

Beiträge zur Geologie der Schweiz

GEOPHYSIK

NR. 39

**Publiziert durch die Schweizerische
Geophysikalische Kommission**

**GEOOTHERMISCHER RESSOURCENATLAS
DER NORDSCHWEIZ**

Gebiet des nördlichen Schweizer Mittellandes

S. SIGNORELLI & T. KOHL

2006

Beiträge zur Geologie der Schweiz

GEOPHYSIK

NR. 39

**Publiziert durch die Schweizerische
Geophysikalische Kommission**

**GEOOTHERMISCHER RESSOURCENATLAS
DER NORDSCHWEIZ**

Gebiet des nördlichen Schweizer Mittellandes

S. SIGNORELLI & T. KOHL

2006

Die vorliegende Analyse der geothermischen Ressourcen der Schweiz basiert auf einer regionalen Erhebung und Datenevaluation. Die erzielten Resultate widerspiegeln den regionalen Trend und sind nicht zwangsläufig für lokale Begebenheiten repräsentativ. Für eine weiterführende, lokale Bewertung müssten zusätzliche, eventuell bereits verfügbare oder neu zu erfassende, Daten detailliert berücksichtigt werden.

Zusammenfassung

Das zunehmende Interesse an geothermischer Energie verlangt nach einer detaillierten Analyse der vorhandenen geothermischen Ressourcen für Wärme- und Stromproduktion. Bis anhin wurden für solche Untersuchungen oft 1D Modelle verwendet. Die Leistungsfähigkeit heutiger Rechner erlaubt es nun 3D Modellierungen durchzuführen und damit regionale Einflussfaktoren, wie geologischen und hydrogeologischen Strukturen, kombiniert zu interpretieren. Das Projekt "Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz" beschreibt das Vorgehen für eine solche integrierte Bewertung der geothermischen Bodenschätze der Schweiz. Resultate liegen nun für eines der am dichtesten bevölkerten Gebiete der Schweiz vor: Die Nordschweiz vom Bodensee bis Solothurn. Diese Arbeit wurde mit finanzieller Unterstützung der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission und des Bundesamtes für Energie durchgeführt.

Die gewählte Vorgehensweise berücksichtigt ein bestimmtes Nutzungsszenario und basiert auf verschiedenen Temperaturdaten und hydrogeologischen Messwerten, die über Jahre systematisch gesammelt wurden. Im Unterschied zu früheren Ressourcenanalysen werden hier geologische, hydrogeologische und petrophysikalische Daten in eine numerische 3D Untersuchung integriert. Die Analyse beinhaltet umfassende geologische und thermische 3D Modelle. Damit konnten Temperaturdaten aus über 20 Bohrungen in der Nordschweiz sehr gut wiedergegeben werden. Es wurden folgende, geothermisch interessante Aquifere betrachtet: Obere Meeresmolasse, Oberer Malm, Oberer Muschelkalk und verwitterte, obere Kristallinzone. Die Ergebnisse werden als thermische Leistung und Energie darstellt. Als eine geothermisch vielversprechende Zone wurde dabei der oberste Teil des Kristallin identifiziert, mit maximalen Entzugsleistungen für Dublettensysteme von $>100 \text{ MW}_{\text{th}}$.

Résumé

L'intérêt croissant porté à la géothermie exige une analyse détaillée des ressources géothermiques disponibles. Les méthodes traditionnelles d'évaluation utilisent des modèles à une dimension, mais les progrès effectués en calcul numérique autorisent aujourd'hui des analyses tridimensionnelles intégrant les effets à grande échelle de structures topographiques, géologiques ou hydrogéologiques. Le projet "Atlas Suisse des Ressources Géothermiques" décrit les étapes d'une telle évaluation intégrée des ressources géothermiques suisse. L'évaluation du potentiel géothermique est actuellement finalisée pour l'une des zones les plus peuplées de Suisse, à savoir le Nord-Est de la Suisse, région qui s'étend du lac de Constance à Solothurn. Le financement de cette étude est assuré par la Commission Suisse de Géophysique et par le Bureau Fédéral de l'énergie.

La méthodologie décrite est valable pour un scénario d'utilisation spécifique et est basée sur des données de température et des mesures hydrogéologiques collectée systématiquement depuis plusieurs années. Contrairement aux études menées par le passé, les données géologiques, hydrogéologiques et pétrophysiques sont directement prises en compte dans les modèles thermiques 3D. Une très bonne corrélation entre les données et les résultats a pu être obtenue pour plus de 20 forages présents dans la région. Les aquifères déterminants suivants ont été traités : Molasse Marine Supérieure, Malm Supérieur, Muschelkalk Supérieur et la zone altérée du socle cristallin. Les résultats sont donnés en terme de productivité géothermique et d'énergie. Les calculs menés identifient le cristallin altéré comme la structure la plus intéressante pour l'exploitation géothermique, avec une productivité maximum par doublet supérieure à $100 \text{ MW}_{\text{th}}$.

Summary

The increased interest in geothermal energy has led to requests of more sophisticated analyses of available geothermal resources. The evaluation methods have traditionally used 1D models, but progress in computing power allowed us now performing 3D interpretations that include large-scale effects of geological, topographical and hydrogeological structures. The project "Geothermal Resource Atlas of Switzerland" describes the steps taken in such integrated assessment of the Swiss geothermal resources. The evaluation of the geothermal potential is actually finalized for one of the most populated areas of Switzerland: Northern Switzerland from Lake of Constance to Solothurn. Financing is provided by the Swiss Geophysical Commission and the Swiss Federal Office for Energy.

The methodology accounts for a specific utilization scenario and is based on temperature data and hydrogeological measurements that have been systematically collected over many years. In contrast to the results obtained from earlier geothermal resource assessments, the existing geological, hydrogeological and petrophysical data are included in 3D geological and thermal models. Excellent data fit with >20 boreholes in Northern Switzerland was achieved. The following exothermally relevant aquifers were treated: Obere Meeresmolasse, Oberer Malm, Oberer Muschelkalk and the weathered crystalline zone. The results are displayed in terms of geothermal productivity and energy. The calculations identify the topmost crystalline as a most promising structure for geothermal exploitation with predicted maximum doublet productivities of >100 MW_{th}.

Verdankung

Diese Arbeit entstand mit Unterstützung verschiedener Personen und Institutionen. Herr Walter Müller (Nagra) und Herr Henry Naef (Büro für angewandte Geologie) waren eine grosse Hilfe bei der Erarbeitung und Interpretation der Daten in der Nordostschweiz. Die Autoren möchten sich weiter bei Frau Souad Sellami für die Qualitätsanalyse der Temperaturmessdaten, Frau Irina Engelhardt für die Erarbeitung der Geologie in der Nordschweiz und bei Herrn Martin Burkhard für das Korrekturlesen und die schnelle und unkomplizierte Hilfe bei der Erarbeitung der Geologie der Westschweiz und der Neotektonik der Schweiz bedanken. Herr François Vuataz (CREGE) und Herr Hansruedi Graf (Matousek, Baumann & Niggli AG) halfen bei der Zusammenstellung der hydraulischen Leitfähigkeiten im Schweizer Mittelland. Clément Baujard (GEOWATT AG) führte die statistische Auswertung der hydraulischen Leitfähigkeiten durch.

Grosser Dank gebührt der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission, namentlich Herr Eduard Kissling, und dem Schweizerischen Bundesamt für Energie, namentlich die Herren Markus Geissmann und Harald Gorhan, für die langjährige Unterstützung und das grosse Interesse.

Zum Schluss sei Peter Blümling (Nagra) und Luigi Burlini (Geologisches Institut, ETH Zürich) für ihr Review und die hilfreichen Anregungen gedankt.

Adresse der Autoren

S. Signorelli, T. Kohl
GEOWATT AG
Dohlenweg 28
CH-8050 Zürich

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
Résumé	I
Summary	II
Symbolverzeichnis.....	V
1. Einleitung.....	1
2. Vorgehen.....	5
2.1 Überblick.....	5
2.2 Geologische Modellierung	5
2.3 Grundlagen der thermischen Modellierung	8
2.4 Geothermische Potenzialbestimmung.....	10
2.5 Definition der Ressourcenklassen	11
3. Datengrundlage	13
3.1 Datenerhebung.....	13
3.2 Bewertung der Temperaturdaten.....	14
4. Geologische Übersicht	17
4.1 Paläozoischer Sockel	18
4.2 Permokarbondrog	18
4.3 Mesozoische Deckschichten	20
4.3.1 Tafeljura.....	21
4.3.2 Faltenjura und Dinkelberg	21
4.4 Känozoische Sedimentdecke	22
4.4.1 Molassebecken.....	22
4.4.2 Rheingraben	23
4.4.3 Juragebirge.....	23
4.4.4 Südrand des Molassebeckens – Subalpine Molasse.....	24
4.5 Störungen und Bruchfelder.....	24
4.5.1 Regionale Zusammenhänge	24
4.5.2 Nordostschweiz	25
4.5.3 Regionen Solothurn und Basel.....	26
5. Hydrogeologischer Überblick	28
5.1 Hydrogeologische Bewertung.....	28
5.2 Kristallines Grundgebirge	30
5.3 Randstörungen des Permokarbon-Trogs	34
5.4 Oberer Muschelkalk.....	35

5.5	Oberer Malm.....	39
5.6	Obere Meeresmolasse (OMM).....	39
5.7	Zusammenstellung der hydrogeologischen Modellparameter	41
6.	Neotektonik.....	44
7.	Potenzialanalyse Nordschweiz (Bodensee bis Basel / Solothurn)	45
7.1	Geologische Grundlagen für das Temperaturmodell	45
7.2	Modellierung der Temperaturverteilung im Untergrund.....	49
7.3	Bestimmung des geothermischen Potenzials	56
7.3.1	Verfügbare Energie in den Ressourcenklassen 2 und 3.....	57
7.3.2	Energieressource "Top Kristallin".....	58
7.3.3	Energieressource "Oberer Muschelkalk"	63
7.3.4	Energieressource "Oberer Malm".....	68
7.3.5	Energieressource "Obere Meeresmolasse"	73
7.4	Geothermisch interessante Regionen für EGS-Nutzung im Kristallin	78
8.	Schlussfolgerung.....	79
9.	Literaturverzeichnis	82
10.	Anhang.....	89

Symbolverzeichnis

Symbol	Einheit	Beschreibung
Lateinische Buchstaben		
A	$[W\ m^{-3}]$	Wärmeproduktion
c	[-]	Verhältnis zwischen Wärmekapazität des Fluids und des Aquifers
c_p	$[J\ kg^{-1}\ K^{-1}]$	spezifische Wärmekapazität
E_{ut}	[J]	Nutzbare Energiemenge
E_{HIP}	[J]	Theoretisch verfügbarer Energie (Heat in Place)
j_b	$[W\ m^{-2}]$	Basiswärmefluss
j_o	$[W\ m^{-2}]$	Wärmefluss an der Erdoberfläche
p_{th}	[W]	Thermische Leistung
Q	$[m^3\ s^{-1}]$	Förderrate
Q_i	$[m^3\ s^{-1}]$	Förderrate beim i-ten Iterationsschritt
Q_{u_i}	[-]	Extrapolierte Qualität an einem bestimmten Punkt
Q_{u_0}	[-]	Qualität des Messdatensatzes aus einer Bohrung
r	[m]	Distanz zu einer Bohrung
r_{max}	[m]	Grenzradius
r_w	[m]	Bohrlochradius
R	[-]	Gewinnungsfaktor (Recovery Factor)
t	[s]	Zeit
T	[K]	Temperatur
Tr	$[m^2\ s^{-1}]$	Transmissivität
T_{reinj}	[K]	Temperatur des re-injizierten Fluids
T_{prod}	[K]	Temperatur des geförderten Fluids
v_D	$[m\ s^{-1}]$	Darcy-Geschwindigkeit
V	$[m^3]$	Volumen der Ressource

Symbol	Einheit	Beschreibung
Griechische Buchstaben		
β	[-]	Peclet-Zahl
Δh_b	[m]	maximale Grundwasserabsenkung in der Förderbohrung
Δt	[s]	Zeitspanne, nach der die Fördertemperatur messbar zu sinken beginnt
Δz	[m]	Aquiferhöhe, Ressourcenhöhe
λ	[W m ⁻¹ K ⁻¹]	Wärmeleitfähigkeit
ρ	[kg m ⁻³]	Dichte
ρc_p	[J m ⁻³ K ⁻¹]	Wärmekapazität des Gesteins
$(\rho c_p)_f$	[J m ⁻³ K ⁻¹]	Wärmekapazität des Fluids

1. Einleitung

Mittlerweile ist geothermische Energienutzung bereits zu einer attraktiven Alternative für konventionelle Heizsysteme geworden. Die verstärkte Nutzung von oberflächennahen geothermischen Ressourcen in den letzten Jahrzehnten wurde auch durch technologische Verbesserungen vorangetrieben. Diese Entwicklung führte weltweit in den Jahren 1995 bis 2005 zu einer Verdreifachung der installierten geothermischer Wärmeleistung auf über 28 GW_t (>250 PJ a⁻¹, Lund et al., 2005). Alleine in der Schweiz war im Jahr 2003 eine Leistung von 550 MW installiert (Signorelli et al., 2004). Aktuelle Untersuchungen zeigen, dass nicht nur Niedrigtemperatur-Nutzungen (zu Heiz- und Kühlzwecken), sondern auch Hochtemperatur-Systeme (kombinierte Strom- und Wärmeproduktion oder nur Stromproduktion) konkurrenzfähig werden. Der grosse Vorteil der Geothermie gegenüber anderer erneuerbarer Energien, ist die Möglichkeit Grundlast zu liefern. Auch auf politischer Ebene spielt die Geothermie bezüglich aktuellen und zukünftigen Energieszenarien eine immer grössere Rolle.

Ziel dieses Projekts ist die Erstellung eines geothermischen Ressourcenatlas der Schweiz. Damit sollen einerseits die geothermischen Bodenschätze der Schweiz bewertet werden, andererseits soll der Atlas die Standortwahl für zukünftige Geothermie-Projekte erleichtern. Zu diesem Zweck wird mit finanzieller Unterstützung der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission (SGPK) und des Bundesamtes für Energie (BFE) eine detaillierte geologische und geothermische Erfassung und Bewertung der Untergrundsstruktur im Schweizer Mittelland vorgenommen. Erfahrungen zeigen, dass geothermische Ressourcen oft an hydrothermale Systeme in unterschiedlichen Tiefenbereichen gekoppelt sind. Somit kann die Bewertung geothermischer Reservoirs nur unter Berücksichtigung des komplexen Zusammenspiels von geophysikalischen und hydrogeologischen Prozessen und petrophysikalischen Eigenschaften erfolgen.

Im Rahmen des Projekts "Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz" werden verfügbare thermisch relevante geologische, hydrogeologische und petrophysikalische Daten zusammengetragen, visualisiert und quantifiziert. Im Gegensatz zum Grossteil der früher durchgeführten Ressourcenanalysen werden die Parameter möglichst in ihrer 3D Struktur in ein dreidimensionales geologisches und topographisches Modell integriert. Durch die Berücksichtigung von Art, Mächtigkeit, Verbreitung und Wasserführung der Gesteine im Schweizer Mittelland werden nutzungsrelevante thermische Prozesse im Untergrund genauer quantifizierbar. Ebenso sind entsprechende Abschätzungen für Bereiche möglich, in denen keine Kenntnisse vorliegen. Für spezifische Aquifere und Kristallinbereiche lassen sich damit verschiedene Nutzungsszenarien evaluieren und zusammen mit Daten aus der Raumplanung (Oberflächennutzung) Bereiche kartieren, welche sich für eine langfristige geothermische Bewirtschaftung eignen. Der vorliegende Bericht fasst die Ergebnisse der Arbeiten aus den Jahren 2002 – 2005 für die Gebiete zwischen Bodensee, Basel und Solothurn zusammen.

Erste Arbeiten zur Bewertung geothermischer Ressourcen wurden Ende der 70er Jahre durchgeführt. Gringarten (1978) beschreibt eine analytische Methode zur Berechnung der Produktivität von geothermischen Anlagen in Abhängigkeit von Anlagentyp (zum Beispiel Singlet- oder Dublettennutzung), Fördertemperatur und Transmissivität im Untergrund (siehe Kapitel 2.4). Dabei zeigt sich, dass die Reinjektion des entnommenen Fluids und die Transmissivität entscheidende Faktoren sind. In Muffler und Cataldi (1978) werden verschiedene Ansätze zur Analyse einer geothermischen Ressource vorgestellt. Unter anderem schlagen sie vor, die theoretisch verfügbare Energie (Heat In Place, HIP) im Untergrund über die in einem Volumen enthaltene Energie zu bestimmen. Die effektiv nutzbare Energie wird dabei über die Abschätzung eines Gewinnungsfaktors R (Recovery Factor) für bestimmte geologische Bedingungen berechnet. R ist dabei als Verhältnis von theoretisch nutzbarer zu verfügbarer Energie definiert. Nach Muffler und Cataldi (1978) könnte R bei idealen Hochenthalpiesystemen theoretisch bis 50 % ansteigen, unter realistischen Bedingungen wird man maximal 25 % erreichen können. Der Gewinnungsfaktor ist abhängig von der Beschaffenheit der geothermischen Ressource

(Reservoirtemperatur, Porosität, Transmissivität), der Art des Porenfluids und der Fördertechnologie. Daher werden die meisten natürlichen Ressourcen kleinere Werte aufweisen. Die Analyse von effektiven Betriebsdaten zeigt in hoch konvektiven Gebieten der USA Werte von 8 % bis 21 % (Williams, 2004). Methoden zur Bestimmung von R basierend auf 1D und 2D Modellen sind zum Beispiel bei Lavigne (1978) beschrieben. Ähnliche Überlegungen führen bei Jung et al (2002) zu Werten zwischen 5.6 % und 7.3 % für rein konduktive Bedingungen.

Neuere Arbeiten auf dem Gebiet der Ressourcenbewertung stammen unter anderem von Sanyal et al. (2004), Sanyal und Butler (2004) und Sanyal (2005). Dabei handelt es sich um die Bewertung hydrothermaler und EGS (Enhanced Geothermal System) -Systeme in vulkanischen Gebieten (Kalifornien und Nevada). In Sanyal (2005) wird weiter eine Ressourcenklassifikation anhand von Temperaturniveau und Nutzungstyp (Wärmeerzeugung oder Stromproduktion) vorgeschlagen. Eine Tiefenabhängigkeit, wie sie in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagen wird, ist darin nicht berücksichtigt. Auf die Notwendigkeit einer einheitlichen Definition für geothermische Ressourcen wurde bereits von Muffler und Cataldi (1978) hingewiesen. Sie schlagen zusätzliche Untergliederungskriterien wie Wirtschaftlichkeit und Zugänglichkeit vor.

Aktuelle, deutsche Arbeiten sind die Potenzialstudien von Jung et al (2002) und die geothermische Rasteranalyse von Rath und Clauser (2005). Jung et al. (2002) schätzen das geothermische Potential für die Ressourcentypen Heisswasseraquifer, Tiefenstörungen und Kristallin. Bei dieser Studie kommt der Bestimmung des Gewinnungsfaktors als Funktion der Ressourcentemperatur und der geothermischen Energienutzung eine besondere Rolle zu. Die geothermische Rasteranalyse (Rath und Clauser, 2005) basiert auf einer inversen Modellierung thermischer und hydraulischer Parameter anhand in Bohrungen gemessener Temperatur- und Durchflussdaten. Die bestimmten Parameter fliessen anschliessend in ein gekoppeltes thermisch-hydraulisches 3D Modell ein. Das Modell ermöglicht das Identifizieren advektiv beeinflusster Gebiete, die für eine geothermische Nutzung von besonderem Interesse sind.

Im vorliegenden Bericht wird die theoretisch verfügbare geothermische Energie im Untergrund analog zu Muffler und Cataldi (1978) bestimmt. Zur Berechnung der nutzbaren Energie wird die von Gringarten (1978) beschriebene Methode für ein Dubletten-System verwendet. Aus diesen beiden Grössen berechnet sich dann der Gewinnungsfaktor R . So entfällt die oft schwierige Abschätzung des Gewinnungsfaktors, der bis anhin häufig nur mit vereinfachenden Modellvorstellungen bestimmt worden ist.

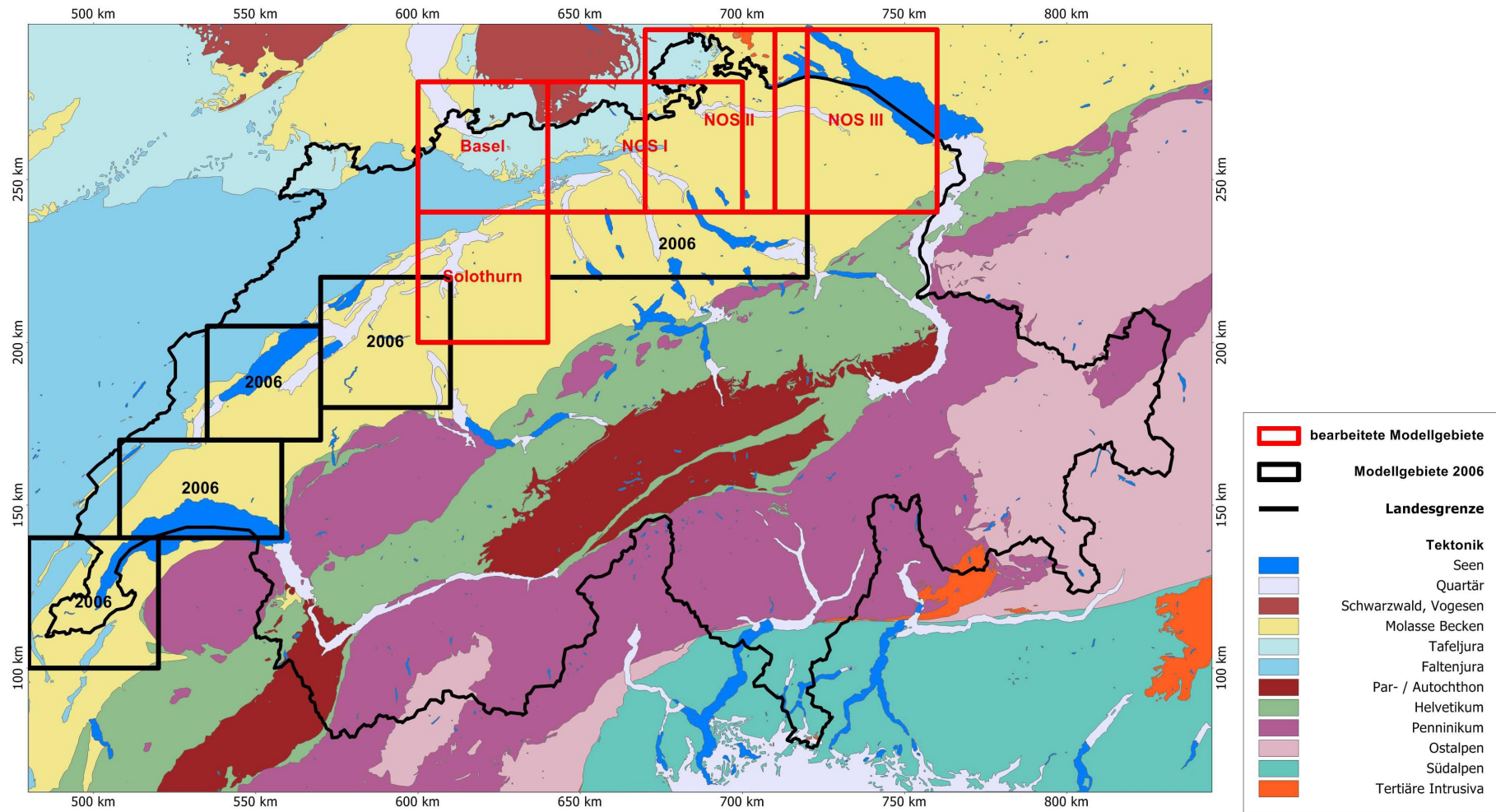
Die Studie "Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz" umfasst verschiedene Regionen des Schweizer Mittellandes (siehe Figur 1). Die vorliegende Arbeit fasst die Resultate für die Nordschweiz vom Bodensee bis nach Solothurn zusammen.

Das Projekt startete im Jahr 2002 zunächst mit einer Machbarkeitsstudie im Rahmen einer Diplomarbeit am Institut für Geophysik der ETH Zürich (Andenmatten, 2002). Darin wurde insbesondere das Softwarepaket *GOCAD* hinsichtlich seiner Eignung für die Erstellung geologischer Modelle in einem regionalen Massstab getestet und das konzeptuelle Vorgehen definiert (siehe Kapitel 2). 2003 wurden erste Berechnungen an Lokalmodeilen in der Nordostschweiz durchgeführt und in Kohl et al. (2003) veröffentlicht. Ausgehend von Bohrlochdaten und geologischen Profilen wurden dazu mehrere geologische Modelle mit dem Programm *GOCAD* erstellt und die Temperaturverteilung mit der Finite Elemente (FE) Software *FRACTure* (Kohl und Hopkirk, 1995) berechnet. Dabei wurde die Übertragung des geologischen 3D Modells in ein numerisches FE-Modell mit Hilfe des Softwarepaketes *GeoProductivity* vorgenommen. Erste Einzelauswertungen wurden anschliessend in einem provisorischen Regionalmodell der Nordostschweiz zusammengefasst (Andenmatten und Kohl, 2003). 2004 folgten dann weitere, vollständig mit regionalen Analysen bearbeitete Gebiete der Nordschweiz (Signorelli et al., 2005).

Der vorliegende Bericht fasst die bisherigen Tätigkeiten in den folgenden Bereichen "Nordschweiz" (NOS), "Basel" (BS) und "Solothurn" (SO) zusammen:

- Regionen in der Nordostschweiz **NOS I bis III** (Koordinaten: 640000 / 240000 bis 760000 / 296000)
- Region **Basel** (Koordinaten 600000 / 240000 bis 640000 / 280000).
- Region **Solothurn** (Koordinaten 600000 / 200000 bis 640000 / 240000).

Die Untersuchungsgebiete sind in Figur 1 rot dargestellt. Die Analyse der restlichen, schwarz umrahmten Gebiete wird in einer zweiten Phase vorgenommen.



Figur 1: Tektonische Karte der Schweiz (© swisstopo). Für die rot markierten Gebiete wurde die geothermische Potenzialstudie fertiggestellt. Die schwarz markierten Gebiete entsprechen der Planung für das Jahr 2006. Die Kilometrierung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten.

2. Vorgehen

2.1 Überblick

Die Analyse geothermischer Ressourcen erfolgt über drei Schlüsselfaktoren: Geothermische Eigenschaften des Untergrundes, Hydrogeologie und Nutzungsart (hier: Dubletten-System). Der Aufbau der Untergrundsstruktur wird in ein geologisches 3D Modell integriert und damit das Temperaturfeld mit numerischen 3D FE (Finite Elemente) Methoden bestimmt. GIS-Informationen über die aktuelle Bodennutzung (z.B.: Verteilung von Industrie- und Wohngebieten) können zusätzlich für die Analyse beigezogen werden. Das allgemeine Vorgehen folgt dem in Andenmatten und Kohl (2003) erarbeiteten Schema:

1. Sichtung verfügbarer geologischer, hydrogeologischer und petrophysikalischer Daten
2. a) Erstellung eines geologischen Konzepts
b) Aufbau eines Strukturmodells
c) Umwandlung des Strukturmodells in FE Tetraedermodelle für die numerische Simulation
3. Schrittweise Anpassung der Modellparameter an gemessene Temperaturdaten durch numerische Simulation
4. Analyse der regionalen hydrogeologischen Bedingungen
5. Quantifizierung der vorhandenen geothermischen Ressource
6. Definition von geothermisch interessanten Regionen unter Einbezug von Daten zur Oberflächennutzung

Für die Fertigstellung des Projekts mussten spezifische Softwaretools erstellt werden. Diese wurden grossteils in das Softwarepaket *GeoProductivity* (s.u.) integriert. Bedeutend im Zusammenhang mit der geologischen Modellierung ist die Diskretisierung der geologischen Modelle. In der Projektbearbeitung erwies sich die Datenerhebung sowie die numerische Auswertung als sehr zeitintensiv.

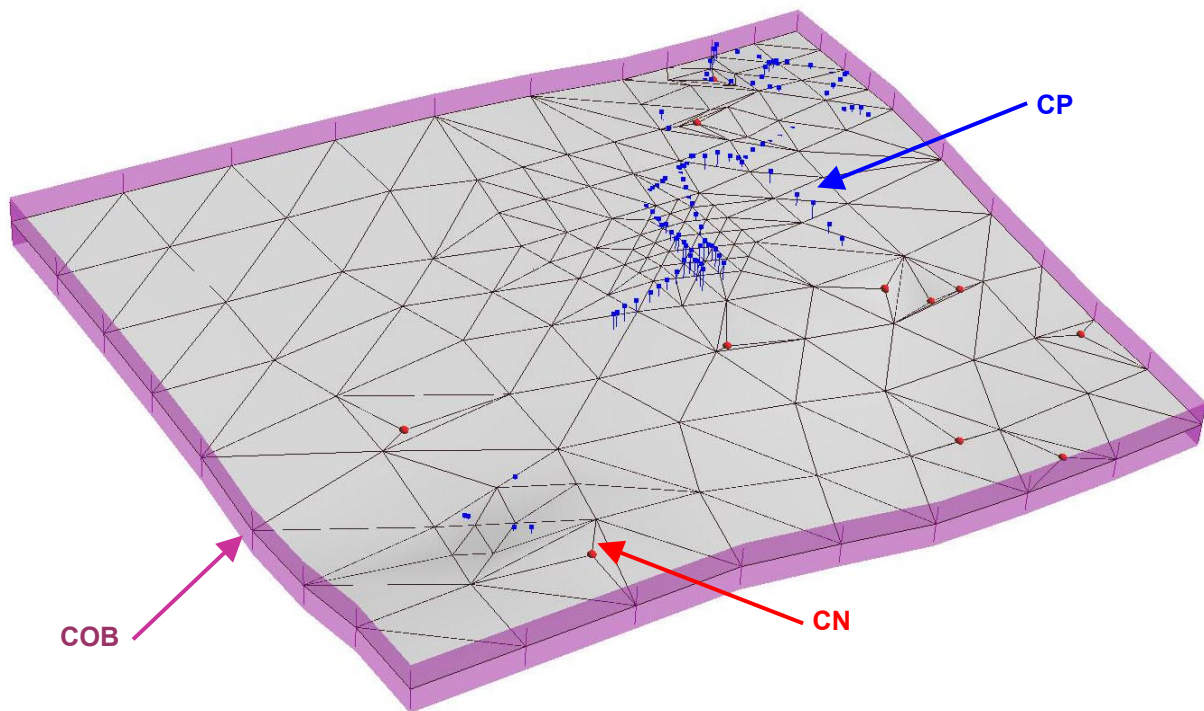
2.2 Geologische Modellierung

Das geologische Modell eines Untersuchungsgebietes bildet die Grundlage der geothermischen Ressourcenanalyse. Dieses Kapitel beschreibt, wie aus dem geologischen Konzept (2a) ein Strukturmodell (2b) erstellt und dieses in ein numerisches FE-Modell (2c) umgewandelt wird.

Das geologische Konzept muss sich aufgrund des regionalen Massstabes des geothermischen Ressourcenatlas auf die grossräumigen, geothermisch relevanten Einheiten beschränken. Darauf aufbauend wird ein Strukturmodell erstellt, welches die Begrenzungsflächen für jede Einheit beinhaltet (z.B.: Top und Basis für geologische Einheiten, Begrenzungsflächen für Störzonen; siehe später Figur 3 und Figur 4). Für die Erstellung dieser Flächen wird die Software *GOCAD* verwendet (Mallet, 1992). Die flexible geologische Visualisationstechnik und das Leistungsvermögen des implementierten Direct Smooth Interpolation Algorithmus (DSI; Mallet, 1989, 1992) haben sich für die Zielsetzungen dieses Projekts als geeignet erwiesen. DSI erlaubt es, aus zusammengehörigen 3D Punktinformationen Flächen zu interpolieren. Das Prinzip basiert auf einer Triangulation von Flächen unter Berücksichtigung von vorgegebenen geologischen "Randbedingungen". Es sind verschiedene Typen vorgeesehen (siehe Figur 2):

- Fixpunkt (Control Nodes, CN): Punkte mit fixen Koordinaten, deren Position bei der Interpolation beibehalten werden muss

- Zielortbedingung (Control Points, CP): definiert den Zielort, wohin ein Knoten bewegt werden darf
- Richtungsbedingung (Constraint On Border, COB): Definiert die Richtung, in welcher ein Knoten bewegt werden darf

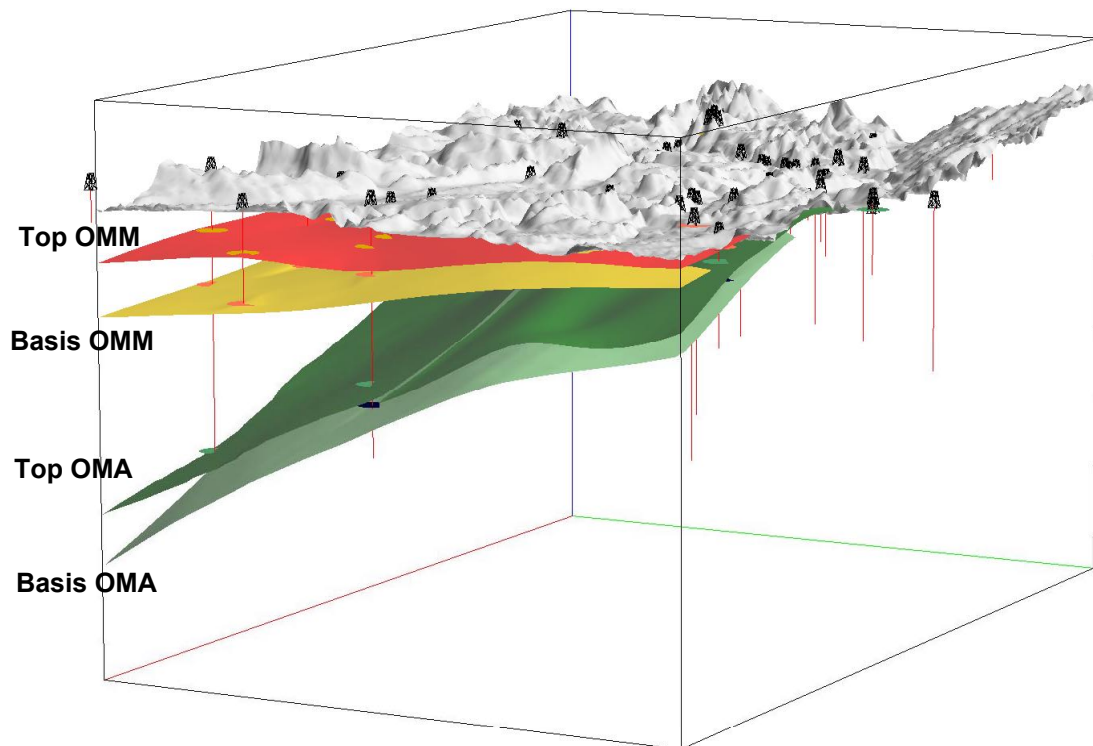


Figur 2: Darstellung von Bedingungen für die Interpolation mit Control Nodes (CN) aus Bohrloch-Markern, Control Points (CP) aus seismischen Profilen und Constraint on Border (COB) für die erlaubte Bewegungsrichtung von Punkten an den Modellgrenzen.

Für die Definition der zusammengehörigen Punktinformationen werden verschiedene geologische Datensätze herangezogen. Dies sind geologische Marker aus Bohrlochdaten und Tiefenangaben verschiedener Horizonte aus interpretierten, seismischen Profilen. Diese Datensätze besitzen unterschiedliche Qualität. So repräsentieren Bohrlochmarker die effektive Tiefenlage, hingegen können entsprechende Daten über die Tiefenlage aus seismischen Profilen mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sein. Die oben erwähnte Möglichkeit in GOCAD "Randbedingungen" zu setzen, erlaubt es, die Art der Daten unterschiedlich zu gewichten (Bohrlochmarker als CN und seismische Profildaten als CP).

Für die Erstellung der Fläche wird ein Gitternetz erstellt, welches das Untersuchungsgebiet umfasst. Die Maschendichte kann räumlich variiert und lokal der Datendichte angepasst werden (siehe Figur 2). Anschliessend werden die Randbedingungen gesetzt und die DSI Interpolation durchgeführt. Das Ziel der Interpolation ist es, alle freien Gitterpunkte so zu ändern, dass eine globale Anpassung gefunden wird, die alle Randbedingungen berücksichtigt. Ein Beispiel für eine solche Anpassung der interpolierten Flächen an Bohrloch-Markern wird in Figur 3 gezeigt.

In der ersten Phase dieses Projekts, wurde die Qualität der DSI-Interpolation anhand von synthetischen und geologischen Daten getestet (Andenmatten und Kohl, 2003). Die erstellten geologischen Horizonte wurden unter anderem mit Daten aus einer hochauflösenden 3D Messkampagne (Birkhäuser et al., 2001) verglichen. Es wurde eine sehr gute vertikale Übereinstimmung von Modellen und Messdaten innerhalb eines Bereiches von 20 – 40 m erzielt.

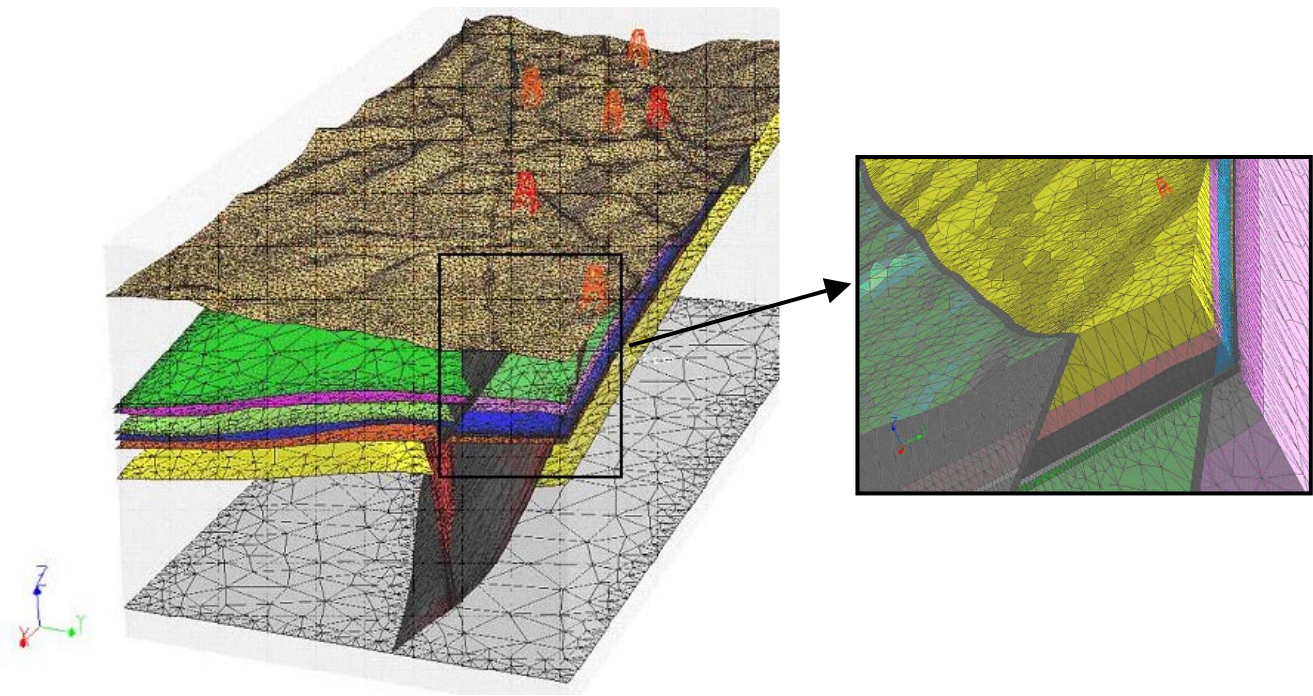


Figur 3: Vierfach überhöhte Darstellung der interpolierten, geologischen Flächen für Top und Basis der Oberen Meeresmolasse (OMM) und des Oberen Malm (OMA). Ebenfalls sind ist die Anpassung der geologischen Oberflächen an die Bohrloch-Marker (runde Scheiben) und die Topographie dargestellt. Das Modell umfasst ein 40 km x 60 km grosses Gebiet.

Sind die Flächen der geologischen Horizonte und Strukturen (z.B.: Störungen etc.) erstellt, kann das sogenannte geologische Strukturmodell aufgebaut werden, das die räumliche Ausdehnung der verschiedenen, geologischen Einheiten umfasst (siehe Figur 4 linke Seite). Dazu werden die einzelnen Flächen miteinander verschnitten und die Kontakte zwischen den Horizonten, den Störzonen und der Topographie definiert.

Die Software *GOCAD* erlaubt die Umsetzung des Strukturmodells in ein numerisches FE-Modell. Dieses ist ein zentrales Element bei der Interpretation des Temperaturfeldes im Untergrund. Es gibt verschiedene Verfahren für die Erstellung von FE-Volumenmodellen. In der vorliegenden Arbeit wird das Plugin *TGridlab* (Lapage, 2002) verwendet, womit das 3D Strukturmodell in ein FE-Tetraedermodell umgewandelt wird. Die Tetraedervermaschung erlaubt es, komplexe Strukturen und Diskontinuitäten, wie Störungen oder Tröge, zu integrieren. Der Nachteil liegt in der benötigten Rechenkapazität. Leider beschränkt sich die Nutzung dieses Plugins auf *GOCAD* Version 2.0.8, so dass aktuellere (möglicherweise fehlerbereinigte) Versionen nicht genutzt werden können.

Bei der Tetraedervermaschung werden die Flächen des Strukturmodells neu trianguliert, unter Beibehaltung der definierten Randbedingungen. Dazu müssen die Eckpunkte der Flächen sowie die gegenseitige Beziehung (welche Fläche trifft auf welche Fläche) definiert werden. Die Volumen der einzelnen geologischen Einheiten werden anschliessend mit Tetraedern aufgefüllt. Figur 4 zeigt auf der linken Seite das Strukturmodell mit den triangulierten Flächen. Die rechte Seite zeigt ein Teil des Tetraedermodells und veranschaulicht den Übergang zwischen den einzelnen Materialien. Die Tetraedervermaschung muss allerdings für die thermischen Modellierungen mit dem FE-Programm *FRAC-Ture* auf ihre Konsistenz hin überprüft werden.



Figur 4: Umwandlung des aus Flächen aufgebauten Strukturmodells in ein Tetraedermodell (Andenmatten und Kohl, 2003). Das Modell umfasst ein 20 km x 30 km grosses Gebiet.

Für die weiteren Schritte bei der Ressourcen-Analyse wurde das Programm *GeoProductivity* entwickelt. Folgende Arbeiten können damit durchgeführt werden:

- Einlesen des GOCAD-Tetraedermodells
- Überprüfen der räumlichen Modelldiskretisierung auf Konsistenz
- Erstellen des FE-Input-Files für die Temperaturmodellierung mit numerischen Randbedingungen (wie Temperatur an der Erdoberfläche, Basiswärmefluss, etc.) und Modellparameterwerte (wie Wärmeleitfähigkeit, Wärmeproduktion, etc.)
- Durchführen der Produktivitätsberechnungen und Bearbeitung von GIS-Daten zur späteren Darstellung der Resultate

GeoProductivity ist eine umfassende Sammlung von Funktionen, die auf eine einzige Datenbasis zu greifen. Damit wird gewährleistet, dass die Modellparameter bei den verschiedenen Teilschritten konsistent bleiben.

2.3 Grundlagen der thermischen Modellierung

Numerische Modellierungen bilden die Basis für die Berechnung der Temperaturverteilung im Untergrund. Die aus geologischen Strukturmodellen (siehe Kapitel 2.2) erstellten FE-Tetraedermodelle erlauben es, die Temperatur an jedem Ort und in jeder Tiefe im regionalen Massstab zu berechnen (siehe auch Kapitel 7.2). Dazu wird die Software *FRACture* verwendet.

In der hier durchgeführten Temperaturmodellierung werden im allgemeinen nur diffusive Prozesse, wie die Wärmeleitfähigkeit, die Wärmeproduktion, sowie der Einfluss der dreidimensionalen Topographie berücksichtigt. Die zugehörige Wärmeleitungsgleichung ist wie folgt definiert:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \cdot \nabla T) - A \quad \text{Gleichung 1}$$

mit T der Temperatur [K], t der Zeit [s], ρ der Dichte [kg m^{-3}], c_p der spezifischen Wärmekapazität [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], λ der Wärmeleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$], A der Wärmeproduktion [W m^{-3}].

