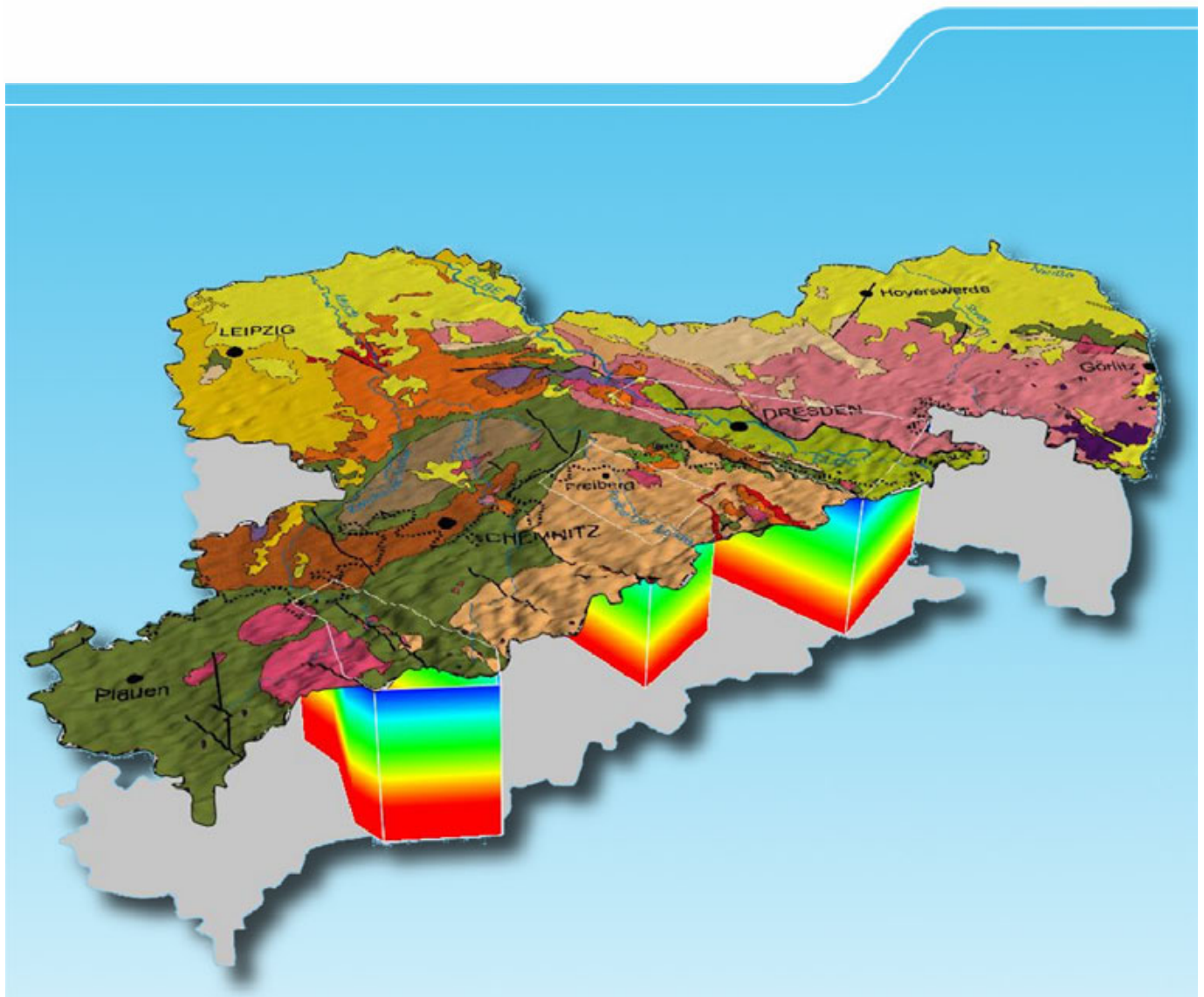


Tiefengeothermie Sachsen

Schriftenreihe, Heft 9/2011



Forschungsverbund Tiefengeothermie Sachsen

Tiefengeothermie Sachsen

1. Arbeitsetappe 09/2009 – 07/2010

Hans-Jürgen Berger, Manfred Felix, Sascha Görne, Erhard Koch, Ottomar Krentz,
Andrea Förster, Hans-Jürgen Förster, Heinz Konietzky, Christian Lunow, Katrin Walter,
Holger Schütz, Klaus Stanek, Steffen Wagner

Technische Bearbeitung: Larissa Aßmann, Karina Hofmann, Steffi Lasch

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung.....	12
2	Projektziele	13
3	Projekthalt	13
3.1	Detaillierte geowissenschaftliche Datenaufbereitung.....	13
3.2	Aufbau eines digitalen thematischen Kartenwerkes	14
3.3	Geologisch-tektonische 3D-Modellierung	14
3.4	Thermische Gesteinsparameter.....	14
3.5	2D/3D-Temperaturmodelle	15
3.6	Spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen des Monzonitkomplexes	16
3.7	Natürliche/induzierte Seismizität.....	16
3.8	Geomechanik und Spannungsfeld.....	18
4	Untersuchungsergebnisse in den Vorzugsgebieten.....	20
4.1	Vorzugsgebiet Aue	20
4.1.1	Geowissenschaftliche Datenaufbereitung	20
4.1.2	Geologisch-tektonisches 3D-Modell.....	22
4.1.2.1	Geologische Einheiten.....	22
4.1.3	Thermische Gesteinsparameter.....	29
4.1.3.1	Wärmeleitfähigkeit variszischer Granitoide.....	29
4.1.3.2	Wärmeleitfähigkeit variszischer Metamorphite	32
4.1.3.3	Radiogene Wärmeproduktion variszischer Granitoide.....	32
4.1.3.4	Radiogene Wärmeproduktion variszischer Metamorphite	35
4.1.4	Mineralogische Massenbilanzierung von U und Th.....	36
4.1.4.1	Massiv von Kirchberg	36
4.1.4.2	Massiv von Eibenstock.....	37
4.1.4.3	Granitzone von Aue-Schwarzenberg.....	37
4.1.5	Uraninit-Geochemie	37
4.1.5.1	Granitmassive von Kirchberg und Eibenstock.....	37
4.1.5.2	Granite der Zone Aue-Schwarzenberg.....	38
4.1.5.3	Abschnittsdiskussion	39
4.1.6	Thermisches 2D-Modell	40
4.1.7	Thermisches 3D-Modell	41
4.1.8	Bruchmechanik und Spannungsfeldmodell	45
4.1.9	Zusammenfassung der Ergebnisse zum Vorzugsgebiet Aue.....	46
4.2	Vorzugsgebiet Freiberg	46
4.2.1	Geowissenschaftliche Datenaufbereitung	46
4.2.2	Geologisch-tektonisches 3D-Modell.....	47
4.2.2.1	Geologische Einheiten.....	48
4.2.2.2	Strukturgeologisches Modell des Freiburger Erzreviers	52
4.2.3	Thermische Gesteinsparameter.....	55
4.2.3.1	Wärmeleitfähigkeit variszischer Metamorphite	55
4.2.3.2	Wärmeleitfähigkeit variszischer Granitoide.....	56
4.2.3.3	Radiogene Wärmeproduktion variszischer Metamorphite	56
4.2.3.4	Radiogene Wärmeproduktion variszischer Granitoide.....	56
4.2.4	Thermisches 2D-Modell	57
4.2.5	Thermisches 3D-Modell	57
4.2.6	Bruchmechanik und Spannungsfeldmodell	62
4.2.7	Zusammenfassung der Ergebnisse zum Vorzugsgebiet Freiberg.....	63
4.3	Vorzugsgebiet Elbezone.....	63
4.3.1	Geowissenschaftliche Datenaufbereitung	63
4.3.2	Geologisch-tektonisches Modell.....	64
4.3.3	Reprocessing Tiefenseismikprofil DEKORP MVE 90, Teilabschnitt Königstein	83

4.3.4	Spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen der Monzonite in der Elbezone	86
4.3.5	Thermische Gesteinsparameter	88
4.3.6	Thermische 2D-Modelle	89
4.3.7	Thermisches 3D-Modell	93
4.3.8	Bruchmechanik und Spannungsfeldmodell	97
4.3.9	Zusammenfassung der Ergebnisse zum Vorzugsgebiet Elbezone	98
5	Bewertungsschema	99
5.1	Kriterien für die Bewertung der Vorzugsgebiete	99
5.2	Bewertung der Vorzugsgebiete	99
6	Schlussfolgerungen und weiterer Forschungs- und Entwicklungsbedarf	99
6.1	Schlussfolgerungen	99
6.2	Weiterer Forschungs- und Entwicklungsbedarf	102
6.2.1	Geothermische Modellierung	102
6.2.2	Spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen	103
6.2.3	Seismik im Kristallin	103
6.2.4	Bohrtechnik	103
6.2.5	Reservoir-Engineering	103
6.2.6	Induzierte Seismizität	103
6.2.7	Mobilisierung und Ablagerungsprozesse natürlicher Radionuklide	104
7	Literatur	104

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Erdbebenzonen und Epizentren seismischer Ereignisse in Sachsen im Zeitraum 1994 - 2008	17
Abbildung 2:	Definition der Spannungsregime.....	19
Abbildung 3:	Vereinfachte geologische Übersichtskarte Aue-Schwarzenberg nach Wallner & Hiller (2009).....	22
Abbildung 4:	Geologischer Schnitt Schneeberg-Schlema	23
Abbildung 5:	Generalisiertes 3D-Modell N-Rand der Aue-Schwarzenberger Granitzone mit Verbreitung der Rahmengesteine (nach Görne 2010)	24
Abbildung 6:	Isolinienplan der Granitoberfläche mit Darstellung der wichtigsten Störungen (blau) und den Schnittlagen (Schnitt 2-2' entspricht Abbildung 4) nach Wallner & Hiller (2009)	25
Abbildung 7:	3D-Modell der Granitoberfläche der Aue-Schwarzenberger Granitzone (nach Görne 2010).....	26
Abbildung 8:	Vereinfachte geologische Karte der Erzgebirge-Vogtland Zone (EVZ) mit Verbreitung der wichtigsten variszischen Granitoide, Ausschnitt: Verbreitung der Granite in der Zone Aue-Schwarzenberg (aus Förster et al. 2009).....	29
Abbildung 9:	Wärmeleitfähigkeit k (in W/m·K) der Granite des Massivs von Kirchberg als Funktion ihres Grades der Fraktionierung ($1/TiO_2$).....	30
Abbildung 10:	Wärmeleitfähigkeit k (in W/m·K) der Granite des Massivs von Eibenstock als Funktion ihres Grades der Fraktionierung ($1/TiO_2$).....	31
Abbildung 11:	Wärmeleitfähigkeit k (in W/m·K) von Graniten aus der Zone Aue-Schwarzenberg als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/TiO_2$) AGS: Granit-Suite von Aue, BRB = Bernsbach, BRF = Beierfeld, LAU = Lauter, SGS = Granit-Suite von Schwarzenberg	31
Abbildung 12:	Wärmeleitfähigkeit k (in W/m·K) von Metamorphiten aus der Gera-Jáchymov-Störungszone.....	32
Abbildung 13:	Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu W/m^3$) von Gesteinen des Kirchberger Massivs als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/TiO_2$).....	33
Abbildung 14:	Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu W/m^3$) von Gesteinen des Eibenstocker Massivs als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/TiO_2$).....	34
Abbildung 15:	Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu W/m^3$) von Graniten aus der Zone Aue-Schwarzenberg als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/TiO_2$)	35
Abbildung 16:	Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu W/m^3$) von Metamorphiten aus der Gera-Jáchymov-Störungszone	36
Abbildung 17:	Th+Y+SEE-U (in Masse-%) Diagramm von Uraniniten aus den Granitmassiven von Kirchberg und Eibenstock	38
Abbildung 18:	Th+Y+SEE-U (in Masse-%) Diagramm von Uraniniten aus Graniten der Zone Aue-Schwarzenberg	38
Abbildung 19:	Wärmeproduktion des Granits von Aue im Grubengelände Schlema-Alberoda (SLM) als Funktion der Teufe	39
Abbildung 20:	Wärmeleitfähigkeits- und Wärmeproduktionsparameter der Gesteine entlang des Profilschnittes 2-2' Schneeberg-Schlema	40
Abbildung 21:	2D-Temperatur-Tiefen-Modell des Profilschnittes 2-2' bis in eine Tiefe von 10 km unter Annahme der Mächtigkeit der Granitkörper von 8 km (rot hervorgehoben ist die 160 oC-Isotherme; blau hervorgehoben Temperatur in 5 km unter GOK)	41
Abbildung 22:	3D-Modell der geologischen Einheiten im Vorzugsgebiet Aue als konzeptionelles Simulationsmodell (S. Görne & H. Schütz)	42
Abbildung 23:	2D-Modellschnitt mit extrapolierter radiogener Wärmeproduktion A bis 8 km Teufe	42
Abbildung 24:	2D-Temperaturschnitt für Vorzugsgebiet Aue - thermische Parameter bis 8 km extrapoliert, blau hervorgehoben Temperatur in 5 km unter GOK.....	43
Abbildung 25:	3D-Temperaturmodell im Vorzugsgebiet Aue	43
Abbildung 26:	3D-Temperaturmodell für das Vorzugsgebiet Aue mit horizontaler Schnittebene in einer Tiefe von 5 km unter GOK.....	44
Abbildung 27:	Temperaturprofil in 5.000 m unter GOK im Vorzugsgebiet Aue nach 2D- und 3D-Modell	44
Abbildung 28:	Diagramm der Spannungsregime für das Modell Aue (Konietzky et al. 2010).....	45
Abbildung 29:	Vereinfachte geologische Karte des Gebietes Freiberg mit Grenzen des Bergbaurevieres (violette Strichlinie) und des 3D-Modellbereiches (schwarze Strichlinie)	48
Abbildung 30:	Vereinfachter geologischer Schnitt Gebiet Freiberg (Grenze des Bergbaurevieres violett gestrichelt).....	49
Abbildung 31:	3D-Modell der Freiburger Granodioritgneis-Antiklinale (Blickrichtung aus N)	49

Abbildung 32: Beziehungen zwischen der parakristallinen Klüftung der Gneise und den Erzgängen der Spaltensysteme S1/F1 und S2/F2 nach Baumann & Hofmann 1967 (Maxima S-Strukturen schwarz und F-Strukturen gepunktet).....	51
Abbildung 33: Beispiel der Störungsindikationen für eine sinistrale Bewegung am Beispiel des Hauptstollngang Stehenden	52
Abbildung 34: Störungsindikationen für konjugierte Abschiebungen am Beispiel der Spatgänge Riemer Spat, Glück Auf Spat und Unbenannt Spat	53
Abbildung 35: Störungsindikationen für dominant W-gerichtete Abschiebungen am Wilhelm Stehenden (violett)	54
Abbildung 36: 3D-Darstellung der Gangscharen im Bereich der Reichen Zeche	54
Abbildung 37: Vereinfachtes geologisches Basismodell Freiberg (vgl. Abbildung 30) für die 2D-Temperatur-Modellierung ($2,7/2,4 = k/A$)	57
Abbildung 38: Temperatur-Tiefen-Modell für das in Abbildung 4.2.9 dargestellte Profil Freiberg	58
Abbildung 39: 2D-Temperaturschnitt Freiberg - isotrope Variante.....	59
Abbildung 40: 2D-Temperaturschnitt Freiberg - anisotrope Variante.....	59
Abbildung 41: 3D-Temperaturmodell Gebiet Freiberg - isotrope Variante. (Kegel symbolisiert den Niederbobritzcher Granit).....	60
Abbildung 42: 3D-Temperaturmodell Gebiet Freiberg - anisotrope Variante. (Kegel symbolisiert den Niederbobritzcher Granit).....	60
Abbildung 43: 2D-Modell Temperaturprofil Freiberg in 5 km unter GOK	61
Abbildung 44: 3D-Temperaturmodell für das Gebiet Freiberg mit horizontaler Schnittebene in 5 km unter GOK	61
Abbildung 45: Diagramm der Spannungsregime für das Modell Freiberg (Konietzky et al. 2010).....	62
Abbildung 46: Übersicht zu den geologischen Einheiten im Vorzugsgebiet der Elbezone	64
Abbildung 47: Gesteinstypen und interne Struktur des Meißener Massivs (nach Wenzel et al. 1997)	66
Abbildung 48: Grundgebirgseinheiten und deren tektonische Grenzen im Bereich der Elbezone.....	68
Abbildung 49: Intrusionsmodell für das Meißener Massiv in eine pull-apart-Struktur zwischen den konjugierten, dextralen Großenhainer Störungszone (GSZ) und der Westlausitzer Störungszone (WLSZ)	68
Abbildung 50: Klastische Gänge (Kämme) aus dem Tiefen Elbstolln mit assoziierten Störungen.....	69
Abbildung 51: Lage der drei Rotliegendbecken der Elbezone.....	70
Abbildung 52: Extensionsmodell für die Rotliegend-Becken der Elbezone.....	70
Abbildung 53: Zwei Störungssysteme, die die Kreidebasis versetzten: NW-streichende Aufschiebungen nach SW (blau) und jüngere SE-gerichtete Abschiebungen (hellbraun) (gelb – Profillage Abbildung 54).....	71
Abbildung 54: Lausitzer Überschiebung im Gasleitungsgraben nördlich von Weinböhma	72
Abbildung 55: Überschiebungsbereich der Lausitzer Überschiebung im Graben der Erdgastrasse OPAL	72
Abbildung 56: Subhorizontale Scherzonen im Pläner (die Scherzonen umschließen phakoide Körper)	73
Abbildung 57: Steil NE-einfallende Klüftung, beginnend etwa 30 m im Liegenden der Lausitzer Überschiebung.....	73
Abbildung 58: Extensionsstrukturen (gelb) und Schichtung (rot) am Breiten Stein unmittelbar an der Borsberg Störung.....	74
Abbildung 59: Junge Klüftzonen mit äquidistanten steilen Klüften im Pläner nördlich von Weinböhma (links) und im Porphyrit des Wismutstolln in Freital-Potschappel (rechts).....	75
Abbildung 60: Geologische Karte des Teilgebietes Meißen mit den relevanten Störungen (Kreide abgedeckt)	76
Abbildung 61: Gravimetrie (BOUGUER-Schwere) (links) und die Aeromagnetik (Δ Tesla-Anomalien) (rechts) im Teilgebiet Meißen.....	77
Abbildung 62: Darstellung der Lage der Magmatitkörper des Meißener Massivs im 3D-Modell.....	77
Abbildung 63: Geologische Karte des Teilgebietes Dresden mit den relevanten Störungen.....	78
Abbildung 64: Geologisches Profil des ‚Tiefen Elbstolln‘ nach Schauer (2009), ergänzt durch Ergebnisse der Neuaufnahme sowie den gravimetrischen und aeromagnetischen Profilen der Regionalvermessung.....	79
Abbildung 65: NE-SW-Schnitt durch das Döhlener Becken mit den Störungen Becker-Schacht Verwerfung, Roter Ochse Süd und Roter Ochse Nord (nach Reichelt 1962).....	80
Abbildung 66: Tiefenlage der Basis der Permosiles-Sedimente im Döhlener Becken (fünffach überhöht).....	80
Abbildung 67: Geologische Karte des Teilgebietes Pirna mit den relevanten Störungen (Kreide abgedeckt).....	81
Abbildung 68: Geologisches 3D-Modell des Teilgebietes Pirna (2-fach überhöht)	82
Abbildung 69: Lausitzer Überschiebung im Tiefenseismischen Profil MVE 90 (kohärenzgefiltert, tiefenmigriert nach Stiller 2009)	82
Abbildung 70: Geologischer Schnitt durch das Uranvorkommen Hinterhermsdorf im Bereich der Lausitzer Überschiebung (Tonndorf 2000)	83

Abbildung 71: CMP gestapelte Daten (stack), unmigriert (Karp et al. 2009, grafische Bearbeitung Schütz 2010)	84
Abbildung 72: Poststack-Teufe-Migration mit verkürzten Reflektoren (Karp et al. 2009, grafische Bearbeitung Schütz 2010) ..	85
Abbildung 73: Tauchwellentomografie (Karp et al. 2009)	85
Abbildung 74: Fault-Reflection-Stack (Karp et al. 2009, grafische Bearbeitung Schütz 2010)	86
Abbildung 75: Wärmeproduktion der Gesteine des Meißner Massivs als Funktion ihres Gehaltes an SiO ₂	87
Abbildung 76: Geologisches Ausgangsmodell für das Profil Meißen (geringfügig modifiziert nach K. Stanek und O. Krentz in Stanek 2010).....	89
Abbildung 77: Temperatur-Tiefen-Modelle Meißen („wahrscheinlich“ - oben; „optimistisch“ - unten) des in Abbildung 76 gezeigten Profilschnitts Meißen (Dillenardt 2010, Förster et al. 2010a).....	90
Abbildung 78: Geologisches Ausgangsmodell für das Profil Dresden (geringfügig modifiziert nach K. Stanek und O. Krentz in Stanek 2010).....	91
Abbildung 79: Temperatur-Tiefen-Modelle Dresden („wahrscheinlich“ - oben; „optimistisch“ - unten) des in Abbildung 76 gezeigten Profilschnitts Dresden (Dillenardt 2010, Förster et al. 2010a)	92
Abbildung 80: Geologisches Ausgangsmodell für das Profil Pirna (modifiziert nach K. Stanek und O. Krentz, in Stanek 2010).....	93
Abbildung 81: Temperatur-Tiefen-Modell Pirna des in Abbildung 4.3.35 gezeigten Profilschnitts Pirna (Dillenardt 2010)	93
Abbildung 82: GOCAD-Modell der geologischen Einheiten „Vorzugsgebiet Elbezone“ als konzeptionelles Wärmeleit- fähigkeits-Modell (S. Görne & H. Schütz)	94
Abbildung 83: 2D-Temperaturschnitte „Meißen“, „Dresden“ und „Pirna“ (Wagner & Schütz, 2010)	95
Abbildung 84: Geologisches 3D-Modell des Vorzugsgebietes Elbezone mit den Schnittlagen der 2D-Profile (oben) und der regionalen Temperaturverteilung in 5 km Tiefe unter GOK (unten); Darstellung: S. Görne	96
Abbildung 85: Temperaturprofil „Dresden“ nach 2D-Modellierung (links) und 3D-Modellierung (rechts) in 5 km Tiefe unter GOK (Wagner & Schütz 2010).....	96
Abbildung 86: Diagramm der Spannungsregime für das Modell Dresden (Konietzky et al. 2010).....	98
Abbildung 87: Karte des Temperaturfeldes im Untergrund Deutschlands (LIAG Hannover): Temperatur in 3 km Tiefe mit Modelltemperaturen aus der Bearbeitung der Vorzugsgebiete.....	100
Abbildung 88: Vergleich der modellierten Temperaturen (wahrscheinliche Varianten) in den Vorzugsgebieten in 5 km Tiefe entlang der modellierten Profile (Wagner & Schütz 2010)	102

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Angaben zu Gesteinstemperaturen in der Lagerstätte Schlema-Alberoda.....	21
Tabelle 2:	Untertage-Tiefbohrungen im Revier Freiberg/Brand-Erbisdorf.....	47
Tabelle 3:	Variszische Störungen im Vorzugsgebiet Elbezone.....	67
Tabelle 4:	Permische Störungen im Vorzugsgebiet Elbezone.....	69
Tabelle 5:	Kreide-Tertiär-Störungen im Vorzugsgebiet Elbezone.....	71
Tabelle 6:	Junge Klüftzonen im Vorzugsgebiet Elbezone.....	75
Tabelle 7:	Aufnahmeparameter des DEKORP-Profiles.....	83
Tabelle 8:	Ausgewählte Analysedaten der neu untersuchten Proben (FÖRSTER et al. 2010).....	87
Tabelle 9:	Bewertung der Vorzugsgebiete Aue, Freiberg und Elbezone aus geologisch-geothermisch-geomechanischer Sicht.....	101

Anlagenverzeichnis

- Anlage 1: Geologische Übersichtskarte Sachsen mit Lage der Vorzugsgebiete, Maßstab 1 : 400 000
- Anlage 2: Geologische Karte Vorzugsgebiet Aue, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 3: Geologisch-tektonisches 3D-Modell Aue - Profilschnitt Schneeberg-Schlema, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 4: Geologisch-tektonisches 3D-Modell Aue - Profilschnitt Aue- Schwarzenberg, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 5: Spannungsfeldmodellierung Vorzugsgebiet Aue
- Anlage 6: Geologische Karte Vorzugsgebiet Freiberg, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 7: Geologisch-tektonisches 3D-Modell Freiberg - Profilschnitt E-W, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 8: Spannungsfeldmodellierung Vorzugsgebiet Freiberg
- Anlage 9: Geologische Karte Vorzugsgebiet Elbezone, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 10: Tektonische Karte Vorzugsgebiet Elbezone - Übersicht, Maßstab 1 : 200 000
- Anlage 11: Tektonische Karte Vorzugsgebiet Elbezone - Alterseinstufung der Störungen, Maßstab 1 : 400 000
- Anlage 12: Geologisch-tektonisches 3D-Modell Elbezone - Profilschnitt Meißen, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 13: Geologisch-tektonisches 3D-Modell Elbezone - Profilschnitt Dresden, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 14: Geologisch-tektonisches 3D-Modell Elbezone - Profilschnitt Pirna, Maßstab 1 : 100 000
- Anlage 15: Reprozesiertes Tiefenseismikprofil DEKORP MVE 90, Bereich Elbezone
- Anlage 16: Spannungsfeldmodellierung Vorzugsgebiet Elbezone

Abkürzungsverzeichnis

A	radiogene Wärmeproduktion ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)
a	Temperaturleitfähigkeit (m^2/s)
BBergG	Bundesberggesetz
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
Brg.	Bohrung
c	Wärmekapazität ($\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$)
CRS	Common-Reflection-Surface
EEG	Erneuerbare-Energien-Gesetz
EEWärmeG	Erneuerbare-Energien-Wärmegesetz
EGS	Enhanced Geothermal System oder Engineered Geothermal Systems
EMS	European Makroseismic Scale
EPMA	Elektronenstrahlmikroanalyse (engl. electron probe micro analysis)
F-Spalte	Fiederspalten
GeotIS	Geothermische Informationssystem für Deutschland
GFZ	Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ
GOK	Geländeoberkante
GWel	Gigawatt, elektrisch
GWth	Gigawatt, thermisch
HHP	high heat production
ICP-MS	Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (engl. inductively coupled plasma - mass spectrometry)
k	Wärmeleitfähigkeit ($\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$)
KTB	Kontinentale Tiefbohrung Windischeschenbach
LA-ICP-MS	Laserablations-Massenspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasmaionenquelle
LSEE	Leichte seltene Erden der Cerium-Untergruppe
Ma	Millionen Jahre
Mbl.	Messtischblatt
MPa	Megapascal
N	Probenanzahl
Pentzug	spezifische Erdwärmeentzugsleistung (W/m)
Pp	Porenwasserdruck
ppm	parts per million
PR	public relation
qm	Mantel-(Moho)-Wärmeflussdichte (mW/m^2)
qs	Oberflächenwärmefluss (mW/m^2)
\vec{q}	Wärmeflussdichte (mW/m^2)
Saiger-Teufe	Vertikale Tiefe unter GOK
S-Spalte	Scherspalten
SDAG	Sowjetisch-Deutsche Aktiengesellschaft
SMUL	Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft
SOBA	Sächsisches Oberbergamt Freiberg
SSEE	Schwere seltene Erden der Yttrium-Untergruppe
Störungszone	Tektonische Schwächezone, ausgebildet als Einzelstörung oder als Gruppe mehrerer paralleler oder sich überschneidender Störungen
T	Temperatur ($^{\circ}\text{C}$)
T(0)	Temperatur an der Erdoberfläche ($^{\circ}\text{C}$)
Teufe	vertikale Tiefe (bergmännisch)
TWh	Terrawattstunde (= 1 Milliarde kWh)
TWT	two way travel time (2-Wegelaufzeit)
XRF	Sequentielle Röntgen-Fluoreszenz- Analyse
Zielgebiet	untertägiger Bereich, in dem eine geothermische Exploration geplant ist

α	Biot-Koeffizient
σ_1	maximale Hauptspannung
σ_2	mittlere Hauptspannung
σ_3	minimale Hauptspannung
σ_H	größte horizontale Hauptspannung im Primärspannungsfeld
σ_h	kleinste horizontale Hauptspannung im Primärspannungsfeld
σ_t	hydraulische Zugfestigkeit
P_{frac}	Fracdruck (MPa)
P_p	Porenwasserdruck (Formationsdruck)
ρ	Dichte (kg/m ³)
	Querdehnzahl

Des Weiteren wird auf das Glossar des VBI-Leitfadens Tiefe Geothermie (VERBAND BERATENDER INGENIEURE 2010, S. 98 ff.) verwiesen.

1 Einführung

Dr. Manfred Felix

Aufgrund der sich verschärfenden Rohstoff- und Energiesituation gewinnt die Geothermie unter den erneuerbaren Energien immer mehr an Bedeutung. Die Ressource Geothermie besitzt unter den erneuerbaren Energien das größte Potenzial. Sie kann grundsätzlich für zwei Anwendungen genutzt werden - für die Stromgenerierung und zur Wärmegewinnung. Die weltweit installierte Leistung zur geothermischen Stromerzeugung betrug Anfang 2010 10.715 MW_{el}; der damit generierte Strom, vorwiegend auf der Basis natürlicher geothermischer Systeme, belief sich auf 67 TWh (BERTANI 2010). Dies entspricht ca. 3 % der weltweiten Stromerzeugung. Diese Kapazität wird zukünftig bei Nutzung petrothermaler Systeme (EGS) um ein Vielfaches erhöht werden können.

Die Bundesregierung hat mit der Novellierung des EEG und mit dem EEWärmeG Weichen für den weiteren stabilen Ausbau der geothermischen Strom- und Wärmeerzeugung gestellt.

Die Nutzung ist direkt abhängig von den regionalen geologischen Bedingungen am jeweiligen Standort. In Mitteleuropa dominiert gegenwärtig die oberflächennahe Nutzung der Erdwärme zur Gebäudeheizung. Eine Erschließung der Erdwärme zur Stromgenerierung im Niedrigenthalpiebereich aus größeren Tiefen erlebt in geologisch günstigen Regionen Mitteleuropas erst in den letzten Jahren eine deutliche Entwicklung.

Mit der anspruchsvollen Zielstellung, in einem sächsischen Geothermiekraftwerk Erdwärme auf petrothermaler Basis kommerziell in Strom und Heizwärme zu wandeln, wird sowohl in Deutschland als auch in Mitteleuropa Neuland betreten. Weltweit sind erste technische Projekte im Niedrigenthalpiebereich (<200 °C) in Vorbereitung. Jedoch hat es unter vergleichbaren Bedingungen wie im sächsischen Grundgebirge (Granite, Orthogneise) bisher noch kein Projekt geschafft, den Routinebetrieb unter wirtschaftlichen Bedingungen aufzunehmen.

Die Rahmenbedingungen zur Entwicklung der Geothermie im Freistaat Sachsen werden durch das Strategiepapier des SMUL vom 17.02.2009 gesetzt. Da Technologien zur Nutzung der tiefen Geothermie ohne Verbrennung arbeiten, somit wenig bis keine Treibhausgasemissionen verursachen und entsprechend eine gute Ökobilanz aufweisen, stellt die Forcierung der Energienutzung mittels Geothermie einen der Handlungsschwerpunkte im Strategiepapier dar.

Bisherige Erfahrungen sowohl bei der Vorbereitung als auch bei der Realisierung von Projekten in der Dimension zweistelliger Millionen-Euro-Beträge mahnen indessen zu einer wohlüberlegten und schrittweisen Projektentwicklung.

Für das künftige erste sächsische Geothermiekraftwerk werden unter den gegebenen geologischen Bedingungen und unter Zugrundelegung der erzielten Leistungsdaten in Soultz-sous-Forêts (Frankreich) zunächst eine elektrische Leistung von 2 MW_{el} und eine thermische Leistung von 8 MW_{th} angestrebt.

