluss aus dem Untergrund führt zu einem Temperaturgradienten von bis zu 4,5 °C/100 m.

Die Wärmeleitfähigkeiten der Rotliegend Gesteine liegt im Bereich von 1,7 – 2,8 [W/mK] (Bär, 2012b). Hierbei ist festzuhalten, dass vulkanische Gesteine wie Basalte und Andesite mit 1,7 – 1,9 [W/mK] und Ryholithe und Dacite mit 2 – 2,2 [W/mK] geringere Wärmeleitfähigkeiten als viele Sedimente aufweisen. Bei den klastischen Gesteinen zeigen Pelite generell sehr geringe Wärmeleitfähigkeiten. Die grobklastischen Gesteine weisen hingegen mit der Korngröße steigende Wärmeleitfähigkeiten von 2,5 – 2,8 [W/mK] auf (Bär, 2012b). Die sich daraus ergebende spezifische Wärmekapazität liegt in einem vergleichsweise eng begrenzten Wertebereich mit geringer Schwankungsbreite von 550 bis 700 [J/kgK] (Bär, 2012b).

Die Ergebnisse der thermohydraulischen Modellierung zeigen das Potential einer störungsgebundenen geothermischen Nutzbarkeit. Das Permokarbon bietet innerhalb der Gesteinsmatrix aufgrund der sehr geringen hydraulischen Leitfähigkeiten nicht die erforderlichen Fließraten für einen erfolgreichen Betrieb. Durch natürliche Klüftung innerhalb dieser Abfolgen ist jedoch davon auszugehen, dass ein Klüftgrundwasserleiter im Untergrund anzutreffen ist. Dieser ist jedoch auch bei Annahme erhöhter Permeabilitäten nicht in der Lage, die erforderlichen Wassermengen zu führen. Erst die Nutzung des Potentials einer Störung, die in der Zerüttungszone sowohl die hydraulische Leitfähigkeit als auch den erforderlichen Querschnitt zur Wasserführung bietet, ermöglicht die geothermische Nutzung.

Bei einem angenommenen Bohrlandepunktabstand von ca. 1,5 km besteht genügend hydraulische Konnektivität zwischen den Bohrungen, um ausreichenden Wasseraustausch zu gewährleisten. Die Wasserführung in den Klüften des umgebenden Gesteins trägt dazu bei, den Bereich der Störungszone mit einem aus-

reichenden Nachfluss an thermischer Energie zu versorgen. Die verhältnismäßig langsame Fließgeschwindigkeit in der Störungszone bietet genügend Zeit, um die zuströmenden Wasser aufzuheizen.

Der größte Unsicherheitspunkt, der allen drei Variationen des Modells gemeinsam ist, liegt in der Definition der Permeabilität, die das Reservoir im Untergrund bietet. Sicher ist, dass mit in der Bohrung W7 gemessenen Werten eine Wasserzirkulation im erforderlichen Umfang nicht möglich wäre. Die Ergebnisse aus dem Hessen 3D Projekt (Arndt und Bär, 2012) legen nahe, dass mit deutlich höheren Wasserdurchlässigkeiten aufgrund von Klüftung des Gebirges gerechnet werden kann. Aus dem Modellraum sind jedoch keine Messwerte aus Pumpversuchen vorhanden, vor allem gibt es keine Messwerte aus Reservoirtiefen. Ebenfalls unbekannt ist die exakte Auswirkung von Störungen, die je nach Charakter (extensiv, kompressiv, lateral verschiebend) deutlich verschieden agieren können. Verschmierte, wenig konsolidierte Tonbereiche könnten die Durchlässigkeit der Störungszonen herabsetzen; im Rotliegend zeigen die Tonabfolgen jedoch überwiegend hohe Festigkeit und sollten daher mechanisch kompetent wirken und überwiegend spröde brechen. Prinzipiell ist deshalb entlang der tektonisch induzierten Zerrüttungszone mit deutlich erhöhten Durchlässigkeiten zu rechnen. Die gilt besonders für Störungen mit extensiver und lateraler Komponente.