Die in früheren Projekten durchgeführten Sensitivitätsuntersuchungen (z.B. Kohl 1999) zeigten, dass es für die Fragestellungen des Projekts "Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz" ausreichend ist, wenn lediglich die transienten Variationen der Oberflächentemperatur seit Beginn der letzten Eiszeit berücksichtigt werden. Die Eiszeit wird vereinfacht durch eine 10 K kältere Bodenoberflächentemperaturen für den Zeitraum vor -100'000 bis -10'000 Jahren vor heute charakterisiert. Die hierdurch hervorgerufene Temperaturänderung erreicht ihr Maximum bei etwa 1500 m Tiefe. Da die Temperaturdaten meist relativ oberflächennah gemessen werden, würde die Vernachlässigung dieses Eiszeiteffektes zu falschen Temperaturextrapolationen in der Tiefe führen (Clauser et al., 1997; Rybach, 1992a). Dies hätte für die Bewertung von tiefliegenden Ressourcen weitreichende Folgen.

Eine grosse Bedeutung kann ebenfalls dem advektiven Wärmetransport zukommen. Diese durch Grundwasserströmung hervorgerufenen Temperatursignale werden sichtbar, wenn lokale Temperaturmessungen nicht mit regionalen, diffusiven Temperaturmodellen übereinstimmen (Kohl et al., 2000). Ergebnisse früherer Arbeiten (Signorelli et al. 2005) weisen in einigen Regionen der Nordschweiz eindeutig auf durch zirkulierende Wässer beeinflusste Temperaturfelder hin. Deshalb berücksichtigt die folgende Temperaturmodellierung advektive Transportmechanismen, wo nötig. Die Ausarbeitung eines regionalen hydrogeologischen Modells ist allerdings im Rahmen des vorliegenden Berichtes nicht realisierbar. Daher wird ein vereinfachender konzeptioneller Ansatz verfolgt, um die Temperatursignale von advektivem Wärmetransport durch positive oder negative Wärmeproduktionsraten zu ersetzen.

Dieser Ansatz folgt dem der Peclet Analyse. Zeigen Temperaturmessungen in einer Bohrung eindeutig advektive Komponenten, werden hier die vertikalen Darcy-Geschwindigkeiten v_D mit Hilfe der 1D Peclet-Analyse aus dem Verhältnis des Wärmefluss an der Erdoberfläche j_0 und der Basis j_b [W m^{-2}] und der Aquiferhöhe Δz [m] berechnet:

$$\frac{j_0}{j_b} = \exp(\beta \cdot \Delta z)$$

$$\text{mit } \beta = \frac{(\rho c_p)_f \cdot v_D}{\lambda}$$

Gleichung 2

mit $(\rho c_p)_f$ der Wärmekapazität des Fluids [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$].

Die Differenz zwischen j_0 und j_b kann auch als eine konzeptionelle Wärmeproduktion A [W m^{-3}] ausgedrückt werden:

$$j_b = j_0 - A \cdot \Delta z$$

Gleichung 3

Durch Umformung von Gleichung 2 und Gleichung 3 kann diese konzeptionelle Wärmeproduktion A wie folgt beschrieben werden:

$$\frac{j_b + A \cdot \Delta z}{j_b} = \exp(\beta \cdot \Delta z)$$

$$A = \frac{\exp(\beta \cdot \Delta z) \cdot j_b - j_b}{\Delta z}$$

$$A = \frac{j_b}{\Delta z} \cdot (\exp(\beta \cdot \Delta z) - 1)$$

Gleichung 4

Bei der thermische Modellierung wird im Bereich einer advektiv dominierten Bohrung die konzeptionelle Wärmeproduktion A iterativ so variiert, bis die Temperaturmodellierung mit den Messwerten übereinstimmt. Sind die Werte für A mit so bestimmt, lässt sich die vertikale Darcy-Geschwindigkeit v_D in einem dreidimensionalen Raum abschätzen.

2.4 Geothermische Potenzialbestimmung

Die Evaluation des geothermischen Potenzials in einem Gebiet basiert auf der Quantifizierung der theoretisch verfügbaren Energie (Heat in Place), E_{HIP} . Diese hängt massgeblich vom Volumen und der Abkühlung im Untergrund ab und ist definiert als

$$E_{HIP} = \rho C_P \cdot V \cdot (T_{prod} - T_{reinj}) \quad [J] \quad \text{Gleichung 5}$$

mit ρC_P der Wärmekapazität des Gesteins [$J m^{-3} K^{-1}$], V dem Volumen der Ressource [m^3], T_{prod} der Temperatur des geförderten Fluids [K] und T_{reinj} der Temperatur des re-injizierten Fluids [K].

Heat In Place bezeichnet den gesamten Wärmehalt im Untergrund, wodurch dieser Wert enorm gross werden kann. Wird zum Beispiel ein $1 km^3$ grosses Volumen in 5 km Tiefe um $100^\circ C$ abgekühlt, entspricht dies einer theoretisch verfügbaren, thermischen Energie E_{HIP} von 230 PJ (oder 64'000 GWh). Dies würde etwa 0.2 % des totalen Primärenergiebedarfs der Schweiz von 1.3 EJ entsprechen (Bundesamt für Statistik, 2005). Die alleinige Betrachtung von E_{HIP} macht wenig Sinn, da nur die Energie auch wirklich genutzt werden kann, die durch ein Transportmedium (meist Wasser) effektiv förderbar ist (s. Einleitung / Kapitel 1). Zirkulierendes Wasser in einem Reservoir ist ein sehr effizienter Wärmetransportprozess. Deshalb sind permeable Sedimentschichten oder kristalline, geklüftete Reservoirs aus geothermischer Sicht bevorzugte Formationen. Neben dem günstigen Einfluss von hoher Permeabilität auf die Betriebsbedingungen (tiefer Reinjektionsdruck und hohe Fliessraten), haben diese konvektiven Systeme auch den Vorteil einer hohen thermischen Effizienz. Für die Tiefengeothermie wird daher die Transmissivität auch die Extrahierbarkeit von Energie bestimmen.

Für die Bestimmung der nutzbaren geothermischen Energie E_{ut} wird in dieser Arbeit das Konzept von Gringarten (1978) für poröse Medien verwendet, welches erlaubt, die Förderrate Q bei einer Dublettennutzung (Injektions- und Produktionsbohrung) zu bestimmen. Dies ist die einfachste Form der Nutzung, bei der eine nachhaltige hydraulische Bewirtschaftung des Untergrundes gewährleistet ist. In der Regel entspricht hier die Produktionsrate der Reinjektionsrate. Mit dem Gringarten-Ansatz werden zwei Schlüsselparameter, die Transmissivität Tr und das Anlage-Layout, in die Analyse miteinbezogen (Gringarten, 1978). Die Förderrate Q kann über einen iterativen Prozess prognostiziert werden:

$$Q_{i+1} = \frac{4\pi \cdot Tr \cdot \Delta h_b}{\ln(3 \cdot Q_i \cdot c \cdot \Delta t / (\pi \cdot \Delta z \cdot r_w^2))} \quad [m^3 s^{-1}] \quad \text{Gleichung 6}$$

mit Tr der Transmissivität [$m^2 s^{-1}$] ist, Δh_b der maximalen Grundwasserabsenkung in der Förderbohrung [m], Δt der Zeitspanne, nach der die Fördertemperatur messbar zu sinken beginnt [s], c dem Verhältnis zwischen Wärmekapazität des Fluids und des Aquifers [-], Δz der Ressourcenhöhe [m], r_w dem Bohrlochradius [m] und Q_i der Förderrate beim i -ten Iterationsschritt [$m^3 s^{-1}$].

Δt wird als die minimale Betriebszeit einer Anlage definiert und in dieser Studie als $\Delta t = 30$ Jahre angenommen. Über die Förderrate Q kann mit der Temperaturdifferenz zwischen produziertem und reinjiziertem Fluid die geothermische Leistung p_{th} bestimmt werden:

$$p_{th} = (\rho C_P)_f \cdot Q \cdot (T_{prod} - T_{reinj}) \quad [W] \quad \text{Gleichung 7}$$

mit $(\rho C_P)_f$ der spezifischen Wärmekapazität des Fluids [$J m^{-3} K^{-1}$] und Q der Förderrate [$m^3 s^{-1}$] (berechnet mit Gleichung 6) ist.

E_{ut} ist die Energiemenge, die mit Hilfe eines Entzugsmediums während der Zeitspanne, Δt , mit der Leistung p_{th} entzogen werden kann:

$$E_{ut} = \int_{\Delta t} p_{th} \cdot dt = \int_{\Delta t} (\rho C_P)_f \cdot Q \cdot (T_{prod} - T_{reinj}) \cdot dt \quad [J] \quad \text{Gleichung 8}$$

Das Verhältnis zwischen nutzbarer und theoretisch verfügbarer Energie wird als Gewinnungsfaktor R (Recovery Factor) bezeichnet:

$$R = \frac{E_{ut}}{E_{HIP}} \quad [-] \quad \text{Gleichung 9}$$

Wie bei Gringarten (1978) dargestellt, hängt R insbesondere von der geometrischen Distanz zur nächsten Dublettenanlage ab. In den folgenden Analysen wird von einer Bewirtschaftung eines quadratischen Feldes für jedes Dublettensystem ausgegangen, wobei die Seitenlänge dem Faktor 2 der Distanz D zwischen Injektions- und Produktionsbohrung entspricht. D wird jeweils so definiert, dass die geförderte Energie E_{ut} bei der jeweiligen Transmissivität Tr während der gesamten Betriebszeit aufrecht erhalten wird, und die Ressource somit nachhaltig genutzt wird. Da aber mit Gleichung 6 selbst für geringe Transmissivitäten eine Lösung für Q mit minimalen, für die Praxis aber unrealistischen Bohrlochabständen gefunden wird, wird in der vorliegenden Analyse ein minimaler Bohrlochabstand von $D = 200$ m definiert. Unterhalb dieses Abstandes wird E_{ut} und damit auch R auf "0" gesetzt, oberhalb wird E_{ut} gemäss Gleichung 8 berechnet.

Die geothermische Ressourcenanalyse basiert auf den Temperaturverhältnissen im Untergrund (ΔT) und den hydraulischen Beschaffenheiten (Tr). Mit Gleichung 6 bis Gleichung 8 werden die Resultate von thermischen und hydrogeologischen Modellen zu einem einzelnen Produktivitätswert für jeden Ort des 3D Untersuchungsgebietes zusammengefasst. Dabei muss die räumliche Ausdehnung der verschiedenen Modellparameter nicht notwendigerweise gleich sein. So werden, basierend auf denselben geologischen Bewertungskriterien, verschiedene Ansätze zur Bestimmung der hydraulisch und thermisch relevanten Parameter verwendet. Dies wird in Kapitel 7 detailliert beschrieben.

2.5 Definition der Ressourcenklassen

Eine Einteilung der geothermischen Ressourcen in verschiedene Klassen muss unterschiedlichen Kriterien wie Temperaturniveau des Reservoirs und Nutzungstechnologie genügen (McKelvey, 1972). Ebenfalls sollen zukünftige technische Entwicklungen in der geothermischen Energienutzung berücksichtigt werden (Muffler und Cataldi, 1978). Es wird daher ein Schema vorgeschlagen, welches von aktuell und zukünftig nutzbaren Ressourcen ausgeht. Im einfachsten Fall würde die Summe aller Ressourcenklassen der total nutzbaren Energie E_{ut} in einem Gebiet entsprechen. Dies würde aber bedeuten, dass eine zukünftig genutzte Ressource mit einem vorhersehbaren Gewinnungsfaktor R genutzt werden kann. Effektiv hängt dies aber vom Nutzungsszenario ab. So könnten zum Beispiel heute nicht nutzbare Ressourcen zukünftig genutzt, bzw. heute nur zur Wärmegewinnung genutzte Ressourcen auch zur Stromproduktion herangezogen werden. Somit ist es nicht möglich, einfach die einzelnen Klassen aufzusummieren. Als Grundlage der hier vorgestellten Ressourcenanalyse wird folgende Einteilung vorgeschlagen (Kohl et al., 2005), obwohl nicht alle Ressourcenklassen nachfolgende behandelt werden,:

1. **Oberflächennahe Ressourcen:** Diese Klasse beinhaltet Niedrig-Enthalpie Systeme bis zu einer Tiefe von ca. 200 m. Dies entspricht einer geothermischen Nutzung zu Heizzwecken, die meist mit Sole-Wasser Wärmepumpen in Kombination mit Erdwärmesonden realisiert wird. Der Stand der aktuellen Niedrig-Enthalpie Nutzung in der Schweiz wird in den 2-jährig erscheinenden Geothermie-Statistiken publiziert (Signorelli et al., 2004). Heute wird nur ein kleiner Teil der effektiv zur Verfügung stehenden oberflächennahen Ressource genutzt. Anhand von Raumnutzungsdaten könnte eine potentiell mögliche Anlagenverteilung bestimmt und die nutzbare, geothermische Energie durch Niedrig-Enthalpie Systeme anhand von durchschnittlichen Entzugleistungen und Laufzeiten abgeschätzt werden. Diese Kategorie ist nicht Bestandteil diese Studie, könnte aber in Zukunft integriert werden.

2. **Niedrig-Temperatur und hydrothermale Ressourcen:** Diese Klasse beinhaltet tiefe Aquifersysteme, welche zur Wärmeproduktion mit bestehender Technologie genutzt werden können. Ähnlich wie bei den "Oberflächennahen Ressourcen" kommen hier ebenfalls häufig Wärmepumpen-Systeme zum Einsatz. Die Aquifernutzung wird ab Tiefen von 200 m (als Unterscheidung zu Ressourcen-Klasse 1) bis zu einer Temperatur von 100 °C (d.h. unterhalb des Temperaturlevels, welches trotz geringem Wirkungsgrad noch für die Verstromung geeignet ist) erfasst. Es wird angenommen, dass eine geringe Stimulation die Ergiebigkeit der Aquifere etwa um einen Faktor "2" erhöht (Legarth et al., 2003). Durch den Vergleich der Resultate mit Oberflächendaten, wie Siedlungsdichte, Industriegebiete oder Fernwärmenetze, können geeignete Standorte für zukünftige, geothermische Nutzung evaluiert werden. Wenn die Erarbeitung des Ressourcen-Atlas abgeschlossen ist, kann die aktuell bestehende Nutzung (Signorelli et al., 2004) mit dem Potenzial verglichen werden.
3. **Hydrothermale Ressourcen, erschliessbar mit bestehender Technologie:** Diese Klasse beinhaltet tiefe geothermische Systeme zur möglichen Stromproduktion (Enhanced Geothermal Systems, EGS), die mit teurerer Explorationstechnik nutzbar gemacht werden können. Heutige Wirtschaftlichkeitsüberlegungen gehen davon aus, dass die Stromproduktion basierend auf der EGS Technologie am effizientesten ist, wenn sie mit einer weiterführenden Kaskadennutzung zur Reduktion der geothermischen Restwärme betrieben wird. Hier sind geeignete Stimulationsmassnahmen zur Erhöhung der bestehenden Ergiebigkeit nötig, wobei für kristallines Gestein ein Faktor "10" angenommen wird (Jung und Weidler, 2000). Minimale Bedingungen für diese Ressourcenklasse sind eine hohe hydrogeologische Eignung mit Permeabilitäten $> 10^{-15} \text{ m}^2$ und Temperaturen von etwa 100 °C, ab denen Organic Rankine Cycle (ORC) - Systeme aktuell sinnvoll eingesetzt werden können. Die 100 °C-Isotherme ist somit die obere Tiefenbegrenzung. Die untere Begrenzung ist durch den Entwicklungsfortschritt in der Bohr- und Stimulationstechnologie gegeben, wobei eine aktuell ökonomisch erreichbare Tiefe von maximal 5 km angenommen wird. In dem nachfolgend betrachteten regionalen Massstab werden zwangsläufig Vereinfachungen nötig, die für lokale Betrachtungen nicht ohne weiteres übernommen werden dürfen.
4. **Hydrothermale Ressourcen, erschliessbar bei mittelfristigem Technologiefortschritt:** Diese Klasse beinhaltet wie Klasse 3 Hochenthalpie-Systeme, die momentan aber noch nicht ökonomisch nutzbar sind. Die Stromproduktion in diesen Gebieten könnte jedoch bei mittelfristigem Technologiefortschritt (Bohrtechnologie, Hybridsierung, Kalina-Technologie, etc.) wirtschaftlich werden. So wird ein Entwicklungsfortschritt in der Stimulationstechnologie erwartet, durch den die Ergiebigkeit von Kristallin um einen Faktor "100" und von Sedimentgestein um einen Faktor "10" erhöht werden könnte. So können selbst Gesteine mit heute mittlerer hydrogeologischer Eignung (Permeabilität $> 10^{-16} \text{ m}^2$) für eine Nutzung interessant werden. Auch wird davon ausgegangen, dass künftig geringere Temperaturen zur Stromproduktion herangezogen werden können ($T_{\min} = 80 \text{ °C}$). Mittelfristig ist zudem eine Verbesserung und möglicherweise eine Verbilligung der Bohrtechnologie zu erwarten (Bohrtiefe bis 7 km).
5. **Langfristig erschliessbare Ressourcen:** Gebiete, die mit mittelfristigem Technologiefortschritt noch nicht erschlossen werden können, aber langfristig potentiell interessant werden könnten, werden in diese Klasse eingeteilt. Dies beinhaltet Tiefen bis 10 km sowie geringe hydrogeologische Eignung (Permeabilität $< 10^{-16} \text{ m}^2$).

Im Fokus des Projekts "Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz" liegen die Klassen 2 und 3. Die Ressourcenklasse 4 wird in dieser Arbeit teilweise eingeschlossen, jedoch aufgrund der dazu notwendigen Modelltiefe nicht vollständig abgedeckt. Aufgrund der geringen Informationsdichte wäre die hier vorgestellte detaillierte Untersuchung nur bedingt sinnvoll.

3. Datengrundlage

3.1 Datenerhebung

Die Datenerhebung und das Literaturstudium waren zeitintensive und beanspruchten einen bedeutenden Teil der Projektzeit. Für die im Projektablauf geplante Tätigkeit mussten geologische, hydrogeologische, thermische und petrophysikalische Daten zusammengetragen werden.

Der Aufbau der geologischen Strukturmodelle beruht auf Bohrprofilen aus 71 Bohrungen (siehe Tabelle 11 bis Tabelle 14 im Anhang), auf 40 interpretierten, seismischen Linien aus der Messkampagne der Nagra in der Nordschweiz und auf 31 geologischen Profilen im Raum Basel (Gürler et al. 1987; siehe Tabelle 15 im Anhang) und Isohypsenkarten aus Nagra-Berichten (Nagra, 1988). Die Lokalisation der Bohrungen und Profile ist in Figur 17 dargestellt. Die nachfolgende Liste stellt die Datenquellen für die Nordschweiz und den Raum Basel – Solothurn dar. Es sind dies bekannte und frei zugängliche Daten von Kanton, Bund und privaten Geologiebüros sowie aus wissenschaftlichen Publikationen. Die Datenquellen werden in den nachfolgenden Kapiteln detailliert beschrieben.

Geologie/

- Geologische Übersicht: Birkhäuser et al., 2001, Bitterli-Brunner (1988), Blaser et al., 1994, Diebold et al., 1991, Gürler et al. (1987), Hauber (1993), Matter et al., 1987; Müller et al., 1984, Müller et al., 2001, Naef et al., 1985, Naef et al., 1995, NTB 85-10 (1985), NTB 87-15 (1986), NTB 85-10 (1988), NTB 88-08 (1989), NTB 88-09 (1990), NTB 88-10 (1991b), NTB 88-12 (1991a), NTB 00-01 (2001), Peters et al. (1986), Peters et al. (1989a), Peters et al. (1989b), Pfiffner et al. (1997), Schmassmann et al. (1984), Thury et al. (1994).
- Datensammlung (Bohrdaten) und Kartenmaterial des Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), Baudepartement des Kantons Aargau, Amt für Wasser, Energie und Luft des Kantons Zürich (AWEL), Bundesamtes für Landestopografie
- Isohypsenkarte: NTB 88-25 (1988), Pfiffner et al. (1997)

Hydrogeologie

- Arbeitsgruppe Geothermik (1988), Blaser et al. (1994), Büchi (1983), Geoform (1995), Elektrowatt (1998), Hauber (1993), Himmelsbach (1993), Keller (1992), Mazurek (1998), Medici & Rybach (2002), Müller et al. (2001), Nagra (1985), Nagra (1989), Nagra (1990), Nagra (1991a), Nagra (1991b), Nagra (1992a), Nagra (1992b), NEFF (1980), Schmassmann et al. (1984), Schneider und Schlanke (1986), Sieber Cassina & Partner (1992), Stober (1995), Thury et al. (1994).

Temperaturdaten

- SGPK-Datensammlung "Archivierung und Kompilation geothermischer Daten der Schweiz" (Schärli and Kohl, 2002).

Petrophysikalische Daten

- SGPK-Datensammlung "Archivierung und Kompilation geothermischer Daten der Schweiz" (Schärli and Kohl, 2002).
- Molassedatenbank (Leu et al., 1999)

Die Lage der verwendeten Bohr- und Temperaturdaten sowie die integrierten seismischen Profile aus den oben genannten Quellen in den Untersuchungsgebieten werden in Kapitel 7.1 dargestellt.

Die zusammengetragene hydrogeologische Datensammlung basiert grossteils auf Daten der NAGRA. Sie wurde in Zusammenarbeit mit weiteren Institutionen ergänzt und bewertet (Geologisch-

Paläontologisches Institut der Universität Basel, CHYN der Universität Neuchâtel, Matousek, Baumann und Niggli AG). Die ursprünglich geplante Integration von Daten der Erdölindustrie liess sich nicht realisieren, da das im August 2004 gestellte Gesuch bei der SEAG (mündlich) abgelehnt wurde.

3.2 Bewertung der Temperaturdaten

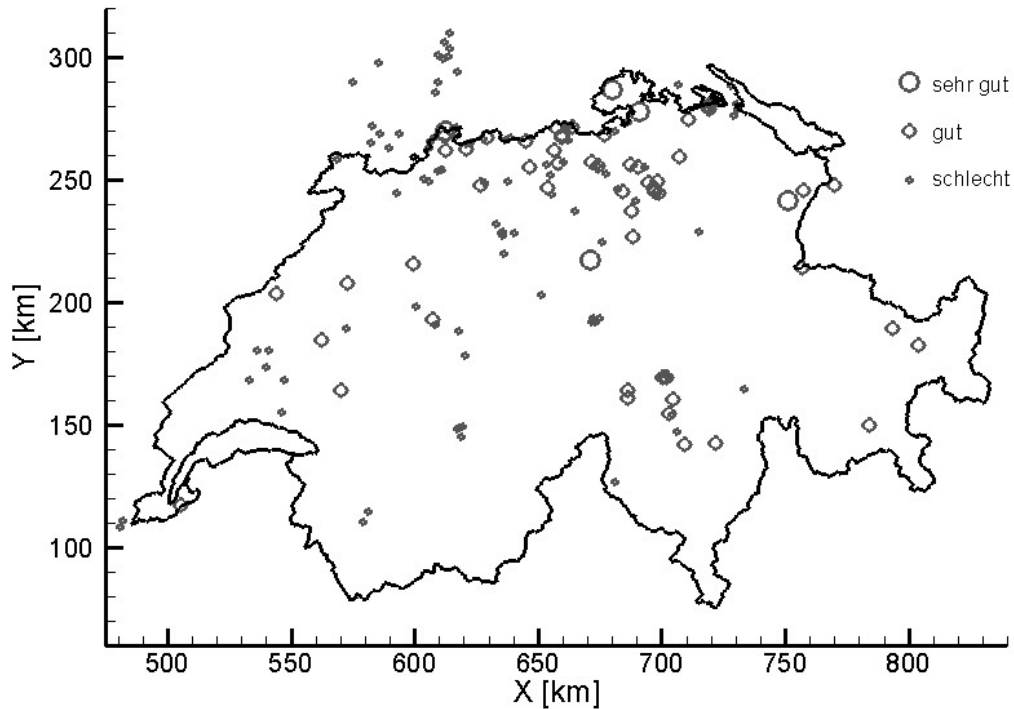
Zur Bestimmung des geothermischen Potenzials spielt die Temperaturverteilung im Untergrund eine zentrale Rolle. In diesem Projekt wird ein kalibriertes 3D Temperaturmodell erstellt, mit welchem die Temperatur auch in grössere Tiefen extrapoliert werden kann. Die Berechnung erfolgt mittels numerischer Modellierungen basierend auf Temperaturmessdaten aus Bohrungen und Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Gesteinsproben. Obwohl sich die Unsicherheit in der Wärmeleitfähigkeit direkt auf die Wärmeflussverteilung in der Modellierung auswirkt, ist sie von untergeordneter Bedeutung, da für die Bestimmung des geothermischen Potenzials das Temperaturfeld und nicht der Wärmefluss benötigt wird.

In der hier gezeigten Untersuchung wird die Unsicherheit der Temperaturmessdaten und ihr Effekt auf die numerische Modellierung bewertet. Dafür wird zunächst die Qualität der vorhandenen Bohrloch-Temperaturdaten in der Schweiz analysiert. Anschliessend wird die punktuelle Qualitätsklassifizierung der Bohrungen flächenhaft interpoliert. Es entstehen Karten zur Verteilung und Qualität der Temperaturdaten. Damit kann die numerische Temperaturmodellierung qualitativ bewertet werden. Für weiterführende lokale Ressourcenabschätzungen sollte diese Bewertung in eine Unsicherheitsanalyse integriert werden.

Die in der Schweiz verfügbaren Temperaturmessdaten sind in Schärli und Kohl (2002) zusammengestellt. Darin ist auch die Datenqualität beurteilt. Für eine geothermische Ressourcenanalyse sind vor allem ungestörte Temperaturmessungen interessant. Daraus lässt sich das grossräumige Temperaturfeld bestimmen. Temperaturmessungen aus Bohrungen können durch unterschiedliche Fehlerquellen beeinflusst sein. Mögliche Fehlerquellen können z.B. durch Bohraktivitäten (Bohrfortgang / Spülungszirkulation) und hydraulische Tests verursacht werden, wodurch die Temperatur in der Wassersäule nicht der Gesteinstemperatur entspricht. Zirkulation im Bohrloch durch Wassereintritte aus gespannten Aquiferen können ebenfalls Probleme bei der Bestimmung der ungestörten Gesteinstemperatur verursachen. Die Qualität von Temperaturmesswerten hängt aber auch von der Messart ab. Schärli und Kohl (2002) stufen HRT-Logs (kontinuierliche Logs) als sehr gut ein, HT Messung (Temperaturmessungen während hydraulischer Tests) als gut bis gering und BHT Messungen (Temperaturmessungen am Bohrlochfuss meist unmittelbar nach Beendigung des Bohrvorgangs) als gering. Entscheidend bei der Bewertung der Datenqualität ist weiter auch die Tiefe der Messung und die Anzahl der Messpunkte.

Für den geothermischen Ressourcen Atlas wird die qualitative Bewertung der Messdatendaten (siehe Figur 5) aus Schärli und Kohl (2002) übernommen. Die Einstufung in die dreiteilige Skala "sehr gut", "gut" und "gering" erfolgte gemäss den folgenden Kriterien:

- Störungen (Bohrlochaktivität, Wassereintritt)
- Datendichte (Anzahl Messungen)
- Messmethode
- Qualität der Messung

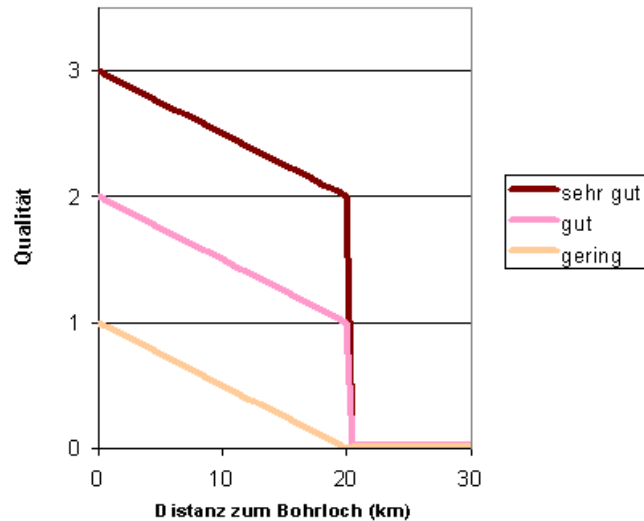


Figur 5: Standorte und qualitative Bewertung der verfügbaren Messdaten.

Die qualitative Bewertung der Messdaten wird in eine quantitative Skala überführt, die für die Interpolation der Qualität auf das gesamte Gebiet verwendet wird. Die Stufe "sehr gut" entspricht dem Wert 3, die Stufe "gut" dem Wert 2 und die Stufe "gering" den Wert 1. Diese Qualität wird nun über eine lineare Gewichtungsfunktion auf das gesamte Modellgebiet interpoliert. Die interpolierte Qualität Qu_i an einem bestimmten Punkt ist eine Funktion der Qualität des Datensatzes aus einer benachbarten Bohrung Qu_0 und der Distanz r zu dieser Bohrung. Unabhängig von der Qualität eines Datensatzes wird ein Grenzradius $r_{\max}$ definiert, ausserhalb dessen der Einflussbereich einer Bohrung endet. Hier wird der Qualitätswert auf "0" gesetzt, was somit „keine Daten“ bedeutet. Aufgrund der vorhandenen Datendichte wird ein Grenzradius von $r_{\max} = 20$ km als sinnvoll erachtet. Es gilt:

$$Qu_i = Qu_0 - \frac{r}{r_{\max}} \quad \text{Gleichung 10}$$

Figur 6 veranschaulicht die verwendete, lineare Gewichtungsfunktion für die angenommenen Qualitätsklassen. Als Funktion der Distanz sinkt die ursprüngliche Qualität einer Bohrung in der Umgebung um maximal eine Klasse. Ausserhalb von $r_{\max}$ wird der Qualitätswert auf 0 gesetzt. Momentan wurde dieser lineare Ansatz gewählt.

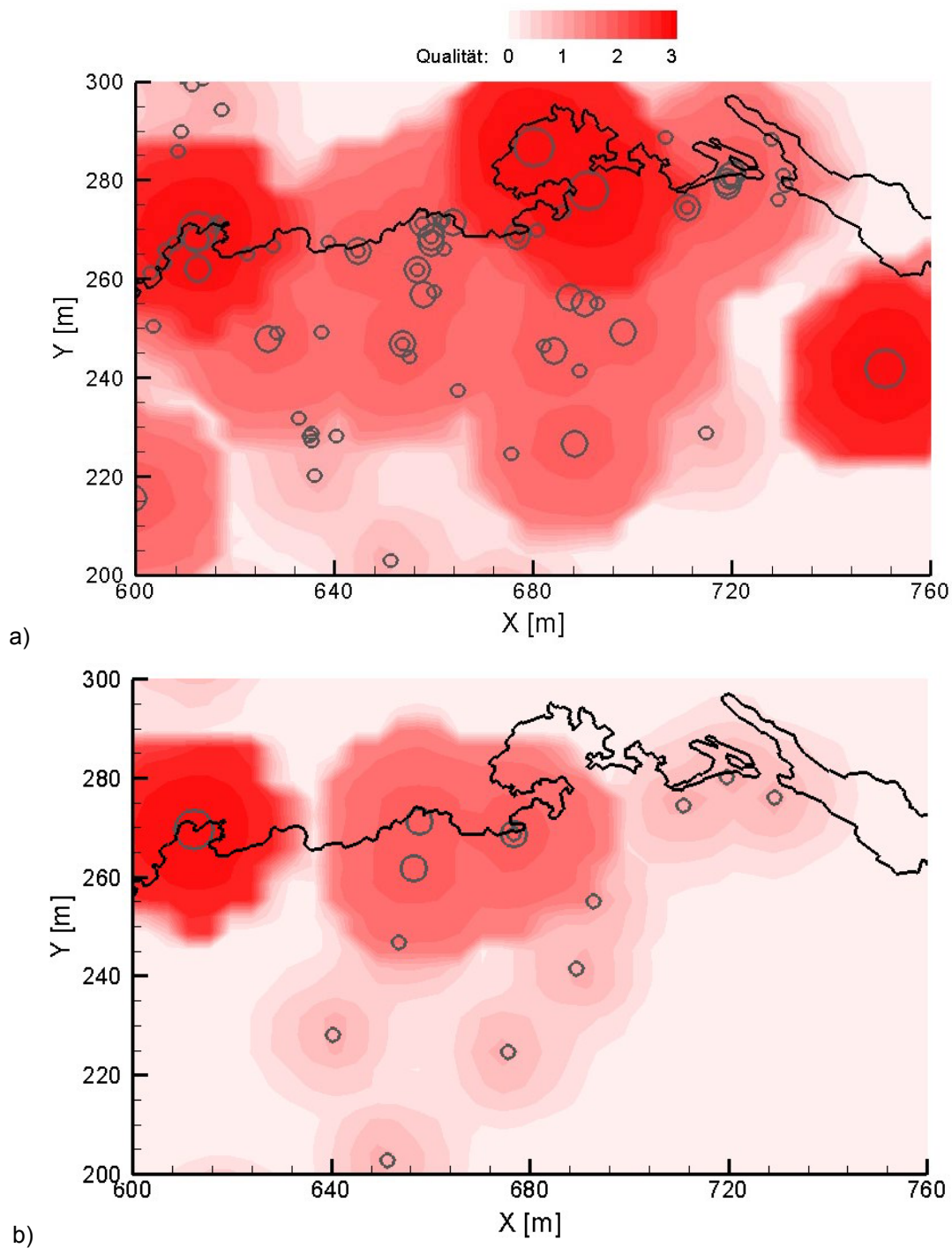


Figur 6: Gewichtungsfunktion zur Bewertung der Bohrlochdaten gemäss Gleichung 10.

Die Analyse wird für ein quadratisches Gitter von 5 x 5 km durchgeführt. In Bereichen, in denen sich Qualitätswerte aus verschiedenen Bohrungen überlagern, wird der höhere Wert gewählt. Damit ergibt sich für jeden Ort des Rasters ein Qualitätswert zwischen 3 und 0, der sich entsprechend der Entfernung des jeweiligen Ortes zur nächsten Bohrung und der Qualität dieser Bohrung berechnet.

Figur 7 a) und b) zeigen die Qualitätsabschätzungen für die Tiefen 250 m und 2000 m in den Modellgebieten NOS I bis III, Basel und Solothurn. Dunkle Farben zeigen Gebiete mit einer sehr guten Datenqualität, helle Farben Gebiete mit einer geringen Qualität. Weisse Bereiche entsprechen Gebieten, die von jeder Bohrung weiter als 20 km entfernt sind.

Die Qualitätsanalyse zeigt, dass speziell im Gebiet der Nordschweiz eine grosse Anzahl an Daten hoher Qualität vorhanden sind. In einer Tiefe von 250 m kann fast der gesamten Fläche der definierten Modellgebiete die Datenqualität gut bis sehr gut zugewiesen werden. Die Interpolation der Daten führt zu einer flächendeckenden guten Datenqualität. Wie die Datendichte reduziert sich auch die Datenqualität mit der Tiefe. Dies zeigt sich darin, dass nur 40 der vorhandenen 180 Bohrungen Tiefen von 2000 m erreichen und Untergrundtemperaturen von über 70°C erreichen können. Allerdings existieren aus dieser Gruppe 26 Bohrungen mit Temperaturmessungen, wobei nur ein einziger Datensatz als "sehr gut" eingeschätzt werden kann. Die Interpolation der Daten für diese Tiefenlage ergibt im allgemeinen eine geringe Datenqualität mit zahlreichen, nicht bewertbaren Gebieten. Für eine Evaluation des geothermischen Potenzials ist die Berechnung der Temperaturverteilung in grösserer Tiefe, insbesondere im Bereich des Kristallins von entscheidender Bedeutung. Auf Grund der geringen Datenqualität- und -dichte sind Temperaturextrapolationen von oberflächennahen Bohrungen nur mit physikalischen Temperaturmodellen möglich. Das Vorgehen und die Modellierung wird in Kapitel 7.2 beschrieben.



Figur 7: Qualitätskarte für eine Tiefe von a) 250 m und b) 2000 m in den Modellgebieten NOS I bis III, Basel und Solothurn (Legende der Datenqualität: 3= sehr gut, 2= gut, 1= schlecht, 0= ausserhalb des Einflussbereiches einer Bohrung). Die Kreise beziehen sich auf die Temperaturmessdatenqualität von Bohrungen in Figur 6.

4. Geologische Übersicht

Grundlage einer Temperaturmodellierung, wie sie für die Analyse geothermischer Ressourcen benötigt wird, bildet ein geologisches Strukturmodell. Nachfolgend wird auf die wichtigsten geologischen Einheiten im Bereich der untersuchten Gebiete der Nordschweiz eingegangen. Die tektonische Über-

sichtskarte in Figur 1 zeigt die Untersuchungsgebiete der Nordschweiz. Das sind drei Untersuchungsgebiete in der Nordostschweiz sowie die Regionen Basel und Solothurn. Das Modellgebiet Nordostschweiz beschreibt vorwiegend den Bereich der Molasse und des Tafeljuras zwischen Bodensee und Aarau. Es erfasst den östlichen Ausläufer des Faltenjuras. Die Geologie dieses Gebietes ist in Müller et al. (2001) detailliert zusammengestellt. Die Modellgebiete Basel und Solothurn befinden sich zwischen Basel und Langnau und beinhalten die tektonischen Einheiten Rheingraben, Tafeljura, Faltenjura und Molasse. Das Schwarzwaldmassiv wird im Rahmen dieser Ressourcenstudie nicht behandelt. Eine sehr gute Beschreibung der geologischen Verhältnisse im Raum Basel befindet sich in Gürler et al. (1987).

4.1 Paläozoischer Sockel

Der paläozoische Sockel entspricht dem kristallinen Grundgebirge mit eingelagerten jungpaläozoischen Sedimenttrögen (Permokarbontrög, siehe unten). Das Kristallin wurde in mehreren Bohrungen angetroffen. Tabelle 11 im Anhang listet die Bohrung sowie die Tiefenlage des Kristallin auf. Die meisten kristallinen Gesteine (Para- und Orthogneis) sind prävariskisch und weisen eine intensive postmetamorphe Deformationen und mehrphasige hydrothermale Umwandlung auf. Weiter sind zahlreiche Intrusiva (Granite und Ganggesteine) während der prävariskischen Orogenese entstanden. Auch diese Gesteine sind bruchhaft deformiert und mindestens teilweise hydrothermal umgewandelt.

Ein Teil der die Struktur prägenden Störungen, die bereits prävariskisch angelegt wurden, wurden wahrscheinlich durch die alpine Faltung erneut reaktiviert und paust sich dadurch in die mesozoischen Sedimente durch.

4.2 Permokarbontrög

Eingelagert ins kristalline Grundgebirge sind Grabenstrukturen (die sogenannten Permokarbontröge) gefüllt mit klastischen Flussablagerungen und lokal Seesedimenten, Kohleflözen und Vulkangesteinen. Diese Permokarbontröge weisen ein prävariskisches Streichen auf. Sie sind das Ergebnis der postprävariskischen Dehnungstektonik, während der sich im Ablagerungsgebiet Gräben mit unterschiedlicher Subsidenz ausbildeten, die dann während des Perm mit kontinentalen Schüttungen aufgefüllt wurden.

Nordostschweiz und Region Basel

Der Nordostschweizer Permokarbontrög (Weiach-Trog) wurde erst während umfangreicher Untersuchungen der Nagra Mitte der 80er Jahre entdeckt. Er wurde aufgrund seismischer Aufnahmen in der zentralen und östlichen Nordostschweiz vermutet und in den Bohrungen (Riniken, Weiach, Dingelsdorf) erbohrt. Eine erste detaillierte Darstellung der Permokarbontröge und die Hypothese eines vom Bodensee bis nach Frankreich reichenden Permokarbontröges (Konstanz-Frick-Trog) findet sich in Diebold (1989). In Diebold et al. (1991) und Nagra 2001 (NTB 99-08) wurde die Lage des „Weiachtrog“ zwischen dem Bodensee und Kaisten ausgewiesen. Im Westen geben drei Profile guter Qualität (82-NF-10, 83-NF-15, 83-NF-31/82-NF-30) einen Überblick über den Verlauf des Permokarbon-Trögs. Im Osten gibt es nur eine gute seismische Linie (82-NX-60).

Der Weiachtrog verläuft weiter Richtung Basel ("Konstanz-Frick-Trog"; Diebold, 1998, Pfiffner, 1993 und Ustaszewskiet al., 2005) und erstreckt sich wohl bis nach Belfort. Den 10 bis 15 km breiten Trog charakterisiert ein Streichen in Richtung ENE. Als Permokarbontrög im eigentlichen Sinn wird der zentrale, kohleführende Bereich (erbohrt in Riniken und Weiach) mit einer Sedimentmächtigkeit >250 m definiert. Dieser Teil ist wahrscheinlich bis 6 km tief. Teilweise reichen die Trogschultern (Bereiche ohne kohleführende Ablagerungen und mit einer Mächtigkeit <250 m) weit über diesen zentra-

len Bereich hinaus (Kaisten). Der Weiach-Trog hat die Form eines asymmetrischen Halbgrabens und wird im zentralen Bereich durch mehrere Störungszonen in WNW–ESE (Fig. 17 und 29 sowie Beilage 36-38 in Diebold et al., 1991) durchfahren. Den Permokarbondrog begleiten am Rand im Bereich des Überganges zu den Trogschultern tieferreichende Randstörungen, die das Aufsteigen von Tiefengrundwässern begünstigen (Thury et al., 1994):

1. Nördliche tektonische Zone des Weiach-Troges: Entlang dieser Zone ist das Kristallin über mehrere Kilometer versetzt. Die Rafz-Marthalen-Flexur in der Sedimentdecke steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit den nördlichen Randstörungen.
2. Südliche tektonische Zone des Weiach -Troges: Für die südliche Randzone fehlen gegen Osten Daten. Das Baden-Irchel-Herdern-Lineament bildet vermutlich die Fortsetzung dieser Randstörungen in der sedimentären Deckschicht.

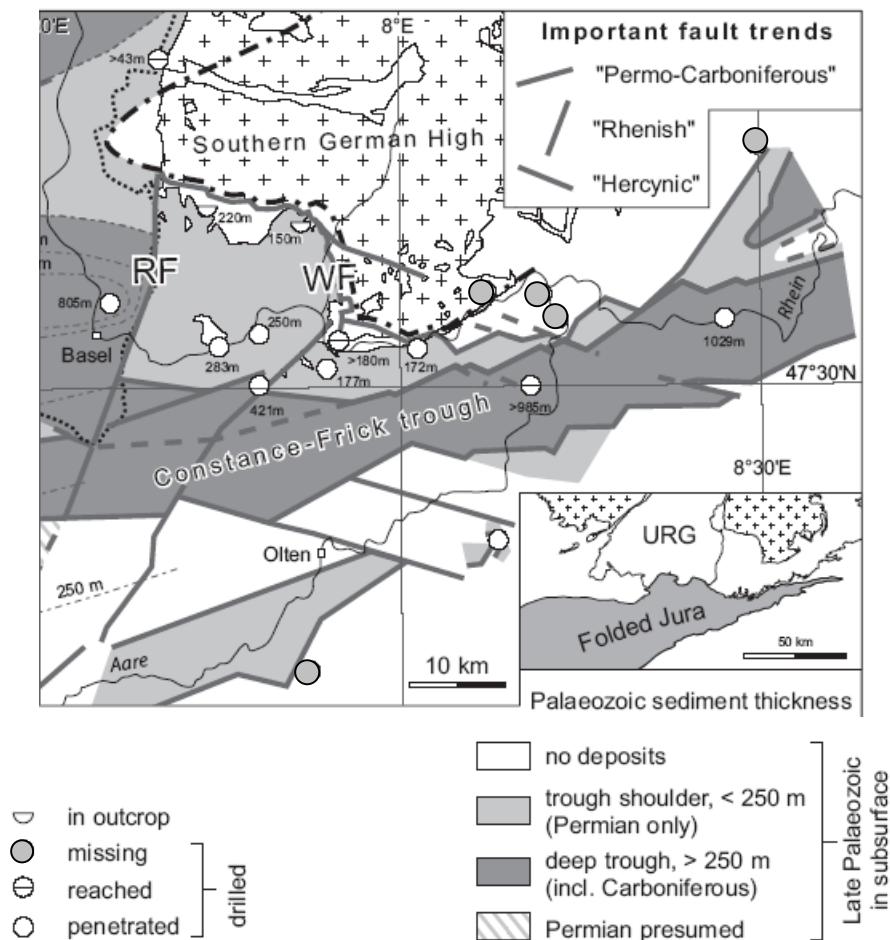
Im Bereich der Randstörungen des Permokarbon-Troges wird von einer deutlichen Klüftung des kristallinen Grundgebirges ausgegangen.

Der Permokarbondrog wurde in insgesamt 22 Bohrungen und einigen Aufschlüssen angetroffen. Neben dem Weiach-Trog gibt es vermutete, aber nicht verifizierte Tröge (im Norden "Klettgau-Trog" sowie ein Trog südlich des Weiach-Troges).