Ein Vorhaben dieser Dimension mit der Zielstellung einer voraussichtlichen Inbetriebnahme des Kraftwerkes bis Ende 2015 kann nur unter konsequenter Einbeziehung nationaler und internationaler Erfahrungen vorbereitet und umgesetzt werden. Nachfolgend wird der durch den Forschungsverbund Tiefengeothermie Sachsen in einer ersten Projektphase erarbeitete Stand, der die Start- und den ersten Teil der Suchphase entsprechend Rahmenkonzept (WOLF & FELIX 2009) beinhaltet, zusammenfassend dargestellt.

2 Projektziele

Dr. Manfred Felix

Im Rahmenkonzept Tiefengeothermie Sachsen (WOLF & FELIX 2009) wurden fünf Vorzugsgebiete bezüglich der Einschätzung des tiefengeothermischen Potezials für weitere Untersuchungen ausgewiesen. Aus diesen wurden nach geologischen Gesichtspunkten drei Vorzugsgebiete ausgewählt (s. Anlage 1):

1. **Vorzugsgebiet** Gera-Jáchymov-Zone im Raum **Aue**-Schwarzenberg-Zwickau: repräsentativ für Areale mit jüngeren variszischen Graniten und tiefreichender Tektonik,
2. **Vorzugsgebiet** in der Bruchzone im Raum **Freiberg**-Frauenstein: repräsentativ für Areale mit Orthogneisen und intensiver Gangerzmineralisation,
3. **Vorzugsgebiet Elbezone** im Raum Meißen/Dresden/Pirna: repräsentativ für Areale mit Monzoniten/Dioriten/Granodioriten und tiefreichender Tektonik.

Die 1. Arbeitsetappe beinhaltete folgende Aufgabenkomplexe in diesen Vorzugsgebieten:

- detaillierte geowissenschaftliche Datenaufbereitung,
- Erweiterung der petrophysikalischen, thermischen und mineralogischen Datenbasis,
- Aufbau geologisch-tektonischer 3D-Modelle,
- Bestimmung der thermischen Gesteinsparameter,
- Bestimmung der Temperaturfelder unter Berücksichtigung der konduktiven Wärmeleitung,
- Aufbau konduktiver geothermischer Modelle,
- spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen im Monzonitkomplex (Elbezone),
- Analyse und Auswertung der Geomechanikdaten,
- Analyse und Auswertung der Spannungsfelddaten,
- Aufbau von 2D/3D-Spannungsfeldmodellen,
- Bewertung der Vorzugsgebiete aus geothermischer Sicht.

3 Projektinhalt

Dr. Manfred Felix unter Einbeziehung von KONIETZKY et al. 2010

3.1 Detaillierte geowissenschaftliche Datenaufbereitung

Für die Vorzugsgebiete war das geologisch-tektonische Inventar aufzuarbeiten, ggf. zu vereinfachen, zusammenzufassen und in Karten und Schnitten darzustellen. Innerhalb des Vorzugsgebietes Aue erfolgte die Datenaufbereitung aufgrund des immensen Datenumfanges nur für ein Kerngebiet (Anlage 2). Erfasst wurden

- die Grubengebäude des Wismutbergbaus,
- der aktenkundige Altbergbau,
- die Aufschlussituation außerhalb der Grubengebäude,
- die geologische Situation und die lithostratigraphisch/petrographische Differenzierung,
- die Angaben zur Granitverbreitung,
- die Darstellung bruchtektonischer Elemente verschiedener Größenordnungen,
- die Bewertung der hydrologisch/hydrogeologischen Situation im Bereich bedeutender tektonischer Störungen/Störungszonen, Angaben zur Hydrogeochemie,
- Angaben zu Temperaturmessungen und zum geothermischen Gradienten,
- Daten über Richtung und Stärke der aktuellen Gebirgsspannung.

Für das Vorzugsgebiet Aue waren außerdem die seismischen Ereignisse vor, während und nach der vollständigen Flutung des Grubengebäudes von Schlema-Alberoda auszuwerten und deren mögliche Verbindung mit bruchtektonischen Elementen zu

untersuchen. Im Teilgebiet Döhlener Becken des Vorzugsgebietes Dresden wurden außerdem Befahrungen und Dokumentationen des Tiefen Elbstollns und des Wismut Stollns durchgeführt.

3.2 Aufbau eines digitalen thematischen Kartenwerkes

Die digitalisierten Daten (geologische Karten, geologische Schnitte etc.) und neu erzeugten Daten wurden mit dem Geografischen Informationssystem ArcGIS 9.1 der Firma ESRI aufgearbeitet und zu thematischen Kartenebenen zusammengestellt. Für Sachsen liegt damit eine Basis für ein digitales Kartenwerk zur Thematik Tiefengeothermie vor, welches bei Bedarf für weiterführende Arbeiten genutzt werden kann.

3.3 Geologisch-tektonische 3D-Modellierung

Um die komplizierten geologisch-tektonischen Verhältnisse in ihrer Komplexität effektiv bearbeiten zu können und gleichzeitig die notwendige Datengrundlage für die weitere 3D-Geothermiemodellierung zu schaffen, wurden für die Vorzugsgebiete geologisch-tektonische 3D-Modelle erstellt. Die dreidimensionale Modellierung erfolgte mit Hilfe der Software Gocad Version 2009.p1 (Paradigm™ GOCAD®). Der Hauptaufwand beim Aufbau der Modelle lag in der Aufarbeitung und Digitalisierung aller notwendigen geologischen Informationen.

Die weiteren Arbeitsschritte lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Festlegung der Modellparameter (Begrenzung, Objekte, geologische Einheiten),
- Analyse, Generalisierung und Aufbereitung der geologischen Daten, eventuell unter Zuhilfenahme von 2D-Skizzen; Datenimport, Datendigitalisierung,
- Erstellen von diskreten Flächen unter Berücksichtigung der Bohrungs-Datenpunkte und Verbreitungsgrenzen,
- Berücksichtigen verschiedener weiterer Daten und geometrischer Konsistenzbedingungen,
- Iteratives Vorgehen bei der Verfeinerung der Diskretisierung und Reinterpolation,
- Erstellen von Tetraedernmodellen der Schichten und Körper

3.4 Thermische Gesteinsparameter

Die Arbeiten zur Aufarbeitung und Gewinnung geothermischer Parameter, insbesondere von Wärmeleitfähigkeitsdaten variszischer Magmatite und Plutonite gliederten sich in folgende Teilaufgaben:

Vorzugsgebiet Aue

- Messung der Wärmeleitfähigkeit von allen Granittypen (Kirchberg, Eibenstock, Aue-Schwarzenberg-Granitzone) unter Berücksichtigung der geochemischen Merkmale und einer repräsentativen Auswahl der metamorphen Rahmengesteine,
- Klassifizierung der Granittypen hinsichtlich radiogener Wärmeproduktion,
- Klassifizierung der Granite hinsichtlich mineralogischer Zusammensetzung und radioaktiver Minerale,
- Modellierung von eindimensionalen Temperatur-Tiefen-Profilen

Vorzugsgebiet Freiberg

- Messung der Wärmeleitfähigkeit der Metamorphite des Freiburger Metagranodioritkomplexes

Vorzugsgebiet Elbezone

- Messung der Wärmeleitfähigkeit magmatischer Gesteine unter besonderer Berücksichtigung der Plutonite des Meißener Massivs,
- Messung der Porosität repräsentativer sedimentärer Gesteine,
- Modellierung eindimensionaler Temperatur-Tiefen-Profile

3.5 2D/3D-Temperaturmodelle

Unter Berücksichtigung der geologischen Modelle (Kapitel 3.1) wurden geothermische Konduktionsmodelle für die drei Vorzugsgebiete bis in eine Modelltiefe von 20 km aufgebaut. Die geologischen Modelle variieren in den oberen 8 km entsprechend der bekannten oder vermuteten geologischen Verhältnisse. Für die Parametrisierung der bis in 8 km auftretenden verschiedenen geologischen Einheiten wurden die thermischen Gesteinseigenschaften aus FÖRSTER & FÖRSTER (2010a) (s. Kapitel 3.4) verwendet. Dagegen wird der Modellbereich von 8 - 20 km in allen Regionen als konstant angesetzt, d.h. ohne Parametervariationen besetzt. Das bedeutet, die Vorzugsgebiete unterscheiden sich nicht in der Zusammensetzung der mittleren und unteren Kruste. Es wird von einer zweigeteilten Kruste ausgegangen. Im Tiefenbereich von 8-15 km berücksichtigt das Modell Magmatite und Para-/Ortho-Metamorphite mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von $k = 3,0 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ und einer mittleren radiogenen Wärmeproduktion von $A = 2,2 \mu\text{W/m}^3$. Im Tiefenbereich von 15 - 20 km enthält das Modell Amphibolite und Gneise mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von $k = 2,3 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ und einer mittleren radiogenen Wärmeproduktion von $A = 1,0 \mu\text{W/m}^3$. Die Gesteinsinhalte in den Modellschichten unterhalb von 8 km korrelieren mit Vorstellungen zum Krustenaufbau aus seismischen Studien (BEHR et al. 1994), die so bereits in einer geothermischen Arbeit zum Wärmefluss im Erzgebirge/Vogtland (FÖRSTER & FÖRSTER 2000) Verwendung fanden. Basierend auf der Wärmeflussdichte \vec{q} (1) erfolgte die Berechnung der Temperatur im stationären Fall nach der Fourier'schen Wärmeleitungsgleichung (2):

$$\vec{q} = -k \text{ grad}T \quad (1)$$

$$\text{div} (k \text{ grad}T) = -A, \quad (2)$$

Als obere Modell-Randbedingung wurde eine mittlere Jahresoberflächentemperatur T von $8 \text{ }^\circ\text{C}$ gesetzt. Für die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit wurden in den 2D-Modellen die experimentellen Beziehungen von SEIPOLD (1998), angewendet auf einzelne Gesteinstypen (SEIPOLD 2001), verwendet.

Für jede Region wurden Modelle mit zwei unterschiedlichen Szenarien hinsichtlich der unteren Randbedingung gerechnet.

Szenario I geht von einer Basiswärmeflussdichte in 20 km von 30 mW/m^2 , Szenario II von einer Wärmeflussdichte von 35 mW/m^2 aus. Die beiden Werte reflektieren unterschiedliche Werte der Mantel-(Moho)-Wärmeflussdichte q_m , die für die Saxothuringische Zone angenommen werden können. Szenario I approximiert eine Mantelwärmeflussdichte von 25 mW/m^2 , wie er von FÖRSTER & FÖRSTER (2000) als Mittelwert für das Erzgebirge bestimmt wurde.

Szenario II impliziert eine Mantelwärmeflussdichte von 30 mW/m^2 , wie er für das Norddeutsche Becken im Rhenoherzynikum wahrscheinlich ist (NORDEN et al. 2008) und auch für das Umfeld der KTB in der Moldanubischen Zone diskutiert wird (CLAUSER et al. 1997) und deshalb auch für die Saxothuringische Zone ein mögliche Alternative darstellt. Die Entscheidung für die untere Randbedingung $q_m = 30 \text{ mW/m}^2$ impliziert in der projektrelevanten Teufe von 5 km eine um ca. $10 \text{ }^\circ\text{C}$ höhere Temperatur.

Dieser Abschlußbericht zeigt nicht alle berechneten Temperatur-Tiefen-Verteilungen, die weitere Parametervariationen (k , A , Mächtigkeit der Magmatite u. a.) zusätzlich zu den Variationen in der unteren Randbedingung beinhalteten. Die daraus resultierenden Wertebereiche von T sind jedoch in Tabelle 9 dokumentiert. Die Herangehensweise in ihrer Vollständigkeit wird hier exemplarisch nur für die Profile Meißen und Dresden gezeigt.

Zur Abschätzung der Plausibilität der Modelle wurden Werte der gemessenen Oberflächenwärmeflussdichte aus dem Erzgebirgskristallin von ca. 65 mW/m^2 (granitfreie Gebiete) und 90 bis 110 mW/m^2 (Granitgebiete, FÖRSTER & FÖRSTER 2000) herangezogen. Leider liegen für die Elbezone und die Lausitzer Antiklinalzone keine diesbezüglichen Werte vor, sodass hier vor allem für die Gesteinskomplexe mit hoher radiogener Wärmeproduktion keine Verifizierung möglich war. In den konduktiven 2D-Modelldarstellungen hervorgehoben ist die $160 \text{ }^\circ\text{C}$ -Isotherme als Orientierungshilfe für mögliche Teufenbereiche im Nutzungskonzept eines petrothermalen Kraftwerkes.

Alle Tiefenangaben erfolgen als Saiger-Teufen unter GOK.

3.6 Spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen des Monzonitkomplexes

Die Trägerminerale der wärmeproduzierenden Elemente Uran (U) und Thorium (Th) der Gesteine des Monzonitkomplexes im Vorzugsgebiet Elbezone waren weder qualitativ hinreichend bekannt noch existierten chemische Daten für diese. Da für die Monzonite teilweise atypisch hohe Konzentrationen an Th und U in der Literatur (WENZEL et al. 1997) angegeben waren, musste untersucht werden, ob die an Oberflächenproben bestimmten Wärmeproduktionswerte in die Tiefe extrapoliert werden können. Die entsprechenden Untersuchungen gliederten sich wie folgt (FÖRSTER et al. 2010):

- Berechnung der radiogenen Wärmeproduktion A von repräsentativen Monzonitproben aus XRF- und ICP-MS-Gesamtgesteinsanalysen.
- Untersuchung und Analyse der Th- und U-Gehalte in akzessorischen Mineralen aus repräsentativen Monzonitproben unterschiedlicher Gesamtgesteinszusammensetzung mittels EPMA.
- Bestimmung der Th- und U-Gehalte in Hornblenden und Apatit mittels LA-ICP-MS.
- Erstellung einer mineralogischen Massenbilanz für Th und U für die untersuchten Proben und Bewertung des geothermischen Potentials des Monzonit-Körpers

3.7 Natürliche/induzierte Seismizität

Die **natürliche Seismizität** ist ein Ausdruck des natürlichen Spannungszustandes der Erdkruste, der für die tiefe Geothermie sowohl für die Erschließung des Reservoirs und als auch für die potenzielle Stärke der zu erwartenden induzierten Seismizität berücksichtigt werden muss.

In Deutschland erfolgt die Einschätzung der natürlichen (tektonischen) seismischen Gefährdung durch eine Unterteilung in vier Erdbebenzonen. Dabei wird die zu erwartende Intensität nach der EMS-Skala an der Erdoberfläche angegeben. Grundlage dafür ist die DIN 4149:2005-4. In einer solchen „prohabilitischen“ Erdbebenzonenkarte werden:

- die Wahrscheinlichkeit des Wiederauftretens eines Erdbebens für einen bestimmten Punkt angegeben,
- ein Grenzwert („Bemessungswerte“) der Erschütterung („Bodenbeschleunigung“) zugeordnet,
- das Schwingungsverhalten des Untergrundes („elastisches Antwortspektrum“) berücksichtigt und
- das Verhalten des geologischen Untergrundes einbezogen.

Dabei spiegelt sich die Häufigkeit und Stärke historischer Beben in einer bestimmten Region wider.

In Sachsen treten die Erdbebenzonen 0, 1 und 2 auf. Diese entsprechen einer zu erwartenden EMS-Intensität von VI bis VII (leichte bis mittlere Gebäudeschäden). Während die Vorzugsgebiete Freiberg und Elbezone außerhalb der angegebenen Erdbebenzonen liegen, befindet sich das Vorzugsgebiet Aue innerhalb der Zonen 0 bzw. im Grenzbereich der Zone 1 (Abbildung 1).

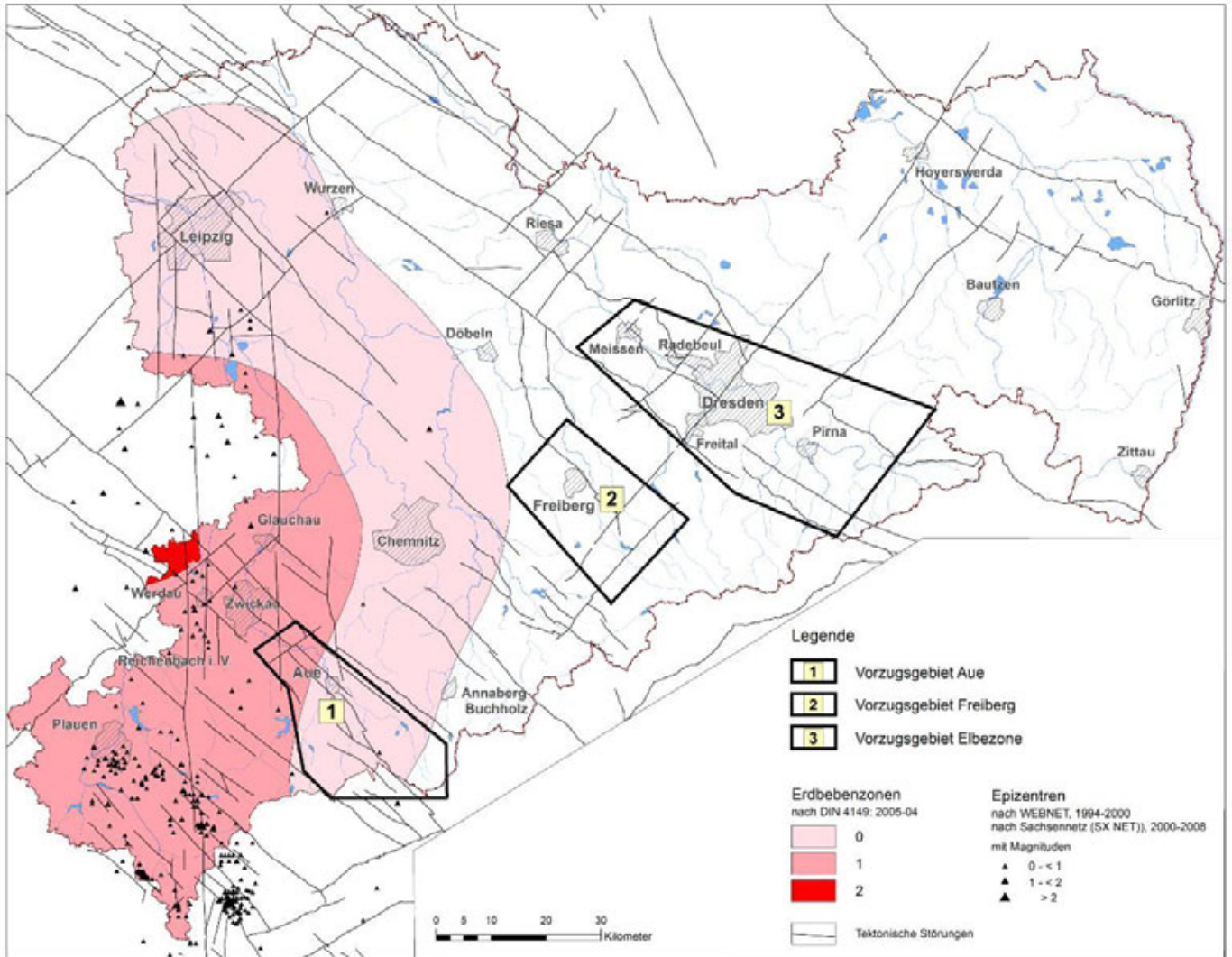


Abbildung 1: Erdbebenzonen und Epizentren seismischer Ereignisse in Sachsen im Zeitraum 1994 - 2008

Unter **induzierter Seismizität** werden seismische Erschütterungen verstanden, die durch anthropogene Einwirkungen hervorgerufen werden. Bei der petrothermalen Geothermie erfolgt die Gewinnung der geothermischen Energie aus dem tieferen Untergrund unabhängig von Wasser führenden Horizonten. Nach Abteufen einer Bohrung wird durch das Einpressen von Wasser das natürlich vorhandene Kluftsystem geweitet oder neue Klüfte (*fracs*) geschaffen. Die natürliche Permeabilität wird erhöht, und zusätzliche und bessere Wasserwegsamkeiten werden geschaffen; das Gebirge wird „stimuliert“ (*hydraulic fracturing*, Stimulation). Stimulationen müssen ihrer Natur nach mit seismischen Ereignissen einhergehen. Es besteht die Möglichkeit, dass die entstehenden Erschütterungen die Wahrnehmbarkeitsschwelle an der Erdoberfläche überschreiten. Das Auftreten von induzierter Seismizität wird aber bis zu einem gewissen Grade als beurteilbar, prognosefähig und zum Teil als beeinflussbar angesehen. Schlüssel hierzu sind laufende Messungen, Kontrollen des Injektionsdrucks und ein seismologisches Monitoring in der näheren und weiteren Umgebung der Anlage.

Die Stärke der induzierten Ereignisse wird nach dem derzeitigen Kenntnisstand durch unterschiedliche Faktoren beeinflusst. Es sind einerseits natürliche, lagerstättenspezifische Parameter wie das anliegende Spannungsfeld, verschiedene Gesteinsparameter und das vorhandene Kluftvolumen. Andererseits kann die Stärke der Ereignisse auch durch technologische Parameter wie die Injektionsmenge und Injektionsdauer des Wassers sowie die Höhe des Druckes beeinflusst werden. Die Lage des Gebietes in einer bestimmten Erdbebenzone kann ebenfalls eine Rolle spielen.

Die genauen Ursachen und Wechselwirkungen sind von Lokalität zu Lokalität verschieden und sind Gegenstand mehrerer derzeit laufender Forschungsprojekte.

3.8 Geomechanik und Spannungsfeld

Ziel der Arbeiten war auf der Basis der geologisch-geophysikalischen Strukturmodelle der Aufbau geotechnischer Basismodelle für die drei Vorzugsgebiete. Damit waren folgende Teilaufgaben verbunden:

- Bruchmechanik/Spannungsfeld/Deformationsfeld und rezente Krustentektonik in Sachsen,
- Bruchmechanik und Spannungsfeldanalyse in den drei Vorzugsgebieten,
- Analyse des Deformationsfeldes (Krustendynamik)

Die numerischen 3D-Spannungsfeldmodelle wurden auf Basis der Diskrete Elemente Methode erstellt. Dies ermöglichte die explizite Berücksichtigung von vielen sich schneidenden Diskontinuitäten (Störungszonen, Klüfte, Gesteinsgrenzen etc.). Die Modelle haben eine Tiefenerstreckung von 10 km und eine horizontale Ausdehnungen von ca. 15 - 25 km im inneren Modellgebiet mit detaillierter Abbildung der Geologie/Tektonik. Umgeben sind die inneren Modellgebiete von ca. 10 - 20 km breiten Modellrahmen, die zur Einkopplung der Fernfeldspannungen (rezente tektonische Belastung) dienen. Im Ergebnis erhält man komplette 3D-Spannungs-Tiefen-Profile. Weiterhin wurden Normal- und Schubspannungen auf Diskontinuitäten (Störungszonen bzw. Materialgrenzen) ermittelt. Kalibriert wurden die Modelle an den wenigen derzeit zur Verfügung stehenden in-situ Messungen. Die Simulationen erfolgten in Form von Parametervariationen, um wahrscheinliche Spannungsbereiche unter Annahme unterschiedlicher Materialparameter und Kluft- bzw. Porenwasserdrücke abzudecken.

Die Modellerstellung erfolgte, indem die GOCAD-Modelle über das CAD-Programm RHINO (McNEEL 2009) in das Vernetzungstool KUBRIX (SIMULATION WORKS 2010) importiert wurden. Danach erfolgte im numerischen Berechnungsprogramm 3DEC (ITASCA 2010) die interne Vernetzung der Blockmodelle. Die Modelle bestehen jeweils aus etwa 3-4 Millionen Zonen (Tetraedern). In den inneren Modellgebieten lag der Knotenpunkt Abstand bei maximal 100 m und bestimmte damit die Auflösung der Modelle. An den äußeren Modellrändern wurden in NNW-SSE-Richtung bzw. ENE-WSW-Richtung jeweils mit der Tiefe ansteigende Spannungskomponenten als Randbedingungen aufgebracht. Diese wurden so gewählt, dass sie sowohl den lokalen Messergebnissen als auch der allgemeinen großräumigen tektonischen Situation gerecht wurden. Die einzelnen geologischen Formationen wurden mit elasto-plastischen Materialgesetzen (Mohr-Coulomb bzw. erweiterter Mohr-Coulomb-Ansatz mit verschmierten Schwächenflächen) belegt, wobei die Materialparameter auf Basis der Datenrecherche zu den gesteinsmechanischen Kennwerten unter Beachtung des Skaleneffektes ausgewählt wurden. Für die Störungszonen und Materialgrenzen wurde ein Coulomb'sches Reibungsgesetz unterstellt, wobei die Parameter so gewählt wurden, dass eine möglichst große Beweglichkeit auf den Diskontinuitäten möglich ist. Die Festigkeitseigenschaften lagen dabei stets signifikant unter denen der Gesteinsmatrix.

Die Spannungsfeldmodelle erlaubten die Ermittlung aller Komponenten des Spannungstensors für jeden beliebigen Punkt in den Modellräumen. Durch Transformationen konnten je nach interessierendem Aspekt verschiedene Darstellungen erfolgen. Im Wesentlichen wurden die Magnituden der Hauptspannungen und deren Orientierungen zur Beschreibung des Primärspannungsfeldes benutzt. Dies erfolgte in Schnittdarstellungen oder entlang von Profillinien. Außerdem wurden die Scher- und Normalspannungen auf den Großstörungen analysiert.

In den Anlagen 5, 8 und 16 sind exemplarisch für die drei Vorzugsgebiete jeweils die Bilder für den nach derzeitigem Kenntnisstand wahrscheinlichsten Berechnungsfall gezeigt:

- vertikale Spannungs-Tiefen-Profile der Magnituden der Hauptspannungen für einen ausgesuchten Profilpunkt je Modell
- Verhältnis der größten zur kleinsten Hauptspannung als Tiefenprofil für einen ausgesuchten Profilpunkt je Modell
- Lage des Profilpunktes und der Profillinie im Modell
- innerer Modellaufbau in Form der geologischen Einheiten (Gesteinsformationen) und Störungszonen
- Konturbild der (quasi-horizontalen) größten Hauptspannung im Horizontalschnitt in 5.000 m u NN
- Abbildung des Verhältnisses von Schubspannung zu Normalspannung auf den Störungszonen in einem Teufenbereich von 3.500 bis 5.000 m unter NN. Dieses Verhältnis lässt Rückschlüsse bezüglich des Potenzials von Scherbewegungen zu.

Der Spannungszustand konnte im tektonisch-geophysikalischen Sinn klassifiziert werden, wobei drei Regime gemäß Abbildung 2 unterschieden wurden (z. B. ZANG & STEPHANSSON 2010, ZOBACK 2007, STÜWE 2007).

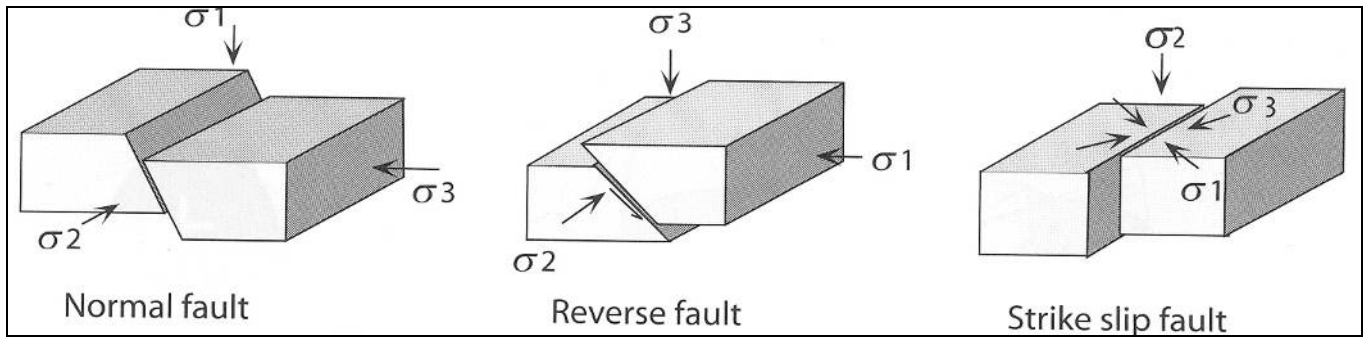


Abbildung 2: Definition der Spannungsregime

Auf Basis der durch die Spannungsfeldsimulationen berechneten Primärspannungswerte wurden Fracdrücke prognostiziert. Unter der Annahme, dass die hydraulische Komponente keine Rolle spielt, berechnet sich der Fracdruck für ein vertikales Bohrloch gemäß Formel (3):

$$P_{frac} = 3\sigma_h - \sigma_H + \sigma_t \quad (3)$$

Bezieht man porelastische Überlegungen ein und unterstellt, dass sich Poren- und Kluftwasserdrücke ausbilden, kann der Fracdruck nach Formel (4) berechnet werden. Speziell für Granite werden α -Werte (Biot-Koeffizienten) von 0,6 angegeben. Dieser Wert kann aber auch für andere Festgesteine als grobe Näherung benutzt werden.

$$P_{frac} = \frac{3\sigma_h - \sigma_H + \sigma_t - \alpha \frac{1-2\nu}{1-\nu} P_p}{2 - \alpha \frac{1-2\nu}{1-\nu}} \quad (4)$$

Aussagkräftig für die Aktivierung von Scherbewegungen auf Störungszonen ist das Verhältnis der dort wirkenden Schubspannungen im Verhältnis zu den Normalspannungen. Zu einer ersten Bewertung wurde das Verhältnis der maximalen Schubspannung zur dazugehörigen Normalspannung in den entsprechenden Vorzugsgebieten genutzt, das sich aus der minimalen und maximalen Hauptspannung ermitteln lässt (5):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_1 + \sigma_3) \quad (5)$$

Für eine grobe Abschätzung kann der Arcustangens dieses Spannungsverhältnisses mit den Reibungswinkeln von optimal orientierten Klüften bzw. Störungszonen verglichen werden. Dabei entsprechen 0,2 etwa 11°, 0,3 etwa 17° und 0,4 etwa 22°.

Entspricht dieses Spannungsverhältnis dem Reibungswinkel, so befindet sich das System im labilen Gleichgewichtszustand. Liegt das Spannungsverhältnis darunter, so muss durch zusätzliche hydraulische Druckbeaufschlagung die Normalspannung auf der Kluft- bzw. Störungzone reduziert werden, um Scherbewegungen zu triggern. Kluftreibungswinkel in granitischen Gesteinen und Gneisen betragen etwa 30 - 45°, in stark beanspruchten Störungszonen können sie bis auf etwa 25° abfallen. Das bedeutet, solange der Tangens des Spannungsverhältnisses kleiner als der Reibungswinkel der Kluft- bzw. Störungzone ist, muss selbst in optimal orientierten Klüften bzw. Störungszonen hydraulische Stimulation erfolgen.

Der Wert der minimalen Hauptspannung gibt Aussage darüber, welcher hydraulischer Druck bei optimaler Lage des Risses mindestens erzeugt werden müsste, um Klüfte aktiv zu öffnen. Außerdem wurden Aussagen zur bevorzugten Fracrichtung ausgehend vom lokalen tektonischen Strukturbau getroffen.

4 Untersuchungsergebnisse in den Vorzugsgebieten

4.1 Vorzugsgebiet Aue

4.1.1 Geowissenschaftliche Datenaufbereitung

Hans-Jürgen Berger unter Verwendung von WALLNER & HILLER et al. 2009

Geologische Daten

Im Vorzugsgebiet Aue sind umfangreiche geowissenschaftliche Daten aus der bergbaulichen Tätigkeit der ehemaligen SDAG Wismut im Rahmen der Erkundung und dem Abbau von Uranlagerstätten vorhanden. Hieraus resultiert ein umfangreiches geologisch-tektonisches Kartenwerk zu den einzelnen Grubengebäuden, welches im Archiv der Wismut hinterlegt ist.