Sämtliche verwendete Werte, die Einfluss auf die Modelle haben, wurden nach aktuellem Wissensstand getroffen und sind grundsätzlich als konservativ anzusehen. Der Vergleich mit den prognostizierten Werten aus früheren Arbeiten (Arndt und Bär, 2012; Bär, 2012a) zeigt, dass hier gute Übereinstimmungen erzielt werden. Während und nach Abschluss der ersten Bohrung werden sich neue Erkenntnisse über Stratigraphie, Lithologie, Störungsinventar und ihre Eigenschaften ergeben. Ebenfalls werden die hydraulischen und thermischen Eigenschaften anhand von Proben genauer bestimmbar und können nach Pumptests neu bewertet werden. Die thermohydraulischen Modelle geben somit zum derzeitigen Zeitpunkt den aktuellen Kenntnisstand wieder. Nach Auswertung der neuen Datenlage sollten die Modelle erneut parametrisiert und berechnet werden.

8 Literaturverzeichnis

- Ahorner, L., 1983. Historical Seismicity and Present-Day Microearthquake Activity of the Rhenish Massif, Central Europe. In: K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski and A. Semmel (Editors), Plateau Uplift. Springer Berlin Heidelberg, pp. 198-221.
- Ameen, M.S., MacPherson, K., Al-Marhoon, M.I. und Rahim, Z., 2012. Diverse fracture properties and their impact on performance in conventional and tight-gas reservoirs, Saudi Arabia: The Unayzah, South Haradh case study. AAPG Bulletin, 96(3): 459-492.
- Anderle, H.J., 1974. Block tectonic interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. In: J.H. Illies and K. Fuchs (Editors), Approaches to taphrogenesis: Proceedings of an international Rift symposium held in Karlsruhe April 1972, Stuttgart, pp. 243-253.
- Arndt, D. und Bär, K., 2012. Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotentiale von Hessen“, Report, Darmstadt, 218 pp.
- Bär, K., 2012a. Anhang Dissertation Bär. Dissertation, Technische Universität Darmstadt, Darmstadt, 328 pp.
- Bär, K., 2012b. Untersuchung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen. Dissertation, Technische Universität Darmstadt, Darmstadt, 297 pp.
- Beaumont, E.A. und Foster, N.H., 1999. Exploring for oil and gas traps, Treatise of petroleum geology, handbook of petroleum geology. AAPG, Tulsa, 1150 pp.
- Brenner, S.L. und Gudmundsson, A., 2004. Arrest and aperture variation of hydrofractures in layered reservoirs. Geological Society, London, Special Publications, 231(1): 117-128.
- Busch, K.-F., Luckner, L. und Tiemer, U., 1993. Geohydraulik. Lehrbuch der Hydrogeologie, 3. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 497 pp.
- Cardozo, G.G.O.L., 2003. 3-D Geophysical Imaging and Tectonic Modelling of Active Tectonics of the Upper Rhine Graben Region. Dissertation, 166 pp.
- Collins, A.G., 1987. Properties of Produced Waters. In: H.B. Bradley (Editor), Petroleum Engineering Handbook, Dallas, pp. 23.
- Derer, C., 2003. Tectono-sedimentary evolution of the northern upper rhine graben (germany), with special regard to the early syn-rift stage. Dissertation, Universität Bonn, Bonn, 103 pp.