Region Solothurn

Im Modellgebiet Solothurn befindet sich ein weiterer Trog am Südrand des Faltenjura auf der Höhe von Olten (Müller et al., 2001 und Ustaszewski et al., 2005; siehe Figur 8). Über die Tiefe dieses Troges ist nichts bekannt. Nach Pfiffner (persönliche Mitteilung 2005) darf ein Einfallen der Trogränder von 30° und eine Tiefe von 1 km angenommen werden.

Darstellungen in Ustaszewski et al. (2005) vermitteln einen guten Überblick über die Lage der Permokarbontröge im Modellgebiet Nordschweiz-Basel (siehe Figur 8). Die für die Bestimmung des geothermischen Potenzials berücksichtigten Permokarbon-Tröge sind später in Figur 15 und Figur 16 dargestellt.



Figur 8: Mächtigkeit und Lage der Permokarbontröge (nach Ustaszewski et al., 2005).

4.3 Mesozoische Deckschichten

Im Schweizer Mittelland folgen über dem Sockel maximal 700 – 800 m mächtige, über weite Gebiete relativ einheitlich aufgebaute mesozoische Sedimente, vorwiegend marine Karbonat- und Tongesteine mit evaporitischen Serien und Einschaltungen von terrigenen Schüttungen. Die Schichten sind im ganzen Gebiet schräg gestellt und fallen wenige Grad nach $\pm$ SE unter die keilförmig mächtiger werdende Neogene Molasse ein.

Die Trias ist in der Fazies der Germanischen Trias ausgebildet und erreicht Mächtigkeiten von bis zu 400 m. Durch die im Muschelkalk beginnende Transgression des Muschelkalkmeeres wurden im Oberen Muschelkalk gut gebankte dolomitische Kalksteine abgelagert (Müller et al. 2001). Klüftung und Verkarstung haben zu einer guten Wasserwegsamkeit im Bereich des Oberen Muschelkalk beigetragen. Der Obere Muschelkalk wurde in mehreren Bohrungen angefahren oder durchbohrt. Eine Zusammenstellung findet sich in Tabelle 12 im Anhang.

Innerhalb des östlichen Jura weist der Lias nur eine geringe Mächtigkeit von 20-30 m auf, während der Dogger ausgesprochen mächtig mit bis zu 350 m ausgebildet ist. Lias und Dogger bestehen im wesentlichen aus gut gebankten Wechsellagerungen von häufig grobkörnigen Kalken und tonigen dunklen Mergeln. Schwarze Tonschiefer des untersten Doggers, das sogenannte Aalenien, bilden einen wichtigen Aquitarden von grosser regionaler Ausdehnung. Grobbankige, oolithische und spätige Kalke des mittleren und oberen Doggers sind im zentralen und westlichen Jura als ein wichtiger regionaler Aquifer bekannt (Geister-Frantz 1987, Wilhelm 2003). Über dem Dogger folgt wiederum ein regional sehr ausgedehnter Aquitard, nämlich die Effingerschichten des Unteren Malms. Die darüber-

liegenden Malmkalke stellen aus hydrogeologischer Sicht wohl die wichtigste mesozoische Einheit dar. Neben Bankung ist es vor allem ihre Verkarstung, die die Malmkalke als Aquifer auszeichnet. Eine durchgängige Verbreitung besitzen die Gesteine des Unteren Malm. Der Untere Malm (Oxford) beginnt zunächst mit der Ablagerung von Tonen (Unteres Oxford), auf die im Mittlern Oxford eine deutliche Faziesgliederung innerhalb des Malmmeeres folgt. Während sich im nordwestlichen Jura auf einer flachen Plattform Korallenriffe mit fossilreichen Kalken (raurakische Fazies) bildeten, wurden im Südosten im Bereich eines offenen Meeres Mergel und Kalksteine (argovische Fazies) abgelagert. Während die raurakische Fazies im süddeutschen Raum einen bedeutenden Aquifer darstellt, ist auf Grund des Vorherrschens der argovischen Fazies das Mittlere Oxford von untergeordneter geothermischer Bedeutung. Vorkommen kalkiger, gut wasserwegsamere Gesteine sind daher innerhalb der Epoche des Jura auf das Obere Oxford, Kimmeridgien und Portlandien beschränkt.

Kreideablagerungen existieren nur im zentralen und westlichen Jura und im Mittelland westlich der Linie Biel – Besançon unter der Molasse. Die Kreideablagerungen des westlichen Jura sind bis über 300 m mächtig und bestehen aus einer Wechsellagerung von Mergeln und Kalken. Die grobkörnigen, spätig - oolithisch ausgebildeten Kalke der sogenannten Pierre Jaune de Neuchâtel (Hauterivian) Formation sind entlang des Jurasüdfusses westlich von Neuchâtel ein bedeutender poröser und verkarsteter Aquifer, der südwärts mit wenigen Grad Schichtfallen unter die Molasse einfällt. In grossen Teilen der Zentralschweiz, insbesondere südlich des Rheingrabens bis in die Gegend von Luzern, wurde Kreide entweder nie abgelagert oder aber durch eine grossangelegte Aufdomung im Neogen schon vor der Alpen- und Jurafaltung wieder abgetragen. Ein flächenhafter Abtrag bis tief in die Malmkalke hinein (Oxford), eine allgemeine Verkarstung des mesozoischen Deckgebirges und die Bodenbildung in Form von eozänen Bohnerzformationen und Karstfüllungen zeugen von einer lang andauernden Erosionsphase, die von der Oberkreide bis ins Oligozän dauerte.

4.3.1 Tafeljura

Tafeljura und Dinkelbergscholle sind als Sedimentbedeckung des nach Süden abtauchenden Schwarzwaldes zu betrachten, so dass in Richtung Norden immer ältere Gesteine an der Oberfläche ausstreichen. Die Schichten sind im ganzen Gebiet schräg gestellt und fallen wenige Grad nach SE unter die keilförmig mächtiger werdende Molasse ein. Die hier ungefalteten mesozoischen Gesteine sind entlang NNE-SSW (rheinisch) streichender Brüche analog zum kristallinen Untergrund in Schollen zerlegt worden. Die Brüche im Tafeljura sind im Zusammenhang mit dem im Oligozän absinkenden Rheingraben entstanden.

4.3.2 Faltenjura und Dinkelberg

Der Faltenjura besteht aus generell von Ost-West (im Osten) bis Nordost-Südwest (im Westen) streichenden Falten mit Amplituden, die westwärts zunehmen und mehrere hundert Meter bis etwa ein Kilometer erreichen. Das heutige Relief des Jura ist weitgehend konform: Hügelketten entsprechen Antiklinalen und Täler sind entlang von Synklinalen angelegt. Die Falten sind lateral wenig zylindrisch, lösen sich häufig gegenseitig in "en échelon" Manier ab und werden auch oft durch Blattverschiebungen ("tear faults") seitlich versetzt. Die Jurafaltung entstand während der letzten Phase der Alpenfaltung ab rund 12 Millionen Jahren. Dabei wurde das Deckgebirge vom darunterliegenden Sockel abgesichert und um 5 bis 30 km nach Nordwesten verschoben. Die entsprechende Verkürzung im Grundgebirgssockels wird unterhalb des Aarmassives postuliert (Burkhard 1990, 1999). Als Abscherhorizont für die Faltung dienten die Anhydrit- und Salzgesteine des Muschelkalk und Keuper. Die Gesteine der Unteren Trias und das kristalline Grundgebirge sowie die Permokarbontröge sind daher nicht mitgefaltet worden.

4.4 Känozoische Sedimentdecke

Die känozoischen Molassegesteine des Schweizer Mittellandes sind geprägt durch die im Süden einsetzende Alpenfaltung und das progressive Fortschreiten der alpinen Deformationsfront nach Nordwesten vom Oligozän bis ins späte Miozän. Das Molassebecken ist ein typisches Vorlandbecken, das durch die Flexur und das Abtauchen der europäischen Lithosphäre unter den Alpenkörper entstand. Die klastische Sedimentfüllung erreicht eine Mächtigkeit von über 3 km am Südrand und keilt nach Norden aus. Nördlich angrenzend an die Zentralschweiz bildete sich gleichzeitig, ab dem Oligozän, der NNE-SSW orientierte Rheingraben. Dieser ist ebenfalls mit molasseartigen, klastischen Sedimenten gefüllt.

Über das Pliozän ist nur sehr wenig bekannt, es gibt kaum Ablagerungen aus diesem Zeitraum und generell wird angenommen, dass damals vor allem Flusserosion und eine tiefe Vertalung der Alpen, des Mittellandes und des Juras stattfanden.

Im Quartär geht diese Erosionsphase weiter, und wird ganz wesentlich durch das mehrmalige Vorstossen der alpinen Gletscher bis weit ins Mittelland hinaus geprägt. Während der grössten Vergletscherung überfuhr der Rhonegletscher gar die zentralen Juraketten und stiess bis nach Frankreich vor. In der Nordschweiz trafen sich damals die Rhein- und Rhone- Piemontgletscher in der Gegend von Aarau – Baden. Diese Vergletscherungen sind hauptverantwortlich für eine grosse Übertiefung der meisten Haupttäler und die Anlage aller Seen im Schweizer Mittelland. Diese tiefen Täler sind heute weitgehend wieder gefüllt mit komplex aufgebauten glazialen, fluvio-glazialen und fluviatilen Seesedimenten. Dieses "Quartär" hat im Rahmen der geothermischen Potenzialstudie keine Bedeutung und wird daher nicht näher beschreiben.

4.4.1 Molassebecken

Seit dem frühen Oligozän war das Schweizer Mittelland ein Sedimentbecken mit abwechselnd terrestrischen und seicht-marinen Ablagerungen. Das Molassebecken war ein Vorlandbecken nördlich der Alpen, das den Abtragungsschutt des sich hebenden Orogens aufnahm. Die proximalen Beckensedimente der Subalpinen Molasse am SE Rand des Beckens abgelagert, bestehen aus Konglomeraten (Nagelfluh), mit eingeschalteten Sandsteinen, Siltsteinen, Mergeln, Tonschiefern und selten Kalkgesteinen. Generell sind die Sedimente am Alpenrand sehr grobkörnig und dickbankig, häufig sind Konglomerate, welche auf mächtigen Schuttfächern abgelagert wurden. Im NW hingegen dominieren feinkörnige Sandsteine und Mergel aus ehemaligen breit angelegten Flussebenen (Berger 1996, Berger, 2006). Die Ablagerungsgeschichte des Molassebeckens kann in 4 Gross-Zyklen gegliedert werden:

- Obere Süsswassermolasse (OSM): fluvatile Sedimente wie Sandsteine und Nagelfluh mit Komponenten der ostalpinen Decken und Ophiolithmélanges (Hörnli und Napf -Schuttfächer). Die OSM ist sehr heterogen aufgebaut. Gewisse Sandsteine der OSM besitzt lokal eine gewisse Bedeutung als Aquifer.
- Obere Meeresmolasse (OMM): flach-marine Ablagerungen am Aussenrand eines durch Subsidenz gekennzeichneten Beckens mit deutlichen Mächtigkeits- und Fazieswechseln in Form von gutgebankten Glaukonit- und Muschelsandsteinen, Mergeln und Silten. Aufgrund ihrer grossräumigen Verbreitung und guten Gesteinsdurchlässigkeit bildet die OMM das höchste zusammenhängende Grundwasserstockwerk. Eine Zusammenstellung der Bohrungen in die OMM und die jeweilige Tiefenlage ist in Tabelle 14 im Anhang zu finden.
- Untere Süsswassermolasse (USM): fluvatile Sedimente wie Sandsteine und Nagelfluh mit Komponenten des Ostalpin, Penninikums und Helvetikums sowie limnische Bildungen am Aussenrand (Kalkgesteine). Im Bereich von Sandsteinrinnen hat die USM einen gewisse Be-

deutung als lokaler Aquifer und steht als „leaky“-Aquifer mit der OMM in Verbindung (Nagra, 1993).

- Untere Meeresmolasse (UMM): flachmarine bis litorale Sedimente, die sich über mächtige Deltas und submarine Trübestrome in der nordalpinen Vortiefe ablagerten. Die UMM ist auf den Südrand des Molassebeckens (Subalpin) beschränkt und wurde in den Modellgebieten nicht angetroffen.

Die Molasse fällt tendenziell nach SE ein und nimmt gleichzeitig mit der Nähe zum Liefergebiet in Richtung Süden an Mächtigkeit zu. Die gesamte Abfolge der mittelländischen Molasse nimmt damit von mehreren Kilometern am Alpennordrand bis auf einige Hundert Metern am Jurasüdfuss ab. Die Schichten liegen leicht diskordant über dem Mesozoikum. Die Neigung der Schichten nimmt nach oben hin zusehends ab, so dass die jüngeren Schichten, abgesehen von einer leichten Verfaltung und lokalen Störungen, weitgehend horizontal lagern. Auf Grund der späteren starken Hebung, Jura-faltung und Abtragung der Molassesedimente streichen an der Oberfläche von Ost nach West immer ältere Molassesedimente aus.

Den Übergang der Mittelländischen Molasse zum Helvetikum und Penninikum bildet die Subalpine Molasse mit ihren tektonisch stark beanspruchten verschuppten und verfalteten Gesteinseinheiten der UMM und USM. Eine Berücksichtigung der Subalpinen Molasse zum Zeitpunkt der aktuellen Modellrechnungen ist nicht geplant.

4.4.2 Rheingraben

Der Rheingraben ist ein bedeutender Grabenbruch mit einer Breite von rund 35 km und einer Länge von 300 km. Er ist Teil eines mitteleuropäischen Grabensystems, das vom Mittelmeer bis in die Niederlande reicht. Die bis heute andauernde seismische Aktivität und der neogene Vulkanismus des Kaiserstuhls weisen auf eine aktive Tektonik des Grabensystems hin. Obwohl heute keine horizontale Streckung mehr stattfindet, dauert die Subsidenz im Graben selbst mit knapp einem Millimeter pro Jahr an. Die den Rheingraben an beiden Seiten begleitenden Randstörungen stellen hochdurchlässige Störungssysteme dar, die für eine geothermische Nutzung von grosser Bedeutung sind (Soultz-sous-Forêts).

Parallel zum Einsinken setzte im Rheingraben gleichzeitig seine Auffüllung ein, so dass hier Mergel (Elsässer Molasse), Konglomerate und Kalksandstein abgelagert wurden. Möglicherweise bestand eine zeitweise Verbindung zwischen dem Molasse Becken des Mittellandes und dem Rheingraben (Berger, 1996).

4.4.3 Juragebirge

Im Faltenjura ist die sogenannte Jura-Molasse nur als Muldenfüllung in Synklinalen und anderen von Antiklinalen umrahmten "Becken" (Delsberg, Porrentruy, Val de Ruz etc.) erhalten. Lokal sind Jura-Nagelfluh Konglomerate, auch "Gompholite" genannt, verschiedenen Alters (von Oligozän bis Mittel Miozän) vorhanden. Im Westen ist die Jura-Molasse aber nichts anderes als die distale Fortsetzung der mittelländischen Molasse nach Nordwesten. Dominant sind feinkörnige Fluss- und See-Ablagerungen (USM und OSM): Mergel, Sandsteine, Siltsteine sowie Süßwasserkalke und Seekreiden (OSM). Auch die Obere Meeresmolasse (OMM) ist im Jura als feinkörnige glaukonitführende Sandsteinformation vorhanden. Molassesedimente sind im Jura als untiefe Aquifere von lokaler Bedeutung (Delémont, Porrentruy, Le Locle). Die Jura-Molasse ist aber sehr geringmächtig (total maximal 300m) und deshalb in dieser Geothermiestudie nicht von Bedeutung.

4.4.4 Südrand des Molassebeckens – Subalpine Molasse

Nach Süden taucht die europäische Kruste in einem leicht konvexen Profil, d.h. mit nach Süden stetig zunehmender Neigung, unter die Alpen ein. Dieses südliche Abtauchen ist für die Moho sehr gut dokumentiert und reicht bis mindestens unter die Zentralalpen auf einer Linie Chur – Martigny, wo die Krustenmächtigkeit gegen 60 km erreicht. Die genaue Geometrie der Oberkante der europäischen Vorland-Kruste ist im Vergleich dazu wesentlich weniger gut bekannt. An der Erdoberfläche können verschiedene Strukturen an der Alpenfront kartiert werden: die vorerst flachliegenden jüngsten Schichten des Molassetroges richten sich südwärts zu den Alpen hin progressive auf und bilden eine markante, nordfallende Monoklinale die von Bayern bis nach Thun verfolgt werden kann. Südlich anschliessend folgt eine Zone von kilometerdicken, monoton nach Süden einfallenden Schuppen der sogenannten Subalpinen Molasse. Aufrechte Falten sind auf die mergeligen Schichten der USM beschränkt und werden vor allem am Übergang von Nord- zu Südfallen beobachtet. Die klassische Alpenfront ist definiert durch die ebenfalls südfallende Hauptüberschiebung der Helvetischen (und höherer) Decken. Die Geometrie des Sockels unter all diesen Oberflächenstrukturen ist nur lückenhaft bekannt. Immerhin gibt es vier seismische Linien: für eine Osttraverse im Gebiete des Toggenburgs (Stäuble und Pfiffner 1991), für die Gegend von Luzern (Finsterwald; Vollmayr & Wendt 1987), für die Gegend von Thun (Michelot 1992; Schlunegger et al. 1993) sowie im Rhonetalquerschnitt (Singer und Gorin 1991). Alle diese Linien belegen klar eine Unabhängigkeit der subalpinen Molasseschuppen sowie der nordwärtsfallenden Molassemonoklinale vom darunterliegenden Mesozoikum. Diese Molassestrukturen sind eindeutig abgeschert entlang der tonig ausgebildeten distalen UMM („Rupelien“). Die darunterliegenden mesozoischen Kalke (Malm Oberkante) tauchen bis mindestens unter die eigentliche (helvetische) Alpenfront monoton nach Süden ein und sind nicht oder nur unwesentlich verschuppt, gefaltet oder zerbrochen. Ähnlich wie unter dem (westlichen) Molassebecken gibt es hingegen auch unter der Alpenfront im „autochthonen“ Malm grossradige Antiklinalstrukturen von geringer Amplitude. Eine dieser Strukturen wurde auch Gas angebohrt (Finsterwald, Vollmayer und Wendt 1987). In zwei weiteren vermuteten Antiklinalen bei Linden und Thun blieb der Erfolg aus (Michelot 1992). Die Integration der Subalpinen Molasse ist in dieser Untersuchung nicht geplant.

4.5 Störungen und Bruchfelder

4.5.1 Regionale Zusammenhänge

Das geothermische Potenzial wird durch das Vorhandensein von Aquiferen und auch durch Störungszonen nachhaltig beeinflusst. Durch zusätzliche Stimulationsmassnahmen kann die Wasserwegsamkeit in diesen Bereichen weiter erhöht werden. An dieser Stelle soll auf die relevanten Störungen in der Nordschweiz eingegangen werden, die bei der Abschätzung des geothermischen Potenzials berücksichtigt werden sollen.

Die Strukturelemente werden in vier übergeordnete Gruppen eingeteilt:

- Herzynisch: WNW-ESE
- Eggisch: NNW-SSE
- Rheinisch: NNE-SSW
- Alpin E-W (im Osten) bis NE-SW (im Westen)

Diese Störungen sind meist alte, bereits im Paläozoikum angelegte Strukturen, die im Mesozoikum und Känozoikum zum Teil wieder belebt wurden (Müller et al. 2001). Die auflagernden mesozoischen Sedimenten erlebten im wesentlichen drei verschiedene tektonische Phasen:

- 1) Im Mesozoikum fand eine sehr geringfügige Extensionstektonik (hauptsächlich während der Trias und Lias) in einer N-S bis NW-SE Richtung statt, die zur erneuten Reaktivierung von bereits im Karbon angelegten Grabenstrukturen geführt haben mag.
- 2) Im Oligozän fand im ganzen Alpenvorland wiederum eine Extension statt; dabei sind zwei Extensionsrichtungen zu unterscheiden:
 - a) Die Öffnung des mitteleuropäischen Grabensystems mit dem Bresse- und Rheingraben führte zur Bildung von NNE-SSE streichenden Normalbrüchen, und vielleicht zur Anlage von E-W orientierten Blattverschiebungen im nördlichen zentralen Jura.
 - b) Eine Extension auf dem Lithosphärenbuckel der europäischen, nach SE unter die Alpen eintauchenden Platte führte kurzfristig zu einer NW-SE orientierten Streckung und damit zur Bildung von NE-SW streichenden Normalbrüchen oder eben der Reaktivierung von geeignet orientierten älteren Strukturen.

Viele dieser Brüche sind wahrscheinlich durchgepauste gering extensiv reaktivierte Sockelsprünge entlang der alten Permokarbondrog Randstörungen. Interferenzen zwischen rheinischen (a) und "herzynischen" (b) Extensionsstrukturen führten zu einer starken Zerböckung des Deckgebirges im zentralen und östlichen Jura. Im zentralschweizerischen Mittelland, unter der Molasse ist diese Zerböckung möglicherweise ebenfalls vorhanden, aber nicht so gut nachgewiesen.

- 3) Der alpine NW-gerichtete Schub erfasste ab dem mittleren Miozän das gesamte Deckgebirge. Diese Kompressionstektonik ist sehr offensichtlich im Faltenjura, wo sie zu grossen Überschiebungen und einer intensiven Verfaltung führte. Auch in der mittelländischen Molasse sind deutliche Anzeichen für diese alpine Kompression und eine "en bloc" Dislokation nach NW des gesamten Molassebeckens vorhanden. Im Deckgebirge führen die in 1 und 2 angelegten Störungen zu hoch-komplexen Interferenzstrukturen zwischen Falten und Blattverschiebungen. Sockelstörungen wurden allenfalls sehr gering kompressiv reaktiviert (Nagra verschiedene NTBs der Nordschweiz). Eine alpine Inversion von Permokarbondgräben wird zwar immer wieder postuliert (e.g. Pfiffner et al. 1997), die Hypothese steht aber im Konflikt mit Befunden aus seismischen Linien (Marillier et al. 2005), welche bislang unter dem Schweizer Mittelland und Faltenjura nirgends deutliche Anzeichen einer solchen Inversionstektonik lieferten.

4.5.2 Nordostschweiz

Ein schematisches Modell der wichtigen Störungen, basierend auf Geländeaufnahmen im Schwarzwald und auf Interpretationen von Bohrloch- und seismischen Daten, ist in Thury et al. (1994) gegeben. Die Lage der nachfolgend näher beschriebenen und bei der Berechnung des geothermischen Potenzials berücksichtigten Störungen ist in Figur 15 dargestellt.

Die ersten fünf genannten Verwerfungen sind als östliche Ausläufer eines Verwerfungssystems zu betrachten, das den gesamten südöstlichen Schwarzwald und den Tafeljura dominiert. Es handelt sich hier um herzynisch streichenden Störungen, von denen angenommen wird, dass sie bis ins Kristallin reichen.

- **Eggberg-Störung** (NW-SE): Es handelt sich um eine ehemals pre-variskische dextrale Scherzone, die im Tertiär und Quartär als Abschiebung (Versatz ca. 200 m) reaktiviert wurde (Thury et al., 1994). Die Störung besteht aus einem Set subparalleler Brüche, die an der Oberfläche kartiert sind und wahrscheinlich im Permokarbon-Trog enden. Ein Ast dieser Störungszone wird in der Bohrung Kaisten (1240 – 1265 m) vermutet. Weitere sind im Profil 82-NF-10 sichtbar. Die gesamte Breite wird auf ca. 3 km geschätzt.

- **Vorwald-Störung** (NW-SE): Diese Störung verläuft parallel zur Eggberg-Störung. Sie wurde ebenfalls im Tertiär als Abschiebung (Versatz ca. 160 m) reaktiviert, reicht aber nicht bis ins Quartär (Thury et al., 1994). Die Störungszone hat eine Breite von ca. 100 m. Sie verläuft gegen Südosten an der Bohrung Böttstein vorbei und endet wahrscheinlich im Permokarbon-Trog. Sie ist sichtbar im Profil 82-NF-10.
- **Zurzach-Störung** (NW-SE): Auf der Isohypsenkarte "Basis Mesozoikum" im Diebold et al. (1991) wird im Bereich Zurzach eine parallel zur Vorwald- und Eggberg laufende Störung vermutet. Diese Störung ist an der Oberfläche nicht direkt kartiert. Man bringt aber das Thermalbad Zurzach, welches nachweislich Wasser aus dem Kristallin nutzt, mit dieser Störung in Verbindung. So haben bereits Thury et al. (1994) eine solche "Zurzacher Störungszone" in ihre hydrogeologischen Modellierungen integriert.
- **Neuhauser-Störung** (NW-SE bis WNW-ESE): Es handelt sich bei dieser Störung ebenfalls um eine Abschiebung. Der maximale Versatz an der Basis Mesozoikum beträgt ≈ 100 m und nur noch einige Dekameter an der Basis Quartär. Die Störung wird aus verschiedenen Störungen unterschiedlicher Richtung gebildet (Vergleich seismische Linien 91-NO-75, 91-NO-77, 91-NO-79, 91-NO-72, 91-NO-73, sowie 3D Seismik in Müller et al, 2001). Sie lässt sich westlich vom Randen nach Süden bis nach Neuhausen verfolgen. Ab dort verläuft die Störung im Untergrund und endet möglicherweise ebenfalls im Permokarbon-Trog.
- **Randen-Störung**: Diese Verwerfungszone ist bis zur Geländeoberfläche ausgebildet und kann in verschiedenen seismischen Profilen (Müller et al., 2001) erkannt werden. Es handelt sich nicht um eine einzelne Störung, sondern um eine Vielzahl stark unterschiedlich streichender Elemente. Es wird angenommen, dass sich die Randenstörung zusammen mit weiteren aus dem Sockel aufsteigenden Verwerfungen gegen oben zunehmend verästelt und zusammen bis zu einigen hundert Meter breite Störungszonen bilden. Südlich von Thayngen ist die Randenstörung unter Quartärsedimenten bedeckt und ihr Verlauf deshalb nicht bekannt. Ein nördlicher Ast setzt sich als Schienerberg-Störung nach SE fort (Müller et al., 2001: Beilage, 4.1-4.4 und 2.3)
- **Baden-Irchel-Herdern-Lineament (BIH)**: Das Baden-Irchel-Herdern-Lineament bildet vermutlich die Fortsetzung der südlichen Randstörungen des Weiacher Permo-Karbon-troges in die sedimentäre Deckschicht.
- **Störung bei Romanshorn**: Diese Störung ist bis zur Geländeoberfläche ausgebildet. Sie kann in den seismischen Profilen der Nagra (Müller et al., 2001) erkannt werden. Die Störung bei Romanshorn weist einen deutlichen Versatz innerhalb des Kristallin auf und kann bis in die Molasse verfolgt werden.

4.5.3 Regionen Solothurn und Basel

Das Modellgebiet Solothurn beinhaltet den südlichen Teil des Faltenjuras und reicht bis ins Mittelland hinein. In der mittelländischen Molasse sind in diesem Gebiet keine bedeutenden Störungen vorhanden. Sie wird entsprechend der Isohypsen der Nagra (Nagra, 1988) und Hauber (pers. Mitteilung, ehemaliger Kantonsgeologe Basel Stadt) als ungestört betrachtet. Die Molasse im südlichen Anschluss an den Faltenjura ist speziell im Rahmen der Erdölprospektion untersucht worden. Ein Grossteil der Bohrungen ist nicht oder nur mit minimaler Information zugänglich.

Das Modellgebiet Basel ist im Tafeljura, Faltenjura und Rheingraben durch eine Vielzahl an Störungen in ein kleinräumiges Mosaik zerblockt. Die Zerblockung endet südwärts erst beim Übergang vom Faltenjura zur mittelländischen Molasse. Eine Übernahme jeder bekannten Störung ist beim regionalen Massstab dieser Untersuchung nicht möglich. Es wurde daher folgende Vorgehensweise gewählt:

Zunächst werden diejenigen Störungen identifiziert, die einen vertikalen Schichtversatz >200 m und eine Durchtrennung des Untergrundes bis ins Kristallin aufweisen. Eine umfassende Beschreibung der Störungen und Bruchsystem befindet sich in Gürler et al. (1987). Folgende Störungen werden im Strukturmodell nachgebildet und erhalten eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit (siehe Figur 16 und Tabelle 4).

- **Rheintal Störung:** ist die Fortsetzung des Rheingrabenbruches südlich von Kandern. Sie kann bis in den Faltenjura verfolgt werden (Gürler et al. 1987). Die Rheintalstörung trennt damit die tertiäre Füllung des Rheingrabens von den mesozoischen Sedimenten der Dinkelbergscholle und des Tafeljura. Im mittleren Abschnitt beträgt der Schichtversatz bis zu 1700 m mit einer steil bis überkippten Lagerung der Schichten (Gürler et al., 1987). Die Störung fällt tendenziell mit 70° nach Westen ein. Die Breite der Störung beträgt im nördlichen Abschnitt bis zu 1 km, sie nimmt gegen Süden bis auf 600 m ab. Die Bohrungen Riehen 1 und 2 sowie Reinach erschliessen die Rheintalstörung.
- **Allschwiler Bruch:** begrenzt den Graben von Wolschwiller gegen den Rücken von Basel. Diese Störung fällt mit etwa 65-70° nach W ein und besitzt einen vertikalen Schichtversatz um 500- 550 m (Gürler et al., 1987). Das gesamte Bruchsystem erreicht etwa eine Breite von 1 km. Die Bohrungen Allschwil I und II sowie Neuwiler und Lymen befinden sich im Bereich dieser Störung.
- **Zeiningen Störung:** ist die Fortsetzung der Wehrataler Störung südlich des Rheins. Ihr Verwerfungsbetrag erreicht im Norden 400 bis 500 m, und beträgt dann im Süden nur noch 50 m. Sie fällt mit 70° gegen Westen ein und hat eine Breite von 200 m. Gemäss Gürler et al. (1987) ist das bei Igligerhof beginnende bis zu 2 km breite Zeiniger Bruchfeld und das Abknicken der Zeiningen Störung in Richtung SW durch das Zusammenreffen der Zeiningen Störung mit dem ENE gerichteten präexistenten Perm-Graben bei Wintersingen zu erklären. Die Zeiningen Störung wurde in der Bohrung Wintersingen angetroffen.
- **Jura Hauptüberschiebung:** ist die frontale Überschiebung des Faltenjuras auf den Tafeljura. Die Überschiebung weist einen komplexen Bau auf und fällt insgesamt mit 20° nach S ein. Der Schichtversatz beträgt ca. 300 bis 400 m. Die frontale Randüberschiebung ist in der Tiefe mit einer präexistenten Sockelstörung verbunden (Gürler et al., 1987). Die Jurahauptüberschiebung wurde in den Bohrungen Eptingen 1 und Eptingen Birch sowie Reigoldswil durchteuft. Aufgrund des regionalen Massstabes der Modellrechnungen wird der Bau des Faltenjuras stark vereinfacht abgebildet.

Im nächsten Schritt wurde versucht, diejenigen Gebiete auszugliedern, die sich durch eine besondere Bruchtektonik auszeichnen. Diese Gebiete weisen meist eine Vielzahl an feinen Bruchsystemen auf, die im einzelnen nicht in das Modell übernommen werden können. Es wurden folgende Zonen einer erhöhten hydraulischen Leitfähigkeit ausgewiesen:

- **Zeiningen Bruchfeld:** beginnt bei Wintersingen und ist eine Aufspaltung der eigentlichen Zeiningen Störung in ein Bruchschollenfeld. Das Zeiningen Bruchfeld weist mit einer Breite von 3 km im Norden und 8 km im Süden neben zahlreichen Verwerfungen eine eigene Horst- und Grabenstruktur auf. Analog zur Rheintalstörung setzt sich auch die Zeiningen Bruchzone bis in den Faltenjura fort. Grösste Vertikalverstellung betragen 200 bis 300 m (Gürler et al., 1987). Sie wird daher innerhalb des Tafeljuras gesondert behandelt. Die Bohrung Arisdorf befindet sich im Bereich des Zeiningen Bruchfeldes.
- **Fortsetzung von Sockelstörungen unter dem Faltenjura:** strukturgeologische Untersuchungen (z.B. Gürler et al., 1987) lassen vermuten, dass sich der Oberrheingraben auch weiter südlich im Faltenjura fortsetzt (mündl. Mitteilung Hauber, ehemaliger Kan-

tonsgeologe Basel Stadt, und Pfiffner, Institut für Geologie, Universität Bern). Dieses Gebiet wird als Bruchfeld gesondert ausgewiesen.

- **Zerblockung im Tafeljura:** das Gebiet östlich der Rheintalstörung stellt als ganzes eine leicht nach Süden gekippte, in zahlreiche Horste und Keilgräben zerlegte Platte dar. Die Verwerfungen weisen meist ein rheinisches Streichen auf. Eine Vielzahl an Bohrungen ist in diesem Gebiet niedergebracht worden.
- **Zerblockung im Faltenjura:** der Faltenjura weist im Gegensatz zum Tafeljura eine typische Kompressionstektonik auf (Gürler et al, 1987). Neben flachen Überschiebungen, sekundären Abschiebungen und Querverschiebungen sind die wesentlichen Strukturelemente Kofferfalten. Auf Grund des komplexen Baus des Faltenjuras ist weder eine Wiedergabe des Faltenbaus noch der Bruchsysteme auf der Skala eines Regionalmodells möglich. Um dem Einfluss der Strukturierung des Faltenjuras auf das geothermische Potenzial Rechnung zu tragen, wird dem Oberen Muschelkalk im gesamten Faltenjura eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit zugewiesen. Legt man der Entstehung des Faltenjuras die „Abschertheorie“ zu Grunde, kann eine Fortsetzung dieser triasischen Störungen bis in das Kristallin nicht vermutet werden. Die Bohrung Wahlen durchteuft die Gesteine des Faltenjura.

5. Hydrogeologischer Überblick

5.1 Hydrogeologische Bewertung

Eine der wichtigen Schlüsselfaktoren für die Bestimmung der nutzbaren geothermischen Energie E_{ut} ist neben der Temperatur insbesondere die Durchlässigkeit im Untergrund (siehe Kapitel 2.4). Zonen mit hoher geothermischer Eignung weisen eine hohe Durchlässigkeit auf. In den nachfolgenden Kapiteln werden die relevanten, regionalen Aquifersysteme, Bruchfelder und Störungen beschrieben, wie sie in der geothermischen Potenzialstudie berücksichtigt sind.

In der Nordschweiz gibt es vier Formation (siehe Figur 9 und Rybach, 1992b), die eine allgemeine, grossräumige Verbreitung haben und deren relativ grosse Wasserführung nachgewiesen ist:

- Verwittertes, oberes Kristallin (inkl. Buntsandstein) und Randstörungen entlang der Permo-karbon-Tröge
- Oberer Muschelkalk
- Oberer Malm
- Oberer Meeresmolasse (OMM)

Neben diesen regionalen Aquiferen gibt es weitere, die jedoch entweder nur lokal verbreitet sind oder deren Wasserführung sehr unregelmässig ist. Hier ist beispielsweise der Dogger zu nennen, welcher jedoch im Untersuchungsgebiet eine untergeordnete Rolle spielt. Er wird jedoch für die zweite Projektphase, welche sich auf die Westschweiz konzentriert, berücksichtigt. In der vorliegenden Analyse beschränken wir uns auf die oben genannten grossräumigen, regionalen Systeme.

Zahlreiche Beobachtungen zeigen, dass die Porosität und die Durchlässigkeit innerhalb identischer Formationen generell sowohl mit der Tiefe als auch gegen den Alpenrand abnehmen (Keller, 1992). Dies ist hauptsächlich das Resultat von der nach Norden gerichteten Alpenkompression, Überlagerung und Sedimentation. Man geht allgemein von starker Heterogenität aus. Dies birgt Risiken bei der Exploration in sich, vor allem in grösseren Tiefen. Daten über die hydrogeologischen Verhältnisse in der Nordschweiz sind in den Technischen Berichten der Nagra dokumentiert. Zudem wurden in den Nagra-Bohrungen Tests zur Bestimmung der Transmissivitäten und hydraulischen Leitfähigkeiten,

schwerpunktmässig im Kristallin, durchgeführt. Die übrigen Aquiferen wurde meist nicht ausführlich getestet. Die im folgenden angegebenen Werte entsprechen jeweils den Formationstransmissivitäten im Testintervall. Sie werden bewertet und in typische regionale Werte umgerechnet. Die Qualität der Nagra-Daten kann generell als gut betrachtet werden. In weiteren Publikationen, in denen Transmissivitäten oder hydraulische Leitfähigkeitswerte angegeben sind, ist die Datenqualität oft schwierig abzuschätzen, da die Rohdaten und die Auswertemethode zum Teil nicht beschrieben sind (z.B.: Sieber Cassina & Partner, 1992, oder Büchi, 1983).

Aus den zur Verfügung stehenden, freizugänglichen Publikationen wurden Formationstransmissivitäten und hydraulische Leitfähigkeiten für das verwitterte, obere Kristallin und der relevanten Aquifere Oberer Muschelkalk, Oberer Malm und OMM zusammengetragen (siehe Tabelle 1 bis Tabelle 3).

Geologische Identifikation		Lithologie		Aquitar	Generelle Wasserführung/ Durchlässigkeit
		W	E	Aquifer	
QUARTÄR		K T M			bedeutender Aquifer; lokal sehr gering durchlässige Schichten
TERTIÄR	OSM				gering durchlässig, einzelne wasserführende Schichten (vor allem Sandsteinninnen)
	OMM				regionaler Aquifer
	USM Eozän				gering durchlässig, einzelne wasserführende Schichten (vor allem Sandsteinninnen)
MALM	Oberer			?	regionaler Karst- und/oder Kluftaquifer (z.T. mit eozänen Karstfüllungen)
	Mittlerer				geringe Durchlässigkeit; lokaler Aquifer im westlichen Jura ("Rauracian")
	Unterer				
DOGGER	Oberer				Parkinsoni-Schichten: gering durch- lässig. Hr: lokaler Aquifer im west- lichen Jura. Ws: lokal möglicher- weise wasserführend
	Mittlerer				
	Unterer				Mu: Im Zürcher Weinland in Opalinuston-Fazies sehr geringe Durchlässigkeit
LIAS					gering durchlässig, einzelne lokale Aquifere (St, Sh) zu Sandstein- keuper zusammengefasst
KEUPER					sehr geringe Durchlässigkeit
MUSCHEL- KALK	Oberer				bedeutender regionaler Aquifer
	Mittlerer				generell sehr geringe Durchlässigkeit
	Unterer				
BUNTSANDSTEIN					regionaler Aquifer in Verbindung mit oberstem Kristallin
PERMOKARBON					Permokarbon und Kristallin: wasserführende Zonen
KRISTALLIN					

K	Schotter	OSM	Obere Süswasserermasse	Hr	Hauptrogenstein	St	Stubensandstein-Fm.
T	Seetone	OMM	Obere Meeremolasse	Ws	Wedelsandstein-Fm.	Sh	Schiffsandstein-Fm.
M	Moläne	USM	Untere Süswasserermasse	Ar	Artenkalk	Mu	Murchisonae-Schichten

Figur 9: Stratigraphische Abfolge in der Nordschweiz sowie Angaben zur Wasserführung in den einzelnen geologischen Schichten eingeteilt in Aquifer (blau) und Aquitar (grau) (nach Müller et al., 2001). Wahrscheinlich ist der Oberen Malm im Schweizer Mittelland als Aquifer nur von lokaler Bedeutung, was in der Figur angedeutet wird (siehe Kapitel 5.5).

Die Transmissivität ist der durch Pumptests direkt abgeleitete Wert für die Durchlässigkeit des Untergrundgesteins. Sie entspricht dem Produkt aus der hydraulischen Leitfähigkeit, $K [m s^{-1}]$, und der Mächtigkeit, $\Delta z [m]$, eines Horizonts:

$$Tr = K \cdot \Delta z \quad [m^2 s^{-1}] \quad \text{Gleichung 11}$$

Transmissivitäten werden durch hydraulische Pumptests bestimmt, deren Dauer abhängig von der Durchlässigkeit im Untergrund ist (Je durchlässiger eine Schicht, desto kürzer die nötige Messzeit). Je nach Wahl des Testintervalls kann die Transmissivität zudem durch Klüftigkeit dominiert sein. Die meist aus abgepackerten Bohrlochsektionen bestimmten Transmissivitäten einer Formation variieren entsprechend der Packerposition. Oft ist mit einfallender Klüftigkeit in geschichteten Strukturen und daraus resultierenden anisotropen Transmissivitäten zu rechnen.

Da Transmissivitäten für einzelne Horizonte nur in speziell abgepackerten Bereichen von Bohrungen gemessen werden, ist die Datengrundlage in den behandelten Formationen häufig gering (s.u.). Es wird prinzipiell davon ausgegangen, dass die gemessenen Werte charakteristisch für die jeweilige Gesteinsformation sind. Wie die Messwerte aus den verschiedenen Aquifersystemen der Nordschweiz zeigen, kann die Transmissivität in derselben geologischen Einheit stark, um mehr als eine Größenordnung variieren. Zu berücksichtigen ist dabei, dass durch die Extrapolation der stark streuenden Messwerte einzelner Bohrungen auf einen regionalen Massstab eine Standortunsicherheit resultiert. Für eine weiterführende, lokale Bewertung müssten Daten unter den lokalen Gegebenheiten neu interpretiert, häufig aber auch zusätzlich erhoben werden. Dies sollte bei einer Übertragung der aufgeführten Werte auf lokale Begebenheiten berücksichtigt werden.

Im folgenden werden die Gesteinsformationen durch die hydraulische Leitfähigkeit, K , beschrieben. Dazu werden zunächst die gemessenen Transmissivitäten entsprechend der abgepackerten Teststrecke in hydraulische Leitfähigkeiten umgerechnet. Dadurch wird ein gesteinspezifischer Wert ermittelt, der für die Potenzialberechnung berücksichtigt werden kann. Die Transmissivität, die in den Berechnungsansatz von Gringarten (1978) für die Bestimmung der nutzbaren geothermischen Energie (siehe Kapitel 2.4) verwendet wird, wird dann über die in der geologischen Modellierung bestimmten Mächtigkeit berechnet. Die Bewertung der K -Werte für die bearbeiteten Formationen ist nachfolgend beschrieben. Allgemein wird dabei in Störungszonen und "ungestörte" Verhältnisse unterschieden. Zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeiten des durchschnittlichen, "ungestörten" Aquifers werden Werte aus den Bohrungen herangezogen, die nicht im Einzugsbereich von Störungszonen liegen. Die hydraulische Leitfähigkeiten der Störungszonen werden aus Messungen bestimmt, die sich im Bereich von erhöhten Durchlässigkeiten befinden. Für die Bruchfelder, wie sie zum Beispiel im Falten- und Tafeljura angetroffen werden, wird ein Mittel zwischen dem Wert für Störungen und dem ungestörten Verhältnissen verwendet. Die Bohrungen, aus denen die Daten stammen, sind in Figur 15 und Figur 16 dargestellt.

5.2 Kristallines Grundgebirge

Verglichen mit den anderen Aquiferen sind die Kenntnisse über die hydrogeologischen Verhältnisse im kristallinen Grundgebirge recht gut, obwohl im gesamten Untersuchungsgebiet lediglich 19 Bohrungen das Kristallin erkunden und nur aus 7 Bohrungen Transmissivitätswerte vorliegen (siehe Tabelle 11 im Anhang). Detaillierte Angaben über die Ausbildung des Kristallin sind fast ausschliesslich aus den Tiefbohrungen der Nagra in der Nordostschweiz vorhanden. Aufgrund der wenigen Bohrungen müssen diese Befunde verallgemeinert und auf weitere Gebiete übertragen werden. Die Auswertung der Transmissivitätsmessungen deutet an, dass das kristalline Grundgebirge im obersten Teil meist stark zerklüftet und verwittert ist. Dieser verwitterte und zerklüftete Bereich des Kristallin wird in allen Nagra-Bohrungen nördlich des Weiacher Permokarbon-Troges angetroffen (Arbeitsgruppe Geothermik, 1988). Diese Verwitterungszone besitzt eine Mächtigkeit bis zu etwa 500 m (Schneider und Schlanke, 1986).

Aus den verfügbaren Daten kann die Mächtigkeit der verwitterten Schicht nicht abschliessend festgelegt werden. Für die folgende Modellierung wird von einer 500 m Mächtigkeit ausgegangen, die aber sicherlich lokal stark variiert. Bekannt ist dabei z.B. dass das Kristallin südlich vom Weiacher Trog geringer verwittert zu sein scheint. So weist das Kristallin in Lindau nur wenige hydrothermale oder verwitterungsbedingte Umwandlungen auf (Mazurek, 1998). Auch in Schafisheim, ebenfalls südlich vom Trog, wurde nur eine relativ dünne Verwitterungsschicht festgestellt. Die vorhandene Datenlage erlaubt es nicht einzuschätzen, ob dies eher ein lokales oder ein generelles Merkmal darstellt.