Für das Vorzugsgebiet Aue wurde im Rahmen des Projektes Tiefengeothermie Sachsen eine umfangreiche detaillierte geowissenschaftliche Datenaufbereitung durch die Wismut GmbH vorgenommen (WALLNER & HILLER et al. 2009). Die geologisch-tektonischen, geophysikalischen, geothermischen und geomechanischen Ergebnisse dieses Berichtes stellen die Grundlage für die Bewertung des Gebietes dar. Neben den Geologischen Karten aus dem 19. Jahrhundert liegen außerdem Neukartierungen von Geologischen Karten 1 : 25.000 mit dem Blatt Aue-Schwarzenberg (5442) und Johanngeorgenstadt (5542) vor. Weitere geologische Daten sind in den Manuskriptkarten GK 25 Blatt 5342 Lößnitz-Zwönitz und Blatt 5341 Kirchberg-Wildenfels zusammengefasst. Aus den vorhandenen Daten wurde eine detaillierte Karte der Granitoberfläche unter Verwendung aller Tiefbohrungen erarbeitet, die eine wesentliche Grundlage für die 3D-Modellierung darstellt.

Tiefenaufschlüsse im Gebiet Aue-Schwarzenberg liefern neben den zahlreichen Bohrungen die Auffahrungen im Grubengebäude des Schachtes 371 und weiterer Schächte im Raum Schlema-Alberoda, wobei die Bohrung UT 346A (RW 45 49957, HW 56 10825, z = -158,1) einen Tiefenaufschluss bis 2365 m unter GOK belegt.

Geophysikalische Daten

- **Gravimetrie:** In der Bouguerschwerekarte für den Raum Aue-Schwarzenberg zeigt sich deutlich der Schwereanstieg von der Granitzone Aue-Schwarzenberg nach NE in die Rahmengesteine der Erzgebirgsnordrandzone. Für das Relief der Bouguerkarte ist die Verteilung von Granit und überlagernder Metamorphitfolge verantwortlich. Zwischen dem Granit von Eibenstock im SW und den Graniten von Aue-Schwarzenberg zeigt die Schwereplusachse den Bereich mit größerer Metamorphitbedeckung der Granite an. In Transformationskarten nach GRIFFIN bilden sich die lokalen Anteile des gravimetrischen Feldes, wie oberflächennahe Granite der Granitzone Aue-Schwarzenberg und regionale Bruchstrukturen besser ab. Ebenso zeichnet sich mit der 0-Linie im Lokalfeld der Rand des Eibenstocker Granites ab. Dichtemessungen weisen für den Granit von Eibenstock $\rho = 2,62 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, für die Granite von Aue-Schwarzenberg $\rho = 2,64 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, für Phyllite $\rho = 2,76 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ und für kontaktmetamorphe Phyllite / Glimmerschiefer $\rho = 2,80 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ aus.
- **Magnetik:** Die magnetische Karte für den Raum widerspiegelt in erster Linie Anomalien, die auf magnetitführende Gesteine (Magnetitskarne, Magnetitquarzite) im Komplex der Metamorphite der Westerzgebirgischen Querzone zurückzuführen sind. Für die Verbreitung der Granite zeigen sich in der Magnetik keine Anzeichen.
- **Seismik:** Reflexionsseismische Untersuchungen sind im Vorzugsgebiet Aue nicht vorhanden. Lediglich im Raum Johanngeorgenstadt verläuft das SW-NE reflexionsseismische Profil DEKORP MVE 90.
- **Elektrik:** Geoelektrische Messungen wurden durch die SDAG Wismut in Teilbereichen des Vorzugsgebietes auf NE-SW-gerichteten Profilen zur Lokalisierung von bruchtektonischen Elementen durchgeführt.

Geothermische Daten

Nach WALLNER & HILLER et al. (2009) liegen für den Bereich der Grubenbaue Aue-Schlema keine Messprotokolle oder rein geothermisch orientierte Auswertungen vor. Aus den Dokumenten konnten die nachfolgend gelisteten teufenabhängigen Gesteinstemperaturen (Tabelle 1) zusammengetragen werden, die mit den in HILLER & SCHUPPAN (2008) dargestellten Verhältnissen prinzipiell übereinstimmen.

Tabelle 1: Angaben zu Gesteinstemperaturen in der Lagerstätte Schlemma-Alberoda.

Sohlenniveau, m-Sohle	Gesteinstemperatur, °C	Sohlenniveau, m-Sohle	Gesteinstemperatur, °C
-540	30,1	-1215	46,7
-540	27,9	-1240	49,9
-630	29,6	-1305	51,8
-630	29,4	-1340	53,4
-720	33,1	-1350	53,3
-720	33,2	-1440	56,4
-810	35,4	-1485	56,8
-810	35,7	-1510	58,8
-990	40,6	-1550	59,4
-990	41,6	-1560	59,6
-1035	40,2	-1570	60,0
-1040	43,0	-1620	60,6
-1080	41,3	-1620	60,5
-1080	44,5	-1620	63,2
-1125	43,3	-1710	63,2
-1140	46,1	-1710	63,0
-1170	44,9		

Auf eine Wertung der Daten wurde verzichtet, weil die Lage der Messpunkte und damit die resultierende Überdeckung gegenüber der Erdoberfläche, die Messmethodik, die eingesetzten Apparaturen und ihre Messgenauigkeiten sowie weitere Randbedingungen nicht bekannt sind.

Prinzipiell bestätigen diese Temperaturwerte auch die in HILLER & SCHUPPAN (2008) getroffene Aussage, dass sich der geothermische Gradient unterhalb der -990-m-Sohle vergrößert, jedoch erscheint der angegebene Wert von 2,8°C/100m für die V. Kaskade überhöht. Während für den Bereich von -540 bis -990 m Werte von 3,73 - 3,36 °C/100m angegeben werden, sind für die tieferen Sohlen im Rahmen der aktuellen Untersuchungen 3,29 bzw. 3,15 °C/100m recherchiert worden.

Der aussagekräftigste Messwert zur Gesteinstemperatur in größeren Teufen ist durch die Untertage-Bohrung 346A gegeben, die in 2365 m unter GOK eine Temperatur von 81 °C aufwies. Unter Berücksichtigung des von der Atmosphäre beeinflussten Bereiches (ca. 15 m) ergibt sich hieraus ein geothermischer Gradient von 3,1 °C/100m. Dieser Wert wird durch die oben angeführten Recherchen gestützt.

Bei weiterer Extrapolation in Teufen von 4,5 km bzw. 5 km ergaben sich Prognosewerte für die Gesteinstemperatur von 147-162 °C.

4.1.2 Geologisch-tektonisches 3D-Modell

4.1.2.1 Geologische Einheiten

Hans-Jürgen Berger unter Verwendung von WALLNER & HILLER 2009

Im Vorzugsgebiet Aue sind sowohl verschiedene regionalmetamorphe sedimentäre Gesteinsformationen der Westerzgebirgischen Querzone, der Erzgebirgsnordrandzone mit der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale als auch Teile variszischer Granitkomplexe vertreten. Zentrales Element ist die Aue-Schwarzenberger Granitzone (γ_1) mit der Schwarzenberger Orthogneiskuppel (Pr), an die sich ein bunter Komplex aus differenzierten Glimmerschiefern mit lithologisch bunten Einschaltungen und eine monotone Phylliteinheit anschließen. Am nördlichen Rand des Vorzugsgebietes ist die tektonische Großstruktur der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale an einem durch SSW-NNE bis WSW-ENE streichende Störungen vorgezeichneten System eingemuldet worden. Zwischen dem Granitmassiv von Eibenstock mit einer steil nach E einfallenden Flanke und der Aue-Schwarzenberger Granitzone kommen Phyllite der Westerzgebirgischen Querzone bis in über 1.000 m Tiefe vor. Das Alter der Metasedimente umfasst den Zeitraum vom höchsten Neoproterozoikum bis zum Devon. Die metamorphe Überprägung reicht von amphibolitfaziellen Bildungen im SE bis hin zu grünschieferfaziellen Metamorphiten im NW. Insbesondere die Phyllite werden durch die Kontaktmetamorphose des Granits zu Fleckschiefern bis hin zu Hornfelsen überprägt.

Metamorphe Rahmeneinheiten der Granite

Nach den Kriterien einer lithostratigraphischen Gliederung können die Rahmengesteine den folgenden Formationen zugeordnet werden:

- Niederschlagler Gruppe (€N),
- Keilberg-Gruppe (€K),
- Joachimsthaler Gruppe (€J),
- Thumer Gruppe (€O T1 bis €O T3),
- Frauenbach-Gruppe (OF),
- Phycoden-Gruppe (OP) sowie
- Komplex der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale unter Einbeziehung der ordovizischen Gräfenthal-Gruppe (S-D).

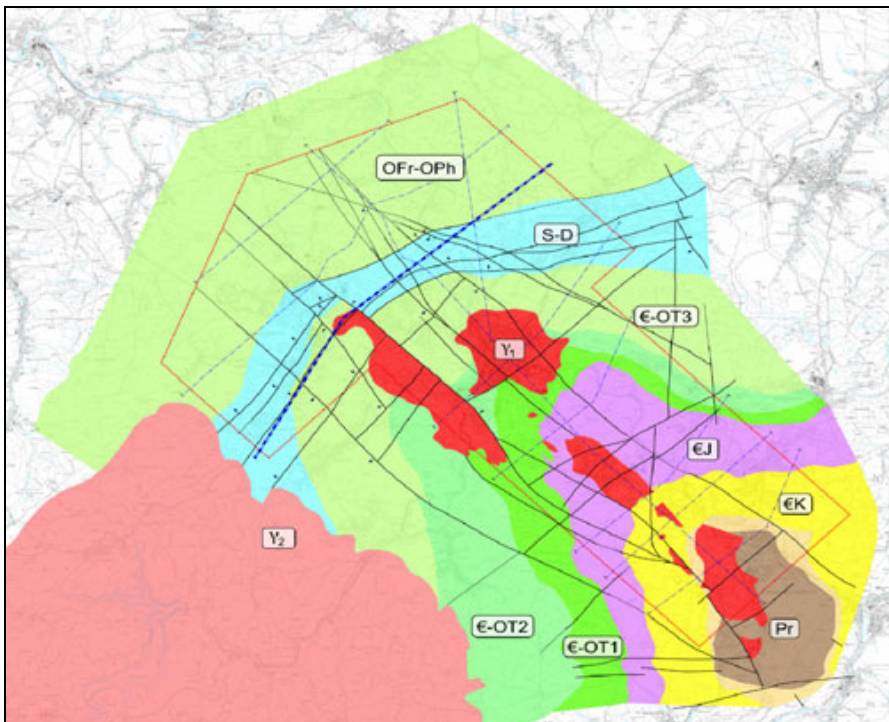


Abbildung 3: Vereinfachte geologische Übersichtskarte Aue-Schwarzenberg nach WALLNER & HILLER (2009)
blaue gestrichelte Linie - geologischer Schnitt Schneeberg-Schlema (s. Abbildung 4)

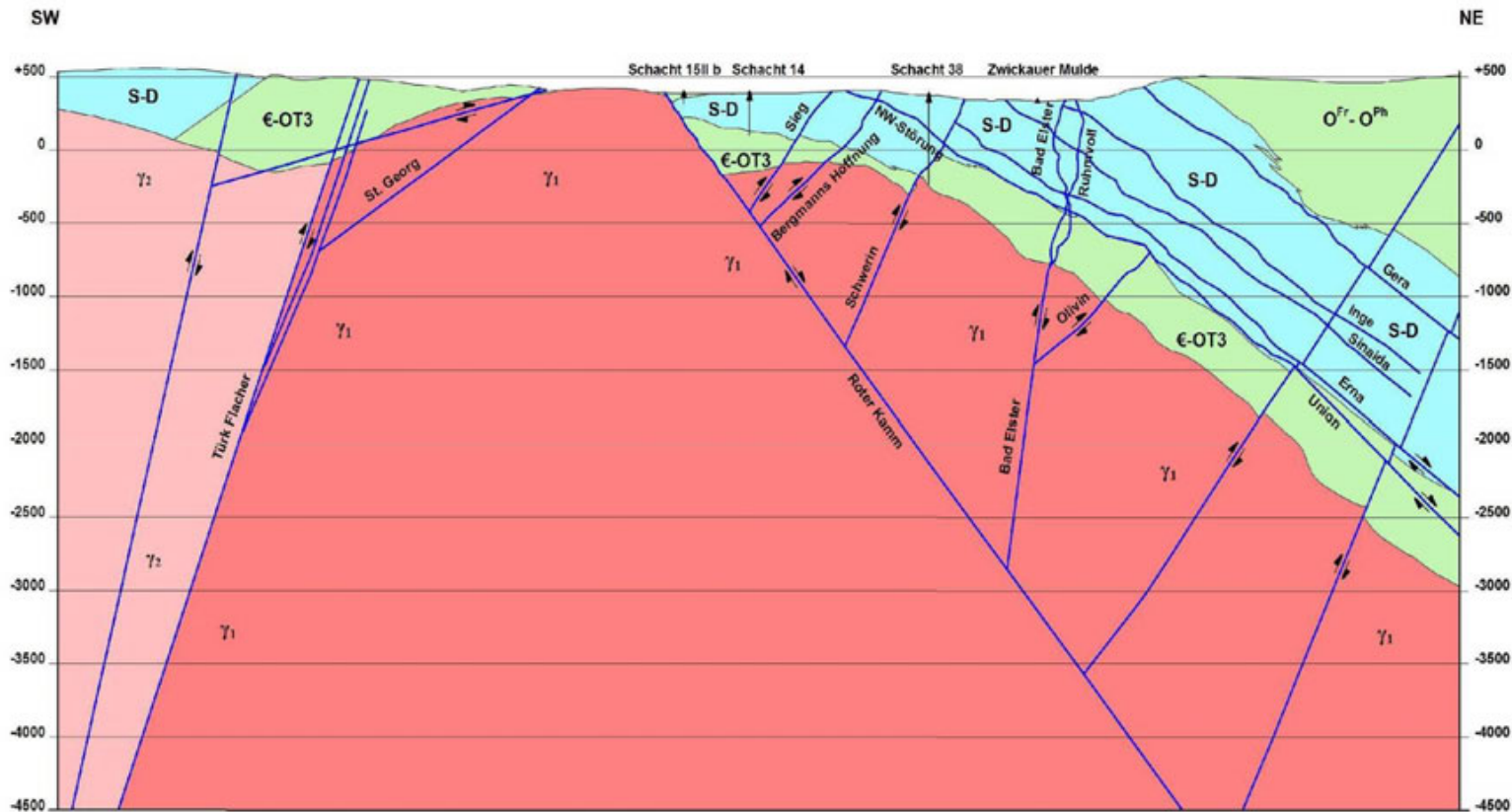


Abbildung 4: Geologischer Schnitt Schneeberg-Schlema

Eine ausführliche Beschreibung der Schichtkomplexe wird in WALLNER & HILLER (2009) gegeben.

Von besonderer Bedeutung ist dabei der Tiefgang der isoklinal gefalteten und nach S bis SE überkippten Lössnitz-Zwönitzer Synklinale und deren Fortsetzung nach SW in die Neustädter Mulde (S-D in Abbildungen 3 und 4). Diese Falten-Schuppenzone am NW-Rand des Vorzugsgebietes ist gekennzeichnet durch eine tektonische Verschuppung mit einer drei- bis vierfachen Profilwiederholung, wobei die einzelnen Falten-Schuppen durch schichtparallele Störungen mit auffälliger Graphitführung von einander getrennt sind. Der Tiefgang dieser Struktur reicht z. T. bis in Teufen von ca. 2 km.

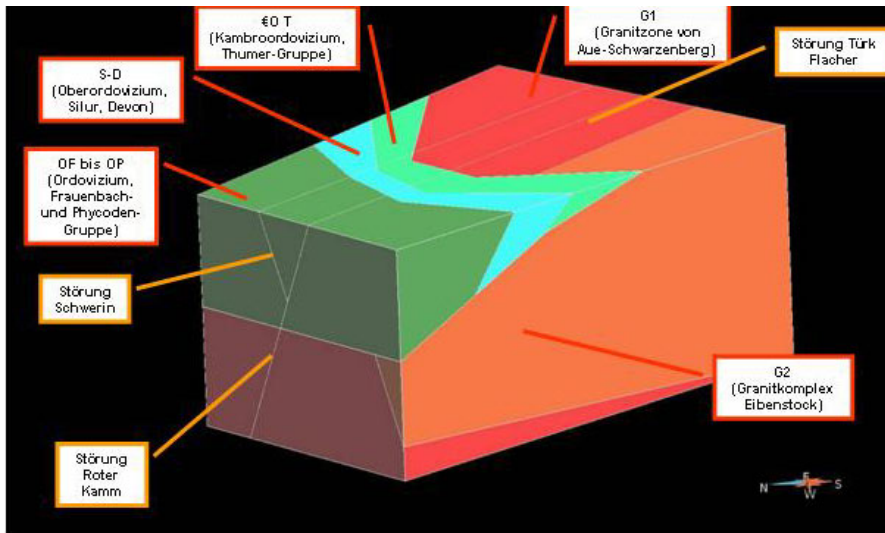


Abbildung 5: Generalisiertes 3D-Modell N-Rand der Aue-Schwarzenberger Granitzone mit Verbreitung der Rahmengesteine (nach GÖRNE 2010)

Granite

Für den geologischen Bau des tieferen Untergrundes des Vorzugsgebietes Aue ist die Verbreitung und Tiefenreichweite der spätvariszischen Granite von besonderer Bedeutung und dessen Oberfläche durch zahlreiche Bohrungen und bergmännische Aufschlüsse sehr gut belegt (Abbildung 6).

Wesentlichen Anteil daran besitzen die **Granite der Aue-Schwarzenberger Granitzone (γ_1)**. Sie stellen im heutigen Oberflächenanschnitt eigenständige, relativ kleine Körper mit dem Granit von Aue, Auerhammer, Gleesberg, Lauter und Schwarzenberg dar (bisher: Granite des Älteren Intrusivkomplexes).

Ihre Position ist an die regionale Tiefenstörung von Gera-Jáchymov gebunden, wobei mehrfach die Kontur der Granite von Einzelstörungen dieser Zone begrenzt wird. Nach den P_2O_5 -F-Verhältnissen sind sie als I/(S)-Typ Granite charakterisiert. Unterschiedliche geochemische Diskriminierungsdiagramme zeigen für diese Granite eigene Trendlinien gegenüber den Graniten des Eibenstocker Massivs. Das weist auf eine Kristallisation aus unterschiedlichen Magmenkammern hin (TICHOMIROVA 2007). Ausbisse der Granitzone von Aue-Schwarzenberg finden sich im gesamten Vorzugsgebiet. Die Kontur des Granits von Aue ist durch Bohrungen und bergmännisch aufgeschlossen. Einzelne Auffahrungen reichen bis 1.000 m in das Granitmassiv hinein, so auf den Sohlen -1.170 m (Qu. 1611) und -1.305 m (Anschlussquerschläge zum Schacht 383). Der Granitkontakt ist diskordant und mit dem Nebengestein verschmolzen. Eine Sinterzone ist hier deutlich zu erkennen.

Im Grubenfeld Oberschlema der Urangrube Schlema-Alberoda existieren Aufschlüsse, die eine Vereinigung des Gleesberg Granits mit dem Granit von Aue in ca. 300-400 m Teufe belegen. In ähnlicher Art und Weise ist auch für die anderen, an der Erdoberfläche isoliert aufgeschlossenen Granite mit einer Vereinigung nach der Teufe zu rechnen. Die Teilplutone im Raum Aue vereinigen sich folglich zu einem zusammenhängenden Granitkörper. Seine Tiefenreichweite ist durch Grubenaufschlüsse und untertägige Bohrungen im Raum Schlema-Alberoda mit mindestens 2 km nachgewiesen.

Im SW des Vorzugsgebietes stellen die hier verbreiteten **Granite des Eibenstocker Massivs (γ_2)** ebenfalls eine eigenständige Entwicklung dar. Sie gehören zu den fluor- und phosphorreichen Lithiumglimmergraniten vom S-Typ (bisher: Granite des Jüngeren Intrusivkomplexes).

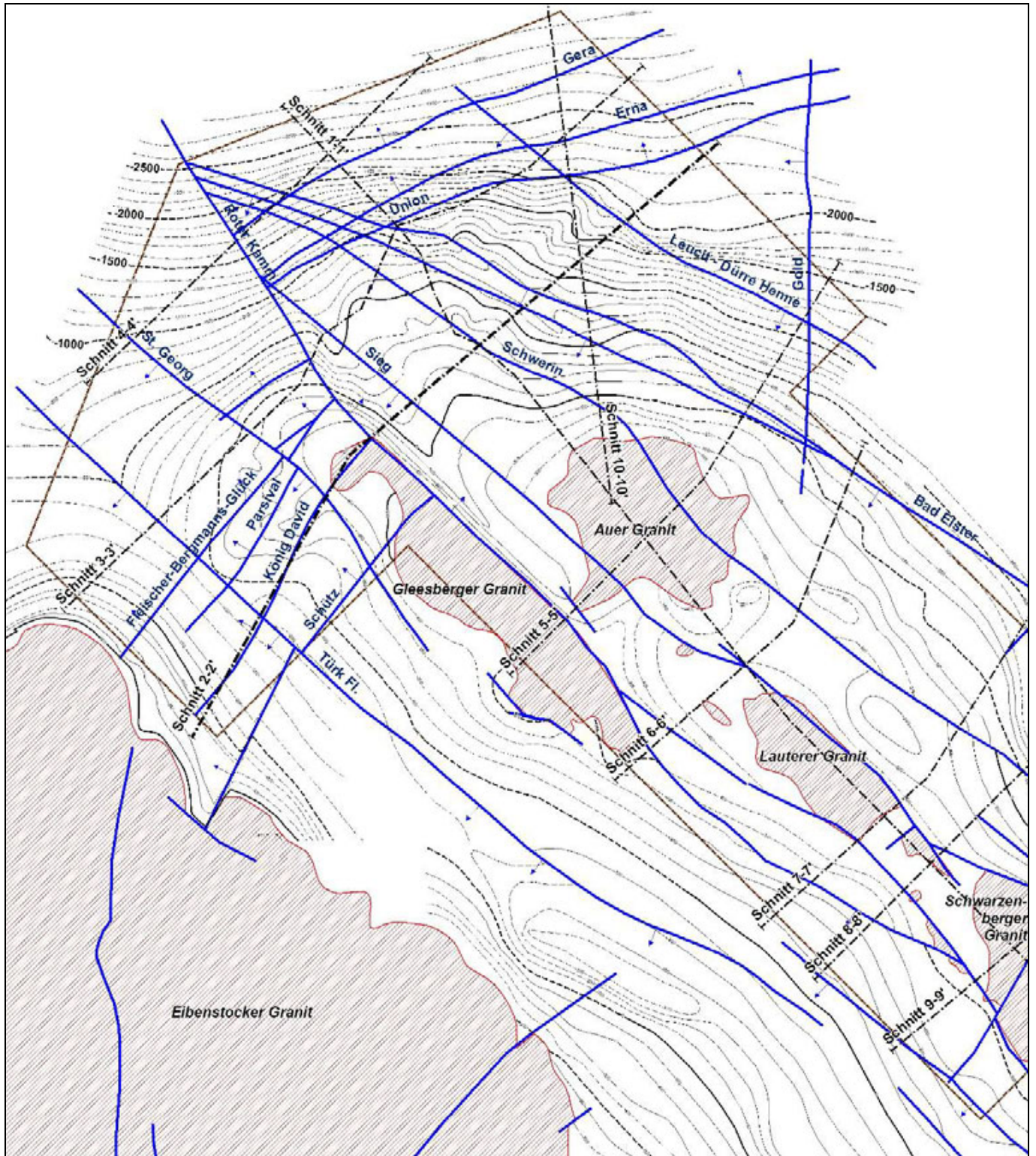


Abbildung 6: Isolinienplan der Granitoberfläche mit Darstellung der wichtigsten Störungen (blau) und den Schnittlagen (Schnitt 2-2' entspricht Abbildung 4) nach WALLNER & HILLER (2009)

Die Visualisierung des Isolinienplanes der Granitoberfläche im 3D Modell zeigt Abbildung 7. Bereits in ca. 1 km Tiefe unter GOK wird nahezu das gesamte Vorzugsgebiet mit Ausnahme seines äußersten WNW-lichen Randbereiches aus Graniten aufgebaut. Im NW des Vorzugsgebietes, bei Langenweißbach-Wildbach, taucht die Granitoberfläche relativ steil in NW-liche Richtung in Teufen von 3 bis 3,5 km ab.

Für das Vorzugsgebiet Aue werden in der Zielteufe von 5 km ausschließlich Granite der Aue-Schwarzenberger Granitzone anstehen.

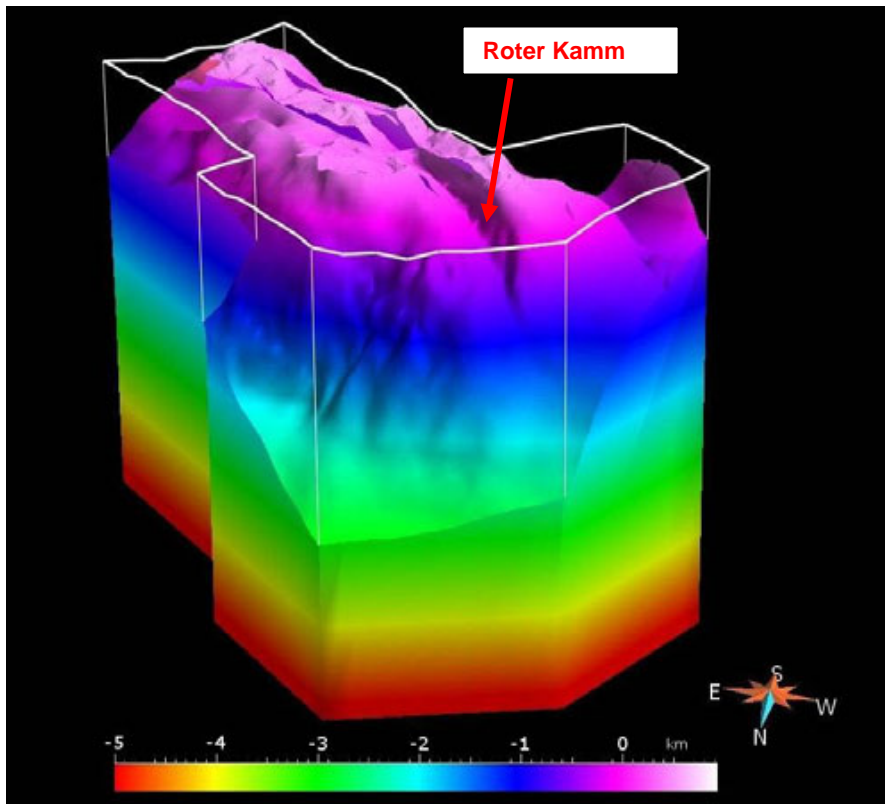


Abbildung 7: 3D-Modell der Granitoberfläche der Aue-Schwarzenberger Granitzone (nach GÖRNE 2010)

Der Kontakt zwischen dem Granit des Eibenstocker Massivs und den Graniten der Aue-Schwarzenberger Granitzone ist nirgendwo aufgeschlossen, da der Bergbau im Schneeberger Revier nicht die dazu erforderliche Teufe erreicht hat. Jedoch ist von hier bekannt, dass das Gleesbergmassiv relativ flach (25 - 30°) nach SW einfällt, während der Kontakt des Eibenstocker Massivs steil mit einem Einfallen von 70 - 75° nach NE abtaucht. Aufgrund der deutlich ausgebildeten, NW-SE gerichteten Senke der Granitoberfläche im Bereich Türkschacht ist anzunehmen, dass die Störungszone, auf der der Türk Fläche und seine Paralleltrümer ausgebildet sind, die (tektonische) Grenze der beiden Granitplutone bildet. Diese Senke zwischen den Graniten weist einen extremen Tiefgang auf, wobei die Granitoberkante in ihrem Zentrum zwischen -360 und -380 m NN liegt. Die Bohrung Wis 3141/88 (westl. Bockau) hat den Granit zudem erst bei -418 m NN erreicht. Das bedeutet, dass hier im Zentrum der Westerzgebirgischen Querzone noch 1.000 bis 1.100 m Metapelite vorhanden sind. Zum Eibenstocker Granitmassiv besteht dann wieder ein steiler, bei Bockau sogar extrem steiler Anstieg. Diese Tatsache äußert sich auch in der dortigen sehr schmalen Ausstrichbreite der Kontaktzone des Eibenstocker Granits.

In der Klassifizierung der variszisch-postkinematischen Granite im Erzgebirge nach geochemisch-mineralogischen Kriterien (FÖRSTER et al. 1998) werden die Granite des Vorzugsgebietes Aue in drei Gruppen gegliedert:

- Fluorarme **Biotitgranite** (Aue, Gleesberg, Auerhammer),
- Fluorarme **Zweiglimmergranite** (Lauter, Neuwelt, Erla, Schwarzenberg),
- Fluor-/Phosphorreiche **Lithiumglimmergranite** (Eibenstock).

Diese Einteilung spiegelt sich auch in den thermischen Gesteinsparametern der Granite (s. Kapitel 4.1.3) wider.

Ergebnisse granittektonischer Untersuchungen in untertägigen Aufschlüssen weisen für den Auer Granit auf verschiedenen Sohlen der Grube Schlema-Alberoda (-540 m, -810 m, -990 m; Raum Niederschlema) an Hand von Kluftrmessungen die intensive Ausbildung von Q- und S-Klüften und ein weitgehendes Fehlen der D- und L-Klüftung aus (vgl. WALLNER & HILLER 2009).

Die S-Klüftung ist SW-NE orientiert (35-45°/90°) und teilweise bis in die Glimmerfelse des Exokontaktes wirksam. Für Q-Klüfte wurden Maxima von 305-315°/60-80° SW gemessen. In Bezug auf Erstreckung und Orientierung sind sie aushaltender als die

von ihnen durchsetzten S-Klüfte.

Analoge Beobachtungen, die jedoch nicht mit systematischen Messungen verbunden waren, konnten im Rahmen einer Befahrung des Markus-Semmler-Stollens im Gleesberggranit im Grubenfeld König David gemacht werden.

Regionale tektonische Strukturen

Das bruchtektonische Inventar des Vorzugsgebietes Aue-Schwarzenberg ist eingebunden in den saxothuringischen Bruchschollenbau und Ausdruck des regionalen Spannungsplanes des Westerzgebirges. Die zahlreichen Einzelstörungen weisen dabei überwiegend eine polyphase Entwicklung auf, die zu variszischer Zeit beginnt, im Mesozoikum/Känozoikum mehrfach wiederbelebt werden und lokal noch rezente Aktivitäten aufweisen. Es werden nachfolgende Störungssysteme unterschieden:

- NW-SE streichende Störungen (sogenannte Flache),
- NE-SW streichende Störungen (Morgengänge),
- WNW-ESE streichende Störungen (Spatgänge),
- N-S streichende Störungen (sogenannte Stehende),
- schieferungsparallele, flach einfallende Störungen (sogenannte Schwebende).

■ NW-SE streichende Störungen:

Die Bruchtektonik des Vorzugsgebietes wird dominiert vom NW-SE (herzyn) verlaufenden Störungssystem der Finne-Gera-Jáchymov-Störungszone. Mit über 250 km streichender Erstreckung gehört sie zu den Regionalen Bruchzonen 1. Ordnung (KUSCHKA 1989) und besitzt regionale strukturelle Bedeutung. Bei einer Breite von fast 10 km setzt sie sich aus einer Reihe von konkreten Einzelstörungen niederer Ordnung zusammen. Die Darstellung der Deformationsintensität (Strain), abgeleitet aus der Verteilung und Konturierung des Bruchstörungsinventars der Gera-Jáchymov-Störungszone im Gebiet Westerzgebirge (BANKWITZ et al. 1993) zeigt, dass sich die maximale Deformation auf bestimmte Störungsabschnitte, z. B. den Roten Kamm, konzentriert. Eine Tiefenreichweite der Gera-Jáchymov-Störungszone bis in den Grenzbereich Unterkruste-Mantel lässt sich aus den Ergebnissen des tiefenseismischen Profils DEKORP MVE 90 erkennen.