- Derer, C.E., Schumacher, M.E. und Schäfer, A., 2005. The northern Upper Rhine Graben: basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 94(4): 640-656.
- Dèzes, P., Schmid, S.M. und Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2): 1-33.
- DHI-WASY GmbH, 2012. Feflow 6.1 Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System User Manual, Berlin, 116 pp.
- Diebold, P. und Noack, T., 1997. Late Paleozoic troughs and Tertiary structures in the eastern Folded Jura. In: O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Müller and A. Steck (Editors), *Deep structure of the Swiss Alps – Results of NRP 20*, Basel, pp. 59-63.
- Diersch, H.-J.G., 2005. Feflow Reference Manual, Berlin, 292 pp.
- Edel, J.B. und Fluck, P., 1989. The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald): Main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics*, 169(4): 303-316.
- Edel, J.B. und Weber, K., 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. *Geologische Rundschau*, 84: 412-432.
- Ershaghi, I., Abdassah, D., Ahmad, S. und Bonakdar, M.R., 1983. Estimation of geothermal brine viscosity. *Journal of Petroleum Technology*: 621-628.
- Fahrenholz, C., 2011. Anwendungsorientierte Erprobung und Weiterentwicklung numerischer Modelle zur Simulation von Strömungs- und Transportprozessen in granitoiden Gesteinen. Dissertation, Universität Braunschweig, Braunschweig, 127 pp.
- Grünthal, G. und Stromeyer, D., 1994. The recent crustal stress field in Central Europe sensu lato and its quantitative modelling. *Geologie en Mijnbouw* 73: 173-180.
- Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B. und Skurtveit, E., 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology*, 23(2-3): 343-353.
- Gudmundsson, A., Fjeldskaar, I. und Brenner, S.L., 2002. Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(3-4): 257-278.

- Henk, A., 1990. Struktur und geodynamische Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). Dissertation, Universität Würzburg, Würzburg, 242 pp.
- Henk, A., 1992. Mächtigkeit und Alter der erodierten Sedimente im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). *Geologische Rundschau*, 81(2): 323-331.
- Henk, A., 1993. Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Geologische Rundschau*, 82: 17.
- Hertle, M., 2004. Numerische Simulation der geologischen Entwicklungsgeschichte des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens. Dissertation, Universität Aachen, Aachen, 176 pp.
- Grimm, M.C. und Hottenrott, M., 2005. Das Tertiär des Oberrheingrabens in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. *Newsletters on Stratigraphy*, 41(1-2): 351-358.
- Huber, B., 1992. Der Einfluss des Trennflächengefüges auf die Grundwasserströmung in Kluftgrundwasserleitern. *Zeitschrift des Lehr- und Forschungsbereichs Hydrogeologie und Umwelt der Universität Würzburg*, 5, 293 pp.
- Illies, J., 1977. Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 329-350.
- Kaltschmitt, M. und Wiese, A., 1993. Erneuerbare Energieträger in Deutschland, Springer, Berlin Heidelberg, 370 pp.
- Kestin, J., Khalifa, H.E. und Correia, R.J., 1981. Tables of the dynamic and kinematic viscosity of aqueous NaCl solutions in the temperature range 20–150 °C and the pressure range 0.1–35 MPa. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 10(1): 71-87.
- Kinzelbach, W. und Stauffer, F., 2005. *Grundwasser 1*, Zürich, pp. 132.
- Krecher, M., 2003. Ein beckendynamisches Modell für Südvogesen (NE-Frankreich) und Badenweiler- Lenzkirch-Zone (SW-Deutschland) zur Zeit des höheren Unterkarbons und seine Bedeutung für die variszische Entwicklung in der oberrheinischen Region. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br.*, 93: 33-68.
- Langguth, H.-R. und Voigt, R., 2004. *Hydrogeologische Methoden*. Springer, Berlin Heidelberg, 1008 pp.
- Larroque, J.M. und Laurent, P., 1988. Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present. *Tectonophysics*, 148(1-2): 41-58.