Die Bohrung Weiach zeigt für das Kristallin unter dem Permokarbondrog widersprüchliche Charakteristiken: So wird hier das Kristallin relativ unverwittert angenommen (Schneider und Schlanke, 1986). Man geht davon aus, dass das Kristallin nicht oder nur kurz der Verwitterung ausgesetzt war. Doch zeigt sich gerade im Kristallinabschnitt ein stark advektiv dominierter Wärmefluss (Kohl et al., 2003), welcher auf eine grossräumig erhöhte Leitfähigkeit deutet. Diese Beobachtung wird lokal jedoch nur durch das Antreffen von einzelnen wasserführenden Störungssystemen gestützt, kann aber auch im Zusammenhang mit den Randstörungen des Permokarbon-Trogs stehen. Da keine Stimulationsversuche vorgenommen wurden, die das grossräumig hydraulische Feld besser charakterisieren würden, wird in dieser Untersuchung zumindest partiell eine ähnliche hydraulische Charakteristik wie dem übrigen Kristallin zugewiesen.

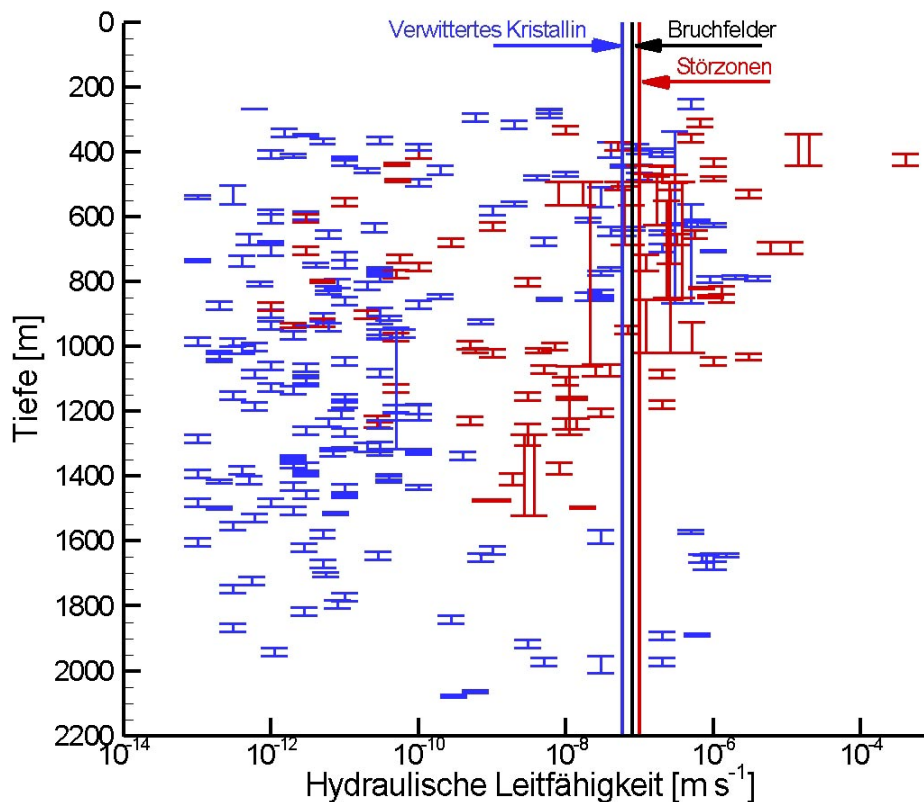
Störungen im Kristallin können sowohl auf einen kleineren Bereich von 200 bis 500 m begrenzt sein als auch in Form eines über mehrere Kilometer sich erstreckenden Bruchfeldes ausgebildet sein (z.B. Fortsetzung Oberrheintal-Graben, siehe Figur 16). Die Häufigkeit und Öffnungsweite dieser Trennflächen nehmen mit der Tiefe ab. Unterhalb der Verwitterungsschicht können einzelne durchlässige Klüfte oder Störungszonen das praktisch undurchlässige Gestein durchtrennen.

Das Kristallin wurde durch 253 Transmissivitätsmessungen in den Nagra-Bohrungen Böttstein, Kaisten, Leuggern, Weiach, Siblingen und Schafisheim sowie in der Thermalbohrung Zurchach untersucht. In Figur 10 sind alle daraus bestimmten K-Werte als Funktion der Tiefenlage mit Angabe des Testintervalls eingetragen. Eine Zusammenfassung der hydrogeologischen Verhältnisse an den einzelnen Kristallinbohrungen mit Angabe von Mittelwert und Medianwert ist im folgenden angegeben:

- In **Böttstein** ist die Matrixdurchlässigkeit generell sehr gering ($K = 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$), mit einzelnen Zonen höherer Leitfähigkeit von $K = 10^{-8} - 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (Nagra, 1985). Die mittlere Leitfähigkeit beträgt $K = 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$. Der Medianwert liegt bei $K = 8 \cdot 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$.
- In **Kaisten** sind die hydraulischen Leitfähigkeiten sehr heterogen verteilt. Die Werte liegen zwischen $K = 8 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1} - 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$, in permeablen Zonen kann die Leitfähigkeit bis $K = 3 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ betragen (Nagra, 1991a). Rund die Hälfte der hydraulischen Tests ergab K-Werte von $\approx 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$. Permeable Zonen werden bis in grosse Tiefe angetroffen. Es ergibt sich ein mittlerer K-Wert von $K = 6 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ und ein Median-Wert von $3 \cdot 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$. Die hohe hydraulische Leitfähigkeit erklärt sich aus dem Antreffen der Eggberg-Störung.
- In **Leuggern** ist die hydraulische Leitfähigkeit über weite Strecken $< 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$. In einigen permeablen Zonen ergaben sich Werte bis 10^{-6} m s^{-1} (Nagra, 1991b). Im Mittel beträgt die Leitfähigkeit $K = 4 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$. Der Median liegt bei $K = 3 \cdot 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$.
- In **Schafisheim** ist das Kristallin im obersten und untersten Teil der Bohrung relativ stark hydraulisch leitend ($K = 10^{-6} \text{ m s}^{-1} - 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$) und im mittleren Abschnitt sehr gering durchlässig ($K < 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$). Die mittlere Leitfähigkeit beträgt $K = 8 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ (Nagra, 1992a). Der Median-Wert beträgt $K = 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$.
- Die hydraulische Leitfähigkeit des Kristallins weist in der Bohrung **Siblingen** eine ausgeprägte Heterogenität auf. Die Werte variieren zwischen $4 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ und $5 \cdot 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$. Der Medianwert liegt im verwitterten Kristallin bei $K = 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ (Nagra, 1992b). In tieferen unverwitterten Bereichen des Kristallins ($> 1000 \text{ m}$) nimmt die hydraulische Leitfähigkeit dann bis auf

10^{-9} m s^{-1} ab. Über die ganzen getesteten Bereich ergibt sich ein Medianwert von $3 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ und ein Mittelwert von $2 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$

- Das Kristallin in **Weiach** ist generell eher gering durchlässig. Die Durchlässigkeit des kompakten Gesteins beträgt $<10^{-12} \text{ m s}^{-1}$. Lokal kann die hydraulische Leitfähigkeit bis gegen 10^{-9} m s^{-1} ansteigen. Die gemittelte Leitfähigkeit über die Bohrlochstrecke beträgt $K = 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ (Nagra, 1989). Der Medianwert liegt bei $K = 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$. Wie erwähnt stehen diese Werte im Widerspruch zu den Temperaturinterpretationen (Kohl et al., 2003: Abweichung des Temperaturgradienten vom linearen Trend ab ca. 1500 m Tiefe), die ein stark advektiv geprägtes Temperaturfeld zeigen. In der Bohrung wurde ein unregelmässiges Netzwerk von zum Teil offenen Klüften angetroffen und die effektive Gesamttransmissivität scheint wesentlich durch diese Zonen erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit geprägt zu sein.
- In der Bohrung **Zurzach** wurden 3 Werte gemessen. Es zeigt eine homogen hohe hydraulische Leitfähigkeit von $K = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ (NEFF, 1980). Es kann davon ausgegangen werden, dass diese Bohrung die Zurzachstörung antrifft.



Figur 10: Hydraulische Leitfähigkeiten K im Kristallin der Nordostschweiz, dargestellt als Funktion der Bohrtiefe mit Intervalllänge. Die in der Modellierung verwendeten K -Werte sind für die drei Kategorien ebenfalls eingezeichnet.

Eine allgemein gültige Abschätzung der hydraulischen Leitfähigkeit ist schwierig, da sich die Wasserführung im Kristallin auf zahlreiche diskrete Klüfte oder Störungszonen konzentriert. Entlang dieser Klüfte und im verwitterten, oberen Kristallin sind die Werte erhöht. Die statistische Auswertung aller Messwerte zeigt, dass die K -Werte zwischen $10^{-13} \text{ m s}^{-1}$ und $>10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ schwanken, bei einem Mittelwert von 10^{-6} m s^{-1} . Dies zeigt die grosse Variabilität der Werte im Kristallin. Die Mittelwertbildung ist oft durch eine oder mehrere sehr leitfähige Teststrecken dominiert. Andererseits lagen die Teststrecken projektbedingt eher in Bereichen geringerer Transmissivität.

Für eine regional gültige Aussage können einzelne Extremwerte ungeeignet sein, da sie eine statistische Bewertung der hydrogeologischen Charakteristiken stark beeinflussen. Deshalb werden für die Bewertung der hydraulischen Leitfähigkeit im Kristallin nur 90% der Messwerte einer Bohrung herangezogen, wobei jeweils 5% der maximalen und minimalen Werte unberücksichtigt bleiben. Um einen regionalen Mittelwert zu erhalten, werden die K-Werte einer Bohrung entsprechend ihrer Kristallin-Intervalllänge gewichtet. Damit wird sichergestellt, dass einzelne kurze Kristallinstrecken die Mittelwertbildung nur wenig beeinflussen. Es gilt dabei zu beachten, dass bei einer möglichen geothermischen Exploration meist nur die hydraulisch aktivsten Bohrlochsektionen genutzt werden, die durch dieses Vorgehen möglicherweise unberücksichtigt bleiben. Es ist daher anzunehmen, dass die hier verwendeten Werte in der Regel konservativ sind.

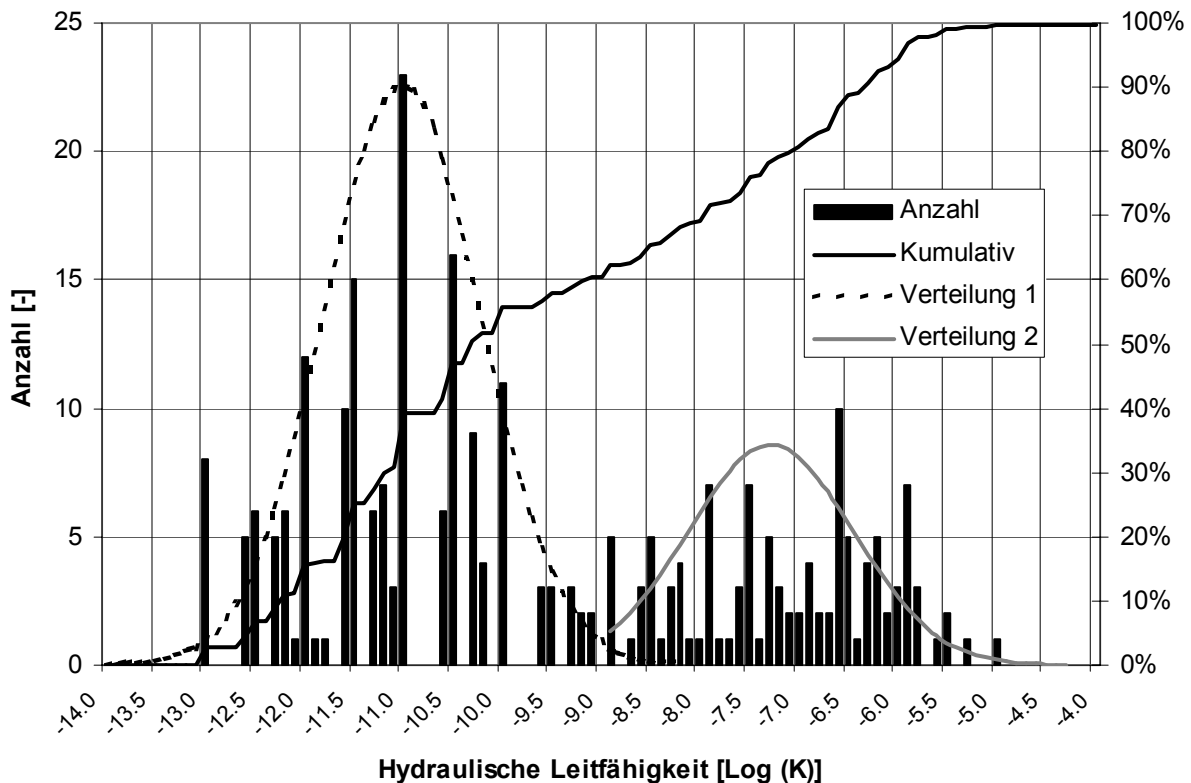
Dem Kristallin werden unterschiedliche hydraulische Leitfähigkeiten für drei Kategorien zugeordnet: A) oberer verwitterter Bereich ("ungestört"), B) Kristallin in Störungszonen und C) Kristallin in durchlässigen Gebieten ("Bruchfelder"; siehe Kapitel 5.7). Das tiefliegende Kristallin wird aufgrund der wenigen Daten nicht betrachtet, obwohl ihm sicherlich aufgrund der Temperaturverhältnisse und tiefreichender Störungsstrukturen ein bedeutendes Potenzial zukommen dürfte. Der Kategorie A wird verwittertes und zerklüftetes Kristallin mit Makrorissystemen, aber ohne diskreten Störungszonen zugeordnet. Die Einteilung einer Bohrung in die Kategorie A und B erfolgt durch Vergleich von Median- und Mittelwerten der jeweiligen Messwerte. Wenn sich der Medianwert um mehrere Grössenordnungen vom Mittelwert unterscheidet (z.B. Leuggern), wird die entsprechende Bohrung der Kategorie A zugeordnet. Bohrungen der Kategorie B besitzen einen Mittelwert, der sich um weniger als 3 Grössenordnungen vom Medianwert unterscheidet (z.B. Kaisten).

Als Ergebnis dieser Auswertung erhält man einen Mittelwert für die hydraulische Leitfähigkeit der Kategorie A von $5 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ (siehe Tabelle 4). Dieser wurde aus den Kristallinstrecken der Bohrungen Böttstein, Leuggern, Schafisheim und Weiach ermittelt. Aufgrund der Störungszonen besitzen die Bohrungen der Kategorie B (Kaisten, Siblingen und Zurzach) einen höheren Mittelwert von $2 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$. In der Literatur (Stober, 1995 und Himmelsbach, 1993) werden für diese Kategorie sogar erhöhte hydraulischen Leitfähigkeiten bis zu 10^{-5} m s^{-1} genannt.

Im Rahmen einer regionalen geothermischen Potenzialstudie, kann jedoch nicht das Verhalten diskreter Störungen simuliert werden. Die verwendete hydraulische Leitfähigkeit stellt viel mehr einen Mischwert aus der Kluftdurchlässigkeit und der an die Kluft angrenzenden aufgelockerten Matrixdurchlässigkeit dar. Für die nachfolgende Berechnung wird deshalb analog zu den Ergebnissen der Nagra (Thury et al., 1994) die hydraulische Leitfähigkeit im Bereich von Störungszonen leicht auf 10^{-7} m s^{-1} reduziert (siehe Tabelle 4). Den Bruchfeldern im Falten- und Tafeljura (Kategorie C) wird ein Mittel zwischen den Kategorien A und B von $8 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ zugewiesen.

Wie in Figur 11 ersichtlich, zeigt die Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Kristallin eine bimodale Verteilung. Diese Verteilung kann als Resultat zweier unabhängiger Kluftnetzwerke im kristallinen Untergrund interpretiert werden: Die erste Verteilung zentriert sich um $10^{-11} \text{ m s}^{-1}$. Sie kennzeichnet eine Matrixleitfähigkeit aufgrund von Mikrorissen. Die zweite liegt um den Wert $5 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ und beinhaltet grossräumige Störungsstrukturen mit hoher hydraulischer Leitfähigkeit.

Der gewählte Ansatz für die Bestimmung des geothermischen Potenzials (siehe Kapitel 7.3) schliesst eine Energieproduktion in kristallinen Bereichen für K-Werten unter $5 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ aus. Unter der Annahme, dass die Durchlässigkeit im Kristallin durch Stimulationsmassnahmen um einen Faktor 10 erhöht werden kann, liegt die Grenze für nicht-stimulierte Bereiche bei einem K-Wert von $5 \cdot 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$, entsprechend einem Log-Wert von -8.3 in Figur 11. Unter der Annahme, dass die 253 Messwerte im kristallinen Untergrund gleichmässig verteilt sind, zeigt Figur 11, dass in 67 % des Kristallinvolumens die Werte kleiner als der Grenzwert sind. Dieses Volumen wäre damit wegen zu kleiner hydraulischen Leitfähigkeit geothermisch nicht nutzbar. Dieses Ergebnis fliesst in die Bewertung des geothermischen Potenzials in Kapitel 7.3.2 ein. Zukünftige weiterführende statistische Untersuchungen könnten diese berechneten Werte leicht beeinflussen.



Figur 11: Histogramm der hydraulischen Leitfähigkeit im Kristallin mit angepassten Log-Normalverteilungen (Verwendete Schrittweite für die Analyse: $\Delta \log(K)=0.1$). Verteilung 1 beinhaltet eine typische Matrixleitfähigkeit, Verteilung 2 kennzeichnet eher grossräumige Störungen.

Der Buntsandstein bildet den tiefsten mesozoischen Aquifer und kann als gut- bis mitteldurchlässig bezeichnet werden. Dort wo er direkt auf dem Kristallin liegt, bildet er eine hydrogeologische Einheit mit der Verwitterungsschicht des Kristallin. Wegen seiner geringen Mächtigkeit (5 – 25 m), kann er im Regionalmodell für die Bestimmung des geothermischen Potenzials nicht einzeln aufgelöst werden und wird dem verwitterten, oberen Kristallin zugeschlagen. Die beobachtete hydraulische Verbindung der beiden Aquifere bestätigt dieses Vorgehen (siehe Figur 9).

5.3 Randstörungen des Permokarbon-Trogs

Der Permokarbontrug gliedert sich hydrogeologisch in drei Einheiten:

- Perm mit einzelnen wasserdurchlässigen Schichten
- Karbon im zentralen Abschnitt mit undurchlässigen Kohlevorkommen
- Gutdurchlässige, weitreichende Randstörungen

In den Bohrungen Riniken und Weiach wurden mehrere Zonen mit Kluftwasserführung im oberen Bereich der Perm-Formation lokalisiert. In Kaisten – also im Bereich der Trogschultern - konnte im Perm eine permeable Kluft lokalisiert werden. Die Bohrung belegen somit die lokale hydrogeologische Bedeutung einzelner Abschnitte des Perm.

Den Randstörungen der Permokarbontröge kommt jedoch die entscheidende Bedeutung im Rahmen einer geothermischen Nutzung zu. Aufgrund der chemischen Zusammensetzung ist anzunehmen,

dass hier das Wasser entlang von Klüften direkt aus dem Kristallin aufsteigt. Schneider und Schlanke (1986) geben für die hochdurchlässigen Randstörungen Kluftdurchlässigkeiten von 10^{-5} m s^{-1} an. Ein Indiz für die Existenz und Bedeutung der Randstörungen entlang des Permokarbondrogens ist die Temperaturverteilung im Untergrund: Sie deutet auf eine Drainage der Grundwasserströmung aus dem Kristallin entlang der Trogränder hin. Kohl et al. (2003) haben hier vertikale Darcy-Geschwindigkeiten $> 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ abgeschätzt. Aufgrund dieser Erkenntnisse wird den Trograndstörungen im Kristallin unter dem Permokarbon-Trog eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit von $8 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ als Mittelwert zwischen der hydraulischen Leitfähigkeit von Störungen und dem verwitterten, oberen Kristallin zugeordnet, obwohl in der Bohrung Weiach relativ tiefe Durchlässigkeiten angetroffen wurden (siehe Kapitel 5.2 und Tabelle 4).

Die Randstörungen, die den Permokarbon-Trog begleiten und so zu erhöhter Durchlässigkeit an der Basis führen, werden für alle bei der geothermischen Potenzialanalyse berücksichtigten Tröge angenommen. Die im Modell angenommene Lage der Permokarbontröge zeigt Figur 15 und Figur 16. Die Konstruktion des Permokarbontröges der Nordostschweiz beruht, neben der Berücksichtigung der Prospektionsergebnisse der Nagra, auf der in Figur 8 dargestellten Lage (Ustaszewski et al., 2005) sowie Plausibilitätsüberlegungen über Tiefe und Einfallen. In Diebold (1993) findet sich eine ausführliche Darstellung der verfügbaren Daten.

5.4 Oberer Muschelkalk

Beim Oberen Muschelkalk handelt es sich um einen Aquifer, dessen Transmissivität von Porosität, aber auch Klüftigkeit, bestimmt ist. Als Aquifer kommen hauptsächlich der Trigonodusdolomit, Plattenkalk, Lumachellenkalk und der Trochitenkalk in Frage. Diese Formationen können aufgrund des hohen Zertrennungsgrades durch Schichtflächen und Klüfte, welche zum Teil durch Verkarstung noch erweitert wurden, als gut bis sehr gut durchlässig beurteilt werden. Ein Kontakt mit höher und tiefer gelegenen Aquiferen ist durch die tonigen Gesteine des Lias sowie die tonigen und anhydritischen Gesteine des Mittleren Muschelkalk nicht zu erwarten. Auch die geochemischen Untersuchungen bestätigen, dass es keine Zirkulation zwischen dem Kristallin und dem Muschelkalk gibt (Schmassmann et al., 1984). Die Mächtigkeit ist relativ homogen, nimmt tendenziell gegen Süden leicht zu (Müller et al., 2001). Der Muschelkalk wird in einer relativ geringen und deshalb ökonomisch leicht nutzbaren Tiefe angetroffen (Arbeitsgruppe Geothermik, 1988).

Ein bekanntestes Beispiel für die geothermische Nutzung des Oberen Muschelkalk ist die Anlagen Riehen, wo seit 1989 Erdwärme in grösserem Stil für die Beheizung von 160 Liegenschaften genutzt wird. Zudem entstammen alle Thermalquellen entlang der Jurahauptüberschiebung diesem Aquifer. Mehrere Bohrungen (Schinznach S2, Hausen, Müllingen, Birmensdorf BT3 und BT4) wurden hier mit dem Ziel abgeteuft, den Oberen Muschelkalk als potentiellen Thermalwasser-Aquifer an- und zu durchbohren. Zudem wurden in den Bohrungen Benken und Schafisheim mehrere Tests durchgeführt. Die Pump tests liefern je nach Zerklüftungsgrad des Oberen Muschelkalk unterschiedliche Werte. So variiert im Gebiet Schinznach Bad – Baden die Durchlässigkeit im Zusammenhang mit strukturellen Faktoren lateral stark und nimmt mit der Tiefe generell ab. In Schafisheim existiert zudem eine Überschiebungszone, unterhalb der der Muschelkalk praktisch undurchlässig ist. Generell kann festgehalten werden, dass die hydraulische Leitfähigkeit eine hohe regionale Variabilität aufweist. So vermindert sich die hydraulische Leitfähigkeit von $K = 7 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ in Schinznach auf $K = 4 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ in Reinach (bzw. auf $K = 3 \cdot 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$ unterhalb der Überschiebungszone in Schafisheim). Dass das Temperaturfeld im Muschelkalk advektiv geprägt sein kann, zeigen auch die Temperaturprofile der Bohrungen Beznau, Birmensdorf, Riehen, Ruchfelden und Zurzach (siehe Kapitel 7.2). Hier weicht der Temperaturgradient deutlich vom erwarteten diffusiven Verlauf ab (siehe Kohl et al., 2003).

Die Transmissivität und hydraulische Leitfähigkeit im Oberen Muschelkalk in den Modellgebieten Nordostschweiz und Basel-Solothurn sind in Tabelle 1 zusammengefasst und in Figur 12 abgebildet.

Tabelle 12 im Anhang listet alle Bohrungen auf die in den Oberen Muschelkalk reichen. Der Mittelwert der hydraulischen Leitfähigkeiten liegt bei $K = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ und ist wesentlich durch die hohen Leitfähigkeiten in Schinznach und Riehen bestimmt.

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Muschelkalk werden in die Kategorien A ("ungestörter Oberer Muschelkalk"), B ("Störungszonen"), C ("Bruchfelder") und D (Falten- und Tafeljura) eingeteilt. Aufgrund der geringen Datendichte können hier für die Berechnung eines regional repräsentativen Wertes nicht wie beim Kristallin die 5 % Minimal- und Maximalwerte bei der Mittelwertsbildung vernachlässigt werden. Um aber trotzdem einzelne, hohe Leitfähigkeiten nicht zu stark zu gewichten, wird der Medianwert für die Bestimmung des geothermischen Potenzials im Oberen Muschelkalk verwendet. Dieser liegt für Bohrungen der Kategorie A (Benken, Birmensdorf, Hausen, Leuggern, Müllingen, Riniken, Schafiheim und Weiach) bei $K = 7 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ (siehe Tabelle 4). Der K-Werte liegen somit ungefähr eine Grössenordnung über dem im Kristallin.

Für die Charakterisierung der Kategorie B werden Bohrungen verwendet, die entlang von Störungszonen liegen oder mit Thermalbädern in Zusammenhang stehen (Böttstein, Lostorf, Riehen 1, Riehen 2, Reinach, Schinznach und Zurzach). Die hohe Variabilität in der hydraulischen Leitfähigkeit in diesen Bohrungen ist ein deutlicher Hinweis auf die ausgeprägte Heterogenität des Kluftaquifers. Der Mittelwert ist hier ebenfalls stark durch Einzelwerte dominiert (z.B.: Riehen 2), weshalb wiederum der Medianwert $K = 3 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ für die Potenzialberechnung verwendet wird.

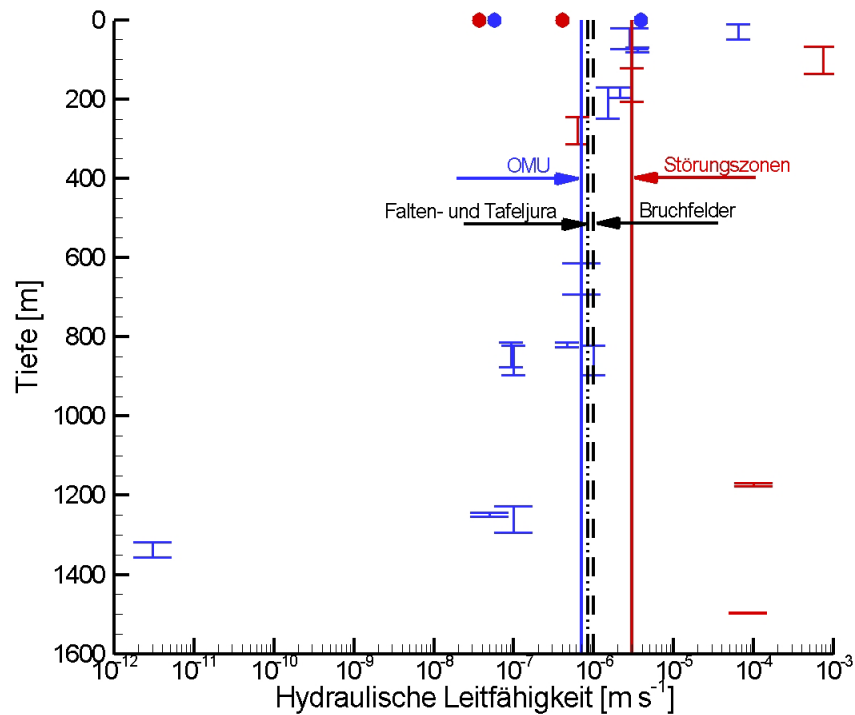
Für die Bruchfelder (Kategorien C) wird ein Mittelwert zwischen den Kategorien A und B angenommen. Im Bereich der Kategorien D (ungestörter Bereich des Falten- und Tafeljuras) liegen uns keine Messwerte vor. Als Annahme wird diesem Gebiet ein gegenüber den Kategorien A und C leicht erhöhter Wert zugeordnet.

Figur 13 zeigt die Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Oberen Muschelkalk. Die Werte zeigen näherungsweise eine Normalverteilung um einen Werte von $7.7 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$, wobei aufgrund der kleinen Datenmenge auch andere Verteilungsfunktionen möglich wären. Bei der Interpretation der Daten muss berücksichtigt werden, dass in der Regel nur gut leitfähige Muschelkalk-Bereiche getestet wurden (Ausnahme z.B.: Hausen und Reinach).

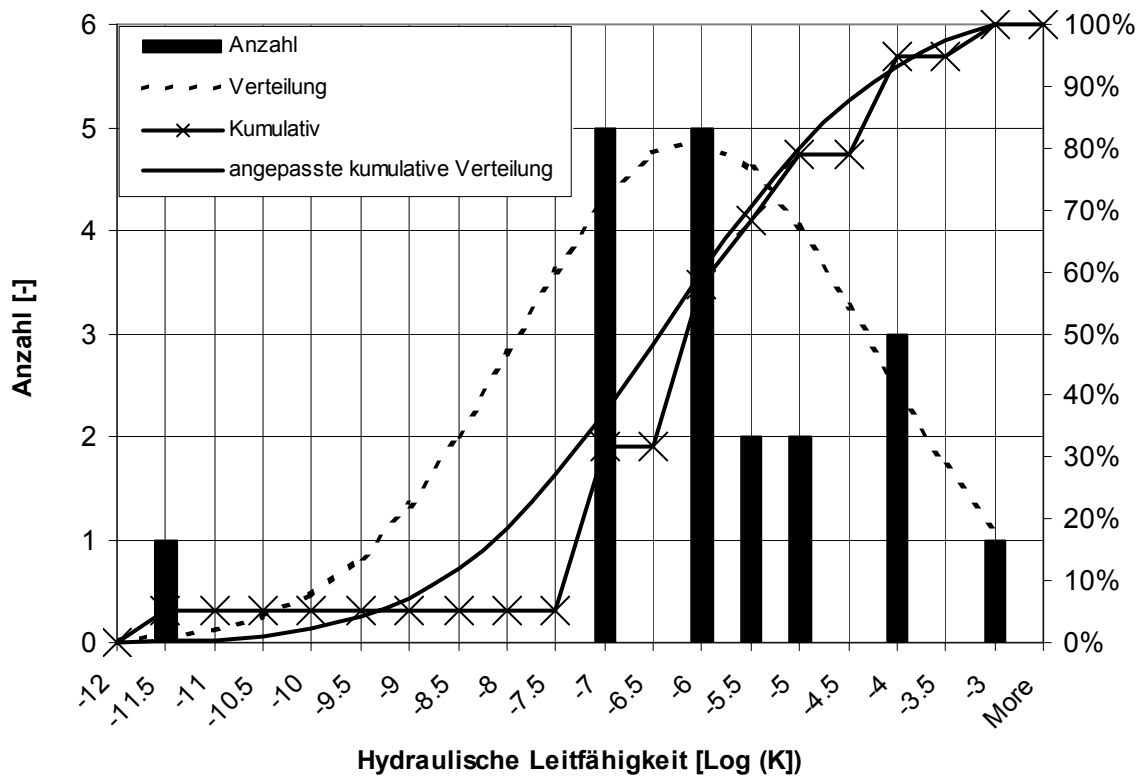
Wie in Kapitel 7.3 beschrieben, wird die geothermische Produktivität nur bis zu minimalen hydraulischen Leitfähigkeit berücksichtigt. Dieser Wert liegt im stimulierten Oberen Muschelkalk bei $2.5 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$. Unter der Annahme, dass die Durchlässigkeit in Sedimentgesteinen durch Stimulationsmassnahmen um einen Faktor 2.5 erhöht werden kann, liegt die Grenze für geothermische Energieproduktion bei $1 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ (entsprechend einem Log-Wert von -7). Bei der in Figur 13 dargestellten Verteilung wären somit 35 % des Oberen Muschelkalk geothermisch nicht nutzbar. Dies wird für die Bewertung des geothermischen Potenzials in Kapitel 7.3.3 berücksichtigt.

Tabelle 1: Transmissivität und hydraulische Leitfähigkeit im Oberen Muschelkalk.

Bohrung (Bohrtiefe)	Testinter- vall [m]	Transmissi- vität [m ² s ⁻¹]	Hydr. Leitfä- higkeit [m s ⁻¹]	Referenz
Benken (820 m)	13.1	$6 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$	Müller et al. (2001)
Benken (845 m)	64.2	$6 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-8}$	
Birmenstorf BT3	40	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-5}$	NEFF (1980)
Birmenstorf BT4	108	$4 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-6}$	AG Geothermik (1988)
Böttstein	85	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-6}$	Nagra (1985)
Hausen	130	$7 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-8}$	AG Geothermik (1988)
Lostorf	100	$4 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-7}$	Medici & Rybach (2002)
Leuggern	12.52	$4 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	Nagra (1991b)
Müllingen	53	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-6}$	NEFF (1980)
Reinach	43.2	$2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-8}$	Hauber (1993)
Riehen1	2	$2 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	Hauber (1993)
Riehen2	9	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Hauber (1993)
Riniken	78.7	$6 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-7}$	Nagra (1990)
Schafisheim (1249 m)	11	$6 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-8}$	Nagra (1992a)
Schafisheim (1260 m)	65.2	$7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	
Schafisheim (1337 m)	38.35	$1 \cdot 10^{-10}$	$3 \cdot 10^{-12}$	
Siblingen	78	$1.2 \cdot 10^{-4}$	$1.5 \cdot 10^{-6}$	Nagra (1992b)
Schinznach	67.5	$5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	NEFF (1980)
Weiach	74.1	$7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	Nagra (1989)
ZurzachZ3	68	$4 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-7}$	NEFF (1980)



Figur 12: Hydraulische Leitfähigkeiten K im Oberen Muschelkalk, dargestellt als Funktion der Bohrtiefe und mit der Länge des Testintervalls. Aus vier Bohrungen stehen nur einzelne K -Werte ohne Tiefenangabe und Testintervalllänge zur Verfügung und sind als Punkte dargestellt. Ebenfalls sind die für die Potenzialberechnung verwendeten K -Werte eingetragen.



Figur 13: Histogramm der hydraulischen Leitfähigkeit im Oberen Muschelkalk mit angepassten Log-Normalverteilungen (Verwendete Schrittweite für die Analyse: $\Delta \log(K) = 0.5$).

5.5 Oberer Malm

Der Obere Malm ist (mit Ausnahme einer Schichtlücke im Raum Basel – Luzern) im ganzen Alpenvorland vorhanden und recht homogen ausgebildet. Es handelt sich dabei um sehr reine, meist dichte, mikritische Kalke, die aber stark zerklüftet und sehr karstanfällig sind. Die primäre Kluftdurchlässigkeit ist jedoch häufig durch die Eozäne Bohnerzformation und/oder lokale Einschwemmungen toniger Mergel aus dem Tertiär in die ehemals verkarsteten Hohlräume bereits wieder verschlossen (Keller, 1992). Ob der Obere Malm als regional bedeutender Aquifer eingestuft werden kann, ist deshalb fraglich. Zumindest lokal kann eine Wasserführung nachgewiesen werden, wie nachstehend für die Bohrungen Benken und Weiach beschrieben wird. Es sei aber darauf verwiesen, dass der hier untersuchte Obere Malm, nicht mit der sehr gut durchlässigen raurakischen Fazies des Unteren Malm, die weite Verbreitung im süddeutschen Raum aufweist, verwechselt werden darf (siehe Kapitel 4.3). Im Schweizer Mittelland ist der Untere Malm in der mergeligen argovischen Fazies ausgebildet und besitzt daher für eine geothermische Potenzialstudie geringe Bedeutung.

Wasserzirkulation im Oberen Malm kann in den Temperaturprofilen von Benken (200-400 m Tiefe) und Weiach (200-500 m Tiefe) nachgewiesen werden (siehe Kohl et al., 2003). Momentan stehen drei Messwerte aus diesen zwei Nagra-Bohrungen zur Verfügung (siehe Tabelle 2). Häufig wird der Malm aufgrund seiner geringen hydrogeologischen Bedeutung nicht separat beprobt. Generell lässt sich wie im Oberen Muschelkalk eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit gegen Süden vermuten. Die Mächtigkeit nimmt deutlich von Westen nach Osten zu. Im Anhang Tabelle 13 sind alle Bohrungen, die in den Oberen Malm reichen, mit der jeweiligen Tiefenlage aufgelistet.

Die gemessenen Transmissivitäten und hydraulischen Leitfähigkeiten sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Auf eine graphische Darstellung der geringen Datenanzahl in der Nordschweiz wird verzichtet, da sie im Gegensatz zur Westschweiz (siehe zukünftig erscheinende Publikation) keine spezifische Analyse zulässt. Aufgrund der geringen Datenbasis werden die vorhandenen drei Messwerte direkt in Kategorie A ("ungestört") und B ("Störungszonen") für die Charakterisierung des Oberen Malm übertragen. Der Kategorie A wird ein sehr geringer K-Wert von 10^{-8} m s^{-1} und der Kategorie B ein K-Wert von $3 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ zugewiesen (siehe Tabelle 4). Falls der Malm jedoch verkarstet sein sollte, können diese Werte lokal wesentlich höher liegen. Der geringe Wert für Kategorie A resultiert in der Folge in eine sehr geringe Produktivität.

Aufgrund dieses heterogenen Aufbaus ist mit einem erhöhten Risiko bei der möglichen Exploration zurechnen. Um dieser Unsicherheit Rechnung zu tragen, werden die verwendeten hydraulischen Leitfähigkeiten des Oberen Malm bewusst unterhalb jener des Oberen Muschelkalk angesetzt.

Tabelle 2: Transmissivität und hydraulische Leitfähigkeit im Oberen Malm.

Bohrung	Testintervall [m]	Transmissivität [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]	Hydr. Leitfähigkeit [m s^{-1}]	Referenz
Benken	189.52	$2 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-8}$	Müller et al. (2001)
Weiach	14	$8.4 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-8}$	Nagra (1989)
	24.1	$7 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-7}$	

5.6 Obere Meeresmolasse (OMM)

Die Obere Meeresmolasse (OMM) ist in erster Linie ein Porenaquifer. Wasserführend sind vor allem die Sandsteine des Burdigalien sowie die basale Nagelfluh des Helvétien (Keller, 1992). Es gibt allgemein eine gute primäre Durchlässigkeit in horizontaler Richtung, in vertikaler Richtung ist die Hete-

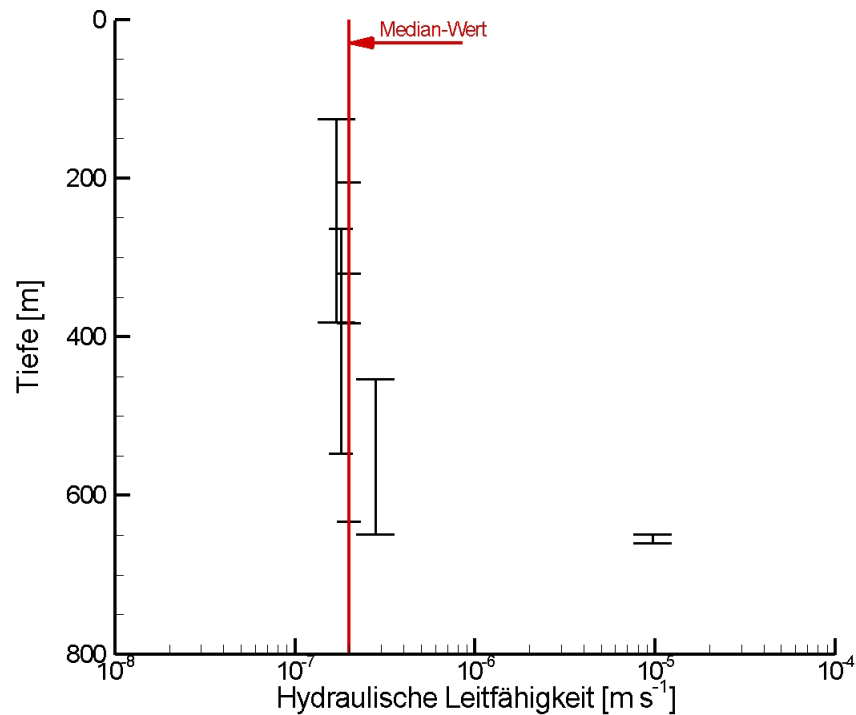
rogenität grösser und somit die hydraulische Leitfähigkeit variabler. Die Mächtigkeit der OMM ist am Alpennordrand maximal und keilt gegen das Juragebirge aus. Wie in Kapitel 4.4 beschrieben ist dieser Aquifer nicht wie die übrigen beschriebenen Einheiten durch eine sekundäre Kluftdurchlässigkeit, sondern durch eine primär angelegte Durchlässigkeit wasserwegsamere Poren im Gestein definiert. Daher werden die in den übrigen Aquiferen relevanten Störungssysteme in der Oberen Meeresmolasse nicht über eine Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit berücksichtigt. Möglicherweise ist die OMM als leaky aquifer zu betrachten, der mit der USM lokal ein zusammenhängendes Grundwasserstockwerk bilden kann. In diesem Fall müsste zu der im Modell verwendeten Mächtigkeiten die Schichtdicke der USM addiert werden.

In der Nordostschweiz konnte in mehreren Bohrungen eine Wasserführung in der OMM nachgewiesen werden, die teilweise auch geothermisch genutzt werden (Augwil, Bassersdorf, Kloten, Kreuzlingen). Im Gegensatz zu der im folgenden angenommenen Dublettennutzung sind dies aber in der Regel kostengünstigere Singlet-Systeme. Die hydraulischen Leitfähigkeiten liegen zwischen $2 \cdot 10^{-7}$ und 10^{-5} m s^{-1} bei einem Mittelwert von $K=2 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (Tabelle 3). Der Mittelwert ist von der Bohrung Kreuzlingen dominiert, deshalb wird für die Abschätzung des geothermischen Potenzials der Median-Wert von $K=2 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ verwendet. Dies stimmt gut mit $K=10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ überein, die von der Nagra (1988) für das nördliche Molassebecken angenommen wird. Eine Liste aller Bohrungen der OMM findet sich in Tabelle 14 im Anhang.

Die K-Werte in der Oberen Meeresmolasse sind sehr einheitlich und liegen oberhalb einer für die Produktion kritischen Leitfähigkeit. Daher wird angenommen, dass die Obere Meeresmolasse zu 100 % geothermisch nutzbar ist.

Tabelle 3: Transmissivität und hydraulische Leitfähigkeit in der Oberen Meeresmolasse

Bohrung	Testintervall [m]	Transmissivität [$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$]	Hydr. Leitfähigkeit [m s^{-1}]	Referenz
Augwil	115	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-7}$	Büchi (1983)
Bassersdorf	283	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-7}$	Blaser et al. (1994)
Fehraltorf		$<1 \cdot 10^{-6}$		Büchi (1983)
Kloten	257	$4 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-7}$	Sieber Cassina & Partner (1992)
Kreuzlingen	10.8	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	Geoform (1995)
Tiefenbrunnen	250	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-7}$	Elektrowatt (1998)



Figur 14: Hydraulische Leitfähigkeiten K in der Oberen Meeresmolasse, dargestellt als Funktion der Bohrtiefe mit Länge des Testintervalls. Der für die Potenzialberechnung verwendete K -Wert ist als Balken eingetragen.

5.7 Zusammenstellung der hydrogeologischen Modellparameter

Für die regionale Analyse der geothermischen Ressourcen des Schweizer Mittellandes werden Zonen mit hydrogeologischen Verhältnisse berücksichtigt, die eine ausgewiesene oder vermuteten erhöhte hydraulischen Leitfähigkeit besitzen. Das sind die beschriebenen Aquifere, Störungen und Bruchfelder von regionaler Bedeutung. Figur 15 und Figur 16 zeigen die Lage der relevanten Störungen und Bruchfelder in der Nordschweiz.

Tabelle 4 fasst die für die Potenzialberechnung charakteristischen hydraulischen Leitfähigkeiten der vier Aquifere zusammen. Diese können in einzelne Kategorien unterteilt sein. Basierend auf Fischer (1969), Nagra (1990) und dem Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 zeigt Tabelle 5 weiter eine Abschätzung der typischen Mächtigkeit der Aquifere. Diese werden jedoch in dem 3D geologischen Strukturmodell bedeutend genauer ausgearbeitet und als lokale Mächtigkeiten in die Potentialberechnung integriert (Ausnahme: Mächtigkeit Oberer Muschelkalk und verwittertes Kristallin).