Die **Störung Roter Kamm** ist die bedeutendste Einzelstörung. Er streicht im Vorzugsgebiet mit ca. 315 - 320° NW-SE und fällt bei Oberschlema nahe der Tagesoberfläche mit 50 - 55° nach NE ein. Unterhalb der -300-m-Sohle beträgt das Einfallen bis zu 70° und im Raum Auerhammer-Eichert wurden 60 - 65° nach NE gemessen. Die Mächtigkeit der Bruchstruktur liegt bei 20 - 25 m, kann jedoch wie im Schachtfeld 67 - ca. 100 m anwachsen. Der Rote Kamm ist vom Bewegungssinn her eine Abschiebung, an der der nordöstlich gelegene Block gegenüber dem SW-Block abgesenkt wurde. Die vertikale Sprunghöhe konnte durch Ergebnisse von Bohrarbeiten im Oberschlemaer Zentralfeld auf maximal 580 m beziffert werden. Im Schachtfeld 67 verringert sie sich bereits auf ca. 260 m, um außerhalb der Kontaktzonen der Granitmassive sehr schnell unter 100 m zurückzugehen. Die Störung begrenzt den Granit von Schneeberg-Auerhammer im NE. Im SW-Teil des Oberschlemaer Reviers laufen die Strukturen „Roter Kamm“ und „Sieg“ zusammen.

Strukturen 2. Ordnung mit NW-SE-Streichen sind die Störungen „**Sieg**“, „**Schwerin**“, „**Türk Flacher**“, „**Bergmanns Hoffnung**“, „**Ruhmvoll**“ und der **St. Georg** Flache. Sie alle fallen mit 50 - 70° (selten bis 75°) nach SW ein. Es handelt sich durchweg um Strukturen, deren Mächtigkeit bis zu 10 m beträgt und in Granitnähe lokal auch 40 - 60 m erreicht. Innerhalb der Störungen bilden Mylonitbahnen die Grenze zum Nebengestein an die mehrphasige Mineralgänge mit Einschlüssen von brekzierten Nebengesteinen anschließen.

Für die genannten Störungen wurde durch Aufschlüsse eine streichende Erstreckungen von mindestens 2 - 3 km und eine vertikale Ausdehnung über mindestens 700 m nachgewiesen. Vom Bewegungssinn her sind es Schrägabschiebungen mit vertikalen Amplituden von 30-150 m. Der horizontale Anteil ist vergleichsweise gering (Meterbereich) und entspricht einer Verschiebung des SW-Blocks nach NW. Die Störung „Türk Flacher - Bär Flacher“ ist eine weit aushaltende, mittelsteil mit 45 - 75° nach SW einfallende Struktur, die über weite Strecken von z. T. mächtigen Lamprophyrgängen begleitet wird.

Im Erzfeld Schneeberg-Schlema-Alberoda sind die wichtigsten Uranerzgänge NW-SE streichende Strukturen mit 3. Ordnung mit einer Längserstreckung von über 500 - 800 m und ebenso weiten Erstreckung im Einfallen. Weitere NW-SE-streichende Strukturen der IV. und V. Ordnung weisen Erstreckungen von 200 - 300 m bzw. bis 100 m auf. Ihre Mächtigkeiten können bis zu 50 cm betragen.

■ NE-SW streichende Störungen und streichende Störungen der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale

Die Störungen des NE-SW-streichenden Systems untergliedern sich in die echten Morgengänge und die „streichenden“ Störungen der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale.

Die **Morgengänge** streichen zwischen 210° und 240° und fallen mit 50 - 85° nach NW ein. Insbesondere in der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale und ihrer SW-lichen Fortsetzung, der Neustädter Mulde, ist häufig ein Anschaaeren dieser Störungen an schieferungsparallele Strukturen zu beobachten. Die meisten Morgengänge werden von anders orientierten Strukturen abgeschnitten oder verworfen. Im Oberschlemaer Revier stellen die „Zentralstörung“ und „Dynamo“, die mit einem Generalstreichen von 30 - 35° verlaufen, die wichtigsten Morgengänge dar. Beide fallen steil mit 85 - 90° bzw. 70 - 80° nach NW ein. Es sind Abschiebungen mit einem Bewegungsbetrag von bis zu 15 m.

Die **„Streichenden“ Störungen** kommen überwiegend in Gesteinskomplexen der Lößnitz-Zwönitzer Synklinale vor und sind hier mit der Einfaltung und tektonischen Verschuppung der oberordovizisch bis devonischen Schichtkomplexe entstanden. In Abhängigkeit vom Gesteinsstreichen variiert die Orientierung dieser Störungen von 220 - 240° (Oberschlema) bis 260 - 280° (im Raum Niederschlema-Alberoda). Das Einfallen der als Aufschiebungsbahnen und Fließzonen ausgebildeten Störungen ist durchweg mit 45 - 55° (vereinzelt bis 65°) nach NW bzw. N gerichtet. Sie bilden tektonische Gleitbahnen in kohlenstoffreichen Schiefen, die durch ausgewalzte graphitische Substanz mit deutlicher Striemung und häufigen Harnischbildungen zu erkennen sind. Die Hauptstrukturen **„Union“** (mit der „Nordwest-Störung“ als Fortsetzung im Raum Oberschlema) und **„Gera“** bilden die Randstörungen der Lößnitz-Zwönitzer Mulde. Ihre nachweisbare streichende und fallende Erstreckung beträgt mehr als 6 km bzw. 2 km. Im Granit von Aue ist das System der „streichenden“ Störungen schwach entwickelt. Einzig die Struktur „Union“ lässt sich im Raum Niederschlema ohne nennenswerten Verwurf des Kontaktes (<10 m) in das Granitmassiv verfolgen. Dabei biegt das Streichen auf SW-NE-Richtung ein und das Einfallen wird steiler (60 - 70° NW). Die Struktur zeigt scharfe, tektonisch geprägte Kontakte, ist 2 - 2,5 m mächtig und wird von Letten, Granitbrekzien, Quarz-, Quarz-Feldspat- sowie Quarz-Sulfidgängen ausgefüllt.

■ WNW-ESE streichende Störungen

Das Störungssystem ist in oberflächennahen Teufenabschnitten wie z. B. auf den oberen Sohlen im Raum Niederschlema-Alberoda bis in ca. 500 m Teufe sowie im SW-Teil des Schneeberger Grubenfeldes häufig entwickelt. Das Streichen kann Werte zwischen 275° und 305° annehmen und weist ein Maximum bei 290° auf. Das Einfallen ist steil (>70°) nach NNE oder SSW gerichtet, häufig auch seiger. Alle Störungen führen mylonitisierte, zerscherte oder brekzierte Nebengesteine.

Herausragende Bedeutung besitzt die Störung **„Bad Elster“** (abschnittsweise als „Alberoda II“ bezeichnet), die über 3,5 km im Streichen und ca. 1 km im Einfallen durch Grubenbaue verfolgt wurde. Sie weist Mächtigkeiten von 0,5 m bis zu 5 m auf und führt sowohl reichlich tektonisch deformiertes Nebengestein als auch hydrothermale Mineralisation verschiedener Bildungsstadien. Die Verschiebungsbeträge liegen bei 25 - 30 m. „Bad Elster“ verwirft sämtliche „streichenden“ Störungen.

■ NNW-SSE streichende Störungen

Die NNW-SSE-streichenden Störungen sind in ihrer Häufigkeit vergleichbar mit NW-SE-streichenden Störungen III. Ordnung und fast ausschließlich auf den tiefen Sohlen der Lagerstätte Schlema-Alberoda entwickelt. In Oberschlema sind es die Störungen „Plauen“ und „Oschatz IV“. Das Streichen dieser Störungen schwankt zwischen 330° und 350° und kann auch submeridional (bis ca. 10°) orientiert sein. Mit Werten von 60 - 75° SW ist das Einfallen meist steiler als bei den NW-Störungen.

Im Auer Granitmassiv konnte die Fortsetzung einiger NNW-SSE orientierter Störungen verfolgt werden. Die Strukturen mittlerer Größe führen bei Mächtigkeiten bis 20 cm Letten, Granitbrekzien und Quarzgänge mit spärlichen Karbonatlinsen. Kleinere Störungen sind bis 5 cm mächtig und mit Granit-Mylonit ausgefüllt. Von einer größeren Reichweite dieser Strukturen innerhalb des Granitmassivs ist deshalb nicht auszugehen.

4.1.3 Thermische Gesteinsparameter

Dr. Hans-Jürgen Förster, Dr. Andrea Förster

4.1.3.1 Wärmeleitfähigkeit variszischer Granitoide

Das Vorzugsgebiet umfasst bzw. ist umgrenzt von einer Vielzahl kleinerer und größerer Granitplutone (Abbildung 8). Die hier vorgelegten Untersuchungen erstrecken sich nicht nur auf diejenigen Granite, die in der gegenwärtigen Konfiguration des Vorzugsgebiets lokalisiert sind, sondern umfassen darüber hinaus auch solche Intrusionen, die sich unmittelbar daran anschließen.

Die Ergebnisse der Messungen der Wärmeleitfähigkeit k (in W/m-K) von repräsentativen Proben der Granitoide und Metamorphite sind in FÖRSTER & FÖRSTER (2010a) tabelliert.

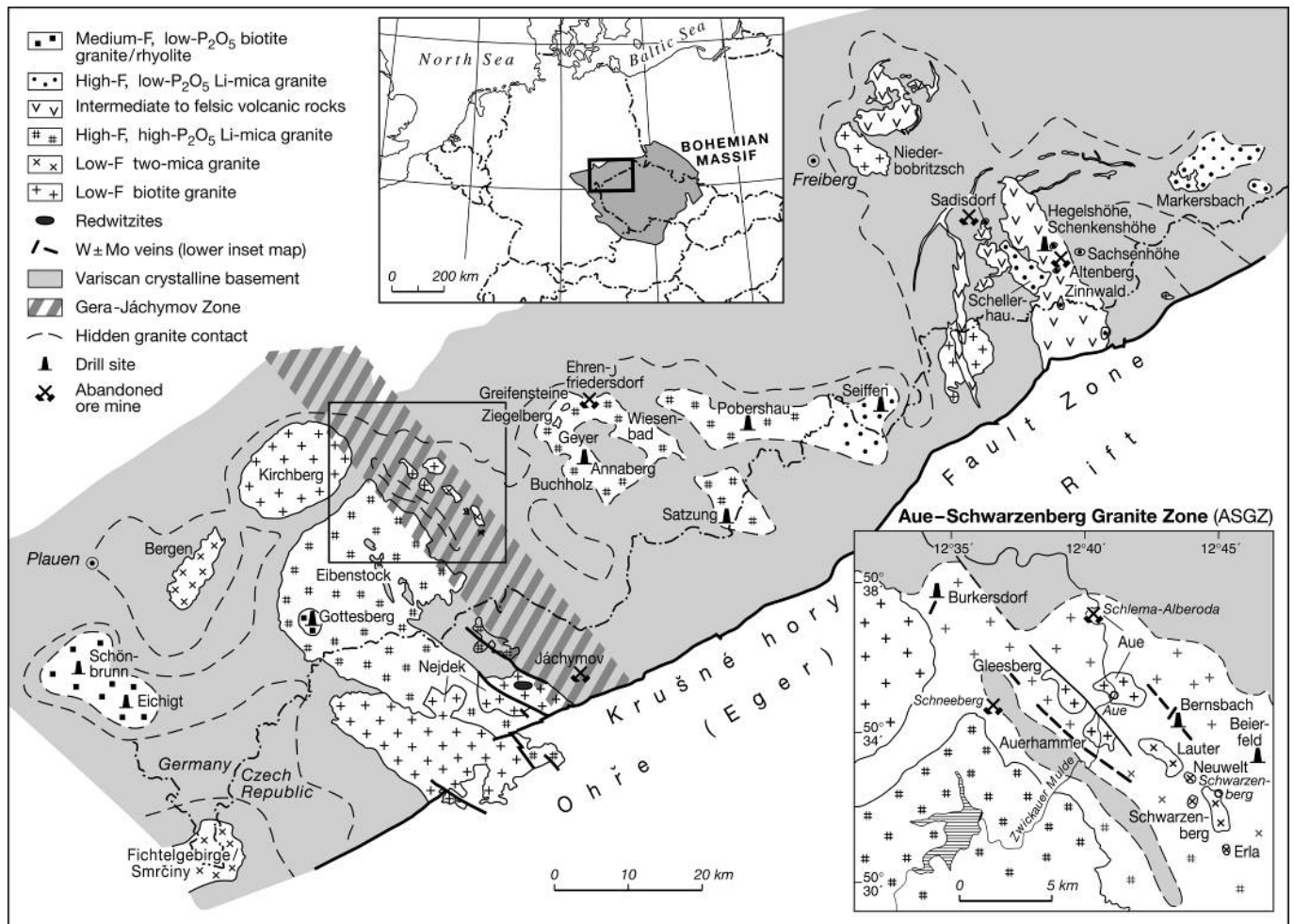


Abbildung 8: Vereinfachte geologische Karte der Erzgebirge-Vogtland Zone (EVZ) mit Verbreitung der wichtigsten variszischen Granitoide, Ausschnitt: Verbreitung der Granite in der Zone Aue-Schwarzenberg (aus FÖRSTER et al. 2009)

Massiv von Kirchberg (Gruppe der F-armen Biotitgranite)

Das Granitmassiv von Kirchberg (KIB) ist ein komplex aufgebauter Pluton, dessen Internstruktur bis heute noch nicht befriedigend geklärt werden konnte. Im Oberflächenanschnitt nehmen F-arme Biotitgranite (vgl. FÖRSTER et al. 1998), die als Kirchberger Granit *sensu stricto* (KIB s.s.) bezeichnet werden können, flächenmäßig den größten Anteil (ca. 70 %) ein. Neben diesen Gesteinen sind vor allem im Umfeld bekannter Wolfram-Vererzungen (Gebiete Pechtelsgrün, Plohn, Winkel) durch Schürfe und Flachbohrungen Granite aufgeschlossen worden, deren stoffliche Eigenschaften nur bedingt denen der KIB s.s.-Granite entsprechen. Diese stellen entweder eigenständige magmatische Körper dar und/oder repräsentieren KIB-Granite, die im Zuge der Assimilation von Nebengesteinsmaterial merkliche stoffliche Veränderungen erfahren haben. Auch im heutigen Anschnittsniveau sind stoffliche Modifikationen im erweiterten Randbereich des Massivs deutlich nachweisbar, beispielsweise im Gebiet des Steinbruchs "Am Schelmburg" nahe Kirchberg oder im Bereich der Steinbrüche bei Wildenau. In diesem Bericht

werden alle diese Gesteine mit ungeklärter genetischer Position als KIB (unklar) zusammengefasst. Der östliche Endokontakt des Massivs ist durch Bohrungen bei Burkersdorf (BUR) in einer Teufe von 300 - 500 m aufgeschlossen worden.

Die Wärmeleitfähigkeit der **Granite des Massivs von Kirchberg** zeigt eine systematische Entwicklung. Sie nimmt exponentiell von den am wenigsten entwickelten faziellen Varianten mit **2,4 W/m·K** zu den hochdifferenzierten klein- bis feinkörnigen Typen mit Werten nahe **3,2 W/m·K** zu (Abbildung 9), gleichlaufend mit einer Zunahme des Verhältnisses von Quarz (hoher k-Wert) zu Feldspäten (niedriger k-Wert).

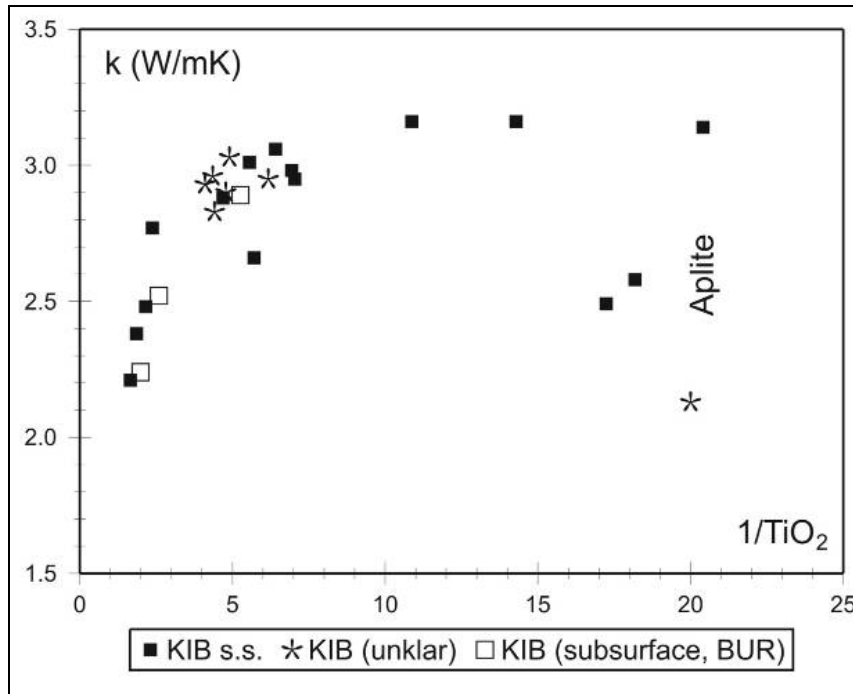


Abbildung 9: Wärmeleitfähigkeit k (in W/m·K) der Granite des Massivs von Kirchberg als Funktion ihres Grades der Fraktionierung (1/TiO₂)

Als Monitor für den Differentiationsgrad des Gesteins wurde dem reziproken Wert von TiO₂ gegenüber dem gemeinhin verwendeten SiO₂-Gehalt der Vorzug gegeben, da sich Ti weniger sensitiv gegenüber Alterationsprozessen verhält. Ausnahme bilden die Aplite, die erheblich in den k-Werten divergieren, im Wesentlichen determiniert durch ein sehr wechselndes Verhältnis von Quarz zu Feldspäten. Diese als Gänge auftretenden Gesteine gehen auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit nicht in die thermischen Modelle ein.

Massiv von Eibenstock (Gruppe der F-P-reichen Li-Glimmer-Granite)

Die **Eibenstocker Granite** (EIB) haben eine gegenüber den Graniten des benachbarten Kirchberger Komplexes geringfügig erhöhte Wärmeleitfähigkeit, die zwischen **2,8 W/m·K** in den frühen Intrusionsphasen bis maximal **3,4 W/m·K** in späteren Differentiaten variiert (Abbildung 10). Aplite bzw. Metasomatite werden auf Grund ihrer geringen Verbreitung hier nicht betrachtet.

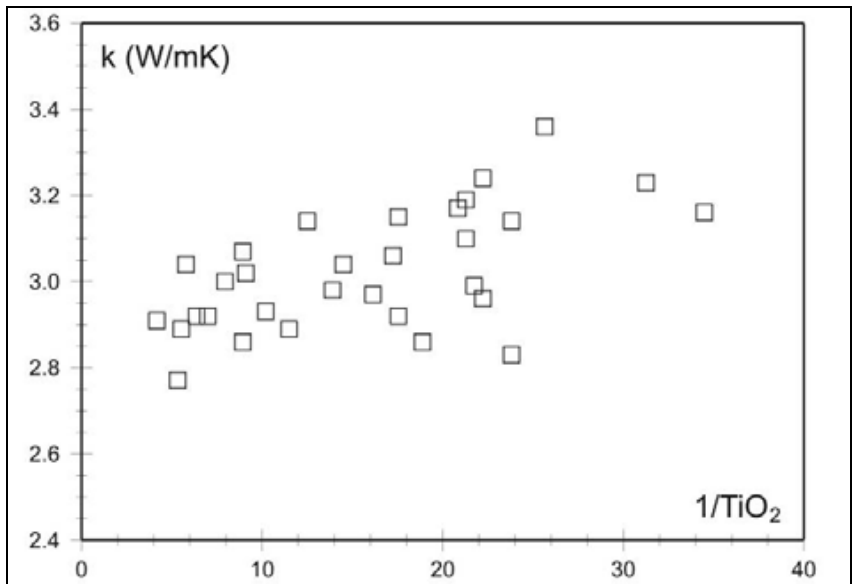


Abbildung 10: Wärmeleitfähigkeit k (in $W/m\cdot K$) der Granite des Massivs von Eibenstock als Funktion ihres Grades der Fraktionierung ($1/TiO_2$)

F-arme Biotitgranite der Granitzone von Aue-Schwarzenberg (ASGZ)

Zu dieser Gruppe gehören die Granitvorkommen von Aue, Auerhammer, Glesberg (Schneeberg), Bernsbach (BRB) und Beierfeld (BRF) (FÖRSTER & DAVIS 2000). Die Vorkommen von Aue, Auerhammer und Glesberg sind kogenetisch und werden als Granit-Suite von Aue zusammengefasst (AGS; FÖRSTER et al. 2009). Die genetischen Beziehungen der nur durch Bohrkerne bekannten Granite von Beierfeld und Bernsbach sind aufschlussbedingt nicht rekonstruierbar.

Die verschiedenen textuellen Varietäten der AGS weisen k -Werte zwischen **2,5 und 3,0 $W/m\cdot K$** auf (Abbildung 11). Die k -Werte des Bernsbacher Granits variieren zwischen 2,8 und 3,0 $W/m\cdot K$. Die höchsten k -Werte von Graniten dieser Gruppe weist der Beierfelder Granit auf, der auch der am höchsten differenzierte in dieser Gruppe ist (3,2 - 3,3 $W/m\cdot K$).

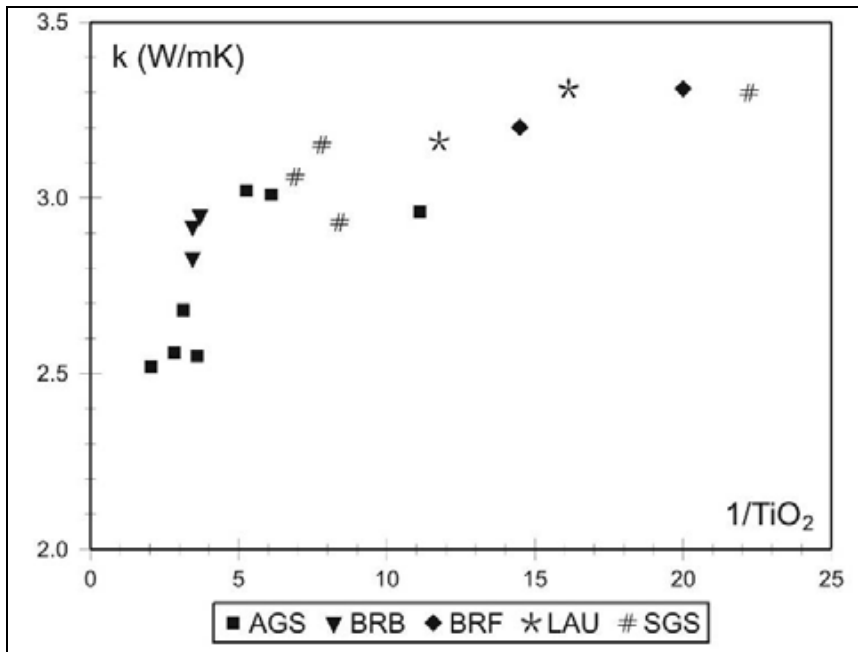


Abbildung 11: Wärmeleitfähigkeit k (in $W/m\cdot K$) von Graniten aus der Zone Aue-Schwarzenberg als Funktion ihres Differenzierungsgrads ($1/TiO_2$)
AGS: Granit-Suite von Aue, BRB = Bernsbach, BRF = Beierfeld, LAU = Lauter, SGS = Granit-Suite von Schwarzenberg

F-arme Zweiglimmer-Granite der Granitzone von Aue-Schwarzenberg (ASGZ)

Der volumetrisch wichtigste Vertreter dieser Gruppe ist die **Granit-Suite von Schwarzenberg** (SGS). Diese vereint die kogenetischen Vorkommen von Schwarzenberg, Neuwelt und Erla (vgl. FÖRSTER et al. 2009). Der Granitstock von Lauter (LAU) nimmt eine gewisse Übergangstellung ein. Seine Zugehörigkeit zu diesem Typ ist nicht zweifelsfrei geklärt und möglicherweise ungenügenden Aufschlussverhältnissen geschuldet. Alle bisher untersuchten Proben dieses Granittyps besitzen k-Werte **>2,9 W/m-K** (Abbildung 11). Mit 3,3 W/m-K wird sowohl in den Graniten von Lauter als auch der Suite von Schwarzenberg der Maximalwert erreicht.

4.1.3.2 Wärmeleitfähigkeit variszischer Metamorphite

Die verschiedenen Gneise, Schiefer (zumeist Glimmerschiefer) und Phyllite/Tonschiefer zeichnen sich durch ähnliche und vergleichsweise hohe Wärmeleitfähigkeiten aus (Abbildung 12), die weitgehend denen der benachbarten Granite entsprechen. Der k-Wert der gemessenen **Gneise** liegt im Bereich **2,5 - 3,5 W/m-K**. Die Mehrzahl der **Glimmerschiefer/Phyllite/Tonschiefer** besitzt Wärmeleitfähigkeiten zwischen **2 und 4 W/m-K**. **Chloritschiefer**, die Metadiabasen entsprechen, weisen Wärmeleitfähigkeiten um **3 W/m-K** auf. Ihrem vergleichsweise höheren Quarz-Gehalt geschuldet, besitzen unter den Metamorphiten die **Quarzite** mit k-Werten zwischen **3,5 und 5,5 W/m-K** (in den reinsten Varietäten) im Allgemeinen die höchsten Wärmeleitfähigkeiten. Die quarzfreien bzw. -armen Amphibolite liegen verständlicherweise am unteren Ende der gemessenen k-Werte.

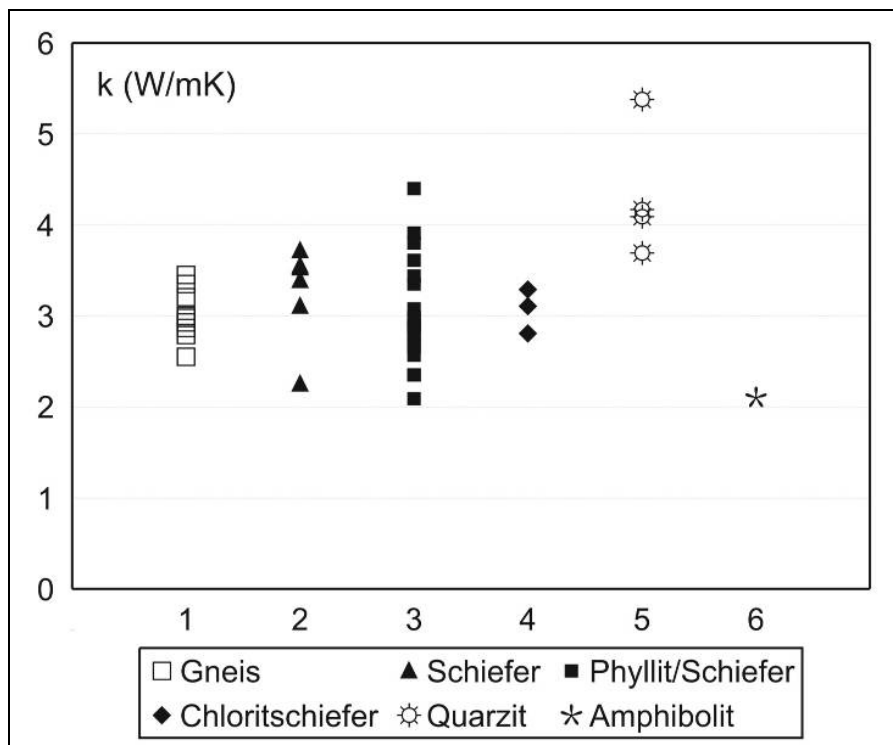


Abbildung 12: Wärmeleitfähigkeit k (in W/m-K) von Metamorphiten aus der Gera-Jáchymov-Störungszone

4.1.3.3 Radiogene Wärmeproduktion variszischer Granitoide

Massiv von Kirchberg

Abbildung 13 zeigt die Variation der radiogenen Wärmeprodukten A (in $\mu\text{W}/\text{m}^3$) der Gesteine des Massivs von Kirchberg als Funktion des reziproken Werts von TiO_2 (Gesamtgestein). Es ist ersichtlich, dass die KIB s.s.-Granite und die Granite unklarer Zuordnung ähnliche A-Bereiche einnehmen. Dabei existiert die klare Tendenz, dass mit zunehmenden Grad der Differentiation die Wärmeproduktion zunimmt, von 3 - 4 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ in den frühen, grobkörnig-porphyrischen Varietäten bis zu 9 - 10 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ in den späten, fein- bis feinkörnigen Graniten.

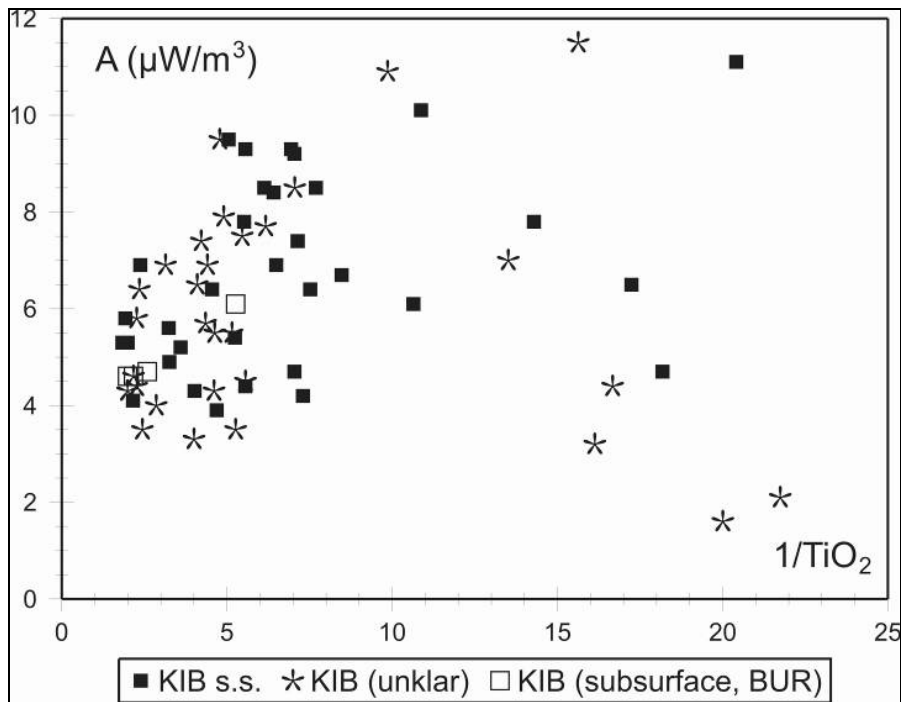


Abbildung 13: Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu\text{W}/\text{m}^3$) von Gesteinen des Kirchberger Massivs als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/\text{TiO}_2$)

Erst in den Apliten ($1/\text{TiO}_2 > 11$) gibt es keine einheitliche Tendenz mehr; hochradiogene Gänge (A bis $11.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$) finden sich neben solchen mit geringer Wärmeproduktion um $2 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Da solche Aplitite volumetrisch unbedeutend sind, spielen diese bei Modellierungen von Temperatur-Tiefen-Profilen keine Rolle.

Die bei Burkersdorf erbohrte Endkontaktzone des Massivs **harmonisiert** in der Wärmeproduktion der Gesteine mit den Oberflächenproben.

Massiv von Eibenstock

Für die Bestimmung von A standen neben Oberflächenproben auch Bohrkern aus dem Raum Pöhla-Tellerhäuser (Teufenbereich 900 - 1.300 m) und Gottesberg (1.100 - 1.130 m) zur Verfügung. Zwischen beiden Probenkollektionen bestehen essentielle Unterschiede in der radiogenen Wärmeproduktion (Abbildung 14), deren Ursache im Kapitel 4.4.3 diskutiert und begründet wird. Die Oberflächenproben zeigen eine breite und unsystematische Streuung der A-Werte im Bereich zwischen 1,5 und $8 \mu\text{W}/\text{m}^3$, ohne Korrelation mit dem Differentiationsgrad.