- Lege, T., Kolditz, O. und Zielke, W., 1996. Strömungs- und Transportmodellierung. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. Springer Berlin Heidelberg, 419 pp.
- Magri, F., Bayer, U., Maiwald, U., Otto, R. und Thomsen, C., 2009. Impact of transition zones, variable fluid viscosity and anthropogenic activities on coupled fluid-transport processes in a shallow salt-dome environment. *Geofluids*, 9(3): 182-194.
- Marell, D., 1989. Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus, *Geol. Abh. Hessen*. Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, pp. 128.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. und Ljunggren, C., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97:783-803.
- Müller, H., 1996. Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben: paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Bekens im nördlichen Oberrheingraben, *Geol. Abh. Hessen*. Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, pp. 88.
- Oncken, O., 1997. Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). *Geologische Rundschau*, 86: 2-20.
- Ozbek, H. und Phillips, S.L., 1980. Thermal conductivity of aqueous sodium chloride solutions from 20 to 330 degree C. *Journal of Chemical & Engineering Data*, 25(3): 263-267.
- Paschen, H., Oertel, D. and Grünwald, R., 2003. Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland, Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag, Report, 128 pp.
- Peters, G., 2007. Active tectonics in the Upper Rhine Graben - Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling. Dissertation, Universität Amsterdam, Amsterdam, 298 pp.
- PKTiefeGeothermie, 2007. Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Arbeitshilfe für Geologische Dienste., Report, 25 pp.
- Plenefisch, T. und Bonjer, K.P., 1997. The Stress-Field In The Rhine Graben Area Inferred From Earthquake Focal Mechanisms And Estimation Of Frictional Parameters. *Tectonophysics*, 275(1-3): 71-97.

- Reinecker, J., Heidbach, O., Tingay, M., Sperner, B. und Müller, B., 2005. The 2005 Release of the World Stress Map.
- Röhr, C., 2004. Der Oberrheingraben, <http://oberrheingraben.de> (abgerufen am 15.10.2015)
- Rothert, E., 2011. Bestimmung von Herdflächenlösungen für das Geothermieprojekt Hessisches Ried. Unveröff. projektinterne Studie. Q-Con GmbH, Bad Bergzabern, pp. 52.
- Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21: 6-1 - 6-17.
- Schwarz, M., 2005. Evolution und Struktur des Oberrheingrabens - quantitative Einblicke mit Hilfe dreidimensionaler thermomechanischer Modellrechnungen. Dissertation, Freiburg, 342 pp.
- Stapf, K.R., 1990. Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegenden des Saar-Nahe-Becken Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 19: 21.
- Stober, I., 1984. Hydrogeologische Untersuchungen in Festgesteinen Südwestdeutschlands mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. - Dissertation Univ. Freiburg: 119 S.
- Stober, I., Fritzer, T., Obst, K. und Schult, R., 2011. Tiefe Geothermie - Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland, Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU), Report, 84 pp.
- Stober, I. und Jodocy, M., 2011. Physikalische Eigenschaften von Wasser, Schwankungen im Zusammenhang mit Geothermiebohrungen und Auswirkungen auf die thermische Leistung und die Aquiferparameter, Regierungspräsidium Freiburg, Report, Freiburg, 14 pp.
- 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.
- VDI e. V., 2013. VDI-Wärmeatlas, 11. Springer Berlin Heidelberg, 1760 pp.

**Eidesstattliche Versicherung gemäß §8 der Promotionsordnung
der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät
der Universität Heidelberg**

1. Bei der eingereichten Dissertation zu dem Thema

Fazielle und thermohydraulische Modelle zur geothermischen Eignung des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben

handelt es sich um eine eigenständig erbrachte Leistung.

2. Ich habe nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und mich keiner unzulässigen Hilfe Dritter bedient. Insbesondere habe ich wörtlich oder sinngemäß aus anderen Werken übernommene Inhalte als solche kenntlich gemacht.
3. Die Arbeit oder Teile davon habe ich bislang nicht an einer Hochschule des In- oder Auslands als Bestandteil einer Prüfungs- oder Qualifikationsleistung vorgelegt.
4. Die Richtigkeit der vorstehenden Erklärungen bestätige ich.
5. Die Bedeutung der eidesstattlichen Versicherung und die strafrechtlichen Folgen einer unrichtigen oder unvollständigen eidesstattlichen Versicherung sind mir bekannt.

Ich versichere an Eides statt, dass ich nach bestem Wissen die reine Wahrheit erklärt und nichts verschwiegen habe.

Heidelberg,

Ort und Datum

Unterschrift