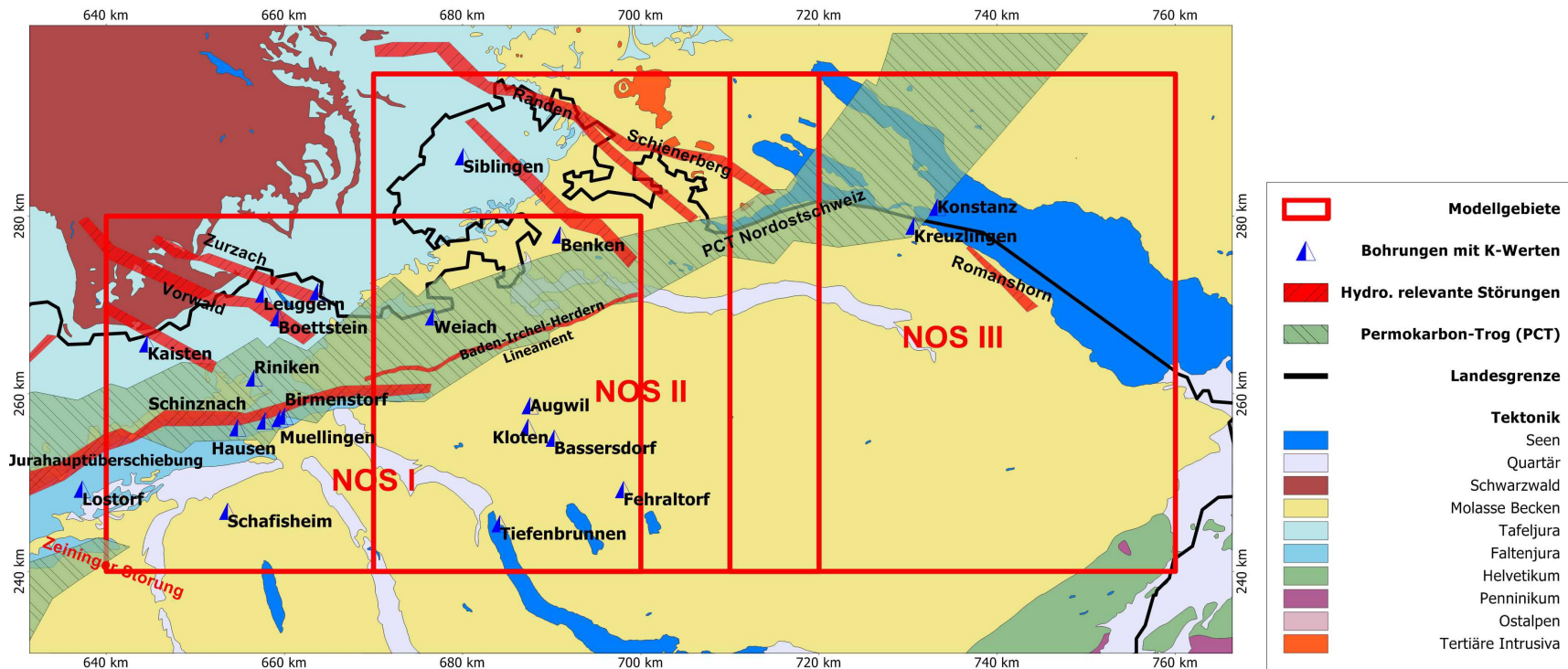
Tabelle 4: Hydraulische Leitfähigkeit in $[m\ s^{-1}]$ der Aquifere, wie sie für die Bestimmung der nutzbaren geothermischen Energie E_{ut} verwendet werden.

	Kategorie A ("ungestört")	Kategorie B ("Störungszonen")	Kategorie C ("Bruchfelder")	Kategorie D ("Falten/Tafeljura")
OMM	$2 \cdot 10^{-7}$	-	-	-
Oberer Malm	$1 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-7}$	-	-
Oberer Muschelkalk	$7 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$8.5 \cdot 10^{-7}$
Verwittertes, oberes Kristallin	$5 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-8}$	-

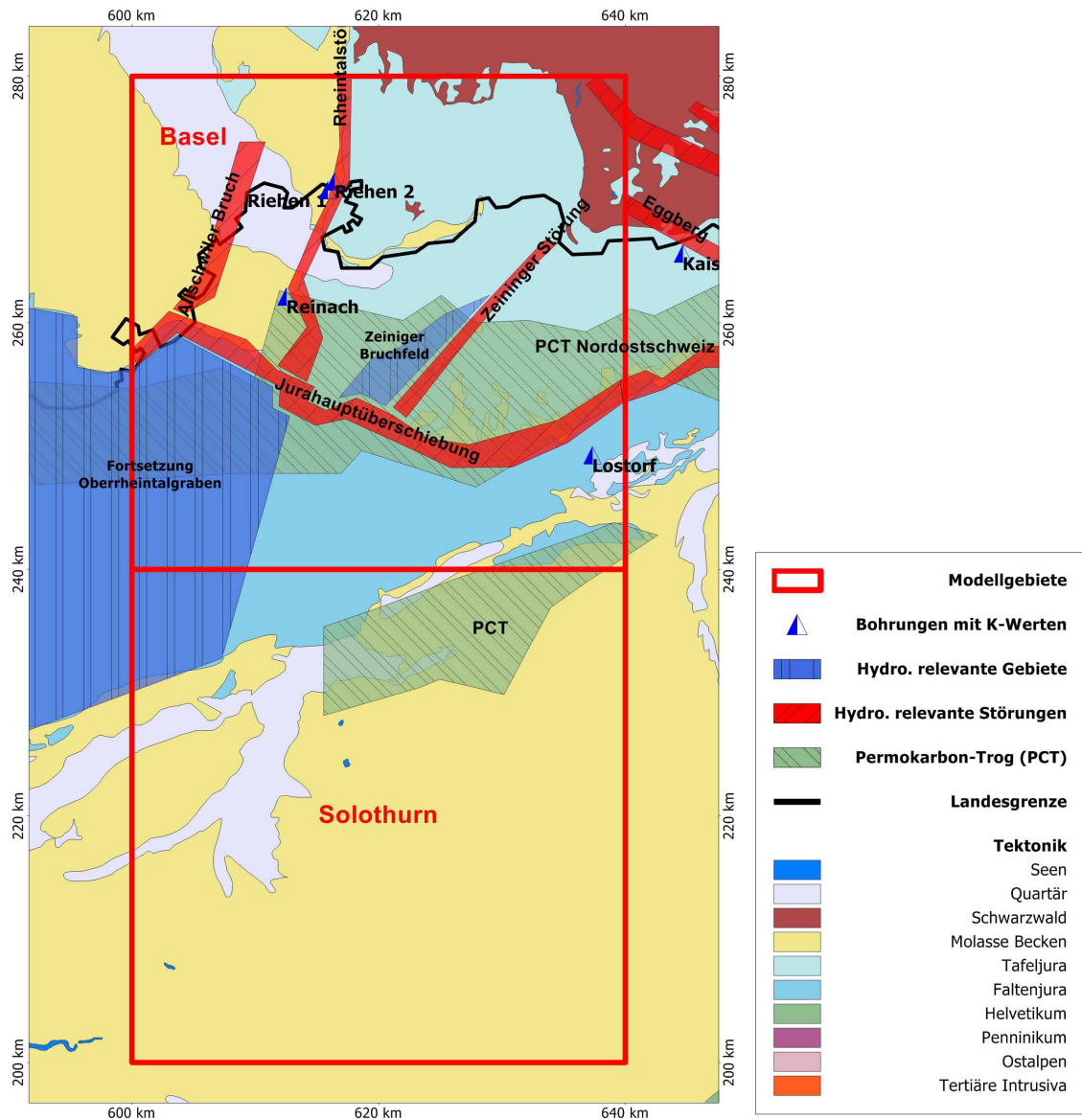
Den Randstörungen des Permokarbondrogos wird ein K-Wert von $8 \cdot 10^{-8} m/s$ zugewiesen

Tabelle 5: Typische Mächtigkeit der relevanten Aquifere.

	Faltenjura	Tafeljura	Molasse
OMM	fehlt	25	200 – 900 m
Oberer Malm	nur lokale Vorkommen	fehlt	150 – 350 m
Dogger	im Westen bis 350 m	?	bis 300 m
Oberer Muschelkalk	45 - 80 m	40 – 110 m	≈ 80 m
Verwittertes, oberes Kristallin	≈ 500 m		



Figur 15: Lage der hydrogeologisch relevanten Strukturelemente, wie Störungen, zerblockte Gebiete und Permokarbontröge, im den Untersuchungsgebieten der Nordostschweiz (NOS I bis III). Weiter sind die Bohrungen dargestellt, aus denen Transmissivitätswerte vorliegen. Die Kilometrierung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten (Tektonische Karte der Schweiz © swisstopo).



Figur 16: Lage der hydrogeologisch relevanten Strukturelemente, wie Störungen, zerblockte Gebiete und Permokarbontröge (PCT), im den Untersuchungsgebieten Basel und Solothurn. Weiter sind die Bohrungen dargestellt, aus denen Transmissivitätswerte vorliegen. Die Kilometrierung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten (Tektonische Karte der Schweiz © swisstopo).

6. Neotektonik

Die bisherige Beschreibung der hydrogeologischen Verhältnisse im tieferen Untergrund basiert hauptsächlich auf geologischen Modellen, welche gut bekannte Strukturen enthalten. Diese lassen sich in den erwähnten Untersuchungen und Bohrungen quantifizieren. Neuere US amerikanische Untersuchungen deuten auf den Zusammenhang von neotektonischen Bewegungen und geothermischen Ressourcen hin (Coolbaugh et al, 2005). Es kann davon ausgegangen werden, dass es auch hier weitere lokale Fliesswegsamkeiten gibt, welche in Zukunft ebenfalls eine wichtige Rolle spielen könnten. Auf Grund der bis heute andauernden Bewegungen der Störungszonen, ist in Bereichen mit

rezenter Tektonik eher mit einer guten Wasserwegsamkeit und geringen Kluffüllung zu rechnen, da der Einfluss von Ausfällungsreaktionen möglicherweise geringer als die Öffnung durch Bewegung ist.

Geodynamisch-tektonische Modell der rezenten Tektonik lassen sich aus vielerlei Information ableiten. Zu erwähnen sind hierbei insbesondere Geomorphologie, geodätische Messungen und, allen voran Erdbeben. Das rezente Spannungsfeld im gesamten Alpenvorland ist sehr gut dokumentiert durch Erdbebenherdflächenlösungen (Kastrup, 2002) und In Situ-Spannungsmessungen. Die aus Erdbeben abgeleitete Hauptspannungsrichtung σ_1 ist im allgemeinen NW-SE orientiert und steht in einem steilen Winkel zum Streichen des gesamten West-Alpenbogens (Delacou, 2004). Die heute vorherrschende maximale horizontale Kompressionsrichtung ist noch immer fast senkrecht zu den alpinen Falten angelegt. Das tektonische Regime ist im Alpenvorland allerdings nicht mehr kompressiv sondern weitgehend "strike slip", das heisst, die kleinste Hauptspannung ist nirgends vertikal, sondern ebenfalls horizontal und die heute aktiven Erdbeben sind in der Mehrzahl Blattverschiebungen (im zentralen und westlichen Schweizer Mittelland und Jura sinistral an N-S Störungen, dextral an NW-SE Störungen). Lokal gibt es allerdings wichtige Ausnahmen von dieser Regel. Im Grossraum Basel, am Südende des Rheingrabens und von dort bis in die Gegend von Zürich gibt es eine deutliche Tendenz zur Extension – in E-W Richtung; hier scheint die grösste Hauptspannung vertikal orientiert zu sein, sie permutiert aber mit der auch dort N-S orientierten mittleren Hauptspannung (σ_2).

Detaillierte Analysen ("Relokalisierung") von Erdbebenschwärmen belegen die Aktivität an gewissen Bruchzonen im kristallinen Sockel des Alpenvorlandes. Erwähnenswert in diesem Zusammenhang ist vor allem die Störung von Fribourg-Galmiz (Kastrup, 2002). In der Gegend von Basel wurde eine geomorphologisch auffällige Geländekante in NNE-SSW Richtung bei Reinach als aktiver Normal-Bruch, interpretiert (Meghraoui et al., 2001) und mit dem grossen Basler Erdbeben von 1356 in Zusammenhang gebracht. Ansonsten hat aber die intensive Suche nach solchen bis heute aktiven Störungen im Alpenvorland bislang kaum handfeste Hinweise geliefert. Keine Störung in der Nordschweiz ist wirklich an der Erdoberfläche als aktiv dokumentiert (Müller et al., 2001). Indirekte Hinweise für neotektonische Bewegungen sind aber fast überall vorhanden. Grossräumige Vertikalbewegungen (Verkippen) sind gut belegt durch Präzisionsnivellements (Kahle et al., 1997).

Es gibt zur Zeit keine umfassende geophysikalisch-geodätisch-geologische Bewertung von neotektonischen Strukturen und Bewegungen in der Schweiz. Eine seismotektonische Karte der Schweiz ist aber im Auftrag der SGPK in Bearbeitung. Bei Vorlage der Ergebnisse neuer Untersuchungen sollten diese in eine aktualisierte geothermische Ressourcenanalyse eingearbeitet werden.

7. Potenzialanalyse Nordschweiz (Bodensee bis Basel / Solothurn)

7.1 Geologische Grundlagen für das Temperaturmodell

Grundlage für eine Berechnung der Temperaturverteilung im Untergrund bildet das geologische Strukturmodell eines Gebietes. Ausgehend von Bohrlochdaten, interpretierten seismischen Profilen und geologischen Interpretationen werden Strukturmodelle mit dem Programm GOCAD erstellt und dann in Finite Elemente (FE) Modelle umgewandelt. Eine detaillierte Beschreibung für das Vorgehen bei der Erstellung der FE Tetraedermodelle ist in Kapitel 2.2 zu finden. Die im Projektablauf vorgesehene Bearbeitung des Schweizer Mittellandes wird in 2 Phasen vorgenommen (siehe Figur 1). Die hier gezeigten Ergebnisse beziehen sich auf das Untersuchungsgebiet zwischen Bodensee und Basel / Solothurn, welches in die 5 Modellgebiete eingeteilt ist.

1. NOS I (Ausdehnung 40 km x 60 km)
2. NOS II (50 km x 56 km)

3. NOS III (50 km x 56 km)
4. Basel (40 km x 40 km)
5. Solothurn (40 km x 40 km).

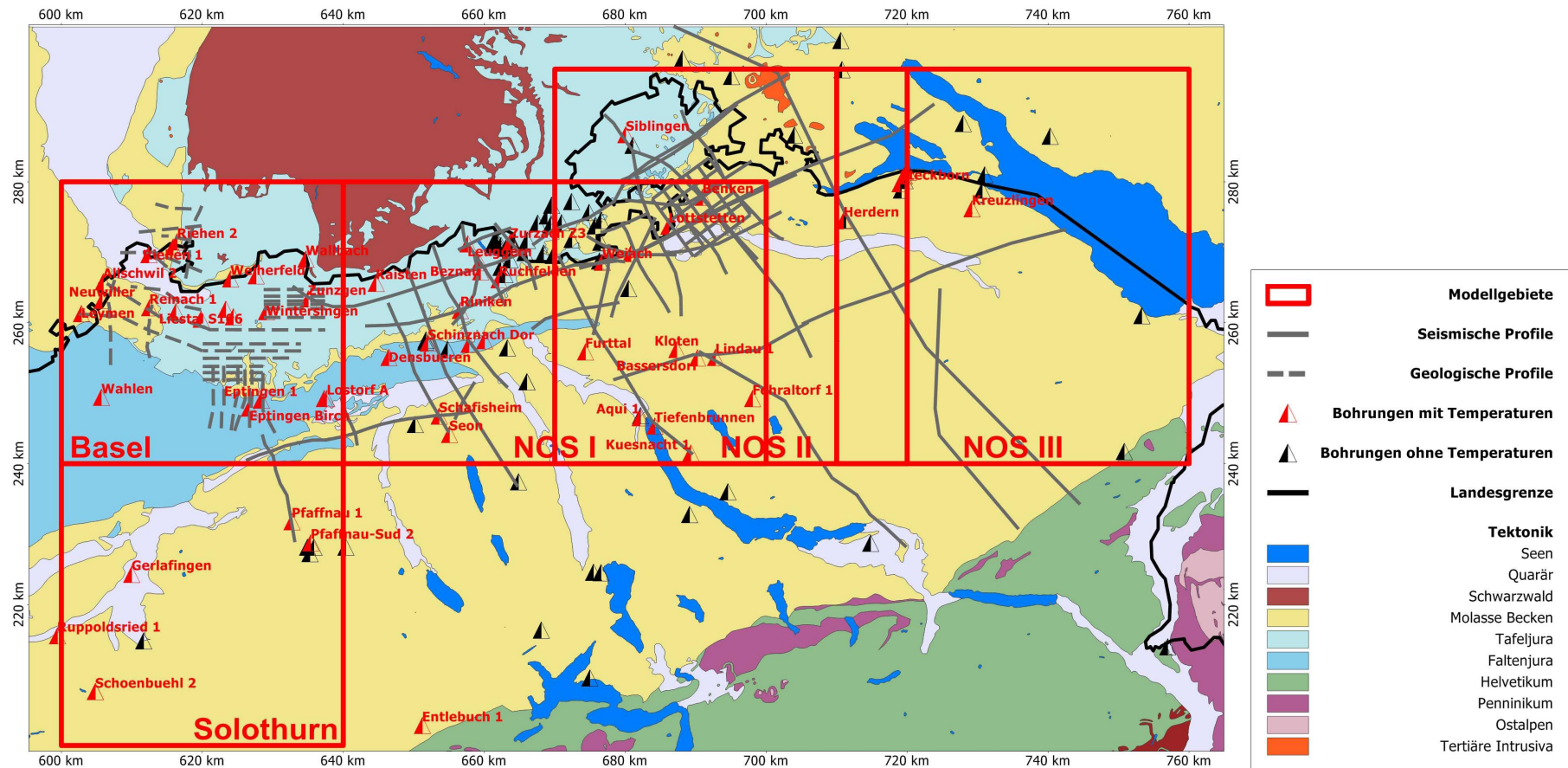
Die Umriss der Gebiete mit Lokation der Bohrungen und Profile, welche für die Bearbeitung hinzugezogen wurden, sind in Figur 17 dargestellt. Tabelle 11 bis Tabelle 14 (Anhang) zeigen, welche Horizonte von den einzelnen Bohrungen durchfahren werden. Tabelle 15 (Anhang) fasst die verwendeten Profile zusammen. Aus den Bohrloch- und Profildaten werden geologische Flächen für die in der Folge gezeigten vier geothermisch interessanten Horizonte "Kristallin" (siehe Figur 26), "Oberer Muschelkalk" (siehe Figur 29), "Oberer Malm" (Top und Basis, siehe Figur 32 und Figur 33) und "Obere Meeresmolasse" (Top und Basis, siehe Figur 36 und Figur 37) erstellt. Darin sind die hydrogeologischen Unterkategorien A bis D (siehe Kapitel 5.7) integriert.

Verglichen mit den ersten, 2003 erarbeiteten, detaillierten Lokalmustern muss die Geologie für die betrachteten, regionalen FE-Modelle gröber eingeteilt und diskretisiert werden. Wichtige Kriterien bei der Auswahl der berücksichtigten geologischen Einheiten sind die Verteilung der Wärmeleitfähigkeit sowie die Komplexität des Schichtaufbaus, deren Integration möglicherweise Schwierigkeiten bei der Modellerstellung verursachen würde. So werden z.B. die meisten Störungszonen für die thermische Modellierung vernachlässigt, werden aber für die Bestimmung der nutzbaren, geothermischen Energie E_{ut} berücksichtigt. In den 3D Temperaturmodellen sind deshalb nur Strukturen eingebaut, welche einen Effekt auf das thermische Modell hervorrufen. Für die Bestimmung des geothermischen Potentials muss die 3D Lage der geothermisch relevanten Aquifere, deren Mächtigkeiten und Tiefenlagen mit oberer und unterer Grenzschicht der benachbarten Einheiten und die Lage der Störungszonen, einbezogen werden (siehe Kapitel 7.3).

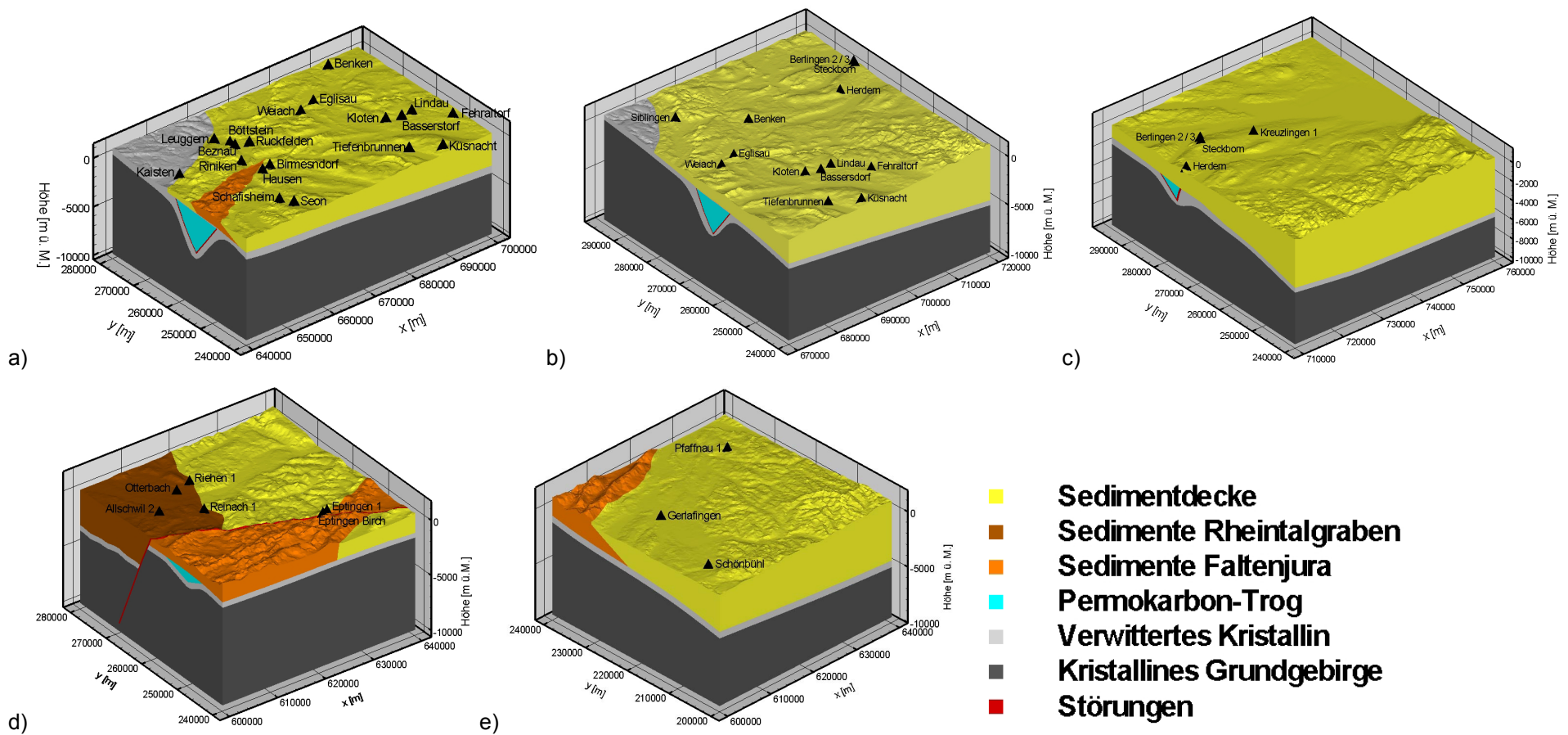
In Figur 18 sind die fünf Modelle als geologische Strukturmodelle dargestellt, wie sie für die thermische Modellierung in FE Modelle umgesetzt werden. Mit Ausnahme des komplex aufgebauten Faltenjuras, können oberflächennahe sedimentäre Deckschichten des Quartär und des Tertiärs zusammengefasst werden, aufgrund ihrer relativ geringen Mächtigkeit und der geringen Variation der Wärmeleitfähigkeiten. Dem kristallinen Grundgebirge kommt eine gesonderte Bedeutung in dieser Analyse zu, wegen der relativ grossen Datendichte, aber auch aufgrund der Tiefenlage, welche für geothermische Anwendung potentiell interessant ist. Die Modelltiefe liegt jeweils bei –10'000 m ü.M.. Die berücksichtigten Einheiten für die numerischen Modelle können wie folgt zusammengefasst werden:

- Sedimentäre Deckschichten mit Oberer Meeresmolasse, Oberem Malm und Oberem Muschelkalk
- Sedimente im Faltenjura mit Oberem Muschelkalk
- Grabensedimente des Rheingrabens mit Oberem Malm und Oberem Muschelkalk
- Sedimente des Permokarbon-Troges
- Trog-Randstörungen
- Verwittertes, oberes Kristallin
- Kristallines Grundgebirge

Die gewählte, vollständige 3D Modellbearbeitung erlaubt es, die Ergebnisse der thermischen Modellierung in beliebigen 2D Sektionen darzustellen, z.B. als horizontale Schnitte parallel zu einer topographischen Höhe oder zur Bohrtiefe. Die in der Folge gezeigten Ergebnisse sind entlang der vier geothermisch interessanten Horizonte dargestellt. Bei einer Interpretation der Ergebnisse sollte jedoch immer die Isohypsen-Darstellung beachtet werden.



Figur 17: Interpretierte seismische Linien, geologische Profile und Bohrungen in der Nordschweiz. Wegen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten (rot) beschriftet. Zudem sind die Perimeter der Regionalmodelle Basel, Solothurn, NOS I bis III dargestellt. Die Kilometrierung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten (Tektonische Karte der Schweiz © swisstopo).



Figur 18: Geologische Strukturmodelle für die Untersuchungsgebiete a) NOS I, b) NOS II, c) NOS III, d) der Region Basel und e) Solothurn. Dargestellt sind weiter die Bohrungen, die für den Vergleich mit der Temperaturmodellierung herangezogen wurden (siehe Figur 20 bis Figur 24). Die Metrierung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten.

7.2 Modellierung der Temperaturverteilung im Untergrund

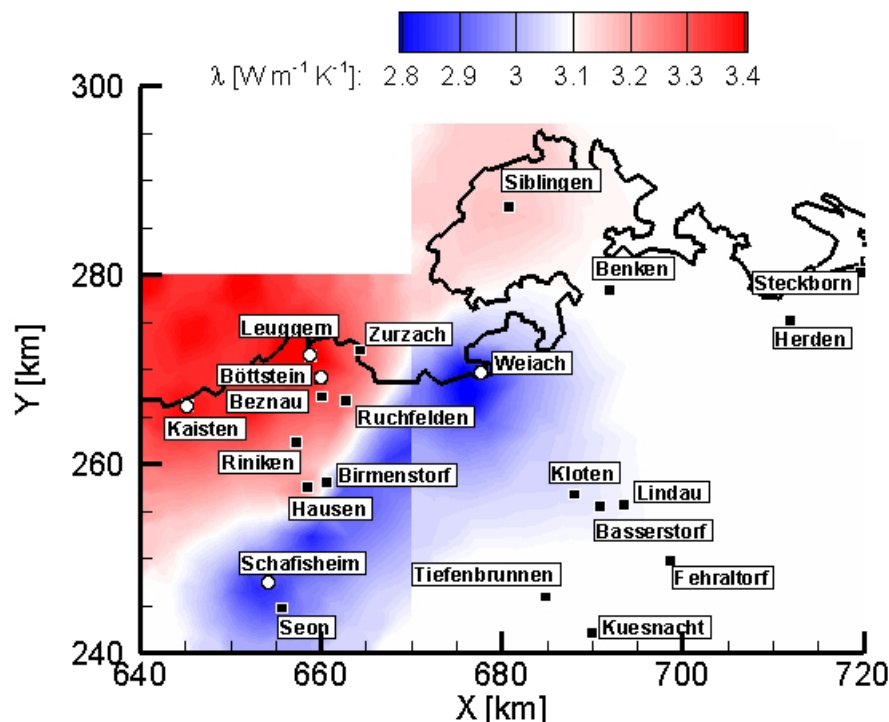
Die Berechnung der Temperaturverteilung mit den FE Modellen der einzelnen Untersuchungsgebiete (Figur 18) erfolgt mit dem Programm *FRACture* (Kohl und Hopkirk, 1995). Die Modelle werden anhand bestehender Temperaturdaten kalibriert, welche in Schärli und Kohl (2002) archiviert sind. Die Qualität der Daten wurden in Kapitel 3 diskutiert. In dem numerischen Modell wird an der Oberfläche eine höhenabhängige Bodentemperatur als Dirichlet-Randbedingung gesetzt. Auf der Modellunterseite wird der basale Wärmefluss als Neumann-Randbedingung definiert. Den einzelnen geologischen Schichten werden verschiedene petrophysikalische Parameter (Wärmeleitfähigkeit, Wärmeproduktion, ...) zugewiesen.

Ziel der Modellierung war es, thermische Kalibrationsmodelle aufzustellen, die mit gemessenen Temperaturdaten in Einklang stehen und für die Extrapolation in grössere Tiefen genutzt werden können. Dazu müssen der basale Wärmefluss und die thermischen Parameter für die verschiedenen Modelleinheiten bestimmt und vereinheitlicht werden. Grundlage sind die Temperaturanpassungen der Lokalmmodelle (Andenmatten und Kohl, 2003) um Bohrungen, welche für die Untersuchungsgebiete als repräsentativ erachtet werden. Der darin ermittelten Werte für Wärmefluss und Gesteinsparameter werden zunächst miteinander verglichen und dann für alle Bohrungen angepasst. Bei der Vereinheitlichung der Wärmeleitfähigkeit wird eine maximale Variation bezüglich des Mittelwerts der Messungen von 10 – 20 % zugelassen (n.b. keine Homogenisierung im Kristallin). Vor allem für die Permokarbontröge und die mesozoische Sedimentdecke ist diese Vereinfachung nötig, da es nur wenige Messwerte gibt. Ebenfalls werden Basiswärmefluss und Modellparameter über die Modellgrenzen hinweg angepasst, um dort möglichst keine künstlichen, numerisch bedingten Temperatursprünge zu generieren. Diese Homogenisierung des Basiswärmeflusses und der Gesteinsparameter erlaubt keine exakte Anpassung der Regionalmodelle an die Messdaten. Allerdings würde nur eine genaue Kenntnis der Gesteinsparameter bessere Anpassungen zulassen. Diese in der Folge gezeigte Abweichung kann somit auch als mögliche Unsicherheit in der Datenanalyse für den diffusiven Wärmetransport betrachtet werden.

Für das Kristallin zeigen die Daten aus Schärli und Kohl (2002) eine grosse Variabilität. Während des Modellierungsfortschritts zeigte es sich, dass es unmöglich ist, das kristalline Grundgebirge durch einen einzigen, mittleren Parameter zu beschreiben. Deshalb wurden die vorhandenen Wärmeleitfähigkeitsmessungen für eine regionale Interpolation herangezogen. Dies erlaubt es, mögliche interne Gesteinszusammensetzungen zu berücksichtigen. In einem iterativen Verfahren wurde - im Rahmen physikalisch sinnvoller Grenzen - die Wärmeleitfähigkeitsverteilung im Kristallin bestimmt. Dabei wurde der basale Wärmefluss so angepasst, dass die berechneten Temperaturen mit den Messdaten bestmöglich übereinstimmen. Figur 19 zeigt die aus der Anpassung des Temperaturmodells an die Temperaturdaten resultierende Verteilung der Wärmeleitfähigkeit innerhalb der Modellgebiete NOS I und II. Zwischen den Bohrungen Weiach und Schafisheim ist ein Minimum mit Werten zwischen 2.8 und 2.9 W m⁻¹K⁻¹ ausgebildet. Im Nordwesten des Modellgebietes liegt ein Maximum von bis zu 3.5 W m⁻¹K⁻¹ vor. Bei der Bewertung dieser Karte ist jedoch Vorsicht geboten, da sie lediglich auf fünf Messwerten beruht. Da in den Modellgebieten NOS III, Basel und Solothurn keine Messwerte über die Wärmeleitfähigkeit im Kristallin existieren, wurde dort der Mittelwert aller Daten von 3.1 W m⁻¹K⁻¹ angenommen.

Für alle übrigen geologischen Einheiten wurde eine mittlere einheitliche Wärmeleitfähigkeit gewählt, basierend auf den Werten aus Schärli und Kohl (2002). Auch die Wärmekapazität und Wärmeproduktion werden jeweils konstant gehalten. Die Druck- und Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit wie auch die mögliche Reduktion der Wärmeproduktionsrate mit der Tiefe werden nicht berücksichtigt. Beide Effekte kompensieren sich häufig. Gemäss Modellrechnung variiert der basale Wärme-

fluss in den Modellgebieten in einer Tiefe von 10 km zwischen 60 und 120 mW m⁻². Tabelle 6 fasst die verwendeten thermischen Modellparameter zusammen.



Figur 19: Heterogene Wärmeleitfähigkeit im verwitterten, oberen Kristallin, wie sie aus der Anpassung des Temperaturmodells an die Temperaturmessungen resultiert. Wärmeleitfähigkeitsmesswerte sind aus Bohrungen vorhanden, die mit Kreisen bezeichnet sind.

Tabelle 6: Thermische Modellparameter (Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion) basierend auf den Messungen in Schärli und Kohl (2002) basierend auf den Werten aus Schärli und Kohl (2002).

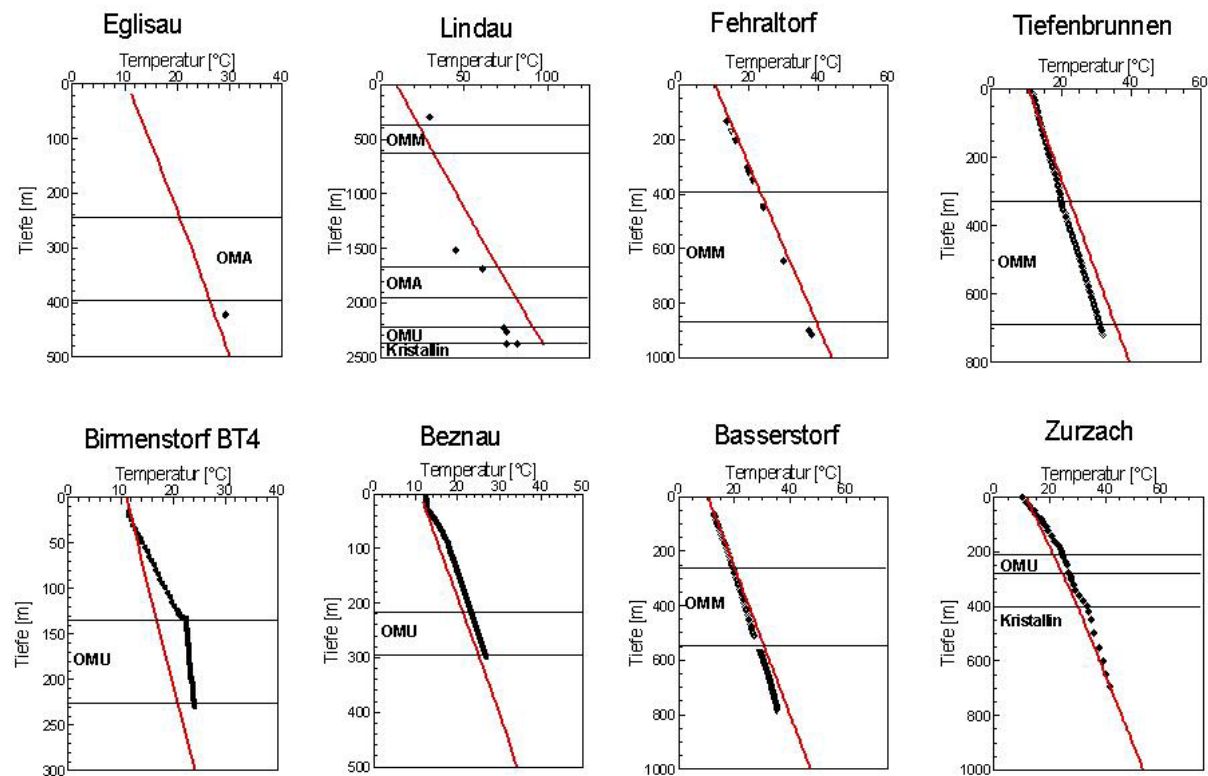
	Wärmeleitfähigkeit [W m ⁻¹ K ⁻¹]	Wärmeproduktion [μWm ⁻³]
Sedimentbedeckung	2.9	0.5
Faltenjura	2.9	0.5
Permokarbon-Trog	2.0	2.5
Verwittertes, oberes Kristallin (variabel in den Modellgebieten NOS I und II, siehe Figur 19)	3.1	2.8
Kristallines Grundgebirge	3.1	3.2
Störungszonen	2.9	0.5

Die Qualität der thermischen Kalibrationsmodelle lässt sich durch den Vergleich mit gemessenen Temperaturdaten aus Bohrungen (siehe Figur 17 und Figur 18) abschätzen. Der Vergleich zwischen den diffusiven Modellen und Messdaten ist in Figur 20 bis Figur 24 dargestellt. Die Lokation der Bohrungen ist jeweils in Figur 17 und Figur 18 dargestellt. Weiter ist jeweils die Lage der betrachteten, geothermisch relevanten Formationen im Bereich der Temperaturmessungen eingetragen. Durch die

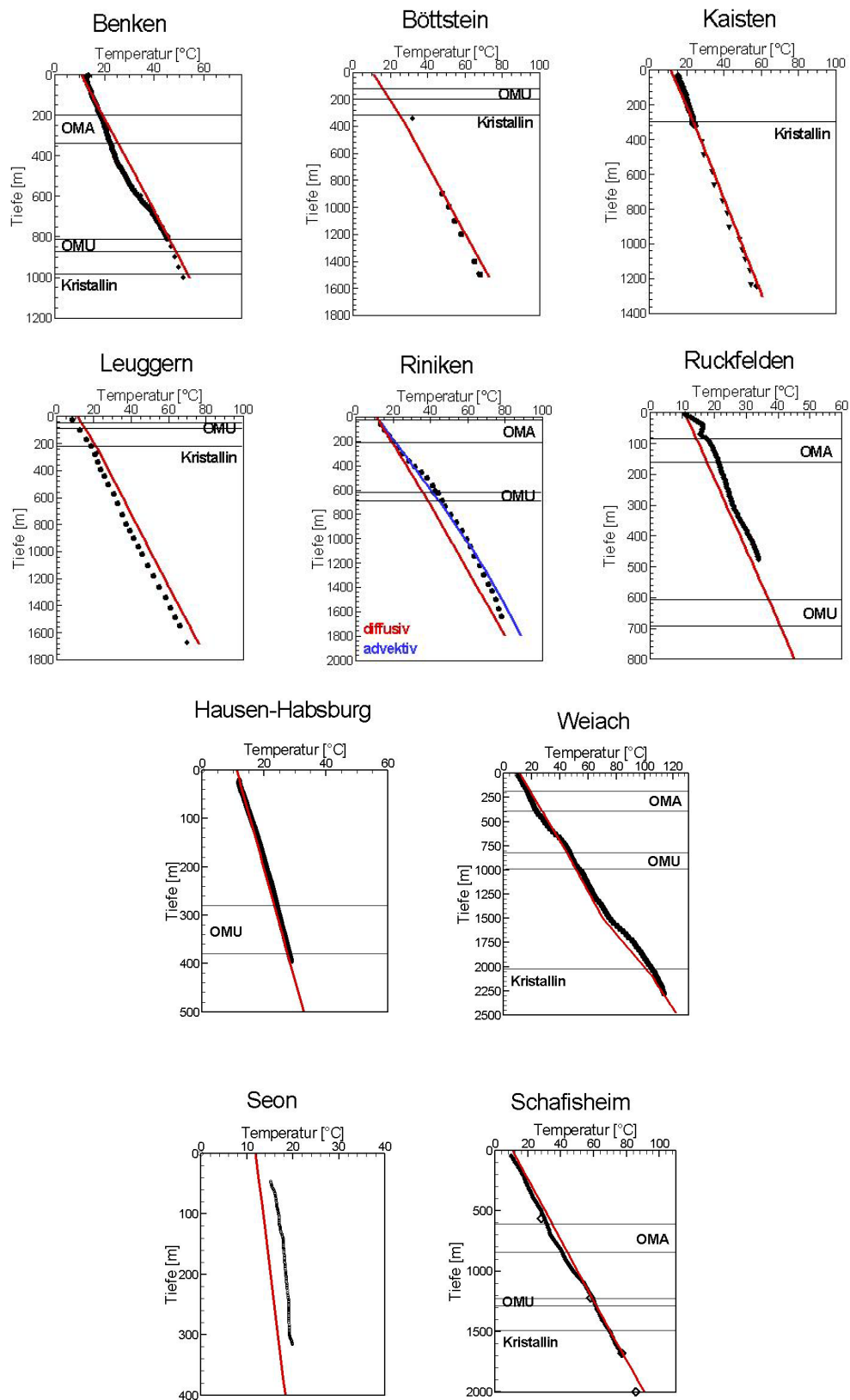
Berücksichtigung einer heterogenen Wärmeleitfähigkeitsverteilung im Kristallin konnte eine sehr gute Anpassung der Temperaturmesswerte erreicht werden, mit maximalen Temperaturabweichungen von 5 K bei einigen wenigen Bohrungen. Dies bestätigt auch der Vergleich mit Temperaturgradienten in Kohl et al. (2005). Die verbleibenden Unterschiede zwischen der Temperaturprognose und den Messdaten sind auf die heterogene Verteilung der thermischen Parameter in den nicht einzelnen ausgeschiedenen Einheiten (zusammengefasste Sedimentdecke) sowie auf den Einfluss des advektiven Wärmetransportes zurückzuführen.

Generell sind die Temperaturprofile der meisten Bohrungen klar diffusiv dominiert. Abweichungen zwischen dem berechneten und gemessenen Temperaturverlauf in den Bohrungen Weiach Ruchfeld, Seon, Siblingen, Eptingen und Birnenstorf sind aber durch Wasserzirkulation bedingt. Die Berücksichtigung der vertikalen Advektion gemäss Gleichung 4 ermöglicht es punktuell den Einfluss von zirkulierendem Wasser zu berücksichtigen. Dies wurde für die Bohrungen Riniken und Eptingen 1 exemplarisch durchgeführt. Figur 21 und Figur 23 vergleichen diese Berechnungen mit dem diffusiven Modell. Der gewählte Ansatz deutet in der Bohrung Riniken im Bereich des Oberen Muschelkalk auf eine aufsteigende Wasserzirkulation mit einer vertikalen Darcy-Geschwindigkeit von 10^{-9} m s^{-1} und im Kristallin von $10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ hin.

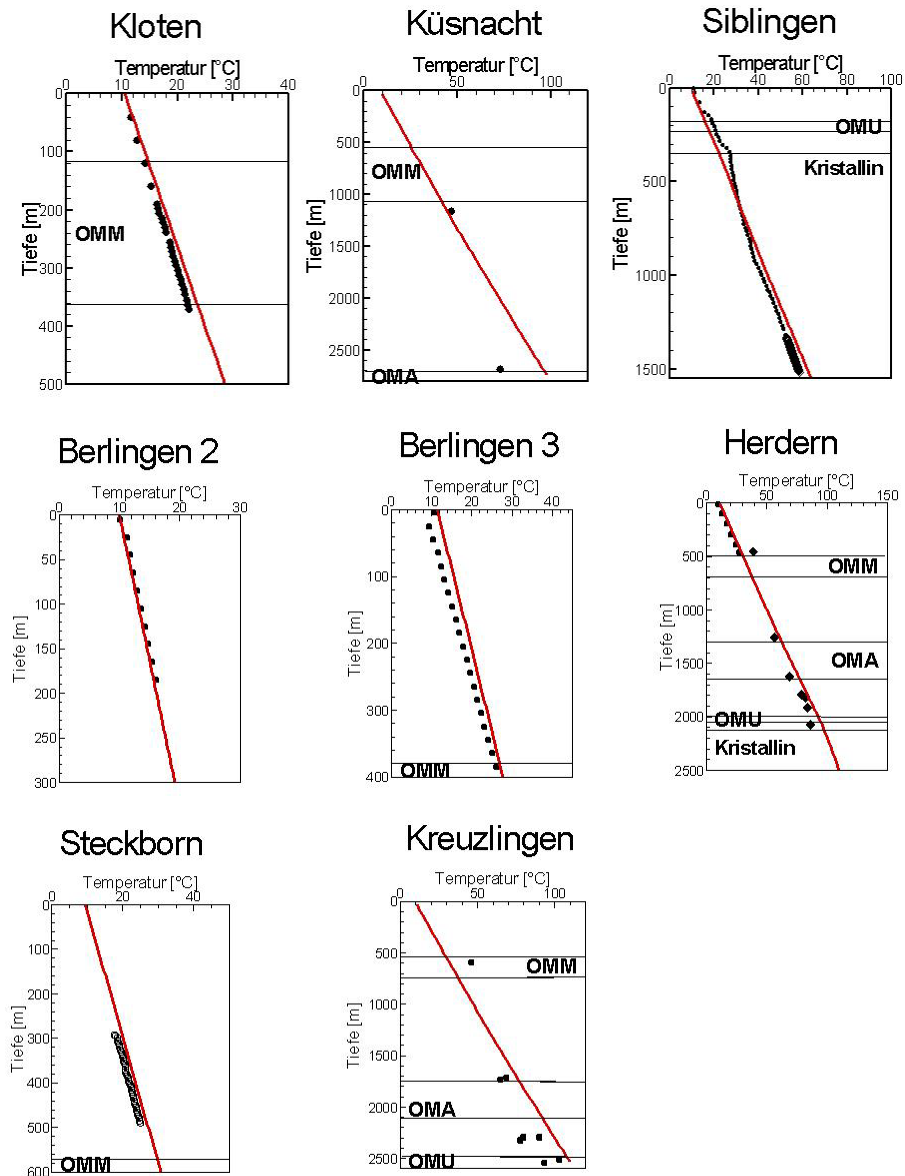
Die simulierte Temperaturverteilung für alle fünf Modellgebiete ist in Figur 25 dargestellt. Die Temperatur steigt von minimal etwa 5 °C an der Erdoberfläche bis auf über 400 °C in 10 km Tiefe an. Schematisch eingetragen sind zudem die Volumina der Ressourcenklassen 2 und 3, mit Angabe zu Tiefen- und Temperaturbereichen, wie in Kapitel 2.5 definiert. Diese Temperaturmodelle erlauben es nun, die Temperatur in einer spezifischen Tiefe oder in einer beliebigen geologischen Einheit zu bestimmen.