Die Untertageproben zeichnen sich durch ein anderes Verhalten aus. Zum einen sind sie generell durch höhere A-Werte zwischen 6 und nahe $11 \mu\text{W}/\text{m}^3$ charakterisiert, zum anderen existiert eine positive, wenn auch nur schwache Korrelation mit dem Differentiationsgrad. Dabei repräsentieren die unteren Werte den grobkörnig-serialporphyrischen Hauptgesteinstyp (Typ Eibenstock), die höheren Werte die weniger verbreiteten klein- bis feinkörnigen Granite.

Die im Eibenstocker Massiv vorhandene Teufenzonalität der Wärmeproduktion ist nicht nur eine regionale Besonderheit, sondern auch ein in anderen Plutonen dieser Granitgruppe beobachtetes Phänomen. So weisen die verborgenen Granitkörper von Pobershau und Satzung im Mittel Erzgebirge im Teufenbereich 250-870 m ebenfalls hohe A-Werte zwischen etwa $5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (kleinkörnig-hyalporphyrische Varietät Typ Walfischkopf, vermutlich Endkontaktfazies) und $11 \mu\text{W}/\text{m}^3$ auf (vgl. FÖRSTER & FÖRSTER 2000).

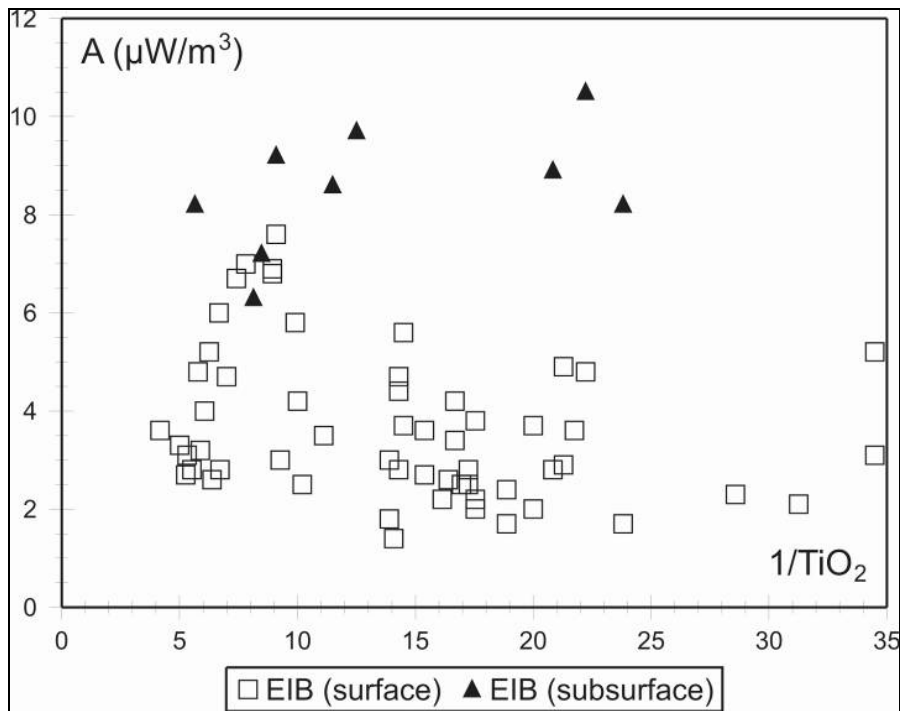


Abbildung 14: Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu\text{W}/\text{m}^3$) von Gesteinen des Eibenstocker Massivs als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/\text{TiO}_2$)

F-arme Biotitgranite der Granitzone von Aue-Schwarzenberg

Oberflächenproben des Hauptgesteinstyps der AGS zeigen eine relativ geringe Wärmeproduktion in einem Bereich zwischen 2,5 und 4,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Abbildung 15). Proben des gleichen Texturtyps (mittel- bis grobkörnig, schwach porphyrisch), die aus Teufen zwischen 1.100 m und 1.400 m genommen wurden, liegen im Mittel zwischen 5 und 6,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Höher entwickelte Granite dieser Suite aus dem gleichen Teufenintervall produzieren bis zu 8,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ Wärme. Dass dieses Spektrum von A -Werten dennoch nicht repräsentativ für diese Suite ist, zeigt Abbildung 14. Die aus Tiefen zwischen etwa 680 m und 700 m genommenen Proben des Granits von Bernsbach weisen Wärmeproduktionswerte um 6 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ auf. Die aus noch größeren Tiefen (1.250 - 1.280 m) stammenden Proben des hochdifferenzierten Granits von Beierfeld haben mit A -Werten um 9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ eine weit überdurchschnittliche Wärmeproduktion.

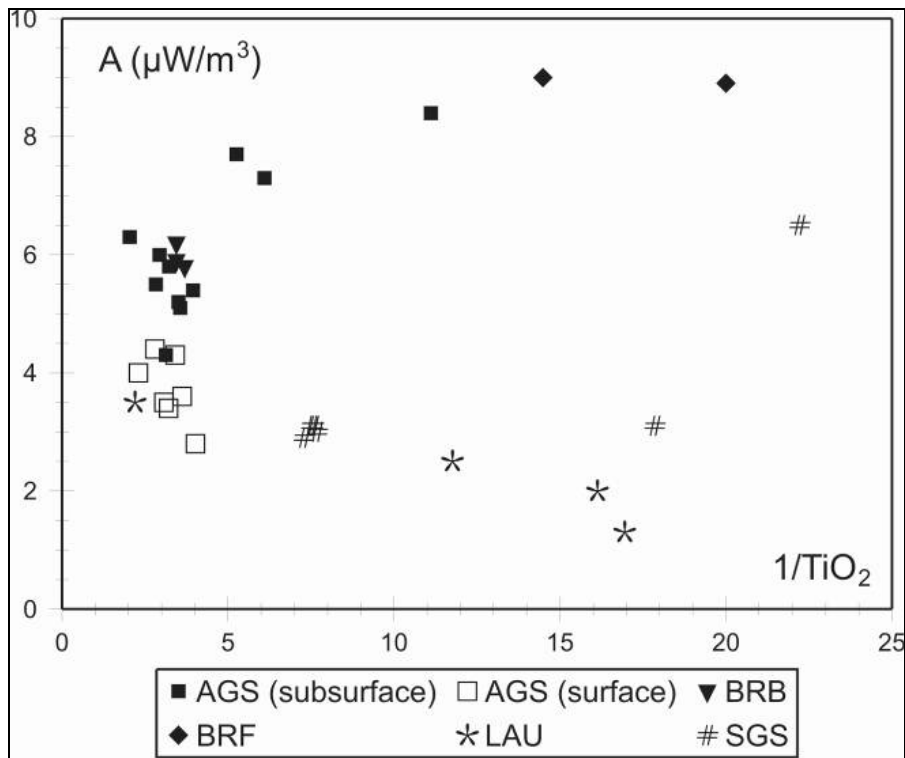


Abbildung 15: Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu\text{W}/\text{m}^3$) von Graniten aus der Zone Aue-Schwarzenberg als Funktion ihres Differentiationsgrads ($1/\text{TiO}_2$)
AGS: Granit-Suite von Aue, BRB = Bernsbach, BRF = Beierfeld, LAU = Lauter, SGS = Granit-Suite von Schwarzenberg (Datenquellen: FÖRSTER et al. 2009; H.-J. FÖRSTER 2009, unveröff.; D. LEONHARDT 2009, unveröff.)

F-arme Zweiglimmer-Granite der Granitzone von Aue-Schwarzenberg

Wärmeproduktionswerte von diesen Graniten beziehen sich (a) ausschließlich auf Oberflächenproben und (b) sind im Vergleich mit anderen Graniten der EVZ eher unterdurchschnittlich. So zeigen die mittel- bis hochfraktionierten Granite der Granit-Suite von Schwarzenberg durchschnittlich nur A-Werte um $3 \mu\text{W}/\text{m}^3$, sieht man einmal von einer mengenmäßig unbedeutenden textuellen Variante mit $6,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ab (vgl. Abbildung 15). Der Granit von Lauter ist mit Wärmeproduktionswerten zwischen 3 und fast $1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ atypisch für die gesamte Region. Allerdings deutet die beobachtete negative Korrelation zwischen A und $1/\text{TiO}_2$ darauf hin, dass diese Werte nicht für tiefere Bereiche der Intrusion repräsentativ sind und Alterationsprozesse reflektieren, die zu einer Abreicherung von U in oberflächennahen Bereichen geführt haben. Die primäre Evolution granitischer Magmen führt tendenziell zu einer Erhöhung der Wärmeproduktion mit zunehmendem Fraktionierungsgrad der Schmelzen.

4.1.3.4 Radiogene Wärmeproduktion variszischer Metamorphite

Im Hinblick auf die radiogene Wärmeproduktion von Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten/Schiefern ergibt sich ein ähnliches Bild wie bereits bei der Analyse der Wärmeleitfähigkeit. Zwischen diesen Gesteinen unterschiedlichen Metamorphosegrades und (zumindest teilweiser) differierender chemischer Zusammensetzung bestehen vergleichsweise geringfügige Unterschiede in A bei einer ebenfalls überschaubaren Streuung der Einzelwerte. So weist die Mehrzahl dieser Metamorphite A-Werte im Intervall $1,5 - 3,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ auf (Abbildung 16). Metamorphe Diabase (Chloritschiefer) besitzen niedrigere A-Werte um $0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Für Quarzite liegen keine Daten vor. Amphibolite wurden wegen ihrer unbedeutenden regionalen Verbreitung und Mächtigkeit außer Betracht gelassen. Insgesamt besitzen die Metamorphite in der Regel eine niedrigere Wärmeproduktion als die benachbarten variszischen Granite (vgl. Abbildungen 13-15). Ausnahmen von dieser Beobachtung bilden Aplite sowie U-verarmte Magmatite aus oberflächennahen Bereichen und im Umfeld von U-Mineralisationen.

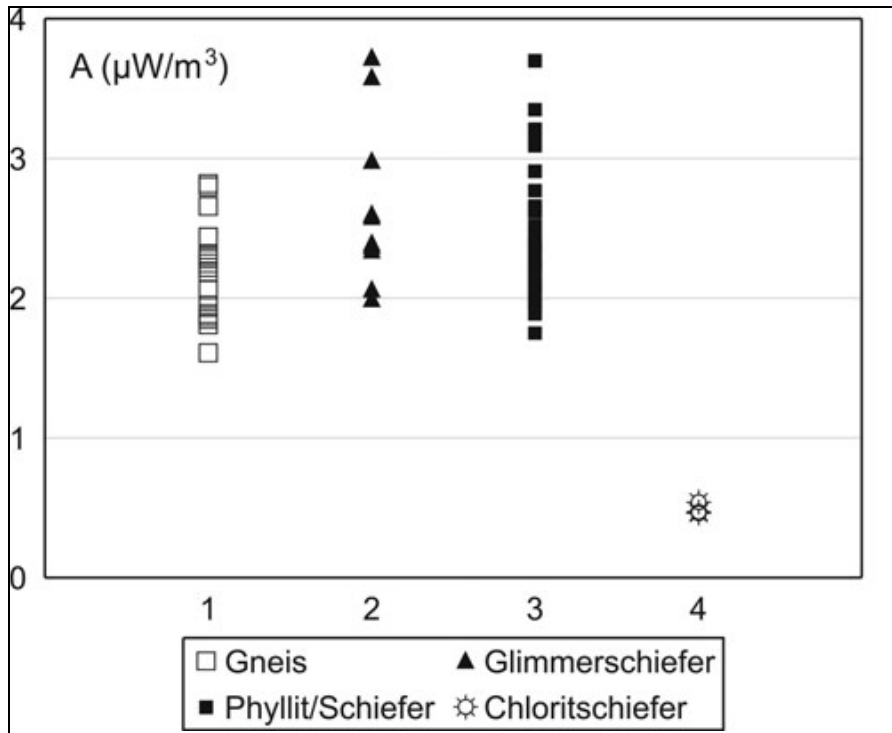


Abbildung 16: Radiogene Wärmeproduktion A (in $\mu\text{W}/\text{m}^3$) von Metamorphiten aus der Gera-Jáchymov-Störungszone (Datenquellen: MINGRAM 1996, B. PLESSEN 1999, unveröff., MINGRAM et al. 2004, FÖRSTER & FÖRSTER 2000)

4.1.4 Mineralogische Massenbilanzierung von U und Th

Die Kenntnis darüber, in welchen Mineralen eines Gesteins und in welchem prozentualen Anteil die wärmeproduzierenden Elemente gebunden sind, ist von wesentlicher Bedeutung für tiefengeothermische Projekte in Regionen mit großer Verbreitung granitoider Gesteine. Informationen darüber, ob diese Elemente in leicht oder eher in schwer löslichen Phasen auftreten, erlauben sowohl Antworten auf eine Reihe von wichtigen Fragen für die Modellierung von Temperatur-Tiefen-Profilen als auch für den späteren Betrieb der Anlage. Dazu gehören:

1. Kann in Graniten an Hand von an Oberflächenproben gemessenen A-Werten mit hinreichender Sicherheit auf deren Wärmeproduktion in größeren Tiefen geschlossen werden?
2. Kann im Gefolge der Zirkulation der Fluide im unterirdischen Reservoir eine Auslaugung von wärmeproduzierenden Elementen erfolgen, die im Laufe der Zeit zu dessen Abkühlung führt?
3. Sind leicht lösliche U-Th-Trägerminerale vorhanden, die dann eine Anreicherung radioaktiver Elemente in den strömenden Fluiden, mit den sich daraus ergebenden umweltschutzrelevanten Konsequenzen, verursachen?

Das Mineral mit der größten Suszeptibilität für derartige Lösungsprozesse ist Uraninit. Das Vorkommen dieses Minerals ist überwiegend auf saure magmatische Gesteine beschränkt. In Parametamorphiten und sauren bis intermediären Orthometamorphiten ist es in der Regel nicht (oder nicht mehr) vorhanden. Deshalb wurde in diesem Frühstadium der geologischen Vorerkundung eine mineralogische Massenbilanzierung nur für die variszischen Granite vorgenommen.

4.1.4.1 Massiv von Kirchberg

Bei den Kirchberger Graniten s.s. unterscheidet sich die früh gebildete grobkörnig-hyal-porphyrische Varietät (KIB1) in der Art der radioaktiven akzessorischen Minerale deutlich von den höher differenzierten Graniten der kogenetischen Fraktionierungsserie. Während im KIB1-Granit Allanit-(Ce) $[(\text{Ce}, \text{LREE}) \text{SiO}_4]$ ein wichtiger Träger der Leichten Seltenen Erden (LSEE) und von Thorium ist, übernimmt in den späteren Teilintrusionen Monazit-(Ce) $[(\text{Ce}, \text{LSEE}) \text{PO}_4]$ diese Rolle.

In den KIB1-Graniten sind etwa 55 % des **Thoriums** im Allanit-(Ce) gebunden. An zweiter Stelle folgt Thorit (ThSiO_4), der ~30 % dieses Elementes auf sich vereint. In den mittel- bzw. feinkörnigen Graniten KIB2 und KIB3 ist Thorit mit Anteilen um 50 % der Hauptträger von Th. Mit ca. 30 % folgt Monazit-(Ce). In den Apliten ist dieses Mineral der wichtigste Konzentrador von Th (~45 %), gefolgt von Thorit (25 %) und Uraninit (20 %). An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass sich der Anteil von

Uraninit indirekt aus der nicht durch alle anderen betrachteten Minerale bilanzierten Restmenge an U zu 100 % errechnet. Aus diesem Grund involviert der Terminus "Uraninit" strenggenommen auch andere, zumeist untergeordnet auftretenden sekundäre U-Phasen wie Coffinit, U-Glimmer oder die schwer identifizierbaren µm-großen U-haltigen Phasen, die sich auf Kornoberflächen, in Rissen oder in Zwickelräumen befinden.

In allen KIB-Graniten ist der größte Prozentsatz des **Uraniums** im Uraninit gebunden, wobei die Anteile zwischen ca. 40 % (KIB2) und 80 % (KIB3, Aplite) variieren. Zwischen 10 und 20 % des U befindet sich im Thorit. Zirkon ($ZrSiO_4$) und Xenotim-(Y), [(Y, SSEE) PO_4], vereinen zusammen maximal 25 % dieses Elements.

4.1.4.2 Massiv von Eibenstock

Im Unterschied zum Kirchberger Massiv treten in allen Teilintrusionen dieses Plutons die gleichen Trägerminerale der wärmeproduzierenden Aktiniden auf.

Was **Thorium** anbelangt, ist Monazit-(Ce) mit Anteilen zwischen 75 und 85 % von überragender Bedeutung. Damit kontrolliert dieses Mineral in diesen Graniten im Wesentlichen das Verhalten von Th bei Subsolidus-Prozessen (vgl. Kapitel 4.1.6.3). Dieselbe Bedeutung kommt mit prozentualen Anteilen zwischen 70 und 85 % dem Uraninit in Bezug auf **Uranium** zu. Eine Ausnahme bildet die Walfischkopf-Fazies, wo neben Uraninit (35 %) auch noch Monazit, Xenotim (beide jeweils ~20 %) und Zirkon (~15 %) als wichtige U-Konzentratoren in Erscheinung treten.

4.1.4.3 Granitzone von Aue-Schwarzenberg

Unter den F-armen Biotit- und Zweiglimmer-Graniten besitzen die Suiten von Aue (AGS) und Schwarzenberg (SGS) die größte Verbreitung an der Oberfläche. In beiden dominiert volumetrisch der mittel- bis grobkörnig, schwach porphyrische Granittyp. Deshalb wurde diese Varietät für die Bilanzierung ausgewählt. In allen diesen Graniten treten dieselben Th-U-Trägerminerale auf, was an dieser Stelle ihre gemeinsame Betrachtung rechtfertigt. Wie auch in den meisten anderen erzgebirgischen Graniten dominiert Monazit-(Ce) mit 80 % das Verhalten des **Thoriums**. Mit Thorit gibt es nur in der AGS ein weiteres nennenswertes Th-Mineral. Etwa 70 % des **Uraniums** befinden sich im Uraninit. Mit ca. 10 % bzw. 15 % ist der Anteil von Monazit zu beziffern. Thorit, Zirkon und Xenotim spielen mit Prozentsätzen <10 eine vernachlässigbare Rolle.

4.1.5 Uraninit-Geochemie

Um die im Abschnitt für das Massiv von Eibenstock dokumentierte vertikale Zunahme der radiogenen Wärmeproduktion zu größeren Tiefen zu verstehen, muss das Verhalten von Th und U gesondert analysiert werden. Dabei stellt sich heraus, dass zwischen Oberflächen- und Bohrkernproben ein und derselben Varietät keine statistisch signifikante Unterschiede im Th-Gehalt zu beobachten sind, während sich die Gehalte an U deutlich unterscheiden (vgl. FÖRSTER & FÖRSTER 2000). A-Wert und U-Konzentration sind streng positiv korreliert. Um das spezifische Verhalten von Th und U zu erklären, müssen deren Trägerminerale in Betracht gezogen werden. Thorium ist dominant im Monazit-(Ce) konzentriert, einem Mineral, das der Wechselwirkung mit oxidierenden Fluiden in oberflächennahen Bereichen gegenüber sehr resistent ist. Uraninit reagiert unter gleichartigen Bedingungen unterschiedlich; es kann gelöst werden oder auch weitgehend stabil bleiben (vgl. Kapitel 4.4.1). Die Ursache für dieses differenzierte Verhalten liegt in der chemischen Zusammensetzung des Uraninits begründet (vgl. Kapitel 4.4.3).

4.1.5.1 Granitmassive von Kirchberg und Eibenstock

Die Granite beider Plutone unterscheiden sich fundamental in der Zusammensetzung der magmatisch gebildeten Uraninite. Uraninite mit mittleren bis hohen summarischen Gehalten an Th und den Lanthaniden in den Kirchberger Graniten stehen solche mit deutlich geringeren in den Eibenstocker Leukograniten gegenüber (Abbildung 17).

Dabei zeigen die Gehalte der betrachteten Elemente im Uraninit keine Korrelation mit $1/TiO_2$ im Gesamtgestein, sind also keine Funktion des Differentiationsgrades der Schmelze, aus der dieses Mineral kristallisierte. Außerdem ist zu konstatieren, dass Uraninit in EIB-Oberflächenproben fast ausnahmslos als Einschluss im Quarz zu finden ist, während er in entsprechenden Bohrkernproben auch in Glimmern und Feldspäten eingeschlossen auftritt. Die letztgenannte Assoziation wurde auch in den KIB-Proben beobachtet, die aus Oberflächenaufschlüssen stammen.

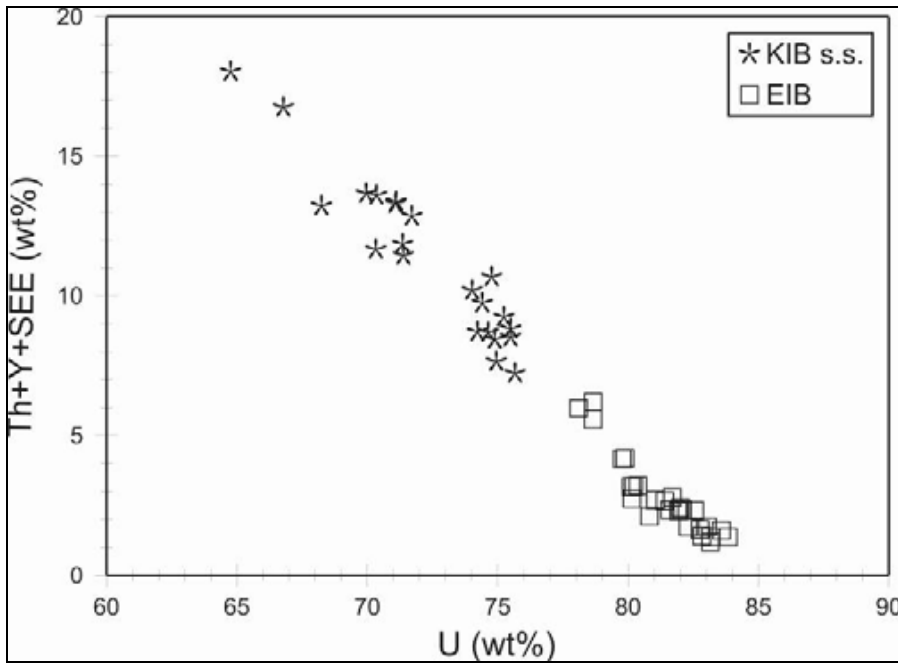


Abbildung 17: Th+Y+SEE-U (in Masse-%) Diagramm von Uraniniten aus den Granitmassiven von Kirchberg und Eibenstock
 (Datenquellen: FÖRSTER 1999, KEMPE 2003 und FÖRSTER, H.-J. 2009, unveröff.)

4.1.5.2 Granite der Zone Aue-Schwarzenberg

Die Biotit-Granite der Zone Aue-Schwarzenberg zeigen keine einheitliche Uraninit-Zusammensetzung (Abbildung 18). Auf der einen Seite stehen die Granite von Aue und Bernsbach, deren Uraninite geringe (Th+Y+SEE)-Gehalte aufweisen, die denen der Uraninite aus den EIB-Graniten entsprechen. Auf der anderen Seite steht der Granit von Beierfeld, dessen Uraninit denjenigen mit mittleren (Th+Y+SEE)-Gehalten im KIB-Granit nahe kommt. Von den Zweiglimmer-Graniten liegen nur wenige Analysen dieses U-Mineral vor, die ausschließlich aus der Suite von Schwarzenberg stammen. Diese weisen den Uraninit der SGS als stoffliches Äquivalent des Uraninit von Beierfeld aus. Trotz Inspektion mehrerer Schlitze konnte Uraninit im Granit von Lauter (noch?) nicht diagnostiziert werden.

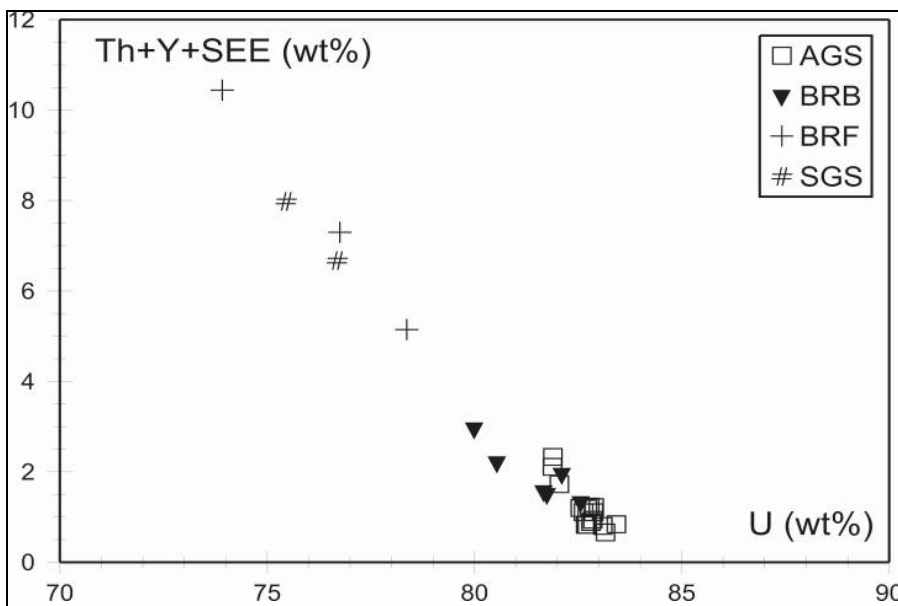


Abbildung 18: Th+Y+SEE-U (in Masse-%) Diagramm von Uraniniten aus Graniten der Zone Aue-Schwarzenberg
 (Datenquellen: FÖRSTER et al. 2009, H.-J. FÖRSTER 2009, unveröff.; FÖRSTER 2010)

4.1.5.3 Abschnittsdiskussion

Abbildungen 14 und 15 zeigen, dass in den Massiven von Eibenstock und Aue eine Teufenabhängigkeit der radiogenen Wärmeproduktion existiert, die im Wesentlichen die Entwicklung der U-Gehalte nachzeichnet. Dieses Verteilungsmuster spiegelt keine primären Verhältnisse wider, sondern beruht auf der Zerstörung des wichtigsten U-Trägers, dem Mineral Uraninit, unter dem Einfluss oxydierender Fluida. Das dabei freigesetzte Uranium wurde entweder in Lagerstätten akkumuliert (bei der AGS vermutlich der größere Prozentsatz) oder durch die Lösungen dispergiert (vgl. FÖRSTER et al. 2008).

Eine wichtige Frage ist die nach der vertikalen Erstreckung solcher Auslaugungsareolen. Anhand von Bohrkernen aus >900 m Tiefe erscheint es sicher, dass metasomatisch wenig beeinflusste Granite dort nahezu primäre U-Gehalte aufweisen. Andere Granite dieser Gruppe (Pobershau und Satzung) weisen „ungestörte“ Verhältnisse bereits in 300 m Tiefe auf (vgl. FÖRSTER et al. 1999). Aus diesen Beobachtungen kann geschlussfolgert werden, dass im EIB-Massiv bereits in wenigen 100 m Tiefe wesentlich höhere Wärmeproduktionsraten, als aus der Analyse von Oberflächenproben suggeriert wird, zu erwarten sind.

Dass ungestörte A-Werte jedoch erst in weitaus größeren Tiefen verzeichnet werden können, belegt das Beispiel der Granit-Suite von Aue im Umfeld der U-Lagerstätte Schlema-Alberoda. Berechnungen der Wärmeproduktionsraten aus von BARSUKOV et al. (1996) publizierten U-Th-K-Werten zeigen eine lineare A-Zunahme zwischen 200 m ($\sim 2 \mu\text{W}/\text{m}^3$) und der maximal erbohrten Teufe von 2.300 m ($\sim 11.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$) (Abbildung 19).

Ob damit bereits das Maximum von A erreicht ist, bleibt ungewiss. Noch größere Raten erscheinen aber eher unwahrscheinlich. Ebenfalls ungeklärt ist die horizontale Erstreckung dieser „depletion-halos“ vom Endokontakt (von hier stammen die A-Daten) in Richtung auf das Zentrum des Auer Granitplutons. Wir tendieren zu der Vermutung, dass in diese Richtung eine Zunahme von A mit zunehmender Entfernung von den U-Mineralisationen zu verzeichnen ist.

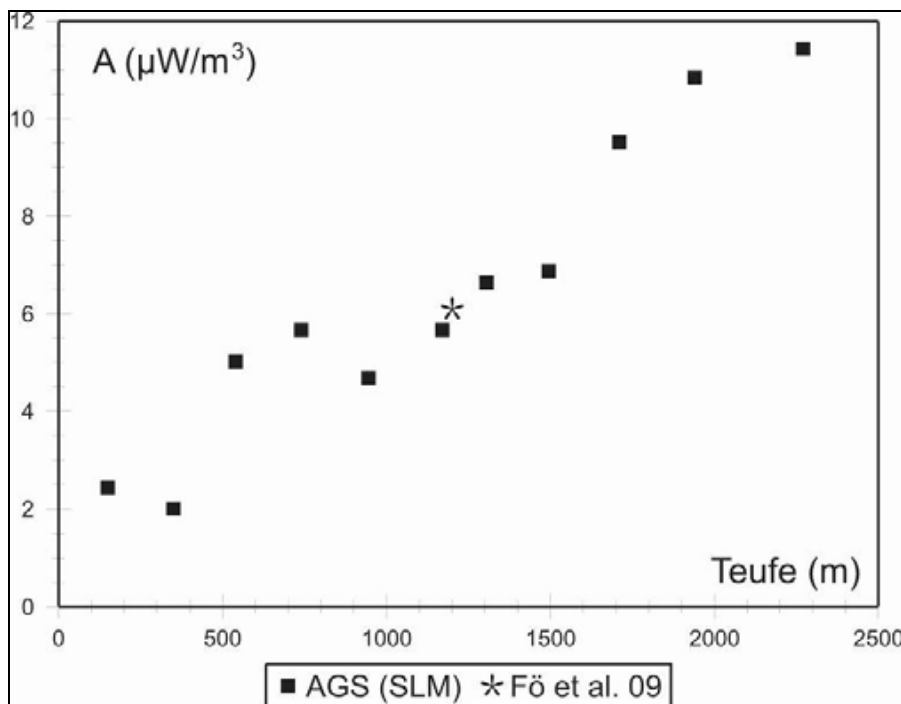


Abbildung 19: Wärmeproduktion des Granits von Aue im Grubengelände Schlema-Alberoda (SLM) als Funktion der Teufe

(Datenquelle: BARSUKOV et al. 1996 [der Stern repräsentiert den mittleren U-Gehalt von 10 Proben aus dem Teufenbereich 1.100-1.300 m nach FÖRSTER et al. 2009]).

Was ist die Ursache für derartig intensive U-Laugungsprozesse in diesen beiden Graniten? Der Schlüssel für die Beantwortung dieser Frage liegt in der chemischen Zusammensetzung ihrer Uraninite. Beide Plutone zeichnen sich durch das Vorkommen von Uraninit aus, die niedrige Gehalte an (Th+Y+SEE) aufweisen (vgl. Abbildungen 17 + 18). Wie experimentell gezeigt wurde (vgl. FÖRSTER 1999), erhöhen größere Gehalte an diesen Elementen die Stabilität von Uraninit gegenüber oxydierenden Medien

wie beispielsweise Oberflächenwässern oder auch solchen Fluiden, die Uran während der Phasen der Bildung bzw. Umbildung der Uranlagerstätten im Vorzugsgebiet mobilisierten und transportierten. Die niedrigen Gehalte an „stabilisierenden“ Komponenten machte die Uraninite in den EIB-Graniten und der AGS dagegen anfällig für Lösungsprozesse, die bis in Teufen von mindestens 2.300 m im heutigen Anschnittsniveau nachweisbar sind. Das erklärt, warum in EIB-Oberflächenproben der Uraninit vorwiegend innerhalb von Quarz lokalisiert ist, da sich Quarz im Vergleich zu Feldspäten und Glimmern wesentlich resistenter gegenüber der Einwirkung von Lösungen verhält und demzufolge als stabiler Container für den Uraninit fungiert. Obwohl nicht oberflächlich aufgeschlossen, könnte auch der untersuchte Granit von Bernsbach Uran verloren haben.

Das andere Extrem sind die KIB-s.s.-Granite, in denen ein „stabiles“ Uraninit kristallisierte. Die Konsequenz ist, dass die A-Werte der Oberflächenproben mit den A-Werten desselben Granittyps aus größerer Teufe weitgehend identisch sein sollten. Das gilt nicht für die KIB-Granite unklarer Position, die Th-ärmere Uraninite führen. Auch die A-Werte des Granits von Beierfeld sollten im Großen und Ganzen primäre Verhältnisse widerspiegeln, obwohl sein Uraninit nicht die Stabilität dessen aus dem KIB-s.s. besitzt (vgl. Abbildung 18). Eine unklare Stellung nimmt auch die Suite von Schwarzenberg ein. Für den Granit von Lauter können keine Aussagen getroffen werden. Alle diese Granite haben oberflächlich Wärmeproduktionsraten, die, sofern repräsentativ, negative Anomalien in der EVZ darstellen würden, wofür keine plausiblen Gründe existieren. Eher ist zu vermuten, dass U-Laugungsprozesse auch diese Vorkommen in Mitleidenschaft gezogen haben.

4.1.6 Thermisches 2D-Modell

Dr. Hans-Jürgen Förster, Dr. Andrea Förster

Die Temperatur-Tiefen-Verteilung wurde entlang eines Tiefenschnittes 2-2' modelliert, der etwa SW-NE und nahe der Städte Schneeberg und Aue verläuft (Abbildungen 3 und 4). Ausgehend vom verdeckten Granit von Eibenstock (rosa) quert er dessen Kontakt zum Granit von Aue (rot) und führt weiter über die Lößnitz-Zwönitzer Synklinale (hellblau) bis in die Gesteine der Frauenbach- bis Phycoden-Folge (Abbildung 20). Die berechneten Isothermen (Abbildung 21) charakterisieren nicht nur den ausgewählten Schnitt, sondern besitzen auch ein großes Maß an Repräsentanz für das gesamte granitgeprägte Vorzugsgebiet, da die bis in den Raum von Schwarzenberg anzutreffenden Gesteine nachgewiesenermaßen bzw. wahrscheinlich sehr ähnliche Wärmeleitfähigkeiten bzw. Produktionsraten besitzen. Aus diesem Grund konnte auf weitere 2D-Modellierungen in diesem Gebiet verzichtet werden.

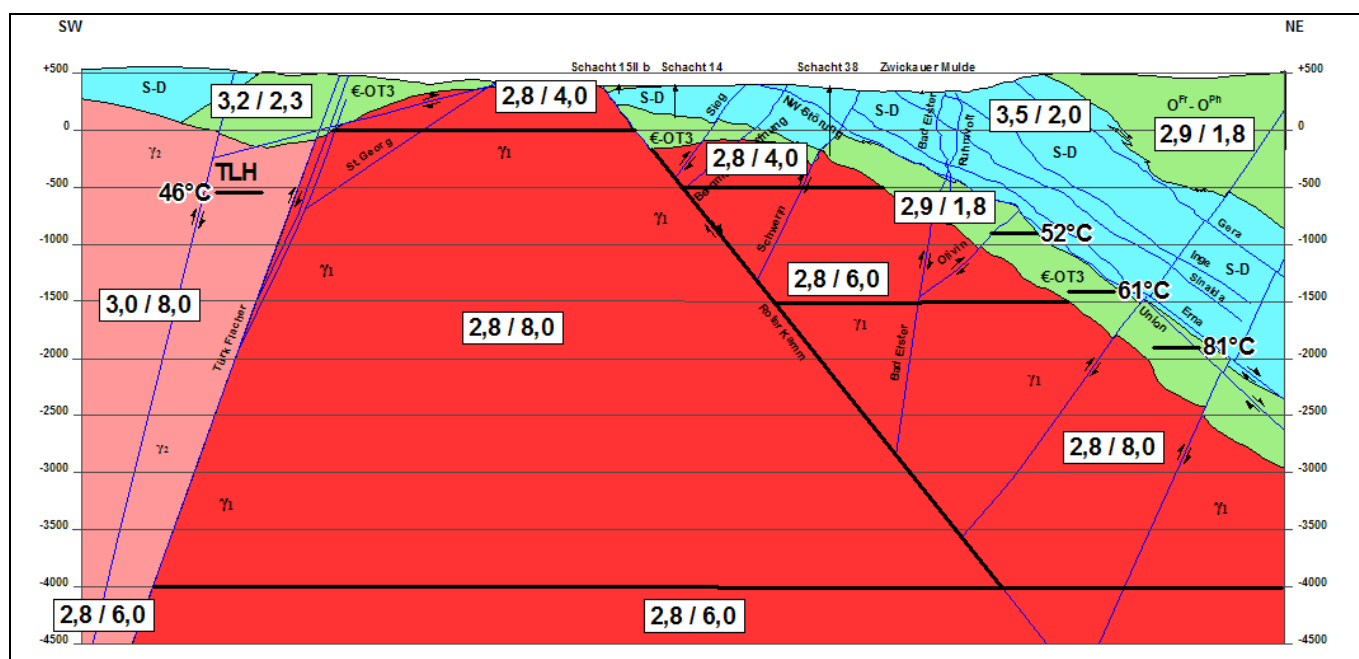


Abbildung 20: Wärmeleitfähigkeits- und Wärmeproduktionsparameter der Gesteine entlang des Profilschnittes 2-2' Schneeberg-Schlema

Die dem 2D-Modell zugrunde liegende Annahme einer Gesamtmächtigkeit der beiden Granitplutone von 8 km entspricht den aus geophysikalischen Erwägungen abgeleiteten Vorstellungen über deren maximale Teufenerstreckung.

Für die Bewertung der Relevanz der modellierten Temperaturverteilung stehen im Wesentlichen zwei T-Marker im

Teufenbereich zwischen etwa 1 und 2,5 km unter GOK zur Verfügung (Abbildung 20). Zum einen handelt es sich um eine in einer Tiefe von 1.050 m in der Wismut-Bohrung 3022/1983 im Eibenstocker Granit (Raum Tellerhäuser, TLH) gemessenen Temperatur von 46 °C (BOECK et al. 2005), die mit einiger Wahrscheinlichkeit thermische Gleichgewichtsbedingungen widerspiegelt. Obwohl diese Bohrung einige Kilometer außerhalb des Profilschnitts abgeteuft wurde, sind die dortigen geologischen/thermischen Verhältnisse sehr ähnlich derer im Kontakt Eibenstocker/Auer-Granit im Gebiet Schneeberg-Aue. Zum anderen steht ein T-Wert zur Verfügung, der in einer Untertage-Bohrung im Lagerstättenrevier Schlema-Alberoda aus einer Tiefe von 2.365 m im Endokontakt des Auer Granits (NE-Rand) gemessen wurde. Diese Temperatur von 81 °C wurde 24 Stunden nach Bohrende in der Spülung gemessen (A. HILLER 2010, mündl. Mitt.) und ist aus diesem Grund als gestörte Temperatur einzustufen, d. h. der Wert liegt unterhalb der tatsächlichen Gebirgstemperatur.

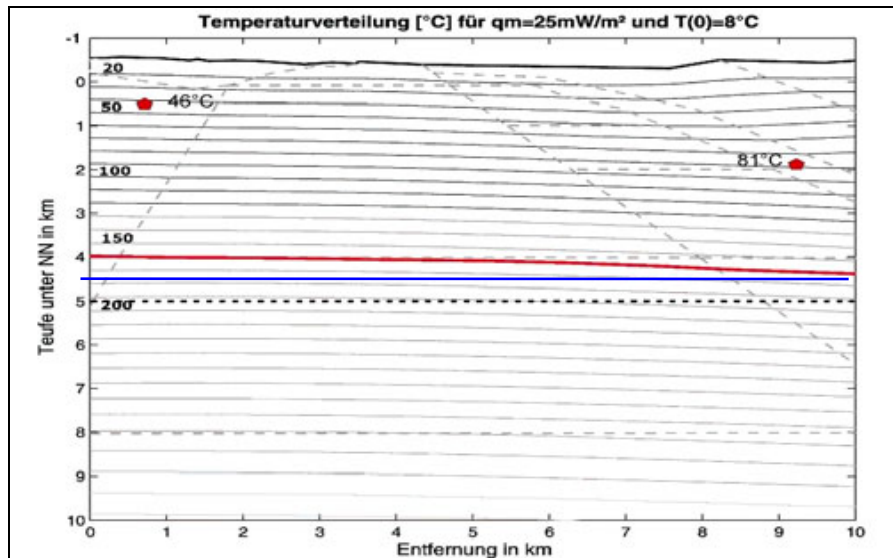


Abbildung 21: 2D-Temperatur-Tiefen-Modell des Profilschnittes 2-2' bis in eine Tiefe von 10 km unter Annahme der Mächtigkeit der Granitkörper von 8 km (rot hervorgehoben ist die 160 °C-Isotherme; blau hervorgehoben Temperatur in 5 km unter GOK)

Die beiden roten Marker in Abbildung 21 entsprechen den in Abbildung 20 gezeigten Temperaturen von 46 bzw. 81 °C. Unter den oben genannten Voraussetzungen ergeben sich für die Tiefe 5 km unter GOK bei einem Szenario für die Mantel-Wärmeflussdichte von $q_m = 25 \text{ mW/m}^2$ Temperaturen von ca. **170° bis 180°C**.

Wie in Abbildung 21 ersichtlich, approximieren die Modell-Isothermen sehr gut die Temperaturen aus dem Gebiet Tellerhäuser und am NE-Rand des Auer Granits. Da die Temperatur von 81 °C dort jedoch die reale Gebirgstemperatur in der entsprechenden Teufe nicht adäquat widerspiegelt, ist es wahrscheinlich, dass im Teufenbereich 5 km im NE-Teil des Profils durchaus **10 °C höhere** Temperaturen herrschen als prognostiziert. Das würde bedeuten, dass die Isothermen praktisch horizontal verlaufen und nicht abtauchen. Um die Sensibilität der Modellierungsergebnisse zu bewerten, wurden zusätzlich zwei Varianten mit pessimistischerer Parametrisierung gerechnet. Variante I benutzte dieselben Parameter für k und A wie in Abbildung 20 dokumentiert, legte aber nur eine Mächtigkeit des Auer Granits von 5 km zu Grunde. Variante II ging von 8 km-Gesamtmächtigkeit der Granite aus, reduzierte aber in allen Sektoren deren radiogene Wärmeproduktion um $1\text{-}2 \text{ } \mu\text{W/m}^3$. Beide Varianten ergeben quasi-identische Resultate mit durchschnittlich **um 10 °C niedrigeren** Temperaturen als das Ausgangsmodell. Das bedeutet, dass selbst deutlich pessimistischere Annahmen über Granitmächtigkeit und Wärmeproduktion die Temperatur-Prognose nicht signifikant in Frage stellen.

4.1.7 Thermisches 3D-Modell

Prof. Dr. Steffen Wagner, Holger Schütz

Die 2D-Temperatur-Tiefenverteilung wurde entlang des Tiefenschnittes 2-2' (Abbildung 4) modelliert. Der gewählte Schnitt besitzt ein großes Maß an Repräsentanz für das gesamte granitgeprägte Vorzugsgebiet (Abbildung 22). Die Granite von Kirchberg, Eibenstock und Aue-Schwarzenberg sind durch sehr hohe radiogene Wärmeproduktionswerte (2 bis $12 \text{ } \mu\text{W/m}^3$) gekennzeichnet, wobei eine Tiefenabhängigkeit mit linearer Zunahme bis zumindest 2,3 km (BARSUKOV et al. 1996) nachweisbar ist (FÖRSTER & FÖRSTER 2010a). In den nachfolgenden Modellen wird von einer maximalen Tiefenerstreckung der Granite

(Eibenstock) von 8 km (BEHR et al. 1994, BROTTKA 2003) nach seismischen und gravimetrischen Messungen ausgegangen (Abbildung 23).

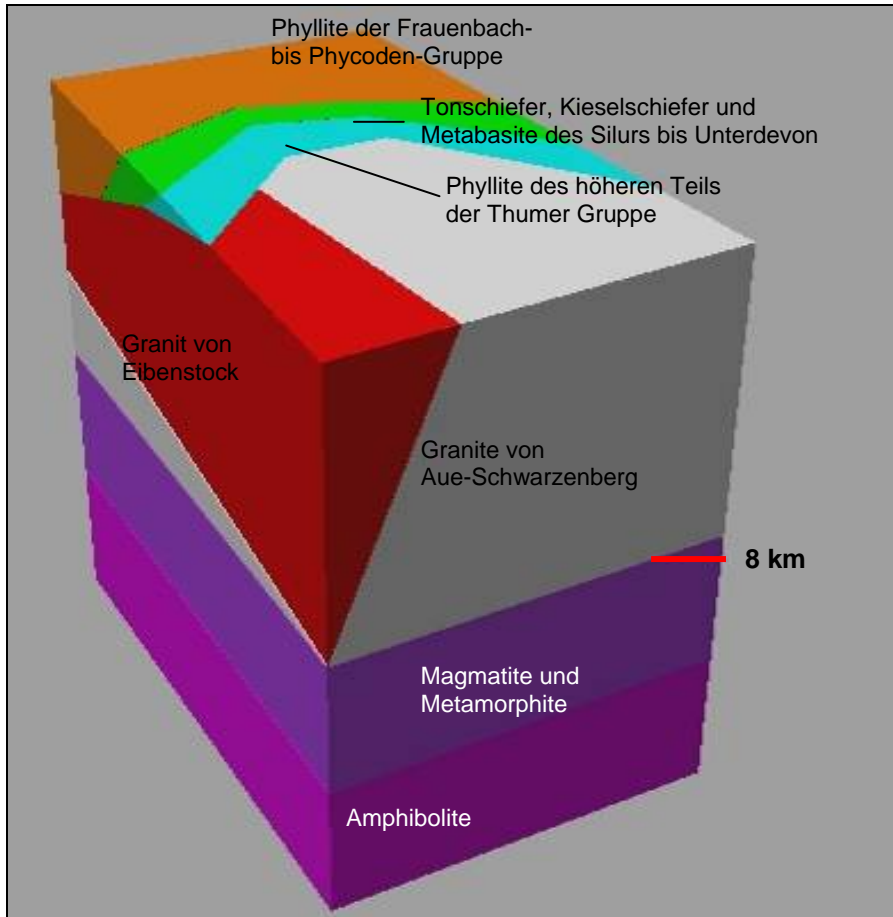


Abbildung 22: 3D-Modell der geologischen Einheiten im Vorzugsgebiet Aue als konzeptionelles Simulationsmodell (S. GÖRNE & H. SCHÜTZ)

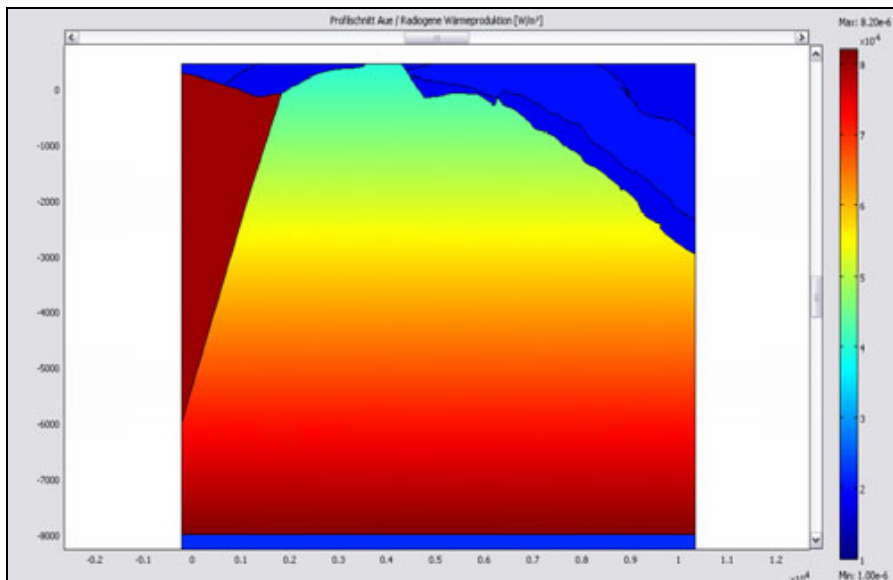


Abbildung 23: 2D-Modellschnitt mit extrapolierte radiogene Wärmeproduktion A bis 8 km Tiefe

In 5 km Tiefe unter GOK ergeben sich im Vorzugsgebiet Aue Temperaturen von ca. 160 C.

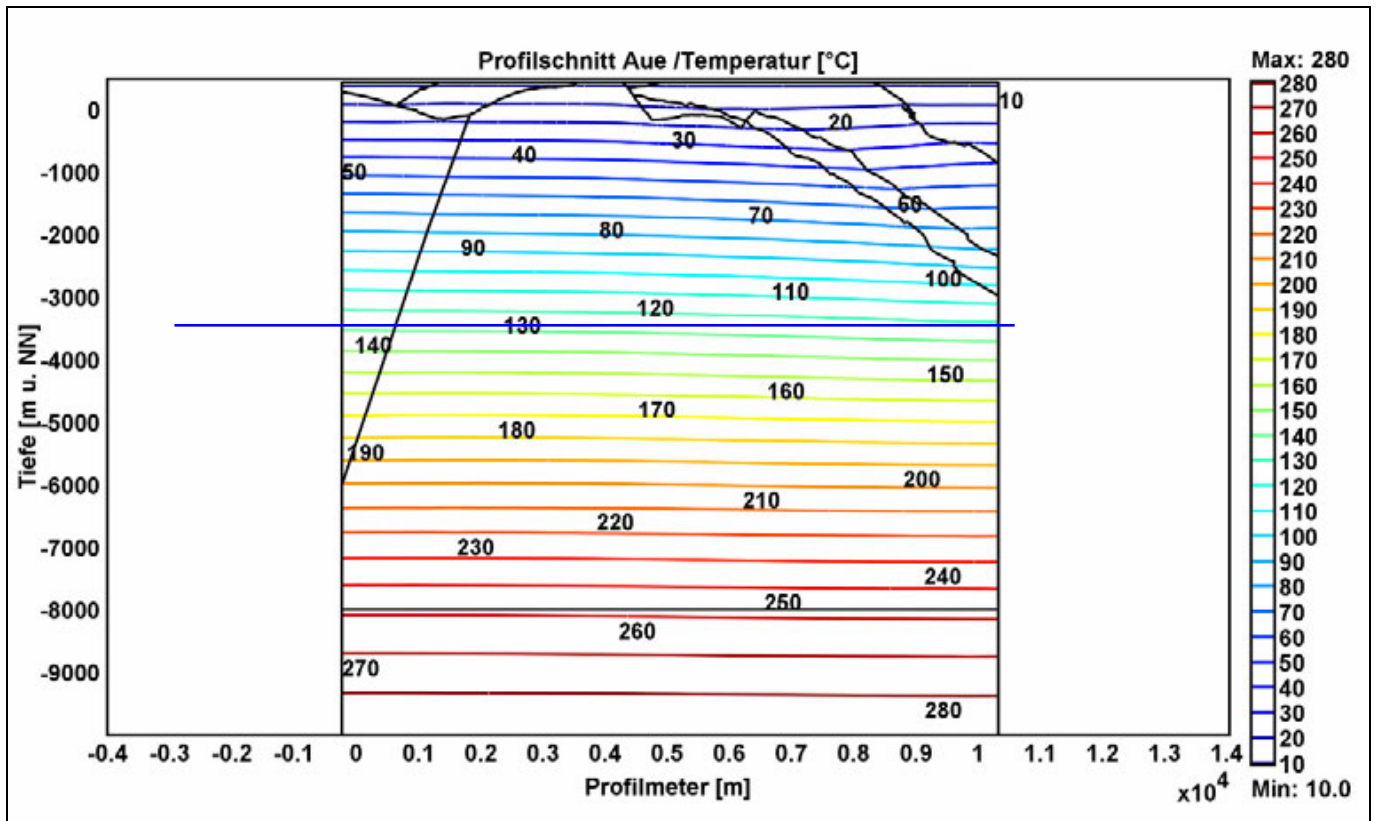


Abbildung 24: 2D-Temperaturschnitt für Vorzugsgebiet Aue - thermische Parameter bis 8 km extrapoliert, blau hervorgehoben Temperatur in 5 km unter GOK

Die Abbildungen 25 und 26 zeigen das vereinfachte Simulationsmodell mit der Temperaturverteilung im Blockmodell bzw. in der 5 km Schnittebene.

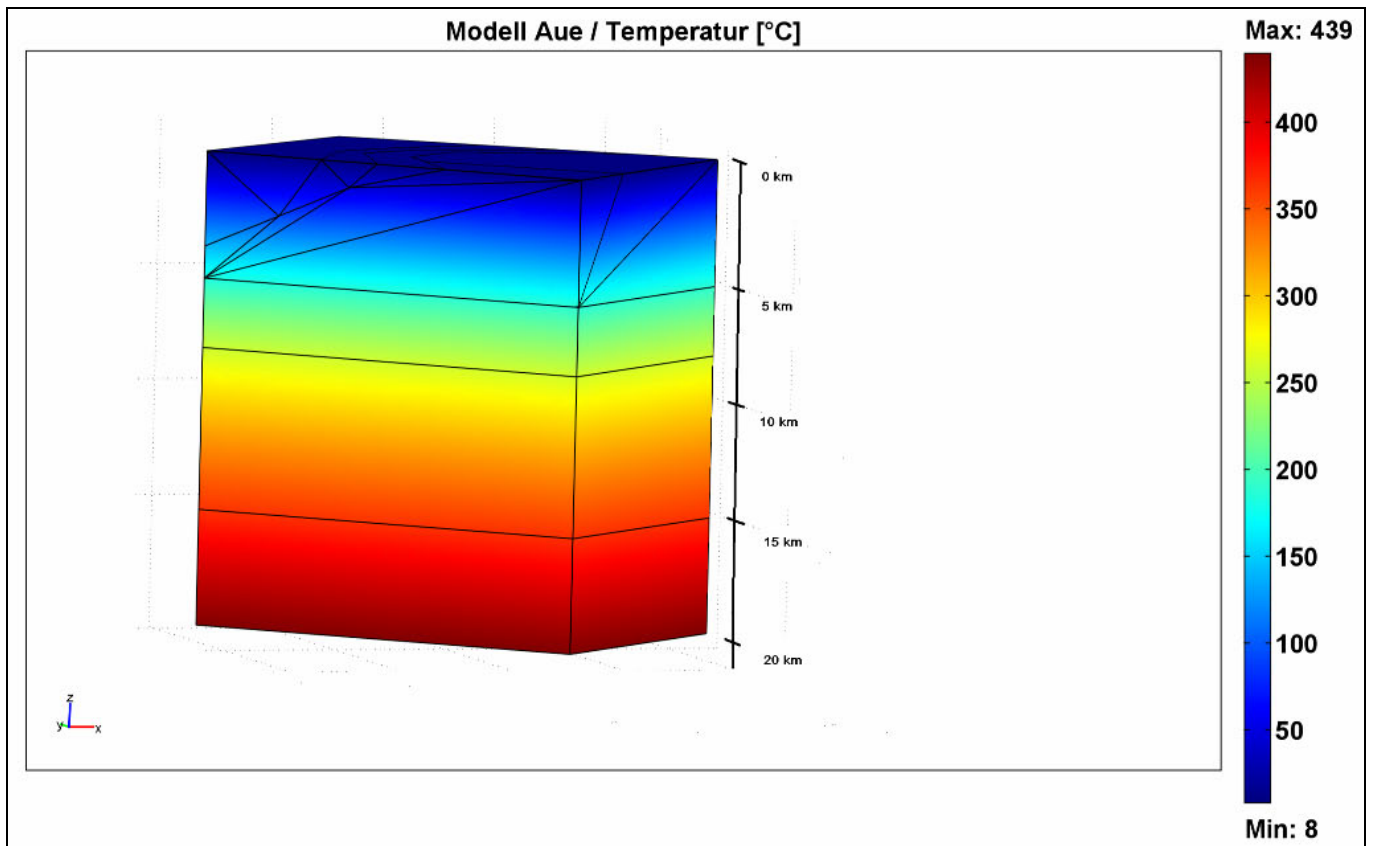


Abbildung 25: 3D-Temperaturmodell im Vorzugsgebiet Aue

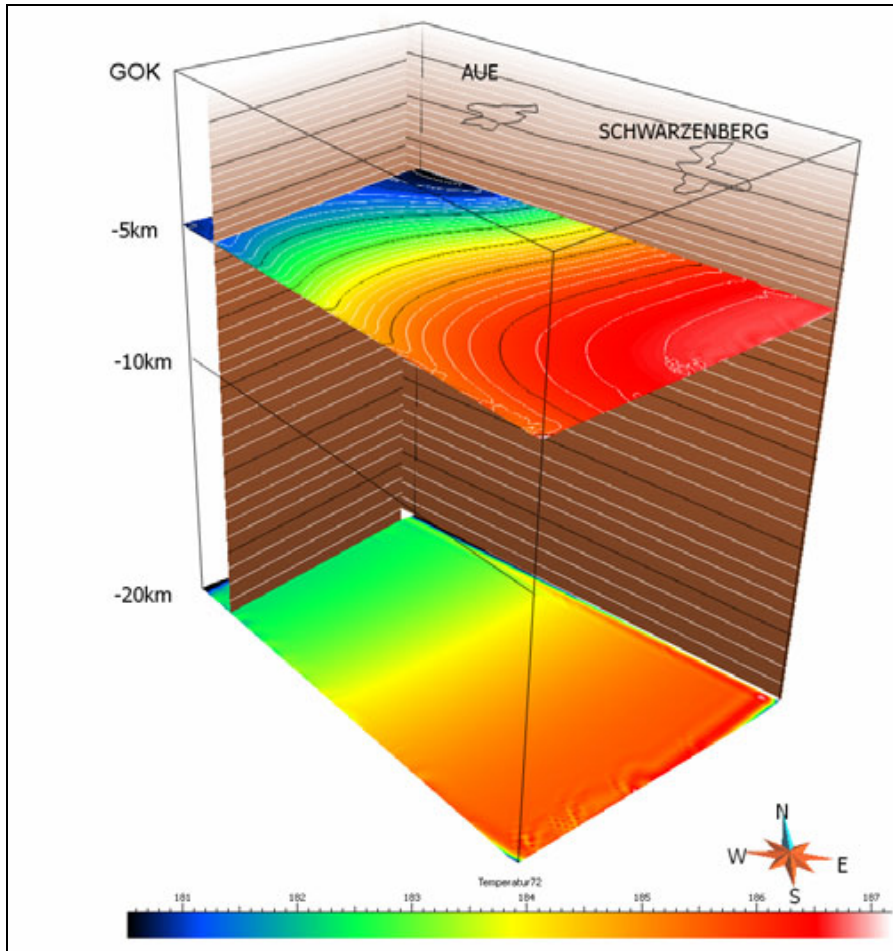


Abbildung 26: 3D-Temperaturmodell für das Vorzugsgebiet Aue mit horizontaler Schnittebene in einer Tiefe von 5 km unter GOK

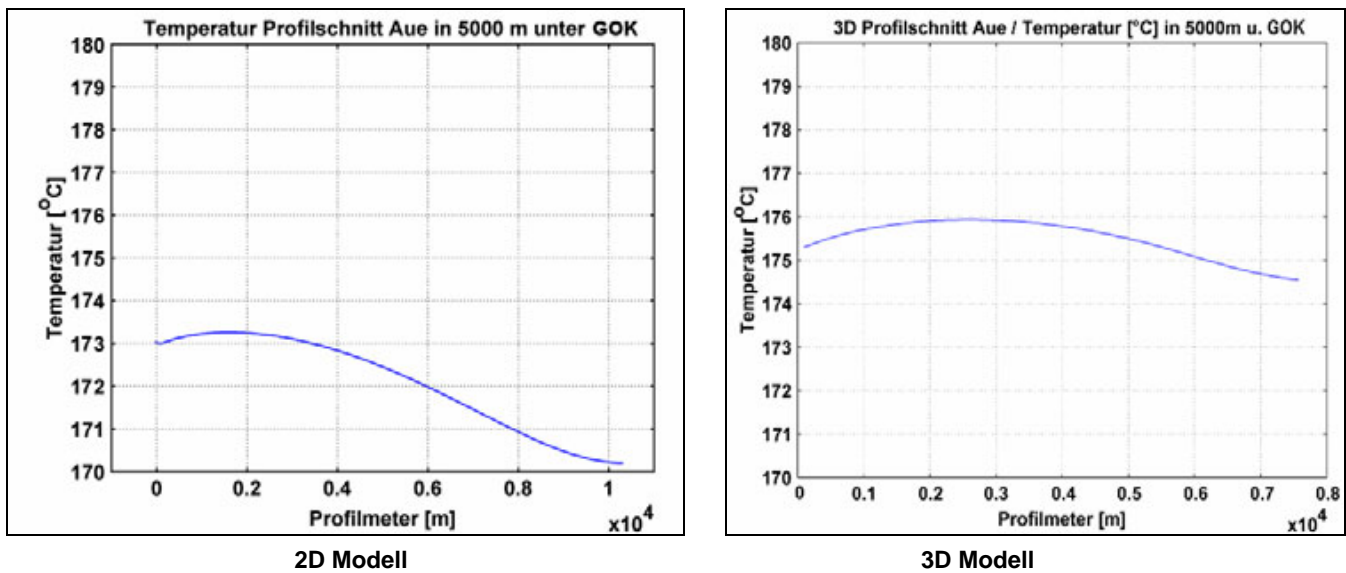


Abbildung 27: Temperaturprofil in 5.000 m unter GOK im Vorzugsgebiet Aue nach 2D- und 3D-Modell

Die Unterschiede zwischen 2D- und 3D-Modellierungsergebnissen (Abbildung 27) sind minimal, da der 2D-Schnitt die Granitstruktur optimal schneidet und abbildet. Beide Temperaturprofile weisen Temperaturen für 5 km Tiefe unter GOK von ca. 170 bis 176 °C aus.

4.1.8 Bruchmechanik und Spannungsfeldmodell

Prof. Dr. Heinz Konietzky

Das Spannungsfeld im Modellgebiet Aue (Anlage 5) zeigt ein plausibles Ergebnis, welches wie folgt charakterisiert werden kann:

- Die mittlere Hauptnormalspannung entspricht in etwa dem lithostatischen Überlagerungsdruck und ist überwiegend vertikal ausgerichtet.
- Die Materialübergänge Schiefer-Granit bzw. unterschiedliche Granit- bzw. Schiefervarietäten zeichnen sich durch leichte Spannungssprünge ab.
- Minimale und maximale Hauptspannung sind überwiegend horizontal ausgerichtet.
- Die Richtung der maximalen quasi-horizontalen Hauptspannung ist NNW-SSE ausgerichtet.
- Das Verhältnis zwischen der größten und der kleinsten Hauptnormalspannung nimmt mit der Tiefe leicht ab und beträgt ca. 2 bis 2,5 in der Zieltiefe von 5 km.
- Bedingt durch die Inhomogenitäten und Bewegungen auf den Störungszonen und Materialgrenzen kommt es lokal zu leichten Spannungsfuktuationen.
- In der geplanten Reservoir-Tiefe 5 km betragen die Hauptspannungen je nach Lokation für die wahrscheinlichste Parameterkonstellation in etwa:
 - $\sigma_1 = 185\text{-}190$ MPa
 - $\sigma_2 = 140\text{-}145$ MPa
 - $\sigma_3 = 95\text{-}100$ MPa.

Der Fracdruck auf Niveau Bohrlochsohle in 5 km Tiefe liegt bei Annahme einer hydraulischen Zugfestigkeit von 5 MPa gemäß Formel 3 (s. Kapitel 3.8) zwischen 100 und 120 MPa. Bei porelastischer hydrostatischer Betrachtung und Annahme einer Querdehnzahl von 0,2 verringert sich der prognostizierte Fracdruck gemäß Formel 4 (Kapitel 3.8) auf Werte von etwa 50 bis 63 MPa.