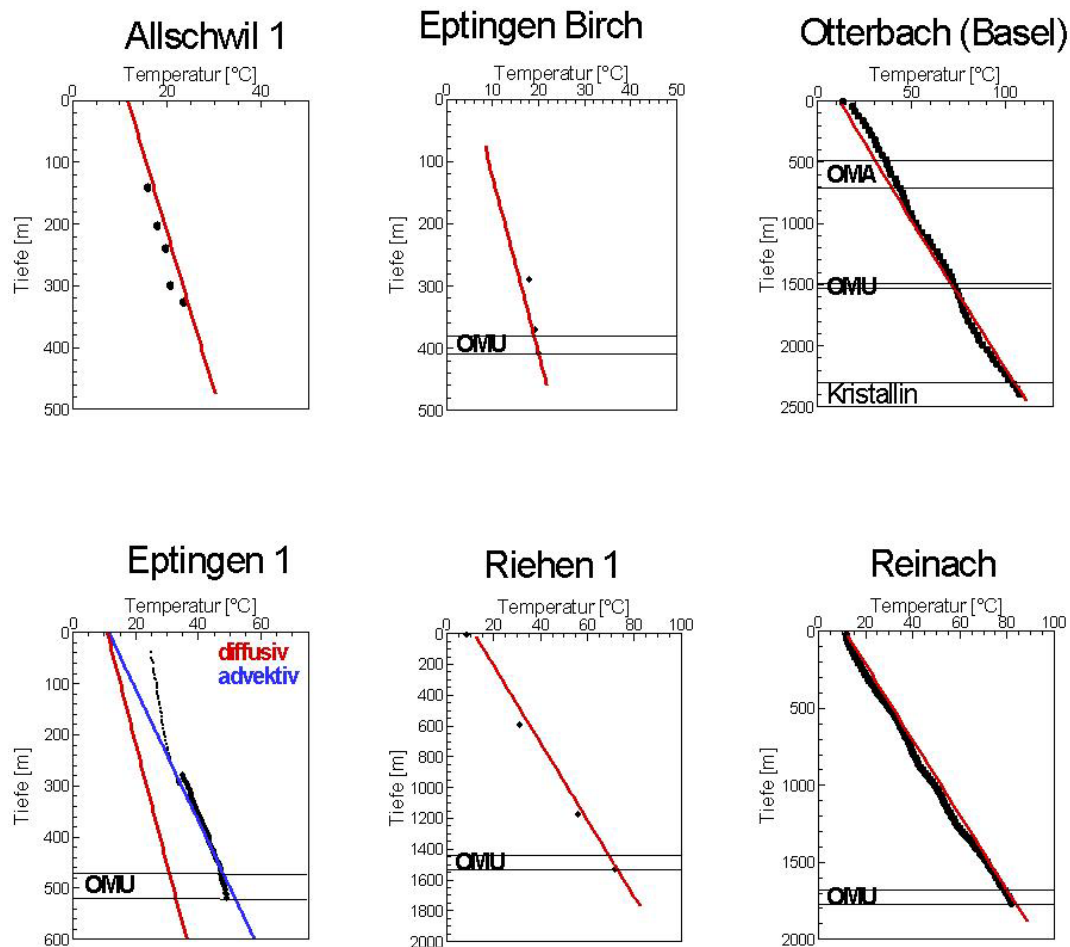
Figur 20: Vergleich zwischen der diffusiv berechneten (rot) und gemessenen (schwarz) Temperaturverteilung im Modellgebiet NOS I sowie Darstellung der betrachteten Formationen im Bereich der Temperaturmessungen (OMU= Oberer Muschelkalk, OMA= Oberer Malm, OMM= Obere Meeresmolasse).



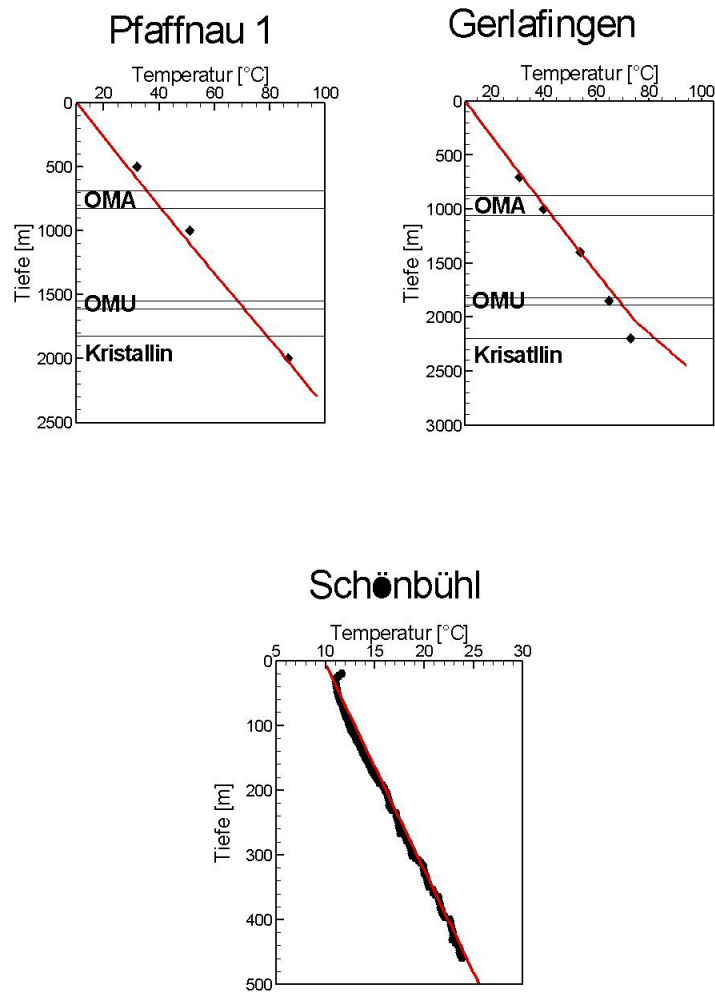
Figur 21: Vergleich zwischen der diffusiv berechneten (rot) und gemessenen (schwarz) Temperaturverteilung im Modellgebiet NOS I sowie Darstellung der betrachteten Formationen im Bereich der Temperaturmessungen (OMU= Oberer Muschelkalk, OMA= Oberer Malm, OMM= Obere Meeresmolasse). Für die Anpassung der Daten der Bohrung Riniken wurde eine advective (vertikale Wasserbewegung, blaue Linie) und eine rein diffusive (rote Linie) Modellierung vorgenommen.



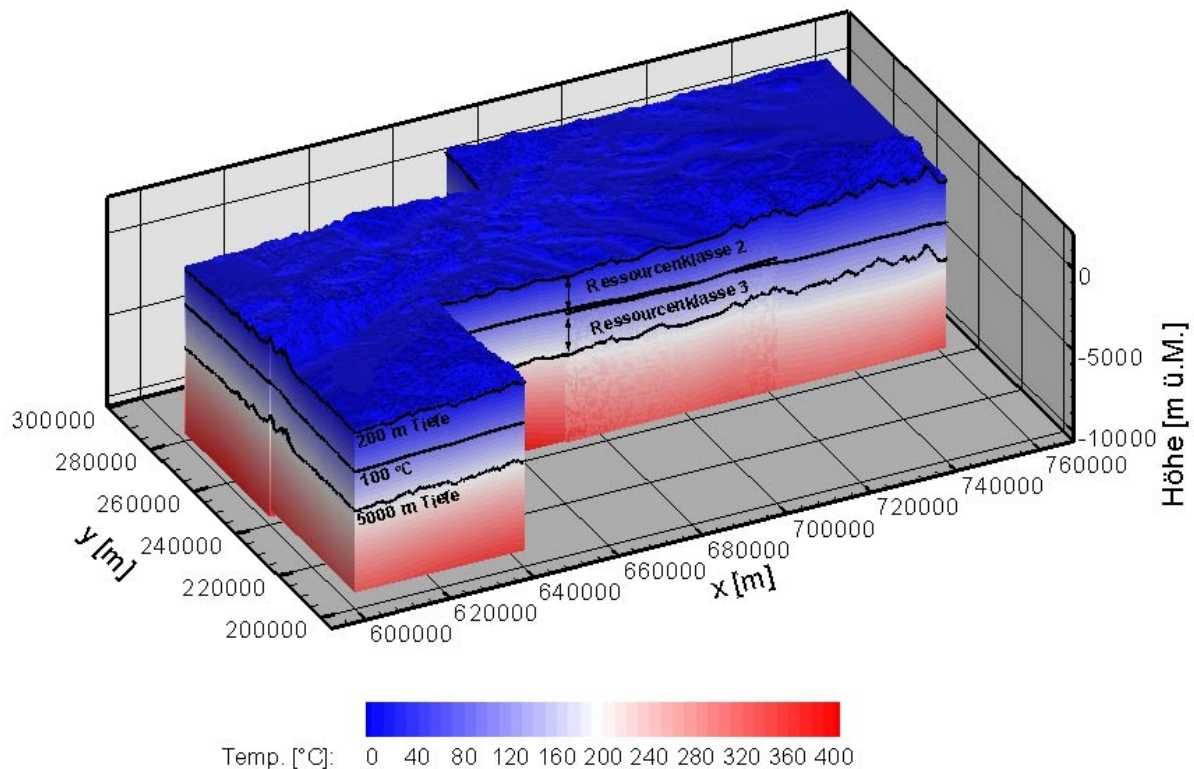
Figur 22: Vergleich zwischen der diffusiv berechneten (rot) und gemessenen (schwarz) Temperaturverteilung in den Modellgebieten NOS II und III sowie Darstellung der betrachteten Formationen im Bereich der Temperaturmessungen (OMU= Oberer Muschelkalk, OMA= Oberer Malm, OMM= Obere Meeresmolasse).



Figur 23: Vergleich zwischen der diffusiv berechneten (rot) und gemessenen (schwarz) Temperaturverteilung im Modellgebiet Basel sowie Darstellung der betrachteten Formationen im Bereich der Temperaturmessungen (OMU= Oberer Muschelkalk, OMA= Oberer Malm, OMM= Obere Meeresmolasse). Für die Anpassung der Daten der Bohrung Eptingen 1 wurde eine advective (vertikale Wasserbewegung, blaue Linie) und eine rein diffusive (rote Linie) Modellierung vorgenommen.



Figur 24: Vergleich zwischen der diffusiv berechneten (rot) und gemessenen (schwarz) Temperaturverteilung im Modellgebiet Solothurn sowie Darstellung der betrachteten Formationen im Bereich der Temperaturmessungen (OMU= Oberer Muschelkalk, OMA= Oberer Malm, OMM= Obere Meeresmolasse).



Figur 25: Modelle der Temperaturverteilung im Untergrund der Nordschweiz. Die Modelle Basel, Solothurn und NOS I bis III sind zusammen dargestellt. Die Volumina der Ressourcenklassen 2 und 3 sind schematisch eingetragen (Definition siehe Kapitel 2.5)

7.3 Bestimmung des geothermischen Potenzials

In diesem Kapitel wird das geothermische Potenzial im Untergrund der Nordschweiz für die beiden Ressourcenklassen 2 und 3 abgeschätzt. Für eine verfeinerte Abschätzung der nutzbare Energie E_{ut} werden Dublettensysteme als Grundlage hinzugezogen. Die Schlüsselparameter für diese Bewertung sind:

- die Temperaturverteilung im ungestörten Zustand, welche aus dem numerisch berechneten thermischen Kalibrationsmodell übernommen wird
- die Transmissivität, welche für einzelne Störungen und Aquifere aus vorhandenen Messdaten (K-Werte, siehe Kapitel 4.5) und aus den Strukturmodellen (Mächtigkeit der Schicht entnommen wird).

Nach dem Dubletten-Ansatz von Gringarten (1978) (Gleichung 7 und Gleichung 8) kann mit diesen Parametern die thermischen Leistung p_{th} berechnet und durch Multiplikation mit einer Betriebszeit zur Bewertung von E_{ut} hinzugezogen werden. Zusätzlich wird E_{ut} mit der in der Gesteinsmasse gespeicherten Energie, E_{HIP} , verglichen. Die in Kapitel 2.4 beschriebene Methodik zur Bestimmung von E_{ut} wird folgendermassen umgesetzt. Zunächst wird für jeden ausgewählte Horizont (z.B. Mitte eines Aquifers) die Temperaturverteilung aus dem berechneten thermischen Kalibrationsmodell extrahiert. Die hydrogeologischen Befunde werden den Struktureinheiten zugewiesen und nach Multiplikation mit der Schichtmächtigkeit in eine Schichttransmissivität umgerechnet, welche Grundlage der Bestimmung Potenzialberechnung ist. Es wird weiter angenommen, dass die vorkommende Klüftigkeit durch geeignete Massnahmen stimuliert wird, um den natürlichen Wärmetauscher künstlich zu erweitern (Stimulationsfaktor 10 für Kristallin, 2.5 für Sediment). Als Reinjektionstemperatur wird 15 °C angenommen, wobei von einer optimalen Kaskadennutzung ausgegangen wird. Das Betriebsszenario wird

so festgelegt, dass während der angenommenen Betriebszeit von $t = 30$ Jahre die Fördertemperatur aus dem Reservoir nicht merklich absinkt.

Beim verwendeten Berechnungsansatz von Gringarten (1978) für die Bestimmung der nutzbaren geothermischen Energie (siehe Kapitel 2.4) wird die Distanz zwischen Injektions- und Produktionsbohrung entsprechend der jeweiligen Transmissivität so festgelegt, dass eine nachhaltige hydraulische Bewirtschaftung des Untergrundes gewährleistet ist. In Bereichen mit hohen Transmissivitäten werden die angenommenen Dublettenanlagen grosse Bohrlochabstände aufweisen. Hingegen wird der Abstand in Gebieten mit schlechter hydrogeologischer Eignung gering sein. Für die anschliessende Bewertung des geothermischen Potenzials wird ein minimaler Abstand von 200 m festgelegt. Bei einem 500 m mächtigen Aquifer (wie dem verwitterten, oberen Kristallin) würden dadurch nur Dubletten-systeme berücksichtigt, bei denen sich eine minimale Fliessrate von 12 l s^{-1} einstellt. Dies entspräche einer hydraulischen Leitfähigkeit des stimulierten Aquifers von $5 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$. Da sich der Gewinnungsfaktor R hauptsächlich aus der Geometrie der Anlage (Platzbedarf: Abstand zwischen den Bohrungen und zur nächsten Anlage) berechnet, wird R für Bohrlochabstände $< 200 \text{ m}$ auf "0" gesetzt. Für Systeme die ökonomisch nutzbar sind (Bohrlochabstände $> 200 \text{ m}$), wird sich bei höheren Fliessraten (höhere Transmissivität Tr) lediglich die Anlagengrösse, aber nicht mehr der Gewinnungsfaktor R ändern. Dies zeigt sich auch in der Bewertung der betrachteten Aquifere. In der Regel erhält man identische Werte für die nutzbare Energie E_{ut} für Modellrechnungen mit mittlere und maximale Transmissivität Tr . Bei minimalen Werten wird die kritische Anlagengrösse meist unterschritten. Die getroffenen Annahmen bezüglich der maximalen Anlagendichte führen zu einem maximal möglichen Gewinnungsfaktor R_{max} von etwa 5 %.

Die Vorgabe, dass sich keine Temperatureffekte nach 30 Jahren an der Extraktionsbohrung einstellen sollen, führt zu einer eher konservativen Abschätzung der Fliessrate und zur Berechnung der minimalen Nutzenergie. Andererseits wird von einer optimalen Aneinanderreihung von Anlagen mit optimiertem Platzbedarf (quadratisches Anlagenlayout mit Seitenlänge 2D) ausgegangen, was sicherlich eine optimistische Einschätzung ist.

Ursprünglich wurden die Berechnungen des geothermischen Potenzials sowohl mit den Mittel- bzw. Medianwerten der erfassten K-Werte wie auch mit daraus abgeleiteten Minimal- und Maximalwerten durchgeführt. Es zeigte sich aber in der Regel während des Berechnungsprozesses, dass selbst in den ausgewählten Aquifern die Minimalwerte Dublettenabstände von unter 200 m erforderlich machen würden. Die Maximalwerte würden hingegen nur einen geringen Einfluss auf die berechnete Nutzenergie bewirken, da R_{max} in der Regel bereits unter den Mittelwertberechnungen erreicht wird. Ausserdem ist die bestehende Datenlage häufig so dünn, dass es nicht sinnvoll erscheint, eine verfeinerte Analyse mit Variation der K-Werte vorzunehmen. Deshalb werden im Folgenden nur die Resultate für die Berechnungen mit den Mittel- und Medianwerten dargestellt.

7.3.1 Verfügbare Energie in den Ressourcenklassen 2 und 3

Die Ressourcenklasse 2 beinhaltet die geothermische Nutzung ab einer Bohrtiefe von 200 m bis maximal 100°C Gesteinstemperatur, die Klasse 3 die Nutzung ab 100°C bis in eine maximale Bohrtiefe von 5 km. Diese zwei Klassen beinhalten grob die geothermisch interessanten Horizonte Kristallines Grundgebirge, Oberer Muschelkalk, Oberer Malm und Obere Meeresmolasse. Die Untergrundbereiche sind in Figur 25 dargestellt.

Im Volumen der Ressourcenklasse 2 im gesamten Untersuchungsgebiet in der Nordschweiz von rund $19'000 \text{ km}^3$ herrscht eine mittlere Temperatur von 62°C . Die theoretisch verfügbare Energie E_{HIP} wäre gemäss Gleichung 5 rund $2'000 \text{ EJ}$, was etwa 100 PJ pro km^3 Gestein entsprechen würde. Das Gesteinsvolumen der Ressourcenklasse 3 (ca. $26'000 \text{ km}^3$) ist im Mittel 152°C heiss. Daraus ergäbe sich ein Wert für E_{HIP} von rund $8'000 \text{ EJ}$, bzw. 300 PJ pro km^3 Gestein. Diese Zahlen übersteigen bei weitem den jährlichen Primärenergiebedarf der Schweiz von 1.3 EJ . Gemäss dem Gewinnungsfaktor

R ist jedoch nur ein viel kleinerer Teil der Energie auch wirklich förderbar. Nachfolgend wird nun die effektiv nutzbare Energie E_{ut} für vier Zonen grosser geothermischer Bedeutung bestimmt.

7.3.2 Energieressource "Top Kristallin"

Basierend auf den hydrogeologischen Betrachtungen (siehe Kapitel 4.5) wird angenommen, dass das Kristallin zumindest in den obersten etwa 500 m stark verwittert ist und daher erhöhte Transmissivitäten aufweist. Das darunter liegende Kristallin ist bislang noch wenig erforscht und konkrete hydrogeologische Abschätzungen sind dort somit schwierig. Deshalb beschränkt sich diese Ressourcenanalyse auf den vertikal 500 m mächtigen, obersten Bereich des Kristallin, obwohl dem darunter liegenden Bereich langfristig sicherlich eine grosse Bedeutung zukommt.

Für diese obere Verwitterungsschicht werden anhand der strukturgeologischen und hydrogeologischen Situation (siehe Kapitel 4.5), Zonen unterschiedlicher hydraulischer Leitfähigkeit bestimmt. Prinzipiell können vier unterschiedliche Kristallinbereiche angenommen werden (siehe Figur 26):

- unterhalb der mesozoischen Schichten (belegt durch Bohrungen Böttstein, Leuggern, Kaisten, Schafisheim und Zurzach),
- Bereich der Randstörungen der Permokarbontröge (belegt durch Bohrung Weiach)
- südliche Fortsetzung des Rheingrabens und
- Störungszonen mit erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit (belegt durch Bohrungen Böttstein, Kaisten und Zurzach).

Aus den einzelnen Messwerten und aufgrund von Plausibilitätsüberlegungen (siehe Kapitel 5.7) wurden für die unterschiedlichen Kristallinbereiche mittlere hydraulische Leitfähigkeiten K abgeschätzt: $K = 5 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ für das verwitterte, obere Kristallin unterhalb der mesozoischen Schichten, $K = 8 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ für den Bereich der Randstörungen unter dem Permokarbon-Trog und dem Bereich der südlichen Fortsetzung des Rheingrabens und $K = 1 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ für die Störungszonen. Für jede Störungszone wird von einer konstanten Mächtigkeit von 500 m ausgegangen, wie dies auch von Thury et al. (1994) für deren hydrogeologischen Modellierung angenommen wurde. Weiter wird angenommen, dass die hydraulische Leitfähigkeit im Untergrund durch Stimulationsmassnahmen generell um einen Faktor 10 erhöht werden kann. Dies entspricht dem Erfahrungswert aus Soultz-sous-Forêts (Jung und Weidler, 2000).

Figur 26 zeigt die Isohypsenkarte "Top verwittertes, oberes Kristallin" mit den berücksichtigten hydrogeologischen Einheiten (vergleiche Figur 15 und Figur 16). Die mittlere Temperaturverteilung im 500 m mächtigen verwitterten, oberen Kristallin (extrapoliert aus Figur 25) ist in Figur 27 dargestellt. Die Temperatur nimmt generell mit der Tiefenlage von 10 °C im Nordwesten auf bis über 200 °C im Südosten zu. Deutlich erhöhte Temperaturen zeigen aber auch die tiefliegenden Gebiete unter den Permokarbon-Trögen und im Rheingraben. Aufgrund der geringen Datenbasis innerhalb des Kristallins (siehe Kapitel 3.2) sind diese Simulationsergebnisse mit Unsicherheit behaftet.

Aus der Temperaturverteilung und den Angaben über hydrogeologische Bedingungen wird p_{th} und E_{ut} bestimmt (siehe Kapitel 2.4). Figur 28 zeigt die geschätzte mittlere, geothermische Leistung p_{th} im Top Kristallin. Es lassen sich zwei unterschiedliche Phänomene erkennen:

- p_{th} nimmt generell mit der Tiefe zu (Temperaturen)
- p_{th} nimmt mit der hydraulischen Leitfähigkeit zu (Störungszonen)

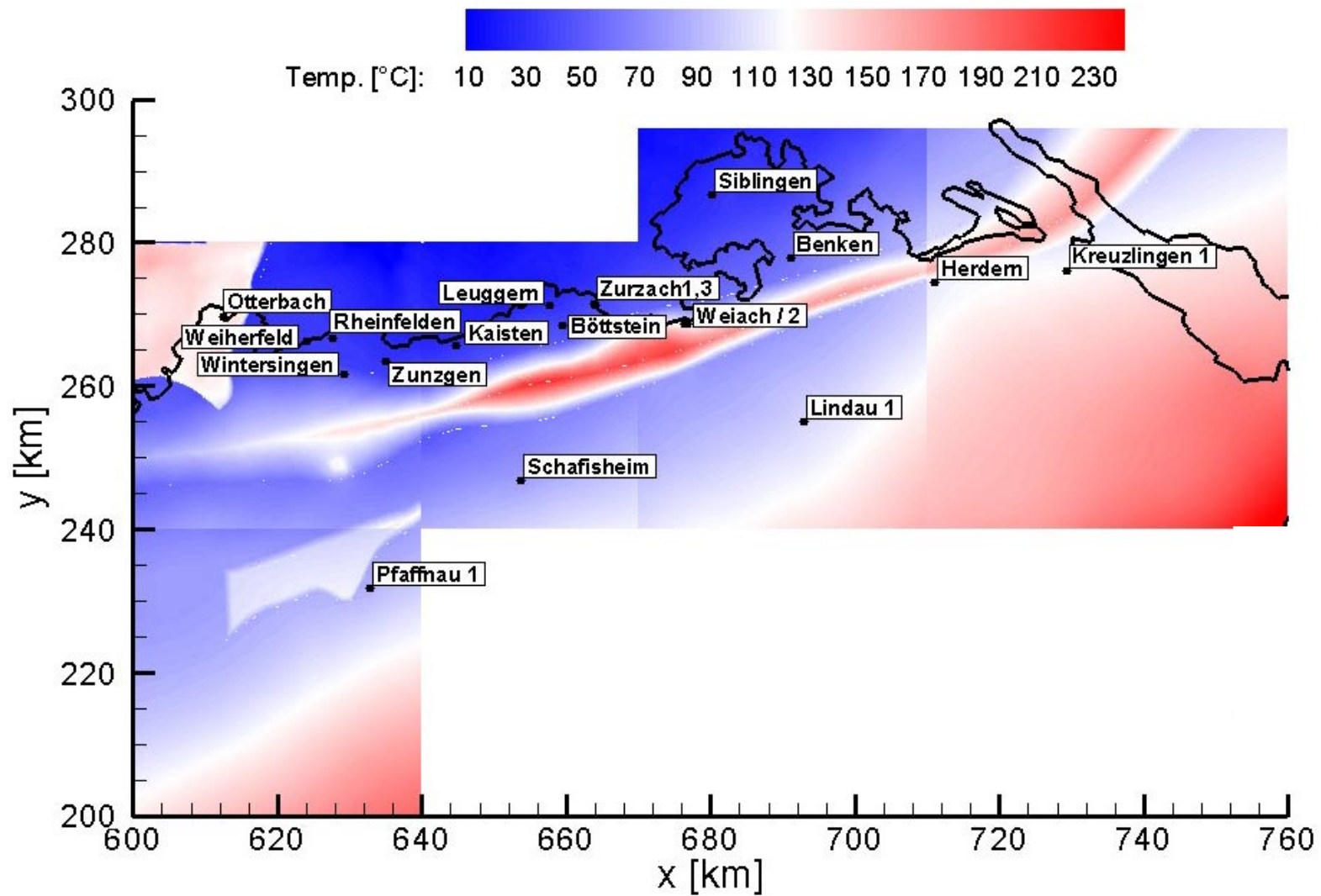
Unter den gegebenen Modellannahmen würde die geschätzte Leistung, p_{th} , von wenigen MW_{th} im Nordwesten auf bis gegen 120 MW_{th} unterhalb des Permokarbon-Troges (<4000 m.ü.M.) und etwa 70 MW_{th} im tiefsten Bereich des Kristallins im Südosten ansteigen. Relativ hohe Leistungen von 60 bis gegen 100 MW_{th} wären auch in geringerer Tiefe entlang der Störungszonen zu erwarten. Diese

Leistungen repräsentieren Werte für einzelne Dublettensysteme an einem beliebigen Ort im oberen Kristallin. Soll eine Nutzung im ganzen Gebiet erfolgen, müsste die Geometrie der einzelnen Anlagen berücksichtigt werden.

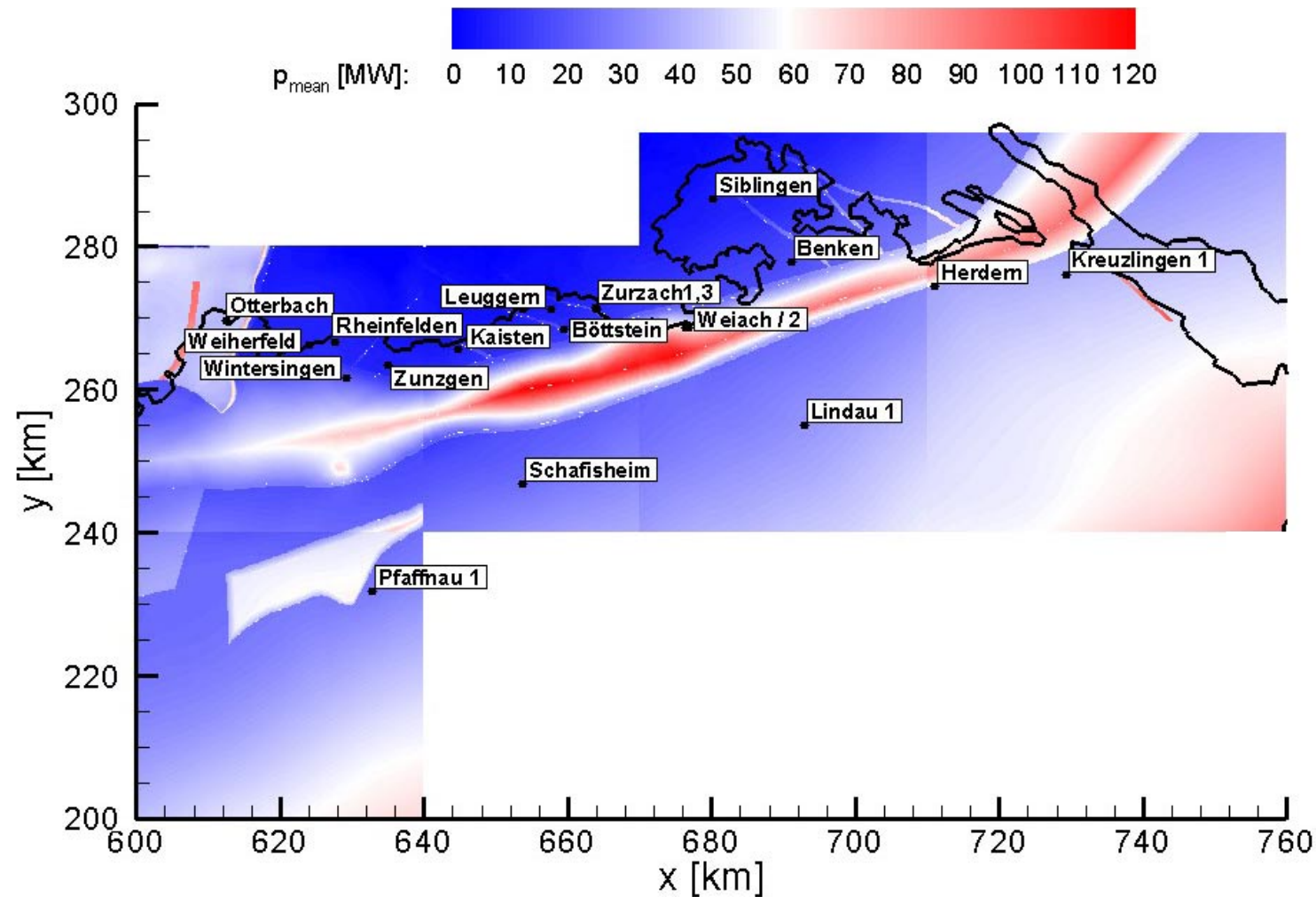
Mit einem Volumen $4'700 \text{ km}^3$ und einer mittlere Temperatur von 105°C lässt sich E_{HIP} für das Kristallin des gesamten Untersuchungsgebiets auf $968'500 \text{ PJ}$ schätzen. Die in einem 30-jährigen Zeitraum geförderte nutzbare Energie, E_{ut} , ist dagegen deutlich geringer. Die hier vorgenommene Berechnung ergibt eine mögliche Förderung von $E_{\text{ut}} = 17'000 \text{ PJ}$, wobei nur 33 % des gesamten Kristallinbereiches effektiv als nutzbar betrachtet werden (siehe Kapitel 5.2). Damit wird ein Gewinnungsfaktor, R , von 1.7 % erreicht. Ein Anteil von 25 % stammt aus der Ressourcenklasse 2 ($4'200 \text{ PJ}$), 65 % können der Ressourcenklasse 3 ($11'000 \text{ PJ}$) zugewiesen werden. Aus der jeweiligen Ressourcenklasse wären dies 1, bzw. 5 PJ bezogen auf 1 km^3 Gestein. Der verbleibende Anteil wird aus Gebieten ausserhalb der betrachteten Ressourcenklassen, fast ausschliesslich aus Klasse 4, gefördert. Der Erfolg einer Förderung hängt jedoch stark von der lokalen Transmissivität und der Stimulierbarkeit des Untergrundes ab. Aktuelle Forschungen konzentrieren sich darauf, die Explorationschancen für diese beiden Parameter zu verbessern. Tabelle 7 fasst die Berechnungsergebnisse zusammen.

Tabelle 7: Simulationsergebnisse der theoretisch verfügbaren Energie E_{HIP} und der nutzbaren Energie E_{ut} im Kristallin für das gesamte Untersuchungsgebiet bzw. für einzelne Ressourcenklassen in der Nordschweiz.

E_{HIP}		total	968'500 PJ
	pro 1 km^3		200 PJ
E_{ut} über 30 Jahre Entzug		total	17'000 PJ
	davon	Res.Klasse 2	4'200 PJ
		Res.Klasse 3	11'000 PJ
	pro 1 km^3	Res.Klasse 2	1 PJ
		Res.Klasse 3	5 PJ



Figur 27: Mittlere Temperatur in der 500 m mächtigen Verwitterungsschicht des Kristallin. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen das Kristallin erbohrt wurde (vergleiche Tabelle 11 in Anhang).



Figur 28: Geschätzte, mittlere geothermische Leistung in der 500 m mächtigen Verwitterungsschicht des Kristallin. Unter den im Text erwähnten Modellannahmen könnte während 30 Jahren im Mittel insgesamt eine Nutzenergie E_{ut} von ca. 17'000 PJ gefördert werden. Die theoretisch verfügbare Energie E_{HIP} in dieser Schicht wäre etwa 968'500 PJ. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen das Kristallin erbohrt wurde (vergleiche Tabelle 11 in Anhang).

7.3.3 Energieressource "Oberer Muschelkalk"

Für den Oberen Muschelkalk wird analog zum Top Kristallin verfahren. Figur 29 zeigt die Isohypsenkarte mit den Störungszonen, die sich aus dem Kristallin in den Oberen Muschelkalk durchpausen (vergleiche Figur 15 und Figur 16). Diese Störungszonen bilden wahrscheinlich die vielversprechendsten Strukturen für die geothermische Nutzung. Während jedoch Störungszonen im Kristallin meist bevorzugte Fliesswege sind, könnten solche Zonen im Oberen Muschelkalk auch Fliessbarrieren sein. Dieser Effekt wird in dieser regionalen Erfassung vernachlässigt, sollte aber für Lokalmodelle unbedingt untersucht werden. Die Tiefe des Oberen Muschelkalk ist im Südosten über 4.5 km tief und erreicht die Oberfläche im Bereich der Grenze Schweiz – Deutschland. Weiter ist der Muschelkalk entlang der Jurahauptüberschiebung deutlich versetzt. Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalk liegt im Untersuchungsgebiet im Mittel bei etwa 70 m.

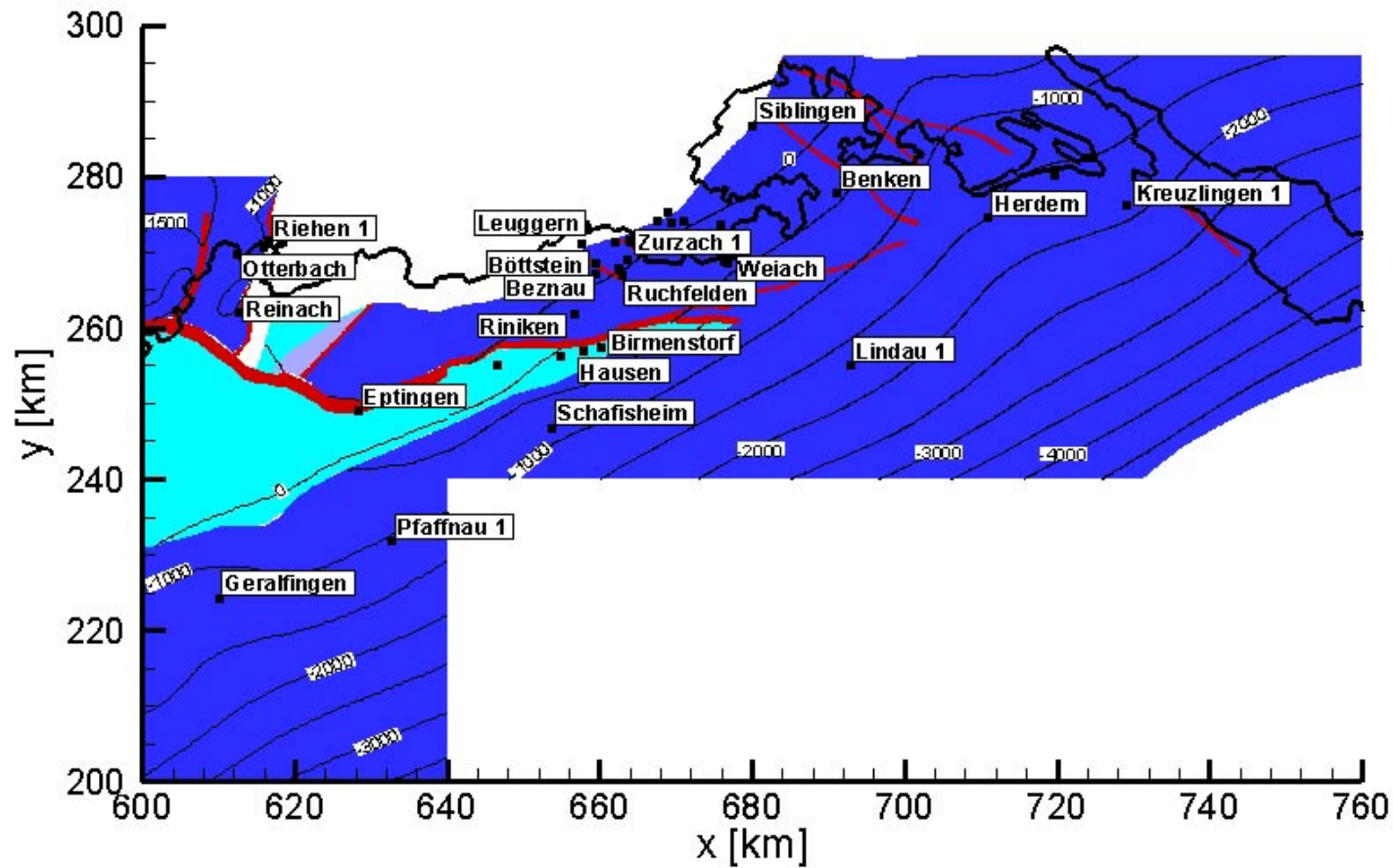
Die hydraulische Leitfähigkeit liegt im ungestörten Muschelkalk wie auch in Störzonen und Bruchfeldern ungefähr eine Grössenordnung höher als im Kristallin (vgl. Tabelle 4 in Kapitel 5.7). Weiter werden dem Tafel- und dem Faltenjura aufgrund ihrer Zerblockung ein erhöhter Wert zwischen dem ungestörten Untergrund und dem Wert in Bruchzonen zugeordnet. In Sedimentschichten, und damit auch Oberen Muschelkalk, wird gegenüber dem Kristallin mit einem deutlich geringeren Stimulationsfaktor von 2.5 gerechnet.

Figur 30 zeigt die mittlere Temperaturverteilung im Oberen Muschelkalk. Die Temperaturen liegen tiefer als im oberen Kristallin, erreichen aber trotzdem in den tiefsten Lagen fast 200 °C. Deutlich zeichnet sich auch der Rheingraben ab, mit höheren Temperaturen als im umliegenden Gebiet aufgrund der tieferen Lage. Die hieraus geschätzte, mittlere geothermische Leistung p_{th} beim Betrieb von Dublettensystemen über 30 Jahren ist in Figur 31 dargestellt. Trotz der grösseren hydraulischen Leitfähigkeit des Oberen Muschelkalk im Vergleich zum Kristallin verringert sich p_{th} aufgrund der geringeren Mächtigkeit. Höchstwerte von bis zu 30 MW_{th} könnten innerhalb von Störungszonen angetroffen werden.

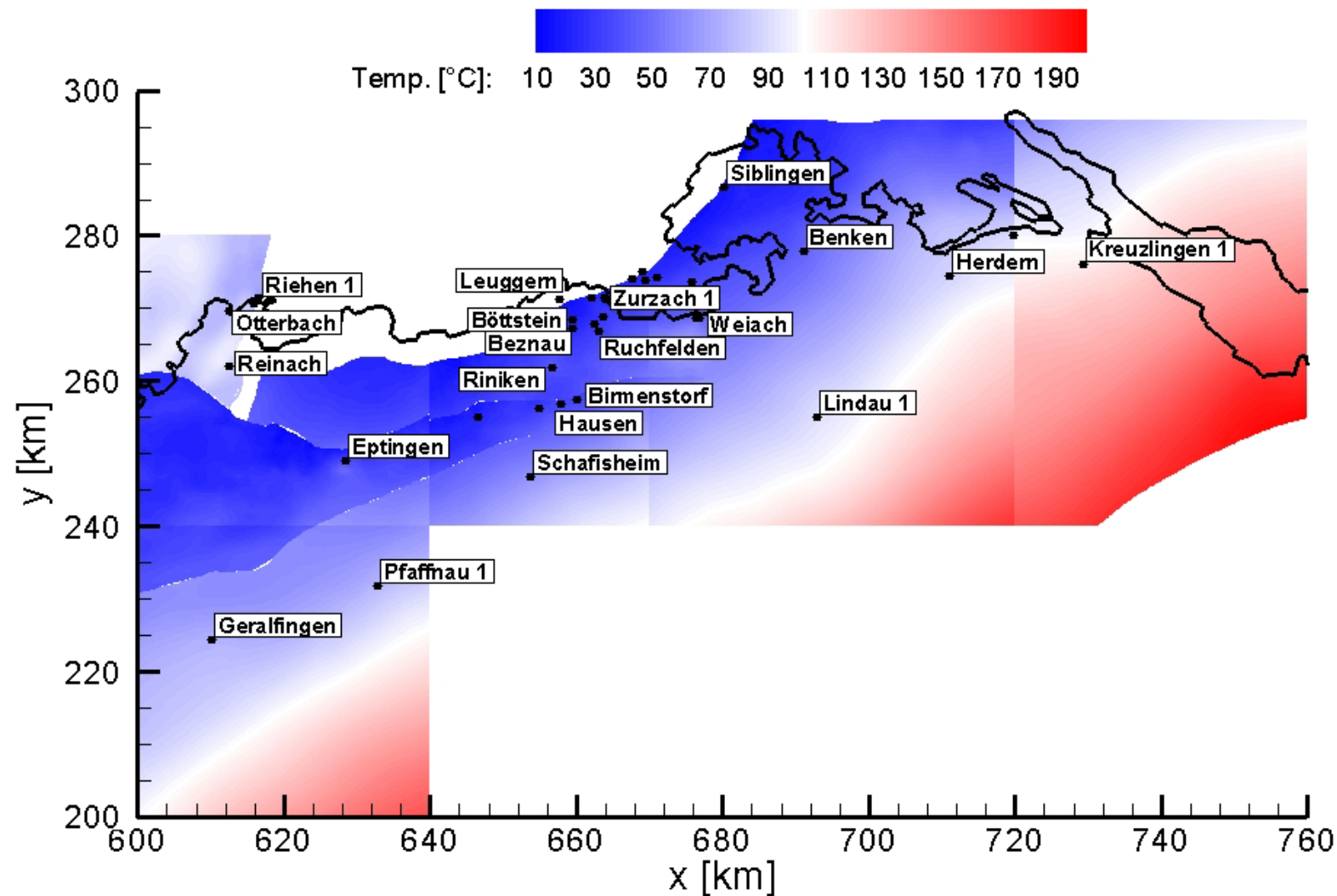
Bei einem Volumen von 650 km³ und einer mittleren Temperatur von 75 °C liegt E_{HIP} des Oberen Muschelkalk bei 86'500 PJ. Mit einem effektiv nutzbaren Volumen von 65 % des gesamten Oberen Muschelkalkes (siehe Kapitel 5.4) könnte man über die Dauer von 30 Jahren E_{ut} = 2'900 PJ entziehen. Der Gewinnungsfaktor liegt bei 3.4 %. Anteilsmässig kann 40% davon aus Ressourcenklasse 2 (1'200 PJ) und 55% aus der Ressourcenklasse 3 (1'600 PJ) gefördert werden. Die restlichen 100 PJ stammen mehrheitlich aus Gebieten der Ressourcenklasse 4. Das volumetrische Mittel liegt in Klasse 2 und 3 bei etwa 3 bzw. 7 PJ / km³. Tabelle 8 fasst die Ergebnisse zusammen.

Tabelle 8: Simulationsergebnisse der theoretisch verfügbaren Energie E_{HIP} und der nutzbaren Energie E_{ut} im Oberen Muschelkalk für das gesamte Untersuchungsgebiet bzw. für einzelne Ressourcenklassen.

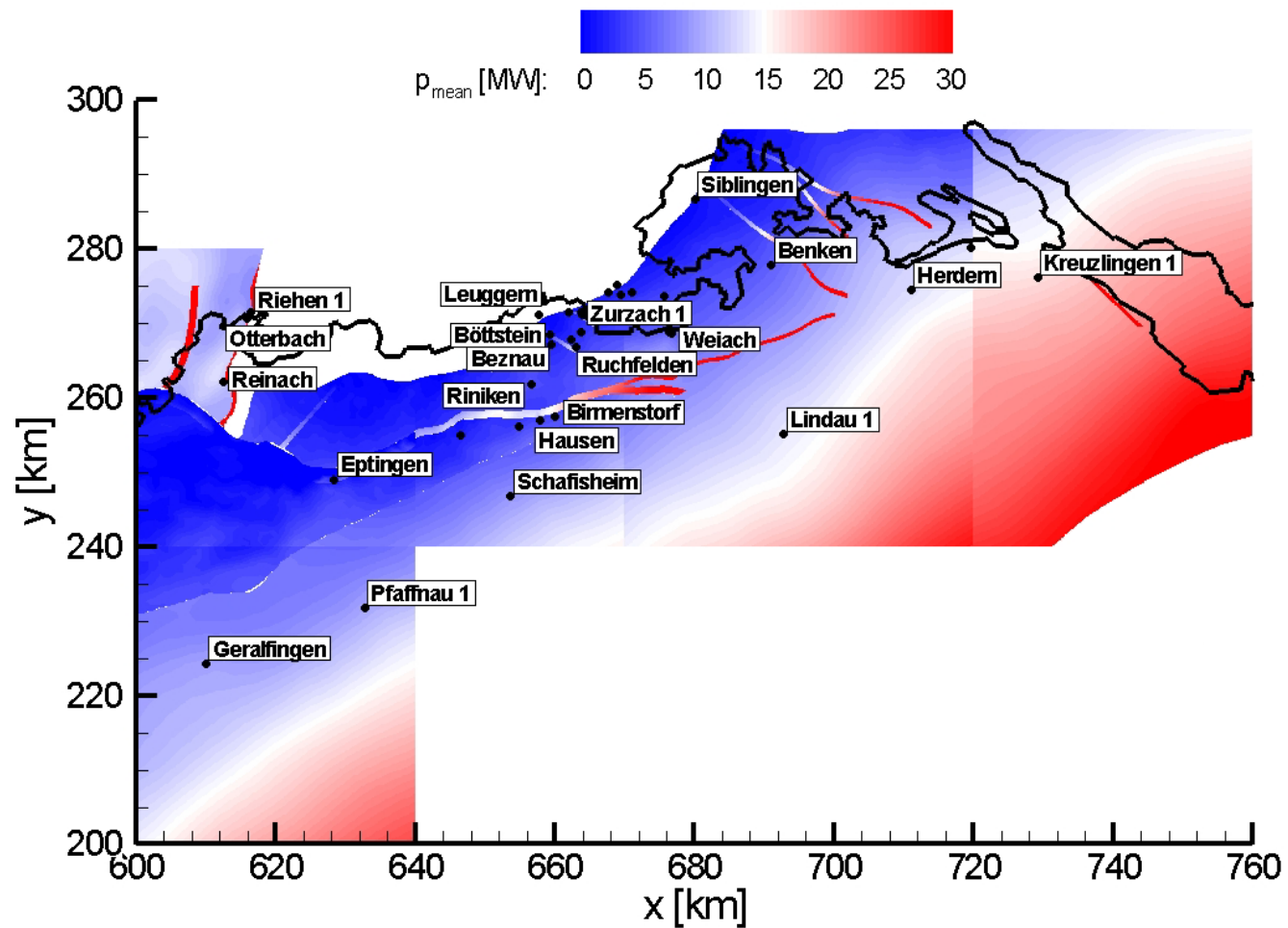
E_{HIP}	total		86'500 PJ
	pro 1 km ³		130 PJ
E_{ut} über 30 Jahre Entzug	total		2'900 PJ
	davon	Res.Klasse 2	1'200 PJ
		Res.Klasse 3	1'600 PJ
	pro 1 km ³	Res.Klasse 2	3 PJ
		Res.Klasse 3	7 PJ



Figur 29: Isohypsenkarte Top Oberer Muschelkalk mit Störungszonen (rot), Bruchzonen (violett) und den zerblockten Gebieten im Falten- und Tafeljura (türkis) (vergleiche Figur 15 und Figur 16). Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen der Obere Muschelkalk erbohrt wurde (siehe Tabelle 12 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 30: Mittlere Temperatur im Oberen Muschelkalk. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen der Obere Muschelkalk erbohrt wurde (siehe Tabelle 12 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 31: Geschätzte, mittlere geothermische Leistung im Oberen Muschelkalk. Unter den im Text erwähnten Modellannahmen könnte während 30 Jahren im Mittel insgesamt eine Nutzenergie E_{ut} von etwa 2'900 PJ gefördert werden. Die theoretisch verfügbare Energie E_{HIP} in dieser Schicht wäre etwa 86'500 PJ. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen der Obere Muschelkalk erbohrt wurde (siehe Tabelle 12 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.

7.3.4 Energieressource "Oberer Malm"

Der Obere Malm kann in der Nordschweiz fast überall angetroffen werden. In den Modellen ist nur im Tafeljura nicht berücksichtigt, aufgrund der dortigen geringen Ausbreitung. Figur 32 zeigt die Isohypsenkarte "Top Oberer Malm" mit den berücksichtigten Störungszonen (vergleiche Figur 15 und Figur 16). Der Obere Malm wird allgemein als hydrogeologisch sehr heterogen angenommen. Wie in Kapitel 5.5 beschrieben, wird vermutet, dass die Wasserwegsamkeit dieses Karstaquifers stark durch Sedimentauffüllungen eingeschränkt sein kann. Die verwendeten hydraulischen Leitfähigkeiten wurden deshalb konservativ festgelegt. Wie Tabelle 4 zeigt, wurden die hydraulischen Leitfähigkeitswerte im ungestörten Bereich, wie auch in Störzonen, eine Grössenordnung tiefer angesetzt als im Oberen Muschelkalk. Effektiv kann das Potenzial im Einzelfall höher liegen. Als Stimulationsfaktor wird ein Wert von 2.5 angenommen.

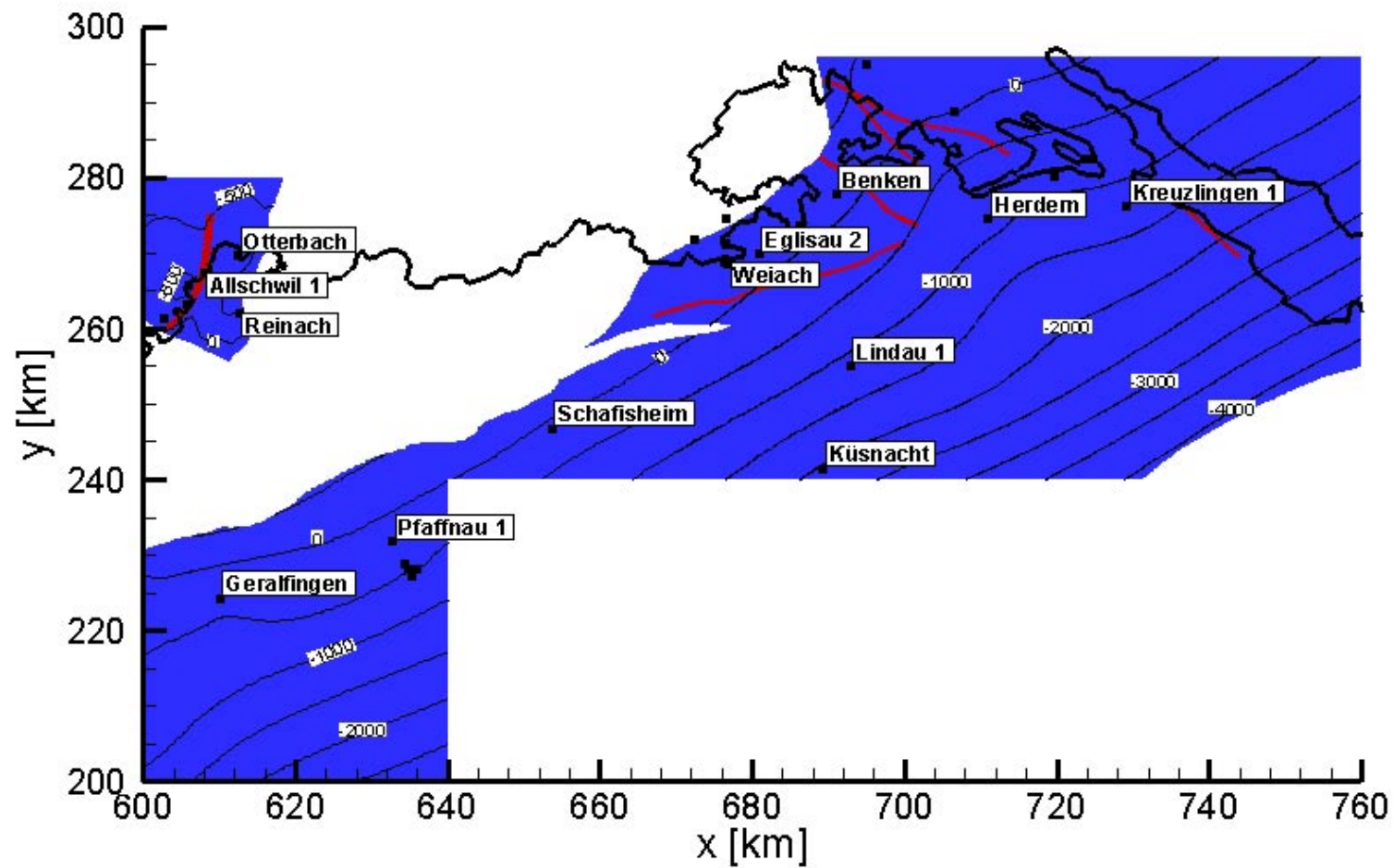
Die einzelnen Bohrungen des Oberen Malm zeigen unterschiedliche Schichtmächtigkeit an, die generell nach Südosten zunimmt. Diese Variabilität wird bei der Berechnung des geothermischen Potenzials berücksichtigt (siehe Figur 33). Sie basiert auf den seismischen Daten (siehe Figur 17) und Isohypsenkarten aus Nagra Berichten (Nagra, 1988).

Die mittlere Temperaturverteilung im Oberen Malm liegt zwischen 10 bis maximal 180 °C (siehe Figur 34). Die geschätzte thermische Leistung p_{th} nimmt aufgrund zunehmender Aquifermächtigkeit generell nach Osten leicht zu (siehe Figur 35). Im ungestörten Bereich wird eine Leistung, p_{th} , von maximal 2 MW_{th} geschätzt. Im Bereich der Störungszonen könnte p_{th} bis gegen 8 MW_{th} steigen.

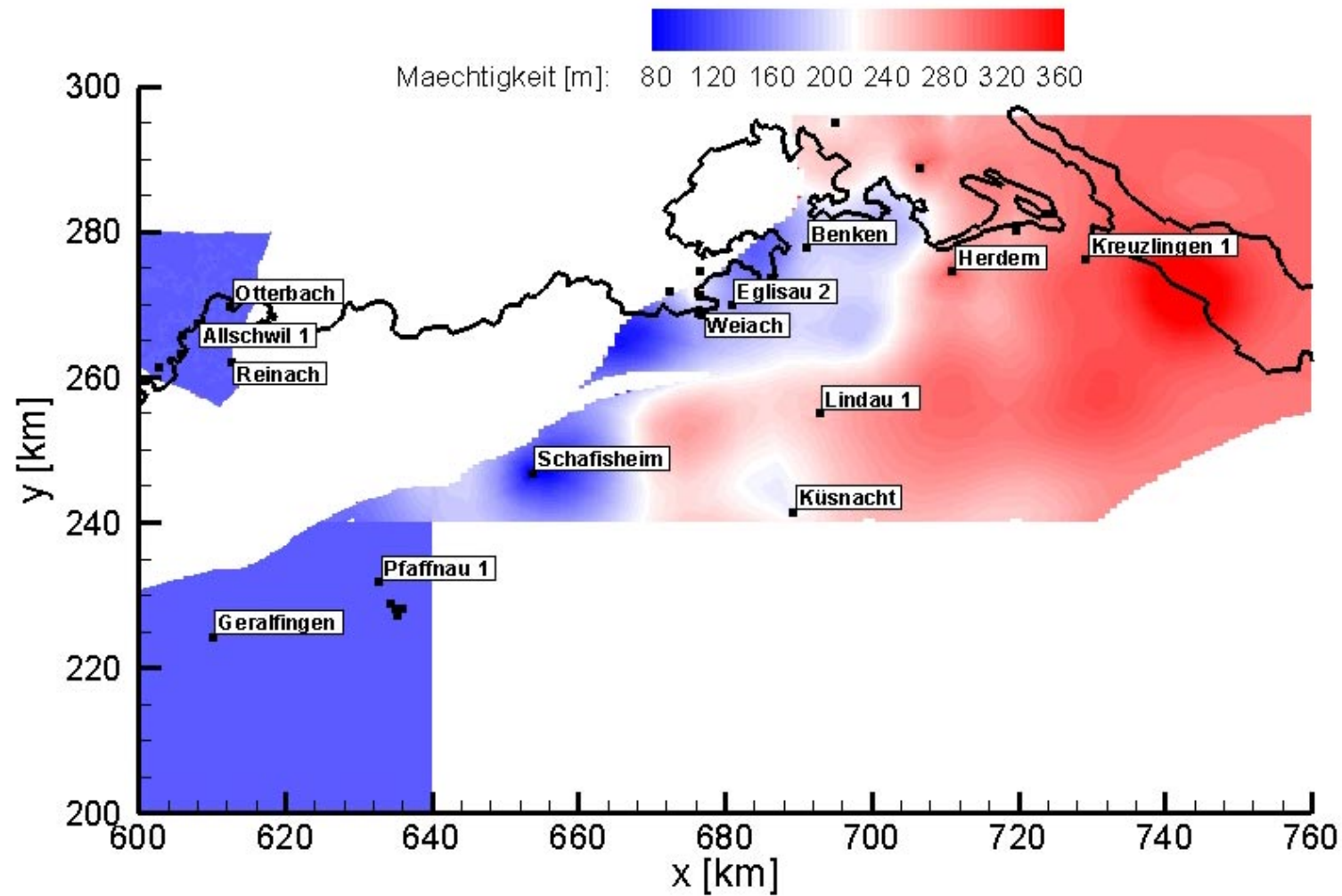
E_{HIP} würde 209'000 PJ betragen (Volumen ca. 1'500 km³, mittlere Temperatur 80 °C), effektiv gefördert werden könnte E_{ut} = 81 PJ, woraus ein sehr kleiner Gewinnungsfaktor (<0.1 %) resultiert. Mit 36 PJ stammt 44 % der nutzbaren Energie aus der Ressourcenklasse 2 und 45 PJ (55 %) aus der Klasse 3. Ca. 1 % stammt aus Bereichen ausserhalb der betrachteten Ressourcenklassen. Pro km³ wären im Oberen Malm < 0.1 PJ nutzbar, deutlich weniger als im Kristallin oder im Oberen Muschelkalk. In vereinzelt Gebieten, in denen keine sekundäre Auffüllung der Klüfte durch Sedimentation erfolgt ist, kann jedoch von einer weitaus höheren hydraulischen Leitfähigkeit und damit einer deutlichen Erhöhung von E_{ut} ausgegangen werden. Tabelle 9 fasst die Berechnungsergebnisse zusammen.

Tabelle 9: Simulationsergebnisse der theoretisch verfügbaren Energie E_{HIP} und der nutzbaren Energie E_{ut} im Oberen Malm für das gesamte Untersuchungsgebiet bzw. für einzelne Ressourcenklassen.

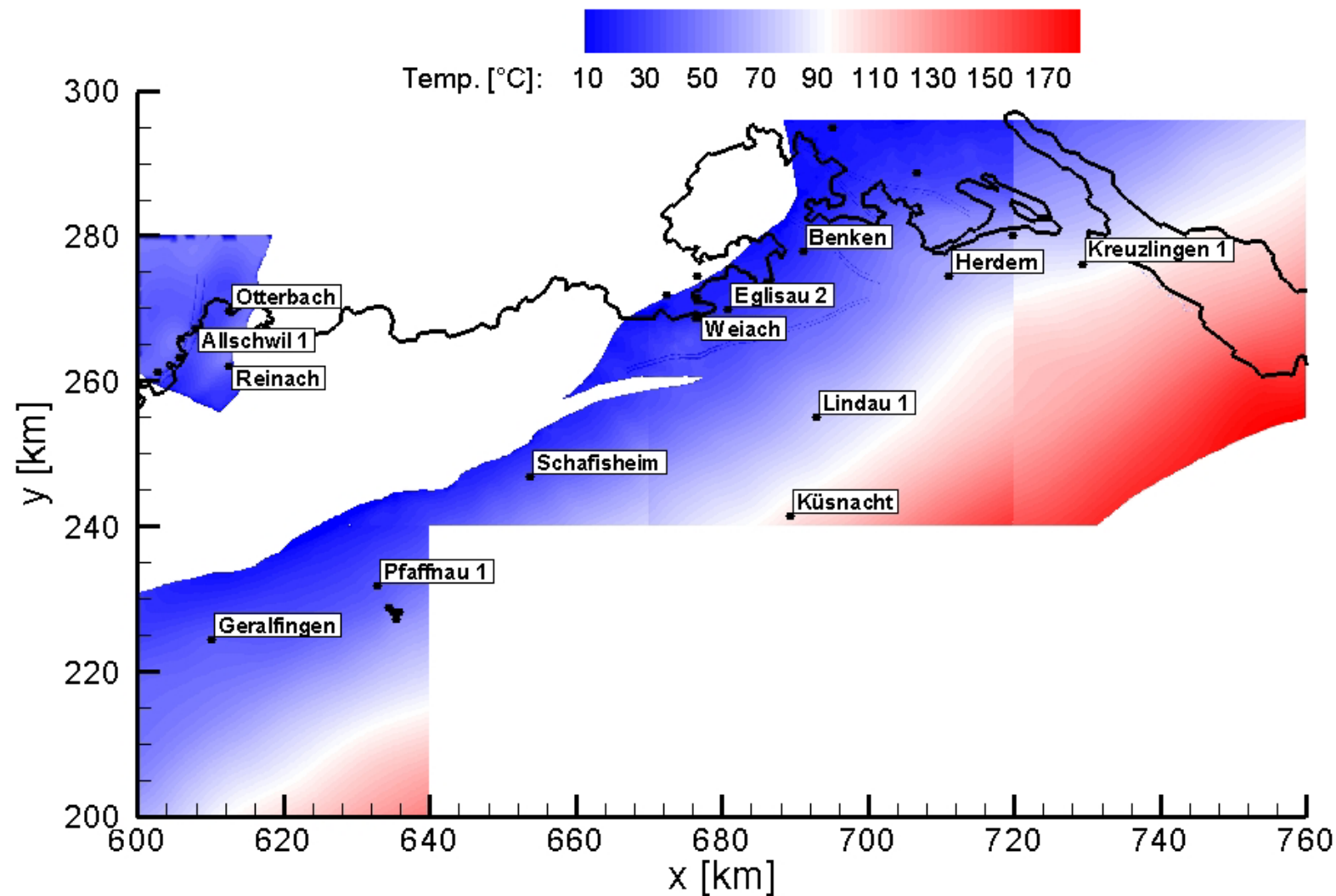
E_{HIP}	total	209'000 PJ
	pro 1 km ³	
	total	140 PJ
E_{ut} über 30 Jahre Entzug	total	81 PJ
	davon Res.Klasse 2	36 PJ
	Res.Klasse 3	45 PJ
	pro 1 km ³ Res.Klasse 2	0.04 PJ
	Res.Klasse 3	0.09 PJ



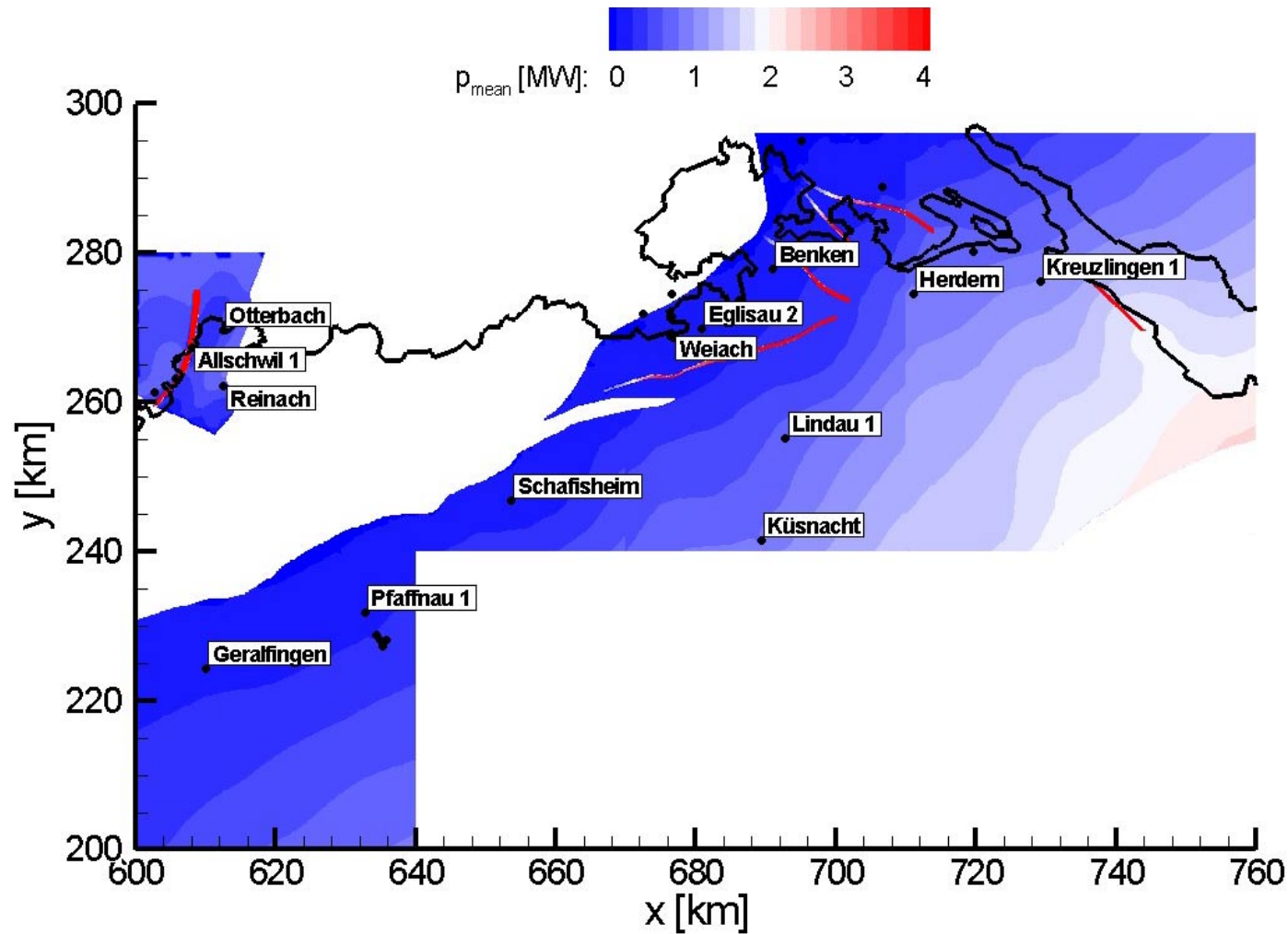
Figur 32: Isohypsenkarte Top Oberer Malm mit Störungszonen (rot) (vergleiche Figur 15 und Figur 16). Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen den Obere Malm erbohrt wurde (siehe Tabelle 13 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 33: Isopachenkarte des Oberern Malm. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen den Obere Malm erbohrt wurde (siehe Tabelle 13 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 34: Mittlere Temperatur im Oberen Malm. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen den Obere Malm erbohrt wurde (siehe Tabelle 13 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 35: Geschätzte, mittlere geothermische Leistung im Oberen Malm. Unter den im Text erwähnten Modellannahmen könnte während 30 Jahren im Mittel insgesamt eine Nutzenergie E_{ut} von etwa 209'000 PJ gefördert werden. Die theoretisch verfügbare Energie E_{HIP} in dieser Schicht wäre etwa 81 PJ. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen der Obere Malm erbohrt wurde (siehe Tabelle 13 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.

7.3.5 Energieressource "Obere Meeresmolasse"

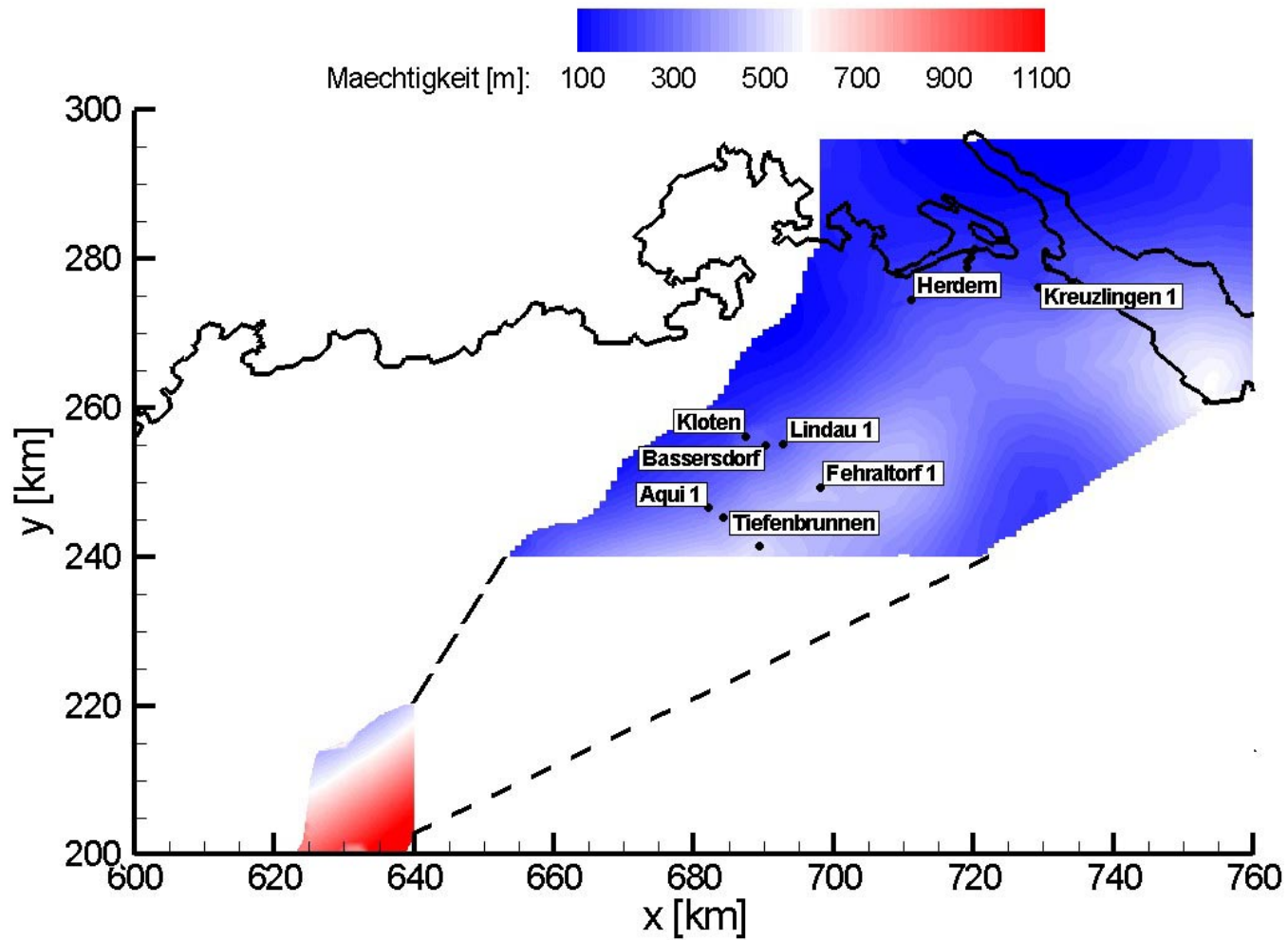
Die Obere Meeresmolasse ist der geothermisch meist genutzte Aquifer in der Schweiz. Die Nutzung ist generell auf Niedrigtemperatur-Systeme unterhalb von 40 °C beschränkt. Figur 36 zeigt die Isohypsenkarte "Top OMM". Störungszonen werden nicht berücksichtigt, da sie beim geologischen Aufbau der OMM nur eine untergeordnete Rolle für die Wasserwegsamkeit spielen (siehe Kapitel 5.6). Es wird eine einheitliche hydraulische Leitfähigkeit von $2 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ verwendet (siehe Tabelle 4). Auch die Obere Meeresmolasse weist eine deutliche Variation der Mächtigkeit auf, die bei der Berechnung des geothermischen Potenzials berücksichtigt wird (siehe Figur 37).

Figur 38 stellt das mittlere Temperaturniveau im Aquifer dar. Die Temperaturen liegen hier nur noch bei maximal 60 °C und die Temperaturverteilung zeigt bereits deutlich den Einfluss der Topographie. Diese tiefen Reservoirtemperaturen sind auch der Grund dafür, dass nur ein kleiner Teil des geothermischen Potenzials in diesem Aquifer enthalten ist, trotz der grossen Mächtigkeit. So berechnet sich eine geothermische Leistung p_{th} von bis zu 20 MW (siehe Figur 39).

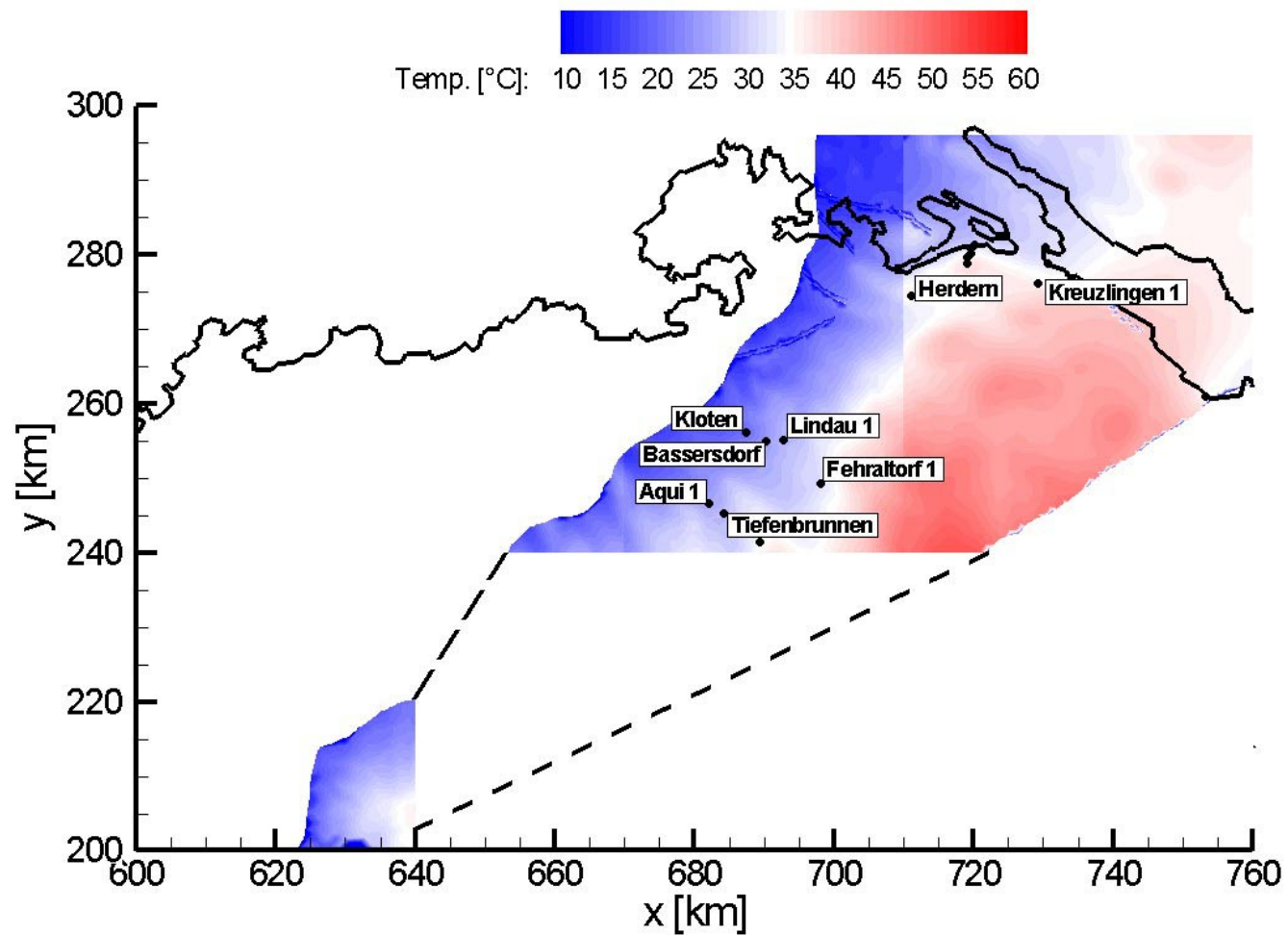
E_{HIP} wird in der Oberen Meeresmolasse der Nordschweiz auf 49'500 PJ geschätzt (Volumen ca. 1'300 km³, mittlere Temperatur 30 °C), davon wären mit einer Dublettennutzung $E_{ut} = 2'500 \text{ PJ}$ während 30 Jahren effektiv förderbar. Auf ein Gesteinsvolumen von 1 km³ bezogen wären dies $E_{ut} = 2 \text{ PJ}$. Der Gewinnungsfaktor liegt bei 5.3 %. Der gesamte Obere Meeresmolasse ist der Ressourcenklasse 2 zuzuordnen. Die Ergebnisse der Berechnung fasst Tabelle 10 zusammen.

Tabelle 10: Simulationsergebnisse der theoretisch verfügbaren Energie E_{HIP} und der nutzbaren Energie E_{ut} in der OMM für das gesamte Untersuchungsgebiet bzw. für die Ressourcenklasse 2.

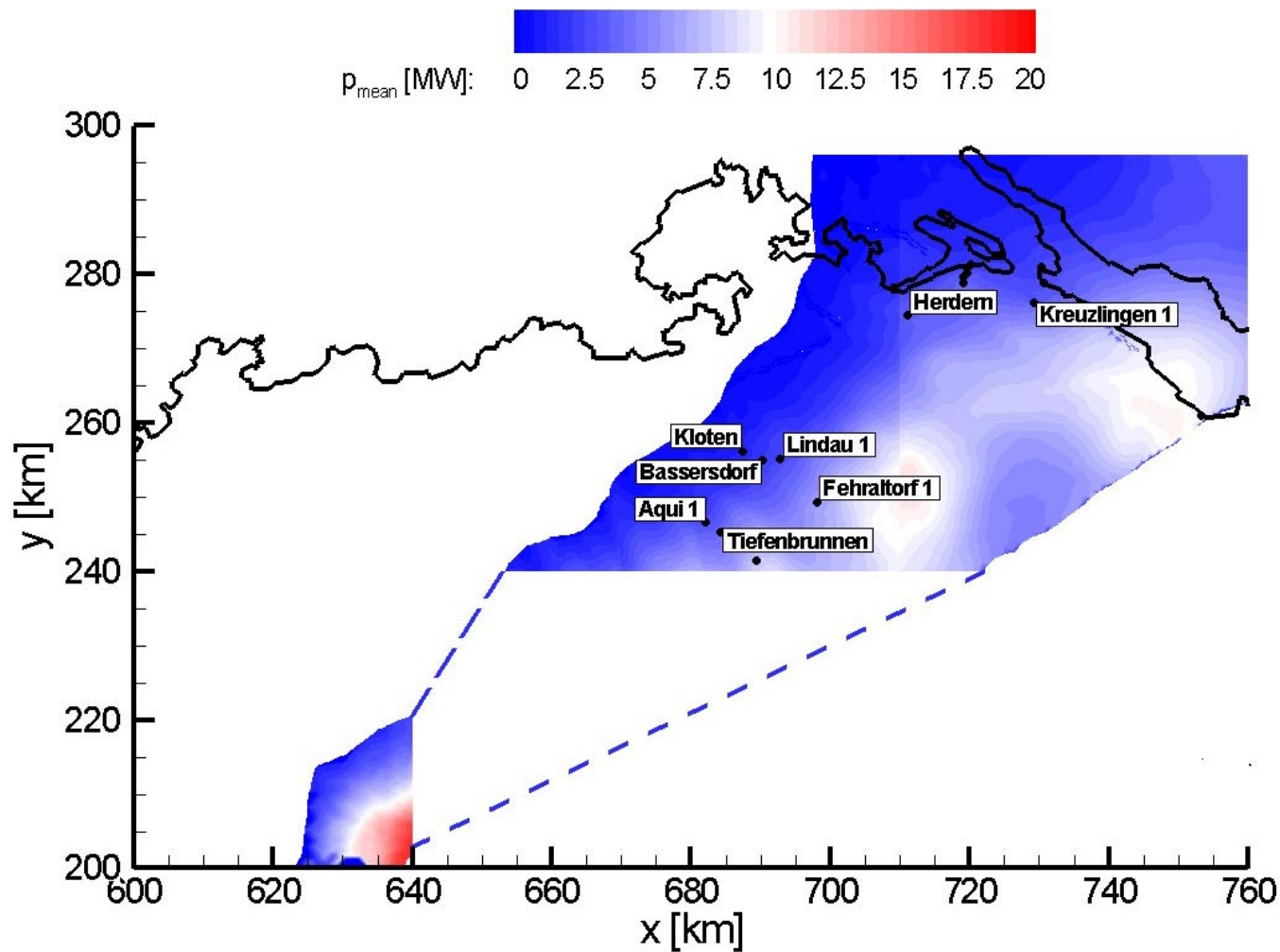
E_{HIP}	total	49'500 PJ
	pro 1 km ³ total	40 PJ
E_{ut} über 30 Jahre Entzug	total	2'500 PJ
	Res.Klasse 2	2'500 PJ
	pro 1 km ³ Res.Klasse 2	2 PJ



Figur 37: Isopachenkarte der Oberen Meeresmolasse. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen die Obere Meeresmolasse erbohrt wurde (siehe Tabelle 14 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 38: Mittlere Temperatur in der Oberen Meeresmolasse. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen die Obere Meeresmolasse erbohrt wurde (siehe Tabelle 14 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.



Figur 39: Geschätzte, mittlere geothermische Leistung in der Oberen Meeresmolasse. Unter den im Text erwähnten Modellannahmen könnte während 30 Jahren im Mittel insgesamt eine Nutzenergie E_{ut} von etwa 2'600 PJ gefördert werden. Die theoretisch verfügbare Energie E_{HIP} in dieser Schicht wäre 49'400 PJ. Die schwarzen Punkte markieren Bohrungen, in denen die Obere Meeresmolasse erbohrt wurde (siehe Tabelle 14 im Anhang). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur Bohrungen mit Temperaturdaten beschriftet.

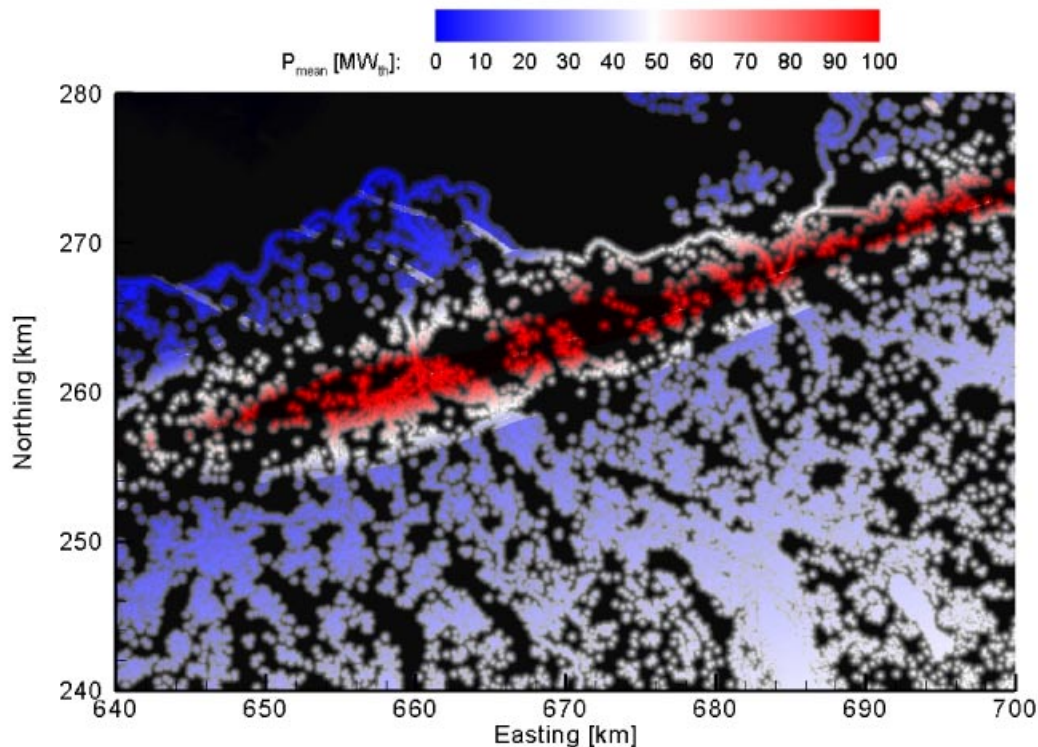
7.4 Geothermisch interessante Regionen für EGS-Nutzung im Kristallin

Mit dem für den "Geothermischen Ressourcenatlas der Schweiz" gewählten Analyseverfahren können Temperatur- oder Produktionsinformationen für beliebige Strukturen (Isohypsenkarten der geologischen Einheiten) oder Tiefenbereiche (mögliche Bohrtiefe) bestimmt werden. Diese Ergebnisse sind mit weiteren Daten kombinierbar. Zum Beispiel können geothermische Leistungskarten mit GIS-Daten verschnitten und dadurch Tiefeninformationen und Oberflächennutzung zusammengefasst werden. Verschiedene Kriterien können so zusammengefügt werden, dass ideale Standorte für verschiedene, zukünftige Nutzungsszenarien identifiziert werden können. Für die Nutzung von Niedertemperatur-Ressourcen sind zum Beispiel Standorte in der Nähe von Industrie- und Wohngebäuden ideal, da geothermische Energie zu Heizzwecken in Abnehmernähe produziert werden muss. Für Stromproduktion sind vor allem Industriegebiete interessant, da sich hier möglicherweise Abnehmer für die grosse Menge an anfallender Restwärme finden. Zusätzlich ist bei der Stromproduktion eine Kühlung nötig. Für Kühlzwecke bei der Stromproduktion werden erhebliche Mengen an Wasser benötigt, was wirtschaftlicher ist als Luftkühlung.

Im Folgenden werden exemplarisch für das Untersuchungsgebiet NOS I Gebiete anhand der Oberflächennutzung bestimmt, die sich maximal 200 m von Gebäuden und 500 m von einem Oberflächengewässer befinden. Es sind Regionen, in denen Kühlwasser für die Stromproduktion sowie potentielle Abnehmer für die Restwärme vorhanden sind. In Figur 40 sind diese über die geothermische Potenzialkarte des verwitterten, oberen Kristallin projiziert (vergleiche Figur 28). Deutlich erkennbar bilden sich die Flussläufe (z.B.: Rhein, Aare) und Seen (z.B.: Zürich See) sowie die Bevölkerungsdichte ab. Gute Bedingungen können zum Beispiel für den Raum Baden-Brugg identifiziert werden. Hier, im Bereich der südlichen Randstörung des Permokabron-Troges, können für die angenommene Dublettennutzung in einem Tiefenbereich von ungefähr –2000 bis –4000 m ü.M. geothermische Leistungen von gegen 100 MW erwartet werden.

Dieses Vorgehen kann politische und wirtschaftliche Entscheidungsgrundlagen liefern, da Untergrundinformationen und Abnehmer auf einer Karte zusammengefasst sind. Dabei ist der geothermisch sinnvollste Ort nicht unbedingt der idealste Standort bezüglich Abnehmer. Figur 40 zeigt nur eine mögliche Kombination von Informationen. Beliebige weitere Kombinationen sind möglich, wie zum Beispiel die Leistungen in bestimmten Tiefen (= bestimmte Bohrkosten) kombiniert mit Gebieten in der Nähe von Gewässern für EGS-Systeme zur reinen Stromproduktion.