Aus dem Vorzugsgebiet Aue liegen die einzigen relativ zuverlässigen Messergebnisse zum Spannungsfeld aus etwa knapp 2 km unter GOK, d. h. ca. -1.500 m unter NN, vor. Aus den genannten Modellen lassen sich für diese Tiefe folgende Werte bestimmen: $\sigma_1 = 105 - 130$ MPa (gemessen: 80-140 MPa), $\sigma_2 = 50 - 60$ MPa (gemessen: 45 - 60 MPa), $\sigma_3 = 35 - 45$ MPa (gemessen: 20 - 40 MPa). Sie stimmen relativ gut mit den Messergebnissen überein. Dies betrifft auch die Orientierungen. Das Verhältnis von σ_1/σ_3 beträgt in dieser Tiefe etwa 3, das Verhältnis der maximalen Schubspannung zur dazugehörigen Normalspannung zwischen 0,29 und 0,34.

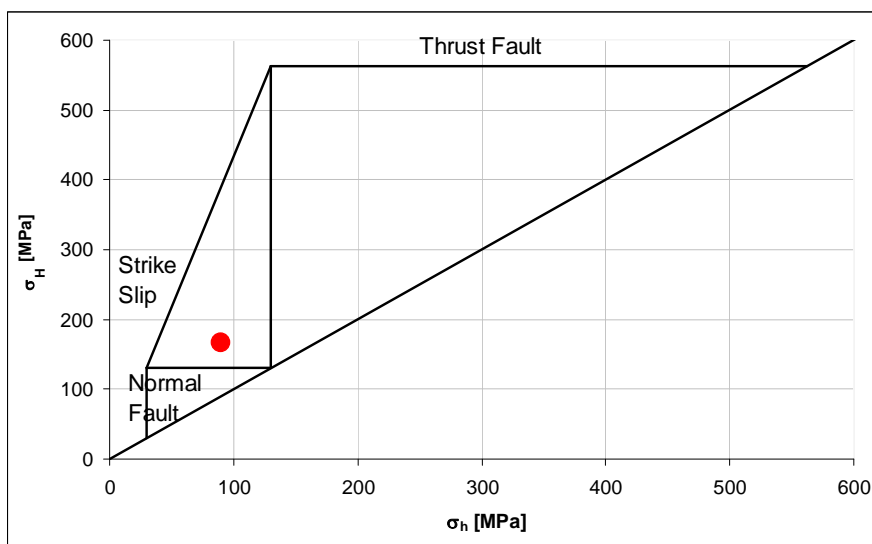


Abbildung 28: Diagramm der Spannungsregime für das Modell Aue (KONIEZKY et al. 2010)
(σ_H : größte horizontale Hauptspannung, σ_h : kleinste horizontale Hauptspannung; Reibungsbeiwert 0,8 in 5 km Tiefe; Gesteinsdichte 2600 kg/m^3 ; roter Punkt: primärer Spannungszustand in 5 km Tiefe)

WNW-ESE- und NNE-SSW-orientierte Störungszonen wären somit besonders prädestiniert für Scherbewegungen bzw. besonders leicht im Schermodus zu stimulieren.

Das Spannungsregime ist bei Vernachlässigung der hydraulischen Komponente noch weit vom Versagenszustand entfernt (Abbildung 26) und entspricht einem strike-slip-Regime gemäß Abbildung 1.

4.1.9 Zusammenfassung der Ergebnisse zum Vorzugsgebiet Aue

Im Vorzugsgebiet Aue beziehen sich die Temperaturberechnungen auf den Schnitt 2-2' - Schneeberg-Schlema (Abbildung 4). Dieser beginnt im SW in Wolfgangmaßen, zieht über den Nordrand des Glesberg-Granites in Schneeberg nach Oberschlema und von dort über den Auer Granit nach NE über Niederschlema in die metamorphen Rahmengesteine der Erzgebirgsnordrandzone. Der Glesberg-Granit und der Auer Granit vereinigen sich in ca. 300 bis 400 m unter der GOK zu einem einheitlichen Körper, der sich bis in ca. 8 km Tiefe erstreckt.

Die geothermalen Kennwerte dieses Granits bezüglich der Wärmeleitfähigkeit k und der radiogenen Wärmeproduktion A sind auf Grund der mineralogisch-geochemischen Charakterisierung die günstigsten im Erzgebirge. Die Wärmeleitfähigkeit k liegt zwischen **2,5 und 3,0 W/m-K**, die radiogene Wärmeproduktion A variiert entsprechend der tiefenlagenabhängigen geochemischen Charakterisierung zwischen **4,0 und 8,0 $\mu\text{W/m}^3$** (Abbildung 20).

Im vereinigten Granit von Schneeberg-Aue sind in 5 km Tiefe unter GOK Temperaturen zwischen **160 und 180 °C** (Abbildung 21, Abbildung 22) zu erwarten. Die Unterschiede zwischen 2D- und 3D-Modellierungsergebnissen sind minimal (Abbildung 27), da der 2D-Schnitt die Granitstruktur optimal schneidet und abbildet.

Auf Grund der sehr guten Temperaturverhältnisse, einer stark ausgeprägten tektonischen Vorprägung im Bereich der Gera-Jáchymov-Störungzone, der großen anzunehmenden Tiefenreichweite dieser Zone stellt der Bereich Schneeberg-Schlema einen sehr gut geeigneten Standort im Erzgebirge dar (s. Tabelle 9).

4.2 Vorzugsgebiet Freiberg

4.2.1 Geowissenschaftliche Datenaufbereitung

Hans-Jürgen Berger unter Verwendung von K. STANEK 2010

Geologische Daten

Im Vorzugsgebiet Freiberg sind geowissenschaftliche Daten aus verschiedenen Zeiträumen vorhanden, die im Wesentlichen im Zusammenhang mit der 800-jährigen Bergbaugeschichte im Freiburger Erzrevier stehen. Insbesondere die Karten zum Verlauf der Erzgänge im Freiburger Bergrevier und in der Umgebung von Brand (MÜLLER, H. 1901) geben auch heute noch eine aktuelle Oberflächendarstellung der Erzgänge wider. Neben den Geologischen Karten aus dem letzten Jahrhundert liegen zweckbezogene Neukartierungen (Felsit Freiberg Nord, Spat Weißenborn) aus verschiedenen Gebieten rund um Freiberg vor. Ergebnisse sind in den Manuskriptkarten GK 25 Blatt 5045 Freiberg West, Blatt 5046 Freiberg und Blatt 5145 Brand-Erbisdorf zusammengefasst. Für den südöstlichen Bereich von Freiberg ist die GK 25 Lichtenberg (KOCH u. a. 2004) veröffentlicht. Eine aktuelle Zusammenfassung des geologischen Kenntnisstandes zeigt Anlage 7.

Tiefenaufschlüsse im Gebiet Freiberg liefern Auffahrungen in der Grube Beihilfe (Halsbrücke) bis 590 m unter GOK, im Revier Himmelfahrt (Freiberg) bis 747 m unter GOK und im Revier Himmelsfürst (Brand-Erbisdorf) bis 660 m unter GOK. Daneben sollten mehrere Tiefbohrungen (Tabelle 2) den vermeintlichen Freiburger Pluton erbohren. Die Schichtenverzeichnisse dieser Bohrungen geben Aufschluss über den Aufbau des Freiburger Kerngneises und seiner Hüllgesteine. Im nordwestlichen Randbereich der Freiburger Antiklinale erschließt die Bohrung Großschirma 2/77 mit einem Profil von 1.200 m die äußeren Rahmeneinheiten. Eine weitere Bohrung in den Rahmeneinheiten ist die Bohrung Riechberg 1/76 mit 701 m.

Tabelle 2: Untertage-Tiefbohrungen im Revier Freiberg/Brand-Erbisdorf

Mbl-Nr.	Revier	Bohrungsbezeichnung	Ansatzhöhe:	Endteufe	Gestein
5145	Brand-Erbisdorf	UT T 3/56	-180,0 m NN = 645 m unter GOK	1.166,1 m = 1.811,1 m unter GOK	Freiberger Granodioritgneis
5145	Brand-Erbisdorf	UT T 2/56	-122,0 m NN = 624 m unter GOK	1.145,2 m = 1.769,2 m unter GOK	Freiberger Granodioritgneis
5046	Freiberg	T 1/55	-178,8 m NN = 527,3 m unter GOK	482,8 m = 1.010 m unter GOK	Freiberger Granodioritgneis
5046	Freiberg	ET1/55	-178,8 m NN = 527,3 m unter GOK	789,7 m = 1.317 m unter GOK	Freiberger Granodioritgneis

Daneben erschienen zahlreiche Veröffentlichungen zum Freiberger Kerngneis, seiner Entstehung, zur Strukturtektonik, zur Lithostratigraphie und zum Alter sowie zu den Mineralgangsystemen im Freiberger Revier.

Geophysikalische Daten

- Gravimetrie: In der Bouguerschwerekarte für den Raum Freiberg spiegeln sich die Flanke des Niederbobritzscher Granits und die Tharandter Wald-Caldera wider. Die Lage der Oberkante des vermuteten Freiberger Plutons ist nicht zu erkennen. Die Dichtemessungen weisen für den Inneren Freiberger Graugneis $2,69 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, für den Äußeren Freiberger Graugneis $2,72 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ und für den Niederbobritzscher Granit $2,64 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ sowie für den Porphyry $2,60 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ aus.
- Magnetik: Die Suszeptibilitätswerte der Gesteine im Vorzugsgebiet sind relativ homogen. Lediglich der Verlauf des Freiberg-Frauensteiner Porphyrganges zeichnet sich durch niedrigere Werte ab.
- Seismik: Die tiefenseismischen Profile FB01V und EV05 queren das Vorzugsgebiet Freiberg auf der Linie Bräunsdorf-Langhennersdorf-Zug-Lichtenberg in NW-SE-Richtung. Die Interpretation der Daten erlaubt die Entwicklung geotektonischer Modellvorstellungen bis in ca. 30 km Tiefe. Die vermeintliche Lage des Freiberger Plutons nehmen BANKWITZ & BANKWITZ (1977) ab etwa 6 km und WETZEL (1991) ab ca. 10 km Tiefe an.

Geothermische Daten

Beginnend mit dem Jahr 2008 wurden erstmals flächenhaft über Sachsen verteilt Wärmeleitfähigkeitmessungen von Festgesteinen bestimmt. Diese wurden im Rahmen der Forschungsarbeiten durch weitere Untersuchungen zur thermischen Leitfähigkeit metamorpher und magmatischer Gesteine aus dem Gebiet Freiberg untersetzt (FÖRSTER, H.-J. & FÖRSTER, A. 2010a).

4.2.2 Geologisch-tektonisches 3D-Modell

Hans-Jürgen Berger, Sascha Görne unter Verwendung von STANEK 2010

Die Modellierung des geologisch-tektonischen 3D-Modells Freiberg erfolgte auf Grund des einfachen Strukturbaus durch Darstellung einer zentralen Antiklinalstruktur mit dem Freiberger Granodioritgneis, den diskordant angrenzenden paragenen äußeren Graugneisen, dem in diese Einheiten intrudierten Niederbobritzscher Granit und einer Auswahl der wichtigsten Erzgänge im Revier Freiberg-Brand (Anlage 7). Zu diesem Zweck wurden mit Hilfe des SOBA die vorhandenen Dokumentationen im Maßstab 1 : 1000 digitalisiert, georeferenziert und strukturgeologisch ausgewertet. Die Gesamtzahl der vorhandenen Risse liegt bei etwa 300. Die bergmännischen Risse erlauben eine Rekonstruktion der Strukturen bis in eine Tiefe von etwa 800 m unter GOK.

Aus den georeferenzierten Grubenrissen wurden die tektonischen Daten von Gangscharen und untergeordnet von Störungen erfasst und für ein 3D-Modell zu einheitlichen geologischen Körpern zusammengefasst. Für die Gliederung der Gangzüge wurde die Gliederung von BAUMANN (1958, 1965) genutzt.

Die digitalen Daten und die daraus resultierende 3D-Modellierung in GOCAD bilden die Grundlage für die Modellierung des Temperaturfeldes und des Spannungsfeldes.

4.2.2.1 Geologische Einheiten

Der Untergrund im Vorzugsgebiet Freiberg wird fast ausschließlich aus regionalmetamorphen Gesteinen des Grundgebirges der NW-SE-streichenden Freiburger Antiklinale mit ihrem Kern aus Freiburger Metagranodiorit (Innerer Freiburger Graugneis = Granodioritgneis) und dem paragenen äußeren Rahmen gebildet (Abbildung 29). Im NE befindet sich daneben der postvariszische Niederbobritzcher Granit. Ein auf Grund der Zonierung der Erzgänge im Freiburger Revier vermuteter Granitpluton wurde weder durch die Tiefbohrungen (s. Tabelle 2) noch durch andere Untersuchungen nachgewiesen und ist demzufolge in den Temperaturmodellen nicht integriert.

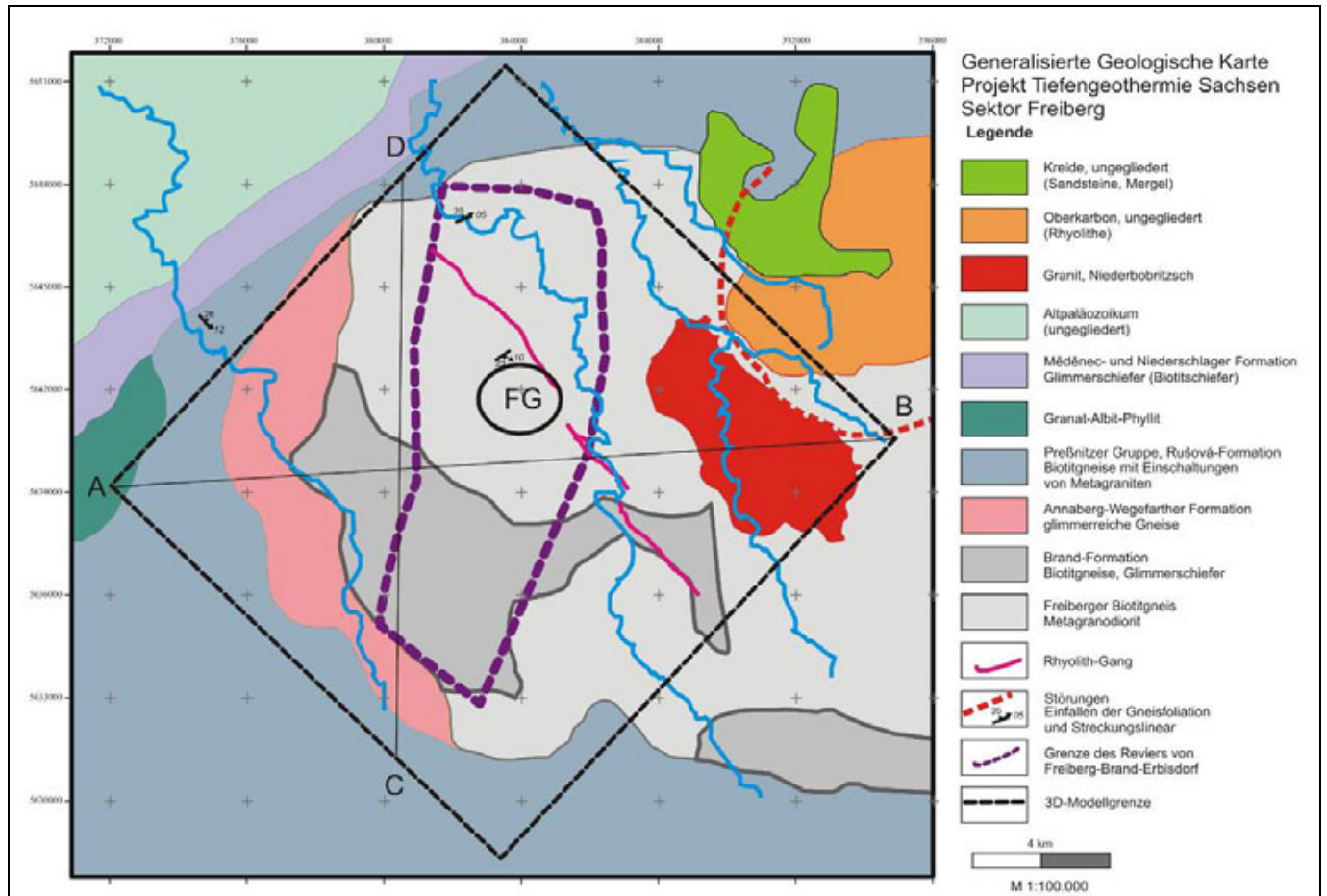


Abbildung 29: Vereinfachte geologische Karte des Gebietes Freiberg mit Grenzen des Bergbaureviers (violette Strichlinie) und des 3D-Modellbereiches (schwarze Strichlinie)

Äußere Rahmeneinheiten

Die ältesten Bildungen befinden sich an der SW-Flanke der Antiklinale (Abbildung 30). Es sind zunächst neoproterozoische monotone Paragneise der Brand-Formation mit Einschaltungen von Quarziten bis Quarzschiefern und Muskowitgneisen (Oberschöna-Subformation), Gneise der Wegefarther Formation und die Grauwackengneise der Rusová-Formation. Die Grauwackengneise besitzen ein neoproterozoisches Sedimentationsalter und stellen das paragene cadomische Basement dar. Im NW und N grenzen diese Grauwackengneise der Rusová-Formation diskordant an Freiburger Metagranodiorit.

Die proterozoische Entwicklung endet mit der cadomischen Orogenese, in deren Gefolge eine erste metamorphe Überprägung der Grauwacken stattfindet.

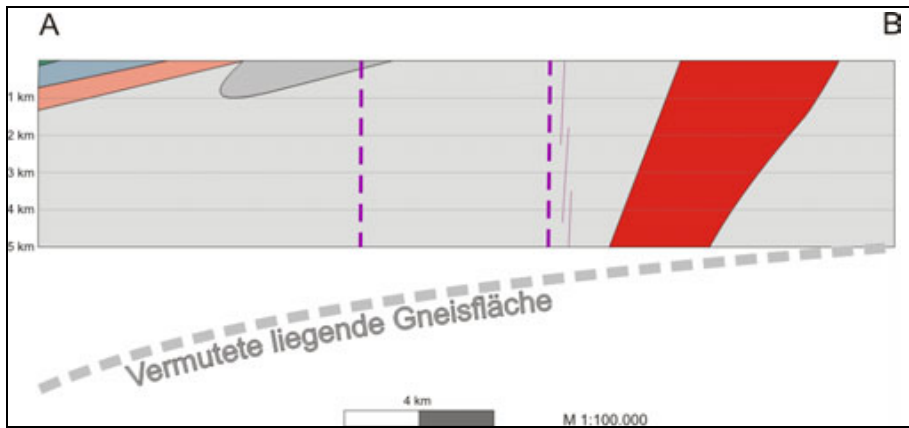


Abbildung 30: Vereinfachter geologischer Schnitt Gebiet Freiberg (Grenze des Bergbaureviers violett gestrichelt)

Freiberger Granodioritgneis (Innerer Freiberger Graugneis)

Thermischer Höhepunkt dieser cadomischen Entwicklung ist die Intrusion von Granodioriten und/bzw. die Bildung von Anatexiten durch Aufheizung von Krustenmaterial in unterschiedlicher Intensität und Mobilität. Produkt dieses Prozesses ist der sogenannte Metagranodiorit vom Typ Innerer Freiberger Graugneis (Freiberger Kerngneis, Unterer Graugneis). Die Freiberger Granodioritgneise unterscheiden sich hauptsächlich nur durch ihre Struktur und Korngröße, den Glimmergehalt und die Häufigkeit von Xenolith-Einschlüssen. Diese Unterschiede sind einerseits primärer Natur, können jedoch andererseits durch unterschiedlich intensive Deformation während der variszischen Überprägung verstärkt worden sein.

Typisch für den Dachbereich des Metagranodiorits zu seinem Intrusionsrahmen ist eine Führung von Xenolithen aus nicht aufgeschmolzenen Rahmengesteinen. Es handelt sich dabei überwiegend um diskus- bis zigarrenförmige, z. T. eckige Einschlüsse von fein- bis feinkörnigen Biotitgneisen sowie untergeordnet um Amphibolite oder Kalksilikathornfelse. Der Metagranodiorit zeigt im Dünnschliff senkrecht zur b-Achse flaserig-augig bis nahezu regellos granoblastisch-körniges Gefüge. Schnittlagen parallel der b-Achse zeigen eine deutlich ausgebildete Schieferung mit plattiger bis augiger, teilweise flaseriger aber deutlich gelängter Ausbildung.

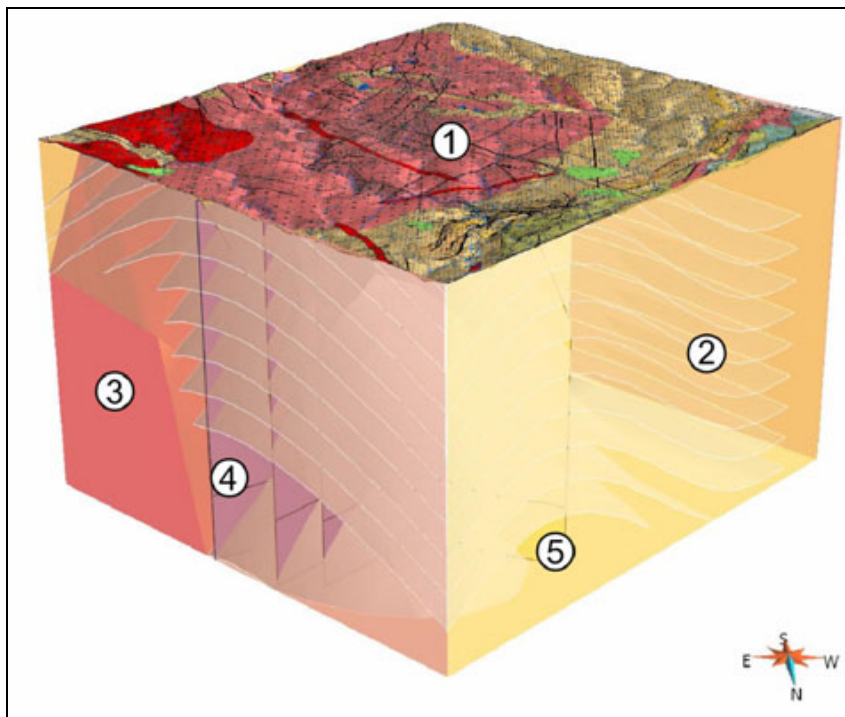


Abbildung 31: 3D-Modell der Freiberger Granodioritgneis-Antiklinale (Blickrichtung aus N)

- | | |
|-----------------------------|-----------------------------|
| 1 Freiberg Granodioritgneis | 2 Foliation der Gneiskuppel |
| 3 Niederbobritzsch Granit | 4 NNE-SSW-Gangsystem |
| 5 NW-SE-Gangsystem | |

Der Metagranodiorit ist durch auffallend langprismatische altkernfreie Nadelzirkone (40 bis 60 %) charakterisiert. Ihr Gehalt im Gestein ist umso größer je geringer die Xenolithführung ist (BERGER et al. 1994). Mittels $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsmessungen wurde der Zeitpunkt der magmatischen Bildung des Granodiorits mit 540 ± 2 Ma ermittelt (TICHOMIROVA 1998, 1999, 2000, 2001, TICHOMIROVA et al. 1995, 2001). Er weist typische Merkmale eines S-Typ Granits auf und ist somit durch Aufschmelzung aus sedimentärem Krustenmaterial entstanden.

Die variszische Entwicklung der Gneise im Raum Freiberg kann altersmäßig festgelegt werden. Danach zeigen die Glimmer des Freiburger Granodioritgneises eine Neueinstellung der Isotopenverhältnisse vor ca. 330 Ma an (WERNER & LIPPOLT in FRANKE 2000). TICHOMIROVA et al. (1995) bestimmten für Glimmer aus dem Freiburger Granodioritgneis Rb/Sr-Alter von 320 – 331 Ma. Die variszische Deformation vor ca. 320 Ma führte im Gneis zu unterschiedlichen Texturvarietäten, die von granitisch-körnigen fast nicht deformierten bis zu grobkörnig-grobschuppig-flaserigen und stärker geschieferten und ausgelängten Typen führte.

Strukturdiskordanzen an der SW- und N-Flanke der Freiburger Antiklinale weisen auf eine Stapelung von Gneisen des paragenen Rahmens auf den Metagranodiorit hin (BERGER et al. 1994). Andererseits können aber auch variszisch kaum überprägte Intrusivkontakte beobachtet werden. Solche zwischen Metagranodiorit und cadomischen Paragneisen, z. B. der Rusová-Formation, zusammen mit einem metatektischen Reaktionssaum finden sich an mehreren Lokalitäten im Umfeld der Freiburger Antiklinale.

Im Südwesten wird die sogenannte Brander Faltenzone in der Himmelsfürst Fundgrube (Blatt 5145 Brand-Erbisdorf) im Brander Bergbaurevier (GOTTE 1956, 1985) von der Granodioritintrusion abgeschnitten. Gesteine eines (metamorphen) Hornfelskontaktes fehlen dort. Betrachtet man das Einfallen und Streichen der Hauptschieferung (sk) der Gneise des Freiburger Raumes (sowohl Typ Innerer Freiburger Graugneis als auch Äußerer Freiburger Graugneis), so ergibt sich das Bild einer Kuppelstruktur mit einer NW-SE streichenden Längsachse. In diesem scheinbar „zwiebelschalenartigen“ Aufbau der Freiburger Antiklinale (Abbildung 31) fällt die Hauptschieferung im Allgemeinen mit $20\text{-}30^\circ$ flach nach außen hin ein. Der Kern dieser kuppelartigen Aufwölbung liegt zwischen Naundorf und Halsbrücke, östlich von Freiberg (BERGER et al. 1994). Nach SE zu intrudierte in den Kern der Aufwölbung der Granit von Niederbobritzsch.

Die Klufsysteme im Bereich des Inneren Freiburger Graugneises wurden im zugänglichen Bereich des Schachtes Reiche Zeche gemessen sowie als Vergleichsobjekt Messungen aus dem Niederbobritzscher Granit des Steinbruches Naundorf dargestellt (STANEK 2010). Danach zeigen die Diagramme der Kluffstatistik für den Biotitgneis der Reichen Zeche und für den auf der ersten Sohle aufgeschlossen Porphyrgang Maxima in NW-SE und NE-SW Richtung, d. h. die Klüfte streichen in den genannten Richtungen und fallen steil ein.

Granit von Niederbobritzsch

Der Niederbobritzscher Granit als spätvariszisch-postkinematischer Granit im Erzgebirge gehört nach geochemisch-mineralogischen Kriterien wie der Granit von Kirchberg zur Gruppe der F-armen Biotit-Granite (FÖRSTER et al. 1998). Der Granit ist in der Regel klein- bis mittelkörnig, porphyrische Einsprenglinge bis in den cm-Bereich von Plagioklas und Quarz sind weit verbreitet. Das Gefüge ist dominierend hypidiomorph körnig. RÖBLER & BOTHE (1990) beschreiben petrologische Besonderheiten und das Bauprinzip des Granits. Kennzeichnend für das mehrphasig aufgebaute Massiv ist eine mittel- bis grobkörnig-porphyrische Hauptphase, die örtlich zahlreiche eckige bis rundliche, feinkörnige, dunkle syenodioritische Einschlüsse führt. Diese Hauptphase (75 % der Fläche) besteht aus einem grauweißen granodioritischen Gestein, als Hybridgranit bezeichnet, welches genetisch als Mischgestein aus einem granitischen Magma und mehr oder weniger verdauten dunklen syenodioritischen Einschlüssen entstand. Es hat fließende Übergänge, ist gelegentlich feldspatporphyrisch und wechselnd allanitführend (Typ Buchberg-Bruch).

Daneben treten mit ca. 10 % Flächenanteil fein- bis mittelkörnige helle monzo- bis aplitgranitische Gesteine auf, die als sogenannter Normal-Granit (Typ Mühlen-Bruch) bezeichnet werden.

Nach STANEK 2010 zeigen die Kluff-Messungen im Niederbobritzscher Granit eine ähnliche Verteilung der Hauptkluffrichtungen in NE-SW und NW-SE wie im Inneren Freiburger Graugneis. Im Granit-Steinbruch Naundorf überwiegen Störungen in Form von NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen, die von breiten Alterationszonen begleitet werden und zum Teil wasserführend sind. Daneben treten jüngere NNE-streichende Störungen auf. Porphyrische und lamprophyrische Ganggesteine und lokal vorhandene Erzgänge durchsetzen bzw. begrenzen, wie auf der NE-Seite, den Niederbobritzscher Granit.

Verschiedene Aufschlüsse an der SW- und NW-Flanke des Granits zeigen ein Einfallen der Granitflanke von ca. 60-70°. Zur absoluten Altersstellung des Granits von Niederbobritzsch existiert neben einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierung von GERSTENBERGER et al. (1995) mit 317 ± 4 Ma eine Pb/Pb-Einzelzircondatierung von TICHOMIROVA (1997) mit einem Alter von 320 ± 6 Ma.

Regionale tektonische Strukturen

Die ältesten bruchtektonischen Formen im Freiburger Raum sind präporphyrische Kataklastit-Quarzgangzonen, die vorwiegend in NW-SE Richtung streichen. In ihnen treten in einer kataklastisch feinkörnig zermahlten Gneismatrix eckige bis z. T. mehr oder weniger abgerundete Gneisbruchstücke und Quarz auf.

Die nächst jüngere Tektonik repräsentiert der NW-SE streichende Freiberg-Frauensteiner Porphyrgang. Er streicht durchschnittlich mit 135°, kann jedoch auf engerem Raum mit bis zu 30° abweichen. Das Gangeinfallen ist überwiegend steil bis saiger. Zum Nebengestein sind scharfe Grenzen charakteristisch. Von den jüngeren Erzgängen der kb-, eba-, eb- und fba-Formation sowie der Formation der Edlen Geschicke wird er durchsetzt, z. T. an ihnen horizontal verschoben (KRAMER 1962). Im SE, bei Weißenborn, wird der Porphyrgang begleitet von einer bis zu 2 km breiten Störungszone mit einer Barytmineralisation, deren zeitliche Einordnung mit Postoberkreide belegt ist.

Nach KUSCHKA (2002) wird die Verbreitung der Mineralgänge auf Zusammenhänge mit dem regionalen Netz von Bruchstrukturen 2. Ordnung zurückgeführt. Insbesondere sind dies im Raum Freiberg:

- die NNE-SSW streichende Tiefenbruchzone von Tanneberg-Freiberg-Brand-Erbisdorf; ihr folgen die Stehenden Gänge im Revier Freiberg-Brand,
- die NW-SE streichende Tiefenbruchzone von Rochlitz-Mittweida-Brand-Erbisdorf (besonders an den Kreuzungsbereich dieser Tiefenbruchzonen ist das Mineralgangsystem von Brand-Erbisdorf gebunden),
- im Bereich der regionalen NW-SE Bruchstörung von Kirchbach-OWO-Spat,
- der Muldenhüttener Zweig der NW-SE Tiefenbruchzone von Waldheim-Halsbrücke-Schellerhau-Cinovec drückt sich in Gruppen nur durch Lesesteine nachgewiesener tauber Quarzgänge im Granit von Niederbobritzsch aus,
- der regionalen NW-SE Bruchstörung von Zug-Weißenborn-Oberbobritzsch folgen Gänge des Brand-Erbisdorfer Reviers.
- Freiburger Erzgangsystem

Die Erzgänge des Freiburger Reviers entstanden in einer postporphyrischen Phase, bezogen auf das Alter des Porphyrganges Frauenstein-Freiberg, durch Anlage eines tektonischen Spaltensystems. Die wichtigsten bauwürdigen Erzgänge streichen mit 135 - 180° (Flache Gänge) und 0 - 45° (Stehende Gänge). Nach BAUMANN (1958) entwickelte sich ein Scherspaltens- und Fiederspaltensystem entsprechend nachfolgendem Schema (Abbildung 32).