In diesem Zusammenhang muss darauf hingewiesen werden, dass diese Datenevaluation nur einen ersten Ansatz darstellt und auf regionalen Erhebungen basiert. Für eine weiterführende, lokale Bewertung müssten zusätzlich bereits verfügbare oder neu zu erfassende Daten detailliert berücksichtigt werden. Dadurch werden die Geologie und Störungszonen lokal genauer identifiziert und so die geothermischen Ressourcen besser charakterisiert. Beispiele für solche lokalen Detailuntersuchungen wurden in Andenmatten und Kohl (2003) gezeigt. In Zukunft sollten die Kriterienliste für die notwendigen Bedingungen zum Bau von EGS Systemen ergänzt und wenn nötig auch verfeinert werden. Erste Vorarbeiten wurden in Zusammenarbeit mit der ETH Zürich bereits durchgeführt.



Figur 40: Potentielle geothermische nutzbare Leistung aus dem Kristallin in der Nordschweiz überlagert mit einer Nutzungsanalyse an der Oberfläche. Die farbigen, hellen Bereiche stellen Regionen dar, die maximal 200 m von einem bebauten Gebiet und 500 m von einem Oberflächengewässer entfernt sind.

8. Schlussfolgerung

Die erste Phase des Projektes "Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz" ist durch die Analyse des geothermischen Potentials im Gebiet der Nordschweiz zwischen Bodensee, Basel und Solothurn abgeschlossen. In einer weiteren Phase wird der verbleibende, südlich-westliche Teil des Schweizer Mittellandes bis nach Genf untersucht werden. Die hier vorgelegte Arbeit beschreibt das gewählte Vorgehen und die wichtigsten Schritte, die zu der dynamischen 3D Ressourcenevaluation benötigt werden. Dieser Ansatz wurde gewählt, da die zeitabhängigen Aspekte bei der geothermischen Produktion (mögliche Temperaturabnahme) eminent sind und für eine Bewertung der geothermischen Bodenschätze der Schweiz nicht vernachlässigt werden dürfen. Im hier publizierten Ansatz wurde ein Dublettensystem gewählt, welches eine Ressource über ein 30 Jahreszeitraum auf nachhaltige Weise nutzt.

Unseres Wissens wurde international die hier vorgestellte Methode zur Bestimmung des geothermischen Potenzials im Untergrund noch nicht angewendet. Die Neuerung des Vorgehens beziehen sich auf die Kombination von

- Digitaler Datenerfassung und Datenanalyse
- Kalibration und Modellierung der Untergrundtemperatur basierend auf geologischen Strukturmodellen
- Anwendung eines dynamischen Nutzungskonzeptes

- Kombination von Tiefenstrukturen und -daten mit einer GIS Darstellungen bestehender Oberflächeninfrastruktur

Durch die vollumfänglich digitale Datenerfassung können in Zukunft neu erhobene Daten einfach in das Analyseschema einbezogen werden, wodurch eine Aktualisierung der Ressourcenevaluation mit geringem Aufwand durchgeführt werden kann. Durch die Entwicklung des Software-Tools *Geoprod-uctivity* können geologische und hydrogeologische Untergrundsstrukturen mit der Temperaturverteilung kombiniert und das regionale, tiefenabhängige geothermische Potenzial bestimmt werden. Ebenso lassen sich neue anlagentechnische Aspekte (z.B. Singlet- anstatt Dublettensysteme oder unterschiedliche Nutzungszeiten) auf einfache Weise bewerten.

Eine Ressourcenanalyse hängt von verschiedenen Faktoren ab: Verfügbarkeit von hydraulischen und thermischen Bohrlochdaten, systematische geologische Untersuchungen und geeignete numerische Analysetools. Für das hier betrachtete Gebiet standen gute Datensätze und geologische Erkundungen aus einem Messprogramm der Nagra zur Verfügung. Um daraus das geothermische Potenzial im Untergrund zu bestimmen, waren etliche Schritte nötig. Das geologische 3D Modell musste in ein numerisches 3D FE Berechnungsmodell umgewandelt werden, womit die Temperatur im Untergrund abgeschätzt werden konnte. Die Sichtung der vorhandenen Temperaturdaten zeigte, dass numerische Modellierungen zum Teil die einzige Möglichkeit sind, das Temperaturfeld in grösserer Tiefe abzuschätzen. Die erzielte Qualität der Temperaturmodellierung ist allgemein sehr gut, auch in Gebieten, in denen die Geologie vereinfacht wurde und die Materialparameter partiell homogenisiert werden mussten. Die Resultate weisen darauf hin, dass im Untersuchungsgebiet diffusive Transportprozesse über advective dominieren, obwohl im lokalen Massstab advective Einflüsse identifiziert werden konnten.

Die Untersuchung konzentrierte sich auf vier verschiedene geologische Einheiten: Oberes Kristallin, Oberer Muschelkalk, Oberer Malm und Oberere Meeresmolasse. Die Obere Meeresmolasse kann der Ressourcenklasse 2 (Wärmeproduktion zu Heizzwecken) zugeschrieben werden. Im Kristallin, im Oberen Muschelkalk und im Oberen Malm gibt es sowohl Bereich in der Ressourcenklasse 2 wie auch in der Ressourcenklasse 3 (Strom- und Wärmeproduktion zu Heizzwecken). Über die Dauer von 30 Jahren könnte theoretisch aus der Ressourcenklasse 2 total etwa 8 EJ gefördert werden und aus der Ressourcenklasse 3 11 EJ. Bezogen auf ein Jahr liesse sich damit der gesamte Schweizer Primärenergieverbrauch von 1.3 EJ pro Jahr theoretisch zu 50 % alleine aus der Nutzung dieser beiden Ressourcenklassen in den untersuchten Gebieten der Nordschweiz decken. Zukünftig ist durch die Nutzung weiterer Ressourcenklassen mit einem bedeutend grösseren geothermischen Potenzial zu rechnen.

Aufgrund der identischen Annahmen kann der relative Unterschied der berechneten Produktivitäten in einem Horizont einfach bewertet werden und als Grundlage einer Optimierung mit bestehender Oberflächeninfrastruktur herangezogen werden. Eine absolute Bewertung der hier vorgelegten Zahlen ist aufgrund der getroffenen Annahmen nicht durchführbar. Die Angaben über nutzbare geothermische Energie geht von dem optimistischen Szenario aus, dass die angenommenen Dubletten-Anlagen regelmässig über das ganze Untersuchungsgebiet verteilt sind, wobei ein minimaler Abstand zwischen den Bohrungen von 200 m fixiert wird. Die tatsächliche Anlagendichte und damit die realistisch förderbare geothermische Energie wird sicherlich geringer ausfallen, da die gemachte Annahme einer - aus geothermischer Sicht - optimalen Aneinanderreihung von Anlagen mit minimiertem Platzbedarf entspräche. Weiter hängt der mögliche Energieentzug stark von den hydraulischen Eigenschaften im Gestein ab. Es können lokal deutliche Unterschiede zu den hier verwendeten Durchschnittswerten bestehen, wobei durchaus auch eine stärkere Nutzung resultieren könnte. Dieser Effekt wird aber durch das Anlageschema kompensiert, das bei höherer Eignung eine grössere Anlagegrösse bei identischem Gewinnungsfaktor vorsieht. Allerdings können lokal bestimmt auch geringere Leitfähigkeiten auftreten, die keine geothermische Nutzung zulassen würde. Andererseits ist das gewählte

Szenario einer gleichbleibend guten Fördertemperatur eher konservativ. Bei realen Systemen würde man auch eine Abkühlung von wenigen Grad in einer Wirtschaftlichkeitsanalyse zulassen.

Neben einem geeigneten Untergrund ist für den Bau von Geothermie-Anlagen zum Beispiel die existierende Oberflächeninfrastruktur oder die Verfügbarkeit von Kühlwasser von Bedeutung. In dieser Studie wurde exemplarisch durch Kombination mit Oberflächendaten (Besiedlung, Oberflächengewässer, etc.) gezeigt, dass nur ein Teil des Gesamtgebietes auch sinnvoll genutzt werden könnte. Mit dieser kombinierten Geothermie-GIS Datenbewertung können beliebige Nutzungsszenarien mit dem geothermischen Potenzial im Untergrund verbunden werden. Der Ressourcenatlas der Schweiz kann so als Entscheidungsgrundlage für zukünftige Geothermieprojekte dienen.

Abschliessend soll festgehalten werden, dass die betrachteten geologischen Einheiten nur einen kleinen Teil der geothermischen Bodenschätze der Schweiz repräsentieren. Neben möglichen lokalen Aquifereigenschaften wurde insbesondere das tiefe Kristallin nicht in die Analyse einbezogen. Aufgrund des zunehmenden Energiebedarfs aus CO₂ freien Rohstoffen kann davon ausgegangen werden, dass zukünftig hierüber ein besserer Kenntnisstand herrscht, der eine Bewertung erlauben würde.

9. Literaturverzeichnis

- Andenmatten, N., 2002. Evaluation du potentiel Géothermique en Suisse: Une première étape. Travail de Diplôme. Eidgenössische Technische Hochschule ETH.
- Andenmatten, N., Kohl, T., 2003. Evaluation du potentiel géothermique en Suisse - rapport annuel, Commission Suisse de Géophysique.
- Affolter, Th., Gratier, J.P. 2004. Map view restoration of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. J.G.R. 109 B03404, doi: 10.1029/2002JB002270, 2004.
- Althaus, H. E. (E. Rickenbach), 1947: Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, Teil I: Die ölführende Molasse zwischen Genfer- und Neuenburgersee. Über geologische Untersuchungen im Gebiet der ölführenden Molasse in Genf. - E. Rickenbach: Vorkommen von bituminösen Schiefern. Asphaltvorkommen. Erdgasvorkommen. Beiträge Geol. Karte CH, Geotechn. Serie 26/1
- Althaus, H.E. & Rickenbach, E. 1952: Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Teil. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 26, 79p.
- Arbeitsgruppe Geothermik, 1988. Geothermische Prospektion im Raume Schinznach Bad – Baden. Editoren: Gorhan, H.L., Griesser, J.C., Beiträge zur Geologie der Schweiz, Herausgeber: Schweizerische Geotechnische Kommission. Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern.
- Arn et al., 2005. Geologischer Atlas Schweiz, Kartenblatt Nyon No. 117, Notice Explicative.
- Berger, J.P. (2006)
http://comp1.geol.unibas.ch/modules.php?name=Downloads&d_op=viewdownload&cid=7&min=0&orderby=titleA&show=10
- Berger, J.-P. 1996. Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur - Miocène moyen). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie
- Blaser, P.; Gubler, T.; Küpfer, T.; Marschall, P.; Matter, A.; Matyas, J.; Meier, B.P.; Müller, W.H.; Schlanke, S.; Schlunegger, F.; Sieber, N.; Wyss, E., 1994. Geothrmiebohrung Bassersdorf: Charakterisierung der Oberen Meersmolasse und Unteren Süsswassermolasse. Nagra Technischer Bericht, NTB 94-01, Wettingen.
- Birkhäuser, P., Roth, P., Meier, B. and Naef, H., 2001. 3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland, Nagra Technical Report (NTB 00-03), Wettingen (Switzerland).
- Bitterli-Brunner, P., 1988. Geologische Übersicht über die Basler Region. Veröffentlichung aus dem Naturhistorischen Museum Basel, Nr. 19. Birkhäuser, Basel – Bosten, 2. Auflage.
- Büchi, U.P., 1981. Geothermische Datensynthese der Schweiz. Schriftenreihe des Bundesamtes für Energiewirtschaft. Studie Nr. 26, Benglen.
- Büchi, U.P., 1983. Bericht 2000. Blatt 26. Geologiebüro Dr. Büchi.
- Bundesamt für Statistik, 2005. Statistical Yearbook of Switzerland - Country portraits.
<http://www.bfs.admin.ch/bfs/portal/en/index/international/laenderportraits.html>
- Burkhard, M. 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). Eclogae geologicae Helveticae 83(3), 559-583.
- Burkhard, M. 1999. Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit. In: Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (edited by Löw, S., Wyss, R., Briegel, U., Oddson, B. & Schlickenrieder, L.). Balkema, Rotterdam, 45-56.

- Chenevart, C. J., Riesen, A. R. 1985. Possible significance of Eurafrikan wrench-fault zones: differential drift and driving mechanism. *Bulletin der Vereinigung Schweizerischen Petroleum-Geologen und -Ingenieure* 51(121), 23-58.
- Clauser, C. et al., 1997. The thermal regime of the crystalline continental crust; implications from the KTB. *Journal of Geophysical Research*, B102(8): 18,417-18,441.
- Clauss, B., 1987. Numerische Modellierungen der tektonischen Spannungen in der Nordschweiz. Diplomarbeit am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe.
- Coolbaugh, M.F., Sawatzky, D.L., Oppliger, G.L., Minor, T.B., Raines, G.L., Shevenell, L.A., Blewitt, G., Louie, J.N., 2003. Geothermal GIS Coverage of the Great Basin, USA: Defining Regional Controls and Favorable Exploration Terrains. Annual Meeting of the Geothermal Resources Council (GRC) 2003, Morelia, Mexico and published in the GRC Transactions, v. 27.
- Delacou, B., Sue, Ch., Champagnac, J.D., Burkhard, M. 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753-774.
- Diebold, P., 1989. Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. *Beiträge zur Geologie der Schweiz*, Nr. 81, Bern.
- Diebold, P., Naef, H., Ammann, M., 1991. Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz: Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen – Beilageband. Nagra Technischer Bericht, NTB 90-04.
- Echtler, H., and Chauvet, A., 1991-1992. Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany), *Geodynamica Acta*, 5, 37-49.
- Elektrowatt, 1998. Thermalbohrung Tiefenbrunnen.
- Erard, P. F. 1999. Traitement et interprétation de cinq lignes sismiques réflexion à travers le Plateau molassique et les Préalpes suisses, de Bienne à Lenk. Unpublished Doctorat thesis, Lausanne.
- Fischer, H., Luterbacher, H. 1963: Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 (Kt. Fribourg) und Altishofen 1 (Kt. Luzern). *Matér. Carte Géol. Suisse* [n.s.] 115,
- Fischer, H., 1969. Übersichtstabelle zur Geologie der weiteren Umgebung von Basel.
- Geister-Frantz, M. 1987. Données géothermiques des aquifères du Dogger au pied Sud du Jura suisse. *Bull. Centre d'Hydrogéologie Neuchâtel (CHYN)* 7, 31-47.
- Geoform, 1995. Thermalwassernutzung Kreuzlingen-2, Hydrogeologischer Kurzbericht.
- Giardini, D., Wiemer, S., Fäh, D., Deichmann, N., 2004. Seismic Hazard Assessment of Switzerland. *Schweizerischer Erdbebendienst*.
- Gringarten, A.C., 1978. Reservoir lifetime and heat recovery factor in geothermal aquifers used for mountainous terrain: a model study. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B7), 9439 – 9451.
- Graf, H.R., 1993. Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Diss. ETH Zürich Nr. 10205.
- Gonzalez, R., 1990. Geometrie und Kinematik der Zeininger Bruch-Zone und eine Diskussion möglicher spätpaläozoischer Strukturen, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83, 513-523.
- Gürler B., Hauber L. und Schwander M., 1987. Die Geologie der Umgebung von Basel. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*.
- Hauber, L., 1993. Der Südliche Rheingraben und seine geothermische Situation. *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. U. Ing.*, Vol. 60, Nr. 137, Dezember 1993, 53-69.
- Heim, A. 1921. *Geologie der Schweiz*. Tauchniz, Leipzig.

- Himmelsbach, T., 1993. Untersuchungen zum Wasser- und Stofftransportverhalten von Störungs- zonen im Grundgebirge (Albgranit, Südschwarzwald), Schriften angewandte Geologie Karlsruhe Nr. 23
- Jordi, H.A. 1990: Tektonisch-strukturelle Übersicht Westschweizerisches Molassebecken. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 56, 1-11.
- Jung, R., Weidler, R., 2000. A conceptual model for the stimulation process of the HDR-system at Soultz. Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 24, September 24 – 27, 2000.
- Jung, R. et al., 2002. Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung und der geothermischen Kraft-Wärmekopplung (KWK) in Deutschland, BGR & Institut für Geo- wissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover.
- Jung, R., Röhling, S., Rogge, S., Schellschmidt, R., Schulz, R., Thielemann, T., 2002. Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung und der geothermischen Kraft- Wärmekopplung in Deutschland. Abschlussbericht BGR und GGA, Hannover.
- Kahle, H. G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beut- ler, G., Bauersima, I., Pfiffner, O. A. 1997. Recent crustal movements, geoid and density distribu- tion; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps (edited by Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, S. & Steck, A.). Birkhaeuser Verlag, Basel, 251-259.
- Kastrup, U. 2002. Seismotectonics and stress field variations in Switzerland. PhD thesis No. 14527, ETH-Zürich. <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=diss&nr=14527>
- Keller, B., 1992. Hydrogeologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissenstand und weiterführende Betrachtungen. Eclogae geol. Helv., 85/3, 611-651.
- Kohl, T., Hopkirk, R.J., 1995. "FRACTure" a simulation code for forced fluid flow and transport in frac- tured porous rock. Geothermics, 24(3): 345-359.
- Kohl, T., 1999. Transient thermal effects below complex topographies. Tectonophysics 306, 311–324.
- Kohl, T., Bächler, D., Rybach, L., 2000. Steps towards a comprehensive thermo-hydraulic analysis of the HDR test site Soultz-sous-Forêts. Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, May 28 – June 10, 2000, 2671 – 2676.
- Kohl, T., Andenmatten, N., Rybach, L., 2003. Geothermal resource mapping - example from northern Switzerland. Geothermics 32, 721 – 732.
- Kohl, T., Signorelli, S., Engelhardt, I., Andenmatten Berthoud, N., Sellami, S., Rybach, L., 2005. De- velopment of a regional geothermal resource atlas. J. Geophys. Eng., 2, 372 – 385.
- Lavigne, J., 1978. Les ressources géothermiques françaises - Possibilités de mise en valeur. Annales des mines, 4: 57-72.
- Laubscher, H. P. 1985. The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Nagra, NTB 85-53 Baden.
- Laubscher, H. P. 1986. The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Geologische Rundschau 75(3), 535-553.
- Legarth, B., Tischner, T., Huenges, E., 2003. Stimulation experiments in sedimentary, low-enthalpy reservoirs for geothermal power generation, Germany. Geothermics 32, 487 – 495.
- Leu, W., Keller, B., Mégel, T., Schärli, U. and Rybach, L., 1999. Geothermische Eigenschaften Schweizer Molassebecken (Tiefenbereich bis 500m), Bundesamt für Energie.

- Lepage, F., 2002. Triangle and tetrahedral meshes for geological models, GOCAD user meeting, Nancy France.
- Lund, J.W., Freeston, D.H. and Boyd, T., 2005. World-Wide Direct Uses of Geothermal Energy 2005, Proceedings World Geothermal Congress 2005; Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.
- Marillier, F., Eichenberger, U., Sommaruga, A., 2005. Seismic synthesis of the Swiss molasses basin. Schweizerische Geophysikalische Kommission.
- Mazurek, M., 1998. Geology of the crystalline basement of Northern Switzerland and derivation of geological input data for safety assessment models. Nagra Technischer Bericht, NTB 93-12, Wettingen.
- McKelvey, V.E., 1972. Mineral Resources estimates and public policy. American Scientist, 60: 32-40.
- Medici F., Rybach L., 2002. Switzerland. In: Atlas of geothermal resources in Europe. S. Hurter and R. Haenel (Eds.). Publication number EUR17811 of the European commission.
- Meghraoui, M., Delouis, B., Ferry, M., Giardini, D., Huggenberger, P., Spottke, I., Granet, M. 2001. Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. Science 293(5537), 2070-2073.
- Michelot, J. 1992. Le puits de Thoun - Forage d'exploration pétrolière en Suisse, Consortium Pétrolier Fribourgeois et Bernois. Bulletin der Vereinigung Schweizerischen Petroleum-Geologen und -Ingenieure 58(133), 23-32.
- Müller, W.H., Briegel, U., 1980. Mechanical aspects of the Jura overthrust. Eclogae geol. Helv. 73, 1, 239-250.
- Müller, W.H., Naef, H., Graf, H.R., 2001. Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Züricher Weinland. Nagra Technischer Bericht, NTB 99-08, Wettingen.
- Muffler, P., Cataldi, R., 1978. Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. Geothermics, 7, 53 –89.
- Muralt, R., Vautaz, F.D., Schönborn, G., Sommaruga, A., Jenny, J., 1997. Intégration des méthodes hydrochimiques, géologiques et géophysiques pour la prospection d'une nouvelle ressource en eau thermale. Cas d'Yverdon-les-Bains, pied du Jura. Eclogae geol. Helv., 90: 179-197.
- Nagra, 1985. Sondierbohrung Böttstein – Untersuchungsbericht. Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 85-10, Nagra, Baden.
- Nagra, 1988. Sedimentstudie – Zwischenbericht 1988 / Möglichkeiten zur Endlagerung langlebiger radioaktiver Abfälle in den Sedimenten der Schweiz / Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 88-25, Baden.
- Nagra, 1989. Sondierbohrung Weiach - Untersuchungsbericht - Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 88-08, Baden.
- Nagra, 1990. Sondierbohrung Riniken - Untersuchungsbericht - Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 88-09, Nagra, Baden.
- Nagra, 1991a. Sondierbohrung Kaisten - Untersuchungsbericht – Textband. Schweizerische Geotechnische Kommission, Nagra Technischer Bericht, NTB 88-12, Baden.
- Nagra, 1991b. Sondierbohrung Leuggern– Untersuchungsbericht (Gemeinde Leuggern, Kanton Aargau, Schweiz). Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 88-11, Schweizerische Geotechnische Kommission.
- Nagra, 1992a. Sondierbohrung Schafisheim – Untersuchungsbericht (Gemeinde Schafisheim, Kanton Aargau, Schweiz). Textband. Schweizerische Geotechnische Kommission, Nagra Technischer Bericht, NTB 88-10.

- Nagra, 1992b. Sondierbohrung Siblingen - Untersuchungsbericht - Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 90-34, Nagra, Baden.
- Nagra, 1993. Hydrogeologische Modellierungen im Opalinus-Ton und in der Unteren Süsswassermolasse der Nordostschweiz. Textband. Technischer Bericht, NTB 90-14, Wettingen.
- Nagra, 2001. Sondierbohrung Benken – Untersuchungsbericht. Textband. Nagra Technischer Bericht, NTB 00-01, Wettingen.
- NEFF, 1980. Forschungsprojekt Geothermische Energie und unterirdische Wärmespeicherung - Teilprojekt 1: Geothermische Prospektion im Raume Koblenz, Wildegg, Dielsdorf / Schlussbericht, November 1980.
- Pasquier, F., Bouzelboudjen, M., Zwahlen, F. 1999. Sarine/Saane, Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1:100'000. Notice Explicative. Schweiz. Geotechn. Komm. & LHG.
- Pfiffner, O.A., 1993. Palinspastic Reconstruction of the Pre-Triassic Basement Units in the Alps: the Central Alps. IN: Pre-Mesozoic Geology in the Alp (Eds.: Raumer, J.F. and Neubauer, F.), Berlin.
- Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St., Steck, A., (Editors) 1997. Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser, Basel.
- Pfiffner, O. A., Erard Pierre, F., Stäubli, M. 1997. Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4-E6, W1, W7-W10). In: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps (edited by Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, S. & Steck, A.). Birkhaeuser Verlag, Basel, 64-72.
- Philippe, Y. 1995. Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés. Unpublished PhD thesis, Chambéry (Savoie, France).
- Philippe, Y., Coletta, B., Deville, E. & Mascle, A. 1996. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. In: Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands (edited by Ziegler, P. A. & Horvath, F.). Mém. Mus. natn. Hist. nat. 170, 235-261.
- Rath, V., Clauser, 2005. Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe - Fortsetzung, Endbericht zum Auftrag 9X0009-8497-2 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS), Geophysica Beratungsgesellschaft mbH, Stolberg, 209 pp.
- Raymond, D., Defontaines, B., Fehri, A., Dorioz, J. M. & Rudant, J. P. 1996. Néotectonique dans la région sud-lémanique (Haute-Savoie, France): approche multisources (imagerie optique et hyperfréquences, analyse morphostructurale). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89(3), 949-973.
- Rybach, L., Büchi, U.P., Bodmer, Ph., Griesser, J.-C., Israng, L., Kappeler, S., Rellstab, W., Schlanke, S., Weiss, H.P., 1981. Geothermische Datensynthese der Schweiz. Schriftreihe des Bundesamtes für Energiewirtschaft, 26.
- Rybach, L., 1992a. An Attempt to Interpret the Temperature Profile of the KTB Pilot Drill Hole (Germany) by Paleoclimatic Considerations. *Paleogr., Paleoclimatol., Palaeoecol., (Global Planet. Change Sect.)*, 98: 193-197.
- Rybach, L., 1992b. Geothermal potential of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geolo. Helv.*, 85/3, 733-744.
- Sanyal, S.K., Butler, S.J., 2004. An Analysis of Power Generation Prospects from Enhanced Geothermal Systems. *Geothermal Resources Council Transactions*, 29, 131-137.

- Sanyal, S.K., Klein, C.W., Lovekin, J.W., Henneberger, R.C., 2004. National Assessment of U.S. Geothermal Resources – A Perspective. *Geothermal Resources Council Transactions*, 28, 355 – 362.
- Sanyal, S.K., 2005. Classification of Geothermal Systems – A Possible Reservoir Engineering Scheme. *Proc. of the 13th Workshop on Geothermal*, Stanford University, 106-109, CA, U.S.A.
- Schärli, U., Kohl, T., 2002. Archivierung und Kompilation geothermischer Daten der Schweiz und angrenzender Gebiete. ISSN 0253-1186, Schweizerische Geophysikalische Kommission (Beiträge zur Geologie der Schweiz: Geophysik, Nr. 36).
- Sieber, Cassina & Partner, 1992. Überbauung Hohlstrasse 8302 Kloten. Pumpversuch, Massnahmen.
- Schmassmann, H., Balderer, W., Kanz, W., Pekdeger, A., 1984. Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. *Nagra Technischer Bericht*, NTB 84-21, Baden.
- Schneider, A., Schlanke, S., 1986. Sondierbohrungen K1 - K5: Langzeit-Beobachtungen der Tiefengrundwässer. *Nagra Technischer Bericht*, NTB 85-11, Baden.
- Schlunegger, F., Matter, A. & Mange, M. A. 1993. Alluvial fan sedimentation and structure of the southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 86(3), 717-750.
- Schuppli, H. M. 1950: Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, Teil III: Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. *Beiträge Geol. Karte CH, Geotechn. Serie 26/3*.
- Schuppli, H. M. 1952: Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, Teil IV: Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz. Ölgeologische Probleme des Mittellandes östlich der Linie Solothurn-Thun. *Beiträge Geol. Karte CH, Geotechn. Serie 26/4*.
- Schweizerische Geologische Kommission. *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000*, Blätter 22, 59, 72, 79, 80, 113 und Erläuterung, Bern.
- Signorelli, S., Andenmatten Berthoud, N., Kohl, T., 2004. Statistik geothermische Nutzung der Schweiz für die Jahre 2002 und 2003. *Schlussbereich, Bundesamt für Energie*.
- Signorelli, S., Andenmatten Berthoud, N., Kohl, T., 2005. *Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz - Jahresbericht*, Schweizerische Geophysikalische Kommission.
- Singer, C., Gorin, G., 1995. New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Eclogae geol. Helv.*, 88/2: 235-265.
- Sommaruga, A. 1997. Geology of the central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mémoire de la Société des Sciences naturelles de Neuchâtel* 12, 145.
- Spicher, A. 1980. *Tektonische Karte der Schweiz*. Schweiz. Geol. Kommission.
- Stäuble, M., Pfiffner, O. A. 1991. Processing, interpretation and modeling of seismic reflection data in the Molasse basin of Eastern Switzerland. *Eclogae geologicae Helvetiae* 84(1), 151-175.
- Stober, I., 1988. Geohydraulische Ergebnisse. In: Bertleff, B., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E., Werner, J.: *Ergebnisse der Hydrogeothermie-Bohrungen Baden-Württemberg*. *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 30, 27-116.
- Stober, I., 1995. *Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges*, Enke, Stuttgart
- Thierrin, Joseph. 1990 *Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale)* (PDF, 13MB), Thèse Université de Neuchâtel. online @ : http://www.unine.ch/biblio/bc/cyber_liste_fac_inst_FS_geolo.html

- Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J. C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J. R., Coutant, O., Paul, A. & Hatzfeld, D. 1998. The M-L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophysical Journal International* 135(3), 876-892.
- Thury, M., Gautschi, A., Mazurek, M., Müller, W.H., Naef, H., Pearson, F.J., Vomvoris, S., Wilson, W., 1994. Geology and hydrogeology of the crystalline basement of Northern Switzerland. Nagra Technischer Bericht, NTB 93-01, Baden.
- Ustaszewski, K., Schuhmacher, M.E. and Schmid, S., 2005. Simultaneous Normal Faulting and Extensional Flexuring during Rifting – An Example from Southernmost Upper Rhine Graben. (submitted to) *Internat. J. Earth Sci.*
- Vernet, 1972. Geolsche Karte 1:25:000. Blatt Morges.
- Vollmayr, T., Wendt, A. 1987. Die Erdgasbohrung Entlebuch 1, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand. *Bulletin der Vereinigung Schweizerischen Petroleum-Geologen und -Ingenieure* 53(125), 67-79.
- Wilhelm, J. et al. 2003. Evaluation du potentiel géothermique du Canton de Vaud. Rapport final. Groupement PGV (Wilhelm, Bianchetti, Vuataz), mandaté par OFE, programme Géothermie No. Projet 46094, pour Etat de Vaud. online at : http://www.crege.ch/info_downloads.php?lang=de
- Williams, C.F., 2004. Development Of Revised Techniques For Assessing Geothermal Resources, *Proceedings, 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, January 26-28, 2004.

10. Anhang

Tabelle 11: Zusammenstellung von Bohrungen in den Modellgebieten, in denen das Kristallin erbohrt wurde. Diese Bohrungen wurden für die Erstellung des geologischen Modells (siehe Kapitel 7.1) und der Isohyspenkarte Top Kristallin (siehe Kapitel 7.3.2) verwendet.

Bohrung	x-Koord	y-Koord	Bohrkote [m ü.M.]	Top Kristallin [m ü.M.]
Benken	690989	277843	404	-579
Böttstein	659340	268550	347.5	32.2
Herdern	711000	274500	519	-1635.4
Kaisten	644641	265623	320.4	23.4
Kreuzlingen 1	729201	276169	538.5	-2011.5
Leuggern	657664	271208	358.8	135.8
Lindau 1	692815	255098	516	-1849
Schafisheim	653620	246760	421.2	-1068.8
Sibingen	680090	286694	574.4	225.4
Weiach	676750	268620	368.7	-1651.3
Weiach 2	676375	268764	336.3	-1659.2
Zurzach Quelle 1	663970	271230	341	-73.8
Zurzach Z3	663740	271480	346	-56
Regionen Basel Solothurn				
Otterbach	612450	269700	253	-2395
Pfaffnau 1	632708	231789	500	-1324
Rheinfelden	627650	266680	300	-71
Weiherfeld	623990	266220	281	-86
Wintersingen	629107	261606	386	-24
Zunzgen	635030	263400	412	156

Tabelle 12: Zusammenstellung von Bohrungen in den Modellgebieten, in denen der Oberen Muschelkalk erbohrt wurde. Diese Bohrungen wurden für die Erstellung des geologischen Modells (siehe Kapitel 7.1) und der Isohyspenkarte Top Oberer Muschelkalk (siehe Kapitel 7.3.3) verwendet.

Bohrung	x-Koord	y-Koord	Bohrkote [m ü.M.]	Top Kristallin [m ü.M.]
Nordostschweiz				
Acheberg	661930	271450	509	182
Benken	690989	277843	404	-407
Berlingen 1	719685	280195	593	-1653
Beznau	659491	267242	326	110
Birmenstorf	660049	257455	344	210
Böttstein	659340	268550	347.5	226
Densbüren	646455	255054	516	478
Geisslingen 1	669440	273920	379	55
Geisslingen 2	670950	274210	383	49
Hausen-Habsburg HH1	657836	256939	380	99
Herdern	711000	274500	519	-1535
Leuggern	657664	271208	358.8	311
Kreuzlingen	729201	276169	538.5	-1942
Lindau 1	692815	255098	516	-1709
Oberlauchringen 1	667570	274150	366	157
Oberlauchringen 2	668920	275170	393	161
Oberlauchringen 3	669450	273920	378	70
Riniken	656604	261780	385.1	-231
Ruckfeld R1 (Döttingen)	662950	266850	414	-194
Ruckfeld R2 (Döttingen)	662375	267880	401	23
Schafisheim	653620	246760	421.2	-807
Schinznach-Bad S3	654769	256187	344.6	18
Schwerzen 1	669550	276680	402	266
Siblingen	680090	286694	574.4	397
Tegerfelden T1	663665	268915	397	13
Weiach	676750	268620	368.7	-450
Weiach 2	676375	268764	336.3	-429
Wilchingen	675730	273740	408	276
Zurzach Quelle 1	663970	271230	341	136
Zurzach Z3	663740	271480	346	135

Fortsetzung Tabelle 12

Regionen Basel Solothurn

Eptingen	628357	249040	540	470
Gerafingen	610000	224320	450	-1370
Otterbach	612450	269700	253	-1172
Pfaffnau 1	632708	231789	500	-1046
Reinach	612525	262126	292	-1422
Rheinfelden	627650	266680	300	288
Riehen 1	615863	270733	285	-1179
Riehen 2	616437	271468	285	-873

Tabelle 13: Zusammenstellung von Bohrungen in den Modellgebieten, in denen der Oberen Malm erbohrt wurde. Diese Bohrungen wurden für die Erstellung des geologischen Modells (siehe Kapitel 7.1) und der Isohyspenkarte Top Oberer Malm (siehe Kapitel 7.3.4) verwendet.

Bohrung	x-Koord	y-Koord	Bohrkote [m ü.M.]	Top Kristallin [m ü.M.]
Nordostschweiz				
Benken	690989	277843	404	205
Bergoeschingen	672440	271830	470	428
Berlingen 1	719685	280195	593	-1137
Beuren a. R.	695070	294990	500	420
Bühl	676560	274550	487	442
Eglisau 2	680820	269865	381.82	146
Günzgen	676540	271440	392	360
Herdern	711000	274500	519	-1130
Kreuzlingen 1	729201	276169	538.5	-1512
Küsnacht 1	689296	241485	642	-2008
Lindau 1	692815	255098	516	-1149
Lottstetten (Nack)	686170	273670	405	153
Schafisheim	653620	246760	421.2	-155
Singen	706600	288800	435	59
Steisslingen	710740	295900	449	296
Weiach	676750	268620	368.7	183
Weiach 2	676375	268764	336.3	212

Fortsetzung Tabelle 13

Regionen Basel Solothurn

Allschwil 1	607950	267310	277	-45
Allschwil 2	605970	265825	333	-581
Gerlafingen	610000	224320	450	-460
Leymen	602740	261300	357	-352
Neuwiler	605780	263200	360	-280
Otterbach	612450	269700	253	-1172
Pfaffnau 1	632708	231789	500	-191
Pfaffnau Süd 1	634950	228120	616	-582
Pfaffnau Süd 2	634408	228782	697	-206
Pfaffnau Süd 4	635265	227220	711	-203
Pfaffnau Süd 5	635840	228145	713	0
Reinach	612525	262126	292	-435
Riehen 2	616437.4	271468.2	285.3	-155.7

Tabelle 14: Zusammenstellung von Bohrungen in den Modellgebieten, in denen die Obere Meeresmolasse erbohrt wurde. Diese Bohrungen wurden für die Erstellung des geologischen Modells (siehe Kapitel 7.1) und der Isohypsenkarte Top Obere Meeresmolasse (siehe Kapitel 7.3.5) verwendet.

Bohrung	x-Koord	y-Koord	Bohrkote [m ü.M.]	Top Kristallin [m ü.M.]
Aqui 1 (Zürich)	682125	246560	420	119
Bassersdorf	690280	255000	455	191
Berlingen 1	719685	280195	593	-145
Berlingen 2	719600	280883	536	97
Berlingen 3	720142	281379	407	28
Fehraltorf 1	698056	249225	525	131
Goldach	753300	261000	422	68
Herdern	711000	274500	519	-179
Homburg	719150	278850	705	35
Kreuzlingen 1	729201	276169	538.5	-200.5
Kreuzlingen 2	730650	278850	417	-18
Kloten	687350	256200	444	319
Konstanz	730270	281000	400	2
Küsnacht 1	689296	241485	642	97
Lindau 1	692815	255098	516	151
Steckborn	719020	279750	643	71
Zürich Tiefenbrunnen	684200	245350	408	81

Tabelle 15: Zusammenstellung von interpretierter, seismischen Linien und geologischer Profile in den Modellgebieten, die für die Erstellung des geologischen Modells (siehe Kapitel 7.1) und der Isohyspenkarten (siehe Kapitel 7.3) verwendet

Nordostschweiz	
NTB 99-08 Profil 1 mit 83-NF-15	83-NF-31_82-NF-30
NTB 99-08 Profil 2 mit 91-NF-58	83-NF-55
NTB 99-08 Profil 3 mit 91-NF-68	83-NS-01
NTB 99-08 Profil 4	83-NS-81
NTB 99-08 Profil 5 mit 91-NF-79	83-NS-91
NTB 99-08 Profil 6a mit 82-NF-00	84-NS-65
NTB 99-08 Profil 6b mit 91-NF-75	84-NS-71
NTB 99-08 Profil 7a	91-NO-58
NTB 99-08 Profil 7b	91-NO-61
75-SE-1/SE-74-1	91-NO-62
82-NF-10	91-NO-66
82-NF-50	91-NO-68
82-NS-70	91-NO-72
82-NS-90_83-NS-91	91-NO-73
82-NX-21	91-NO-75
82-NX-40	91-NO-77
82-NX-60	91-NO-79
83-NF-06	92-NO-77
83-NF-15	
Regionen Basel und Solothurn	
Geologische Profil 1 bis 31	83-NF-02
aus Gürler et al. (1987)	83-NF-06
	82-NS-22

No.

- 27 **G. Fischer, R-A. Schnegg.** Updating the Geomagnetic Survey of Switzerland. - 8 p., 5 figs., 3 tabs., 6 maps, 1994.
- 28 **S. Sellami.** Propriétés physiques des roches des Alpes Suisses et leur utilisation à l'analyse de la réflectivité de la croûte alpine. - 160 p., 58 figs., 16 tabs., 14 p. annexes avec tabs., 1994.
- 29 **E. Rüttener.** Earthquake hazard evaluation for Switzerland. - 106 p., 62 figs., 13 tabs., 29 p. appendix with earthquake catalog, 1995.
- 30 **F..Medici, L. Rybach.** Geothermal map of Switzerland 1995 (heat flow density). - 36 p., 11 figs., appendix with 2 tabs. and revised edition of geophysical map nr. 10, 1995.
- 31 **E.Klingelé, M.Cocard, M.Halliday, H.-G.Kahle.** The airborne gravimetric survey of Switzerland. - 104 p., 62 figs., 10 tabs., 1996.
- 32 **P.-A. Schnegg.** The magnetotelluric survey of the Penninic Alps of Valais. - 75 p., 23 figs., 3 tabs., 1998.
- 33 **J.J. Wagner, G. Gong, M. Sartori, St. Jordi.** A catalogue of physical properties of rocks from the Swiss Alps and nearby areas. - . 80 pages, 14 figures, 5 appendices, 2 diskettes, 1999.
- 34 **A. Rosselli, R. Olivier, Ph. Logean, B. Dumont.** Les anomalies gravifiques de la vallée du Rhône entre Villeneuve et Brigue. - 64 pages, 14 figures, 2 tables, 16 cartes, 1999
- 35 **M. Gurk.** On the distribution of the electrical conductivity in the Central Alps. - 121 pages, 55 figures, 14 tables, 2000.
- 36 **U. Schärli, T. Kohl.** Archivierung und Kompilation geothermischer Daten der Schweiz und angrenzender Gebiete. -134 Seiten, 9 Figuren, 5 Tabellen, 2 Karten, 2002.
- 37 **I.G. Hedley, G. Gong, W. Silverio.** A magnetic susceptibility study of some Swiss soils: environmental aspects. - 22 pages, 15 figures, 2002.
- 38 **A. A. Becker.** Deformationsmessungen mit der Bohrlochschliutzsonde im Jura und im Schweizerischen Molassebecken - Messkampagne 1995-1997. - 117 Seiten, 14 Abbildungen, 1 Tabelle, 6 Anhänge, 2003.

Bestellen unter www.sgpk.ethz.ch

No.

- 1 **H. Röthlisberger.** Zur seismischen und petrographischen Charakterisierung einiger Molassegesteine, einschliesslich der Beschreibung von Methoden der Korngrössenbestimmungen in Festmaterial. 91 S., 31 Fig., 1957.
- 2 **O. Friedenreich.** Eine grossräumige Widerstandskartierung nordwestlich von Zürich und ihre geologische Deutung. 47 S., 22 Textfig., 9 Karten, 1959.
- 3 **F. Gassmann.** Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. - 70 S., 24 Textfig., 2 Tfn., 1962.
- 4 **E. Poldini.** Les Anomalies gravifiques du Canton de Genève. - 63 p., 25 figs., 3 pl., 1963.
- 5 **L. Rybach.** Refraktionsseismische Untersuchungen im Raum Aare-, Limmat- und Surbtal. - 49 S., 42 Fig., 1962.
- 6 **O. Gonet.** Etude Gravimétrique de la plaine du Rhône. Region St-Maurice-Lac Léman. - 52 p. 30 figs., 2 pl., 1965.
- 7 **C. Meyer de Stadelhofen.** Carte des résistivités de la plaine du Rhône. - 8 p., 2 figs., 2 pl., 1966.
- 8 **O. Gonet.** Etude gravimétrique du Lac Léman à bord du mésoscaphe «Auguste Piccard». - 20p., 8 figs., 1 pl., 1969.
- 9 **J.J. Wagner.** Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer. Etude de la vallée du Rhône de Saint-Maurice à Saxon (Suisse). - 91 p., 32 figs., 2 pl., 1970.
- 10 **G. Lazreg.** Etude géophysique, géologique et hydrogéologique de la région de Concise à Pompaples (Pied du Jura vaudois). - 51 p., 16 figs., 7 pl., 1971.
- 11 **M. Petch.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. - 95 p., 23 figs., 15 pl., 1970.
- 12 **P.-A. Gilliand.** Etude géoélectrique du Klettgau (Suisse), Canton de Schaffhouse. - 85 p., 47 figs., 10 annexes, 5 pl., 1970.
- 13 **P. Corniche.** Application des méthodes géophysiques à la recherche hydrogéologique -.- 65 p., 25 figs., 1973.
- 14 **F. Heller.** Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignagebietes (Nördliches Bergeller Massiv). - 66 S., 24 Textfig., 1972.
- 15 **E. Klingelé.** Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse Romande et des régions avoisinantes. - 94 p., 6 figs., 35 pl., 1972.
- 16 **W. Sigrist.** Contribution à l'étude géophysique des fonds du Lac Léman. - 56 p., 28 figs., 1 pl., 1974.
- 17 **R. Olivier.** Elaboration d'un système de traitement gravimétrique géré par l'ordinateur. - 170 p., 81 figs., 4 pl., 1976.
- 18 **H.Buchli, R. Paquin, A. Donzé.** Etude géoélectrique et gravimétrique du Chablais entre Anières et Evian. - -170 pages, 81 figures, 4 planches. 1976.
- 19 **G. Fischer, R-A. Schnegg J. Sesiano.** A New Geomagnetic Survey of Switzerland. - 44 p., 15 figs, 8 tab., 10 maps, 1979.
- 20 **E. Klingelé R. Olivier.** Die neue Schwerekarte der Schweiz. La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse. - 93 S., 9 Textfig., 1 Karte, 1980
- 21 **J.-J. Wagner, St. Mueller.** Geomagnetic and Gravimetric Studies of the Ivrea Zone. - 61 p., 44 figs., 1984.
- 22 **Ph.Bodmer, L. Rybach.** Geothermal Map of Switzerland (Heat Flow Density). - 48 p., 21 figs., 6 tab., 1984.
- 23 **G. Schwarz.** Methodische Entwicklungen zur Aerogammaspektrometrie. - 148 Seiten, 56 Textfig., 17 Tab., 1991.
- 24 **U. Schärli, L. Rybach.** Geothermische Detailkartierung der zentralen Nordschweiz (1:100' 000). - 51 S., 13 Textfig., 3 Tab., 2 Karten, 1991.
- 25 **G. Schwarz, E. Klingelé, L. Rybach.** Airborne radiometric mapping in Switzerland. - 71 p., 12 figs., 17 tabs., 14 maps, 1 overlay transparency (1: 500'000), 1992.
- 26 **K. Risnes, B. Dumont, R. Olivier, J-J. Wagner.** Etude des anomalies magnétique et gravimétrique de la région du Chasseral. - 42 p., 14 figs., 3 tabs., 1993.



Fortsetzung