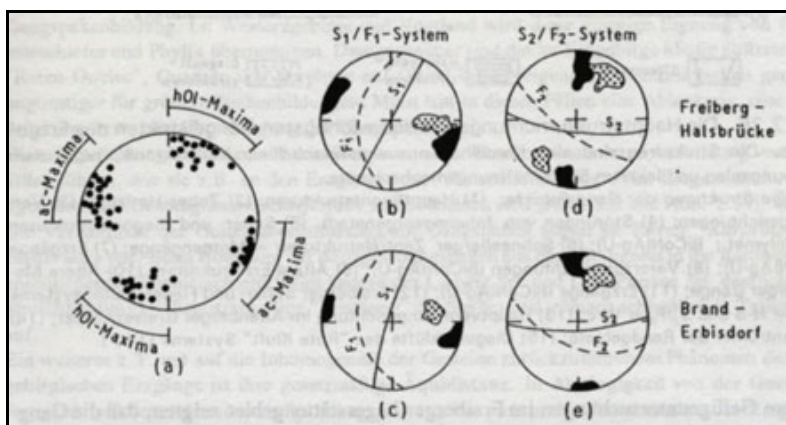


Abbildung 32: Beziehungen zwischen der parakristallinen Klüftung der Gneise und den Erzgängen der Spaltensysteme S1/F1 und S2/F2 nach BAUMANN & HOFMANN 1967 (Maxima S-Strukturen schwarz und F-Strukturen gepunktet)

a) Scherspaltensystem S1 (Blattverschiebungen, Ruschelgänge) mit NE-SW bis N-S Richtung und dem diagonal-fiederförmig zugeordneten Zugspaltensystem F1 in N-S bis NNW-SSE Richtung

b) Scherspaltensystem S2 (einfache Kluftsysteme) mit WNW-ESE Richtung und dem diagonal-fiederförmig zugeordneten Zugspaltensystem F2 mit NW-SE Richtung

Innerhalb einer spätvariszischen Beanspruchungsphase bilden sich Gänge der kb-, der eb- und der flq-Formationen. Zu den postvariszischen Gängen zählen die der „eba-Formation“, der „fba-Formation“, der „BiCoNiAg-Formation“ und der „Fe-Mn-Formation“ (Nomenklatur s. BAUMANN 1958).

Zwischen den parakristallinen Klüften des Inneren Freiburger Gneises und den Gangstrukturen existieren Lagebeziehungen. So folgen die S1-Schergänge der ac-Klüftung und die F2-Gänge den hOI-Maxima des Gneises.

Die Öffnungsbewegungen auf den Scherflächen S1 und S2 ermöglichten die Zufuhr von Minerallösungen. Auf den Fiederspalten F1 und F2 findet eine Verteilung der Lösungen und eine Fixierung der Minerale statt.

4.2.2.2 Strukturgeologisches Modell des Freiburger Erzreviers

Prof. Dr. Klaus Stanek

Da der größte Teil der Grubenbaue im Zentralbereich des Freiburger Reviers nicht mehr zugänglich ist, wurden exemplarisch die tektonischen Verhältnisse im Grubenfeld der Reichen Zeche dokumentiert, um Gesetzmäßigkeiten für den tektonischen Bau der Region und Aussagen für eine Teufenerstreckung der Störungssysteme abzuleiten. Es können vier verschiedene Gangscharen kartiert werden.

■ Gänge Typ Hauptstollgang Stehender

Der Hauptstollgang Stehende ist ähnlich wie der Hohe Birke Stehende eine zentrale Störung im Grubengebiet der „Reichen Zeche“. Sie durchschlagen alle anderen Erzgänge und sind somit die jüngsten Störungen. Ihr generelles Streichen ist NNE mit einigen Nebenstörungen mit NE-Streichen mit einem alternierenden subvertikalen Einfallen. Diese Störungsrichtung ist lokal Wasser führend. Die Störungsflächenanalyse (Abbildung 33) zeigt deutlich eine sinistrale Bewegung auf fast vertikalen Flächen an. Nur die Lineare der eingemessenen Letten weisen eine Abschiebungskomponente auf, welche durch den Einfluss von Gravitation oder den Streckenvortrieb verursacht sein können. Auch die charakteristische Krümmung und die wechselnde Fallrichtung des Erzganges können mit einer sinistralen Blattverschiebung erklärt werden.

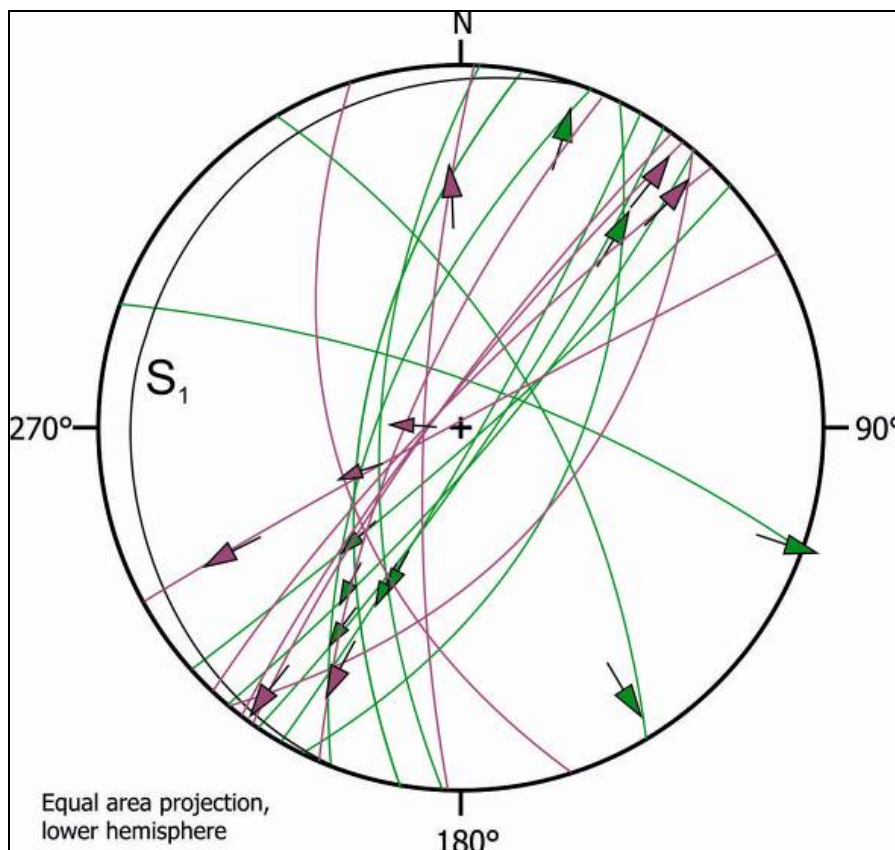


Abbildung 33: Beispiel der Störungsindikationen für eine sinistrale Bewegung am Beispiel des Hauptstollgang Stehenden

■ Spatgänge

Das Grubenfeld ist durch drei S-fallende Störungen gekennzeichnet, die mit Spat-Mineralisation (fba) besetzt sind und nur durch den Hauptstollgang Stehenden versetzt werden. Die weiteren Erzgänge der Stehenden und Flachen werden an diesen Störungen abgeschnitten und weisen diese somit als zweitjüngste Scherflächen in der Altersabfolge aus.

Der Riemer Spat im N sowie der Glückauf Spat im zentralen Teil befinden sich westlich des Hauptstollgang Stehenden. Im S liegt mit dem Geharnischt Mann Spat und dem Benjamin Spat östlich der zentralen Störung nur ein Spatgang. Die E-W streichenden Spatgänge sind potenziell wasserführend. Im Grubengebäude der Reichen Zeche wurde eine Wasserführung vor allem auf den NE-streichenden Störungen und auf den E-W streichenden Abschiebungen beobachtet. Diese Beobachtungen werden von den Berichten über größere Wassereinbrüche auf den E-W streichenden Strukturen wie dem Lorenz-Spat in Halsbrücke bestätigt.

Alle mit Spat-Mineralisationen besetzten Störungen werden am Hauptstollgang Stehenden abgeschnitten, versetzen die kreuzenden N-S streichenden Stehendgänge. Auf der ersten Sohle weisen die Analyse der Harnischflächen und der darauf erhaltenen Lineare (Abbildung 34) diese Störungen als reine Abschiebungen aus. Auf der Grundlage dieses Ergebnisses ist es möglich, den genauen Versatzbetrag des Riemer Spates zu bestimmen, denn dieser Spatgang verwirft den Wilhelm Stehenden um 92,5 m auf der ersten Sohle.

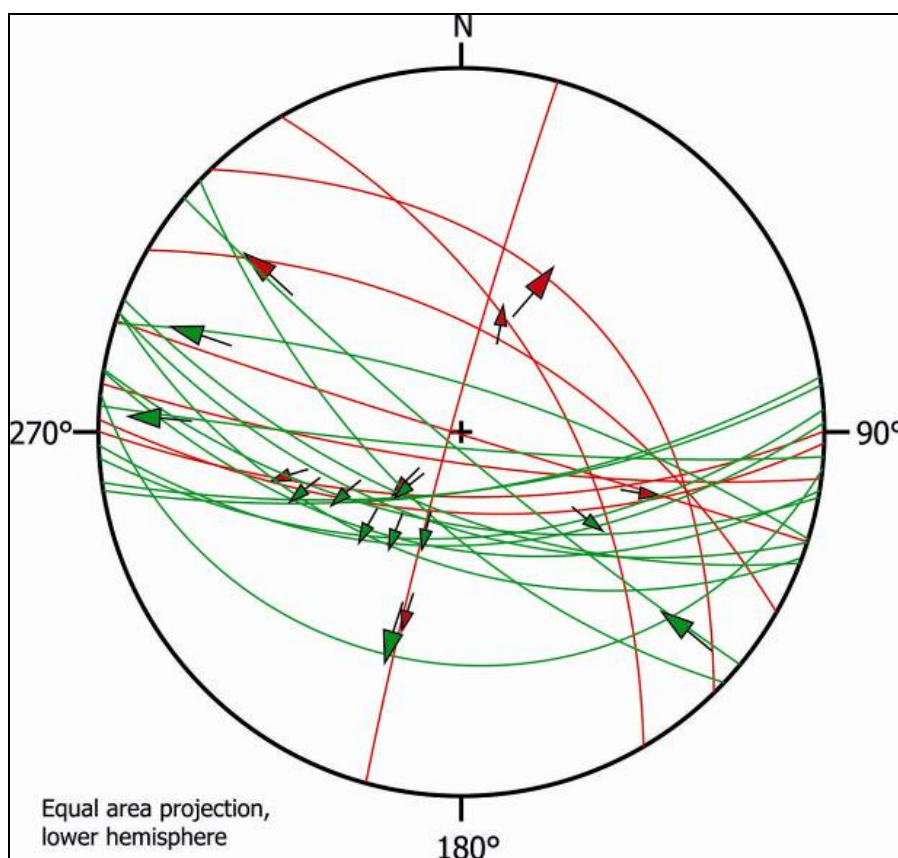


Abbildung 34: Störungsindikationen für konjugierte Abschiebungen am Beispiel der Spatgänge Riemer Spat, Glück Auf Spat und Unbenannt Spat

■ Erzgänge Typ Wilhelm Stehender

Die Trümmervererzungen der großen, nach W einfallenden Störungen sind die bedeutendsten Erzgänge des Grubenfeldes. Sie werden von den jüngeren E-W-streichenden Scherflächen der Spatgänge und am Hauptstollgang Stehenden versetzt und verwerfen die noch älteren Flachen Gänge (Abbildung 35).

Der sich im E des Grubenfeldes befindende Wilhelm Stehende ist der zweitgrößte Gang neben dem Hauptstollgang Stehenden. Er wird sowohl durch Spatgänge (Riemer Spat im N, Glückauf Spat, Unbenannt Spat) und am Hauptstollgang Stehenden versetzt. Parallel finden sich weitere Erzgänge (Königsee Stehender, Schwarzer Hirsch Stehender), die in einem

ähnlichen tektonischen Rahmen beobachtet werden konnten. Generell müssen die Stehenden Erzgänge als Abschiebung betrachtet werden. Steile Flächen parallel zum Hauptstollngang Stehenden zeigen ebenfalls sinistralen Versatz.

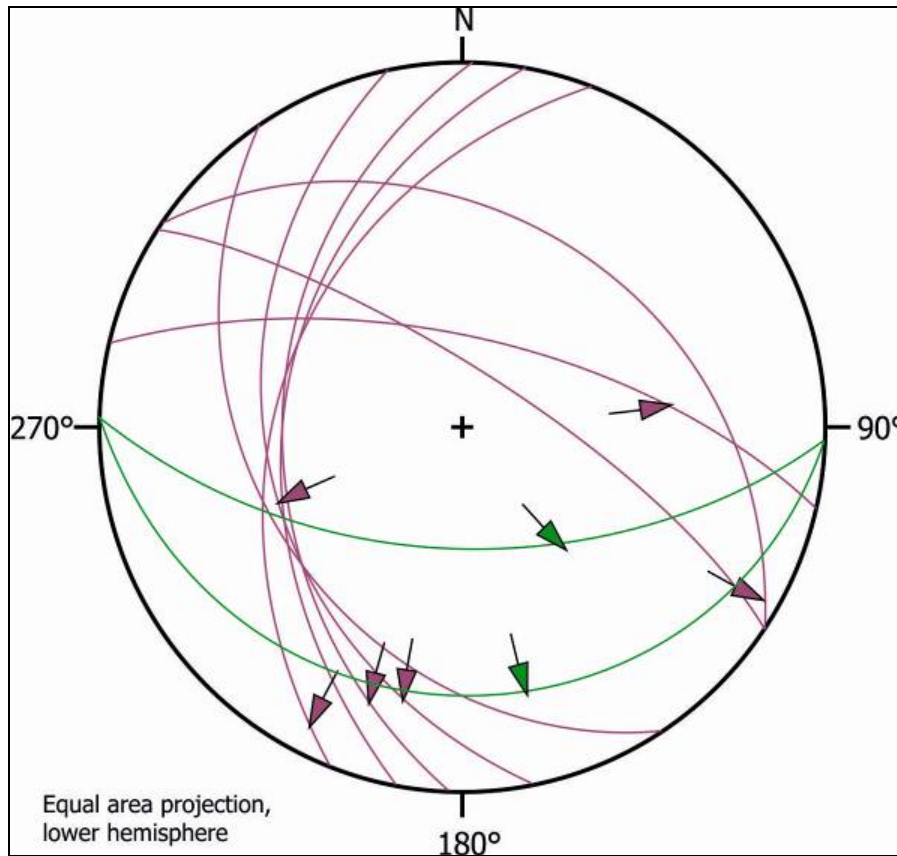


Abbildung 35: Störungsindikationen für dominant W-gerichtete Abschiebungen am Wilhelm Stehenden (violett) (Die grün gezeichneten Störungen sind jünger und versetzen die Vererbung.)

■ Flache Gänge

Die WNW streichenden Spatgänge werden von allen anderen Störungen und Gängen durchschlagen. Die Kinematik der Gänge ist auf Grund der ungenügenden Aufschlussverhältnisse noch unklar.

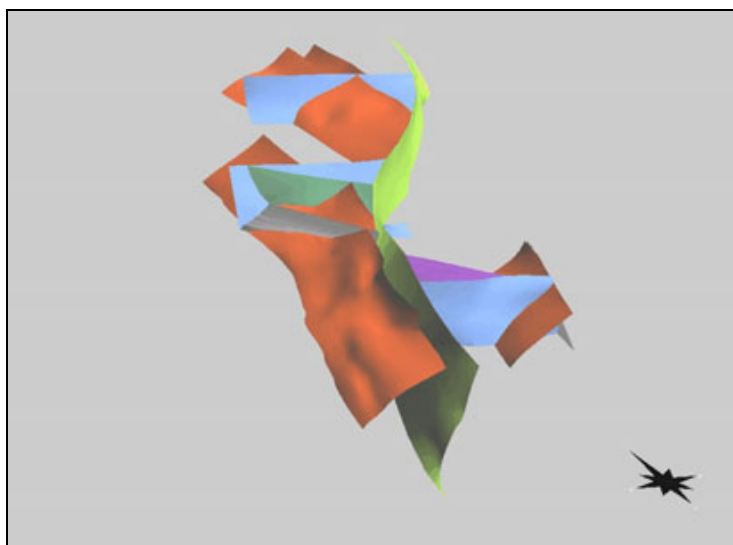


Abbildung 36: 3D-Darstellung der Gangscharen im Bereich der Reichen Zeche (hellgrün - jüngste Störung Typ Hauptstollengang Stehender, blau - E-W streichende Spatgänge, rötlich - älteste Störungen W-fallende Erzgänge)

Die Abbildung 36 zeigt eine vereinfachte und auf den Raum der Reichen Zeche Freiberg bezogene Darstellung der Verbandsverhältnisse von unterschiedlich ausgerichteten Gängen und deren gegenseitige Durchdringung.

Aus den georeferenzierten Grubenrissen wurden die tektonischen Daten von Gangscharen und untergeordnet von Störungen unter Berücksichtigung der gegenseitigen Verbandsverhältnisse erfasst und in ein 3D-Modell übertragen, welches in Anlage 7 bzw. Anlage 8 Bild a dargestellt ist.

4.2.3 Thermische Gesteinsparameter

Dr. Hans-Jürgen Förster, Dr. Andrea Förster

4.2.3.1 Wärmeleitfähigkeit variszischer Metamorphite

Das Vorzugsgebiet Freiberg und dessen unmittelbares Umfeld sind durch das Vorkommen mächtiger ortho- und parametamorpher Gneisformationen ausgezeichnet (Abbildung 29). Wichtigster volumetrisch und flächenhaft verbreiteter Vertreter der Orthogesteine ist der Freiburger Metagranodiorit (Innerer Freiburger Kerngneis, Freiburger Granodioritgneis). Auf Grund der Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit und variabler Biotit/Muskovit-Verhältnisse variieren seine k-Werte zwischen ca. **2,7 und 4,0 W/m-K**. Der Mittelwert von k ergibt sich zu **3,3 ± 0,6 W/m-K** (n = 5). Eine noch etwas größere Schwankungsbreite wurde für die Zweiglimmergneise und -glimmerschiefer des metamorphen Rahmens ermittelt. Messungen an Proben aus Bohrungen bei Großschirma, Reinsberg und Riechberg ergaben eine Variabilität dieser Paragesteine zwischen 2,1 und 4,5 W/m-K. Mittelwert und Standardabweichung sind jedoch identisch mit denen des Freiburger Granodioritgneises.

Bisherige Untersuchungen zeigen signifikante Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit des Gneises senkrecht und parallel zur Foliation.

Messungen an einer Probe aus dem Alten Tiefen Fürstenstolln in Freiberg ergaben k-Werte von **2,9 W/m-K** senkrecht zur Foliation und **3,7 W/m-K** parallel zur Foliation (GLU 2008). Messungen an einem Bohrkern aus 782 m Teufe (Brg. UT T3/56, Revier Brand-Erbisdorf) resultierten in k-Werten von **2,7 W/m-K** und **3,0 W/m-K**, die k-Werte in einem Winkel von ca. 30° bzw. 70° zur Foliation dokumentieren (FÖRSTER 2010, Anlage 3). An einer nahezu isotropen Muskovit-reichen Gneisprobe aus 1.755 m Teufe (Brg. UT T2/56, Revier Brand-Erbisdorf) wurde ein k-Wert von **4,1 W/m-K** bestimmt (FÖRSTER 2010), wobei die Repräsentanz dieser lithologischen Varietät für den Gneiskomplex fraglich ist.

Von deutlich niedrigeren Werten, insbesondere für k senkrecht zur Foliation, wird in zwei anderen Publikationen berichtet. SCHABERG (1998, zit. in KRANZ & DILLENARDT 2009) gibt k-Werte von **2,1 W/m-K** bzw. **2,9 W/m-K** für den Freiburger Gneis an. Aus Messungen von thermischer Diffusivität und spezifischer Wärmekapazität an mm-großen Probekörpern aus dem im Alten Tiefen Fürstenstolln aufgeschlossenen Gneis berechneten KRANZ & DILLENARDT (2009) k-Werte von **2,0 W/m-K** bzw. **3,6 W/m-K**. Die Werte an Proben derselben Lokation (gemessen bzw. berechnet) variieren somit um 0,9 W/m-K, was mit der natürlichen Inhomogenität des Gesteins nicht erklärt werden kann.

Um die bestehenden Diskrepanzen in den k-Werten des Freiburger Granodioritgneises klären zu helfen, wurden mittels der „Optical-Scanning Method“ an drei Kernproben, die hinsichtlich der textuellen Anisotropie präzise präpariert wurden, neue Wärmeleitfähigkeitsmessungen unter Standardbedingungen durchgeführt. Die Proben (Nr. 81 aus 1.235,3 m unter GOK, Nr. 87 aus 1.276,7 m unter GOK, Probe 90 aus 1.301,8 m unter GOK) entstammen der Bohrung Reiche Zeche ET 1/55 (tiefster Freiburger Aufschluss). Dabei handelt es sich um texturierte (Foliation zwischen 5° und 15° zur Kernachse), leicht flasrige, mittelkörnige und weitgehend gleichkörnige Gneise mit einer geringen Anzahl von Quarz- und Feldspatäugen von selten bis zu 2 cm-Größe. Die lithologische Varietät ist geologisch repräsentativ für den aufgeschlossenen Bereich des Gneiskomplexes.

Für die einzelnen Proben ergaben sich folgende k-Werte (in W/m-K):

Wärmeleitfähigkeit parallel zur Foliation:

Probe 90: 3,03; 2,90

Probe 87: 3,17; 3,24

Probe 81: 3,18; 3,47; 3,32

Daraus resultiert eine mittlere Wärmeleitfähigkeit **parallel** zur Foliation von **3,19 ± 0,19 W/m-K**.

Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Foliation:

Probe 87: 2,56; 2,66; 2,83

Probe 81: 2,75; 2,76; 2,73; 2,77

Daraus resultiert eine mittlere Wärmeleitfähigkeit **senkrecht** zur Foliation von **2,72 ± 0,09 W/m·K**.

Die neuen Messwerte für die mittlere Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Foliation wurden in das in FÖRSTER (2010) dargestellte geologische Ausgangsmodell für Freiberg integriert.

Eine größere Schwankungsbreite wurde für die Zweiglimmergneise und -glimmerschiefer des metamorphen Rahmens ermittelt. Messungen an Proben aus Bohrungen bei Großschirma, Reinsberg und Riechberg ergaben eine Variabilität dieser Paragesteine zwischen 2,1 und 4,5 W/m·K. Mittelwert und die Standardabweichung ist jedoch identisch mit denen des Freiburger Granodioritgneises.

4.2.3.2 Wärmeleitfähigkeit variszischer Granitoide

Im näheren Umfeld des Gneiskomplexes treten sowohl vulkanisch-subvulkanische Rhyolithe und porphyrische Mikrogranite der Tharandter-Wald Caldera und des Gangkomplexes von Sayda-Berggießhübel als auch plutonische Magmatite des Granitmassivs von Niederbobritzsch auf. Von diesen Magmatiten besitzen allerdings nur die Granitoide wegen ihrer prognostizierten vertikalen Ausdehnung tiefegeothermische Relevanz. Deshalb wurden die Wärmeleitfähigkeitsmessungen auf die Granitoide beschränkt.

Innerhalb des aus verschiedenen textuellen Varietäten aufgebauten Massivs von **Niederbobritzsch (Gruppe der F-arken Biotit-Granite)** weist der grobkörnig-porphyrische, an intermediären bis mafischen dunklen Einschlüssen reiche Typ mit einem k-Wert von 2,2 W/m·K die geringste Wärmeleitfähigkeit auf. Der k-Wert nimmt systematisch über den mittel- bis feinkörnigen Typ (2,6-2,7 W/m·K) bis zu den klein- bis feinkörnigen Graniten (2,9 W/m·K) zu. Wärmeleitfähigkeiten für die dunklen intermediären magmatischen Einschlüsse, die vermutlich tiefere Bereiche des Plutons repräsentieren, konnten auf Grund der ungenügenden Größe des vorhandenen Probenmaterials nicht gemessen werden. Aus mineralogischer Sicht ist zu vermuten, dass deren k-Werte wenig unterhalb derer des grobkörnig-porphyrischen Granits liegen (~2,0-2,1 W/m·K).

4.2.3.3 Radiogene Wärmeproduktion variszischer Metamorphite

Aus acht Messungen der Gehalte an K, Th und U an Proben des Freiburger Granodioritgneises (HAMMER et al. 1999) errechnet sich dessen mittlere Wärmeproduktion zu **2,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$** . Wie auch im Hinblick auf den Wert von k ist damit auch dessen A-Wert praktisch identisch mit dem der Zweiglimmer-Paragesteine des metamorphen Rahmens (**2,4 ± 0,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$** , n = 8).

4.2.3.4 Radiogene Wärmeproduktion variszischer Granitoide

Im näheren Umfeld des Gebietes treten sowohl vulkanisch-subvulkanische als auch plutonische Magmatite auf. Aus von STANEK & RENNO (2001) gelisteten K-Th-U-Daten der verschiedenen Rhyolithe lassen sich für den Tharandter Vulkanitkomplex im NE von Freiberg A-Werte zwischen 3,0 und 5,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ berechnen. Für Rhyolithe und Tuffe des Sayda-Berggießhübeler Gangschwarms im SE von Freiberg errechnen sich an Hand publizierter chemischer Analysen (WINTER et al. 2008) durchschnittlich noch höhere A-Werte im Intervall 4,8 bis 9,7 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Obwohl auch diese Vulkanite/Subvulkanite über überdurchschnittlich hohe Wärmeproduktionsraten verfügen, haben sie für tiefegeothermische Überlegungen im Vorzugsgebiet Freiberg aus volumetrischen Ursachen keine Bedeutung.

Petrothermal kann dem außerhalb der Grenzen des Vorzugsgebietes gelegenen Granitmassiv von Niederbobritzsch östlich von Freiberg auf Grund seiner höheren Wärmeproduktion eine gewisse Bedeutung beigemessen werden. Mit A-Werten zwischen 2 und 3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ weist der grobkörnig-porphyrische Typ dabei die niedrigste Wärmeproduktionsrate auf. Diese nimmt in den mittel- bis feinkörnigen sowie klein- bis feinkörnigen Graniten auf maximale Werte um 7 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ zu. Interessant und nicht a priori zu vermuten waren A-Werte zwischen 3 und 5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ bei den dunklen intermediären magmatischen Einschlüssen. Damit besitzen auch tiefere Bereiche des Plutons eine durchaus beachtliche Wärmeproduktion.

4.2.4 Thermisches 2D-Modell

Dr. Hans-Jürgen Förster, Dr. Andrea Förster

Der Verlauf des modellierten Profilschnittes Freiberg (Abbildung 30) reicht von metamorphen Rahmen im W über den zentralen Bereich von Freiberg mit dem Granodioritgneis bis über den Niederbobritzcher Granit im E. Das geologische Ausgangsmodell wurde dahingehend vereinfacht, dass die verschiedenen Para- und Orthometamorphite, die entlang des Profils angeschnitten werden, als einheitliche Gruppe zusammengefasst wurden (Abbildung 37).

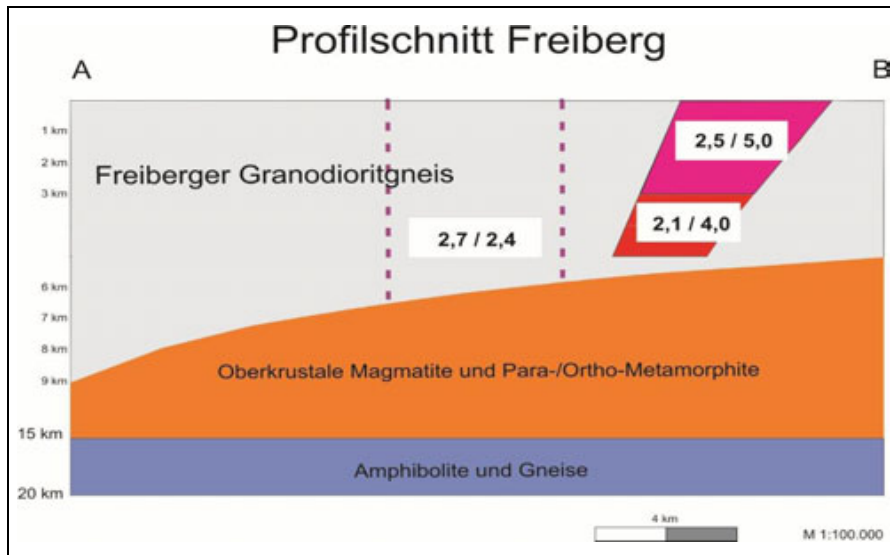


Abbildung 37: Vereinfachtes geologisches Basismodell Freiberg (vgl. Abbildung 30) für die 2D-Temperatur-Modellierung (2,7/2,4 = k/A)

Diese Vereinfachung ist berechtigt, da die verschiedenen Gneise und Glimmerschiefer im Mittel ähnliche Wärmeleitfähigkeiten und Wärmeproduktionsraten aufweisen. Der Freiburger Granodioritgneis repräsentiert das dominante metamorphe Gestein, sodass seine k - und A -Werte als Grundlage für die Parametrisierung des Modells verwendet wurden.

Trotz des vernachlässigbar geringen Unterschieds in der Wärmeleitfähigkeit des Gneises (2,7 W/m·K, FÖRSTER & FÖRSTER 2010b) zum k -Wert des ursprünglichen Modells (2,8 W/m·K; FÖRSTER & FÖRSTER 2010a) wurde nachfolgend ein Reprozessing des geologischen Ausgangsmodells dahingehend vorgenommen, dass (a) der niedrigere k -Wert und (b) eine höhere Mantelwärmeflussdichte (30 mW/m² im Vergleich zu 25 mW/m²) angenommen wurden (Abbildung 37). Die darauf aufbauenden Temperatur-Tiefen-Modelle (Abbildung 38) zeigen in 5 km Tiefe unter GOK Temperaturen von ca. 130 bis ca. 140°C im Gebiet des Granodioritgneises.

4.2.5 Thermisches 3D-Modell

Prof. Dr. Steffen Wagner, Holger Schütz

Das geologische Basismodell für das Vorzugsgebiet Freiberg (Abbildung 30) besitzt nach dem derzeitigen Kenntnisstand einen einfachen Strukturbaue. Es besteht aus dem Freiburger Granodioritgneis und Gneistypen des metamorphen Rahmens, dem Granitmassiv von Niederbobritzsch und einem tiefkrustalen Unterlager (>5 km Tiefe) von Magmatiten sowie Para-/Ortho-Metamorphiten. Ein „hypothetischer Freiburger Granitpluton“ wurde aufgrund bisher bekannter Daten nicht in das Modell integriert (Abbildung 37).

Während im Modell FÖRSTER & FÖRSTER (2010a) für den Granit von Niederbobritzsch (Abbildung 38) eine Modelltiefe von 5 km der Berechnung zu Grunde liegt, geht das Modell von WAGNER & SCHÜTZ (2010) von einer Tiefe bis 6 km aus (Abbildung 39). In den metamorphen Gneisen und paläozoischen Schiefen wird vor allem durch Ausbildung einer Schieferung und Schichtung eine Anisotropie in der Wärmeleitfähigkeit (Tensor 2. Stufe) wirksam. Daraus ergibt sich eine richtungsorientierte Wärmeleitfähigkeit ($k_{\text{parallel}} > k_{\text{senkrecht}}$ zur Schieferung), die im Modell zu einem „Wärmestau“ führt, sodass sich höhere Temperaturen im Vertikalprofil einstellen. Entsprechende Modellvarianten wurden für das Vorzugsgebiet Freiberg berechnet.

Die Wärmeleitfähigkeit k weist vor allem bei den Metamorphiten und tonigen Sedimentiten eine ausgeprägte Anisotropie auf (HURTIG, 1966 und 1968, SCHÖN 1983). Dabei werden für Gneise Anisotropieverhältnisse von max. 1,92 bis min. 1,44 angegeben, sodass sich die k -Werte zwischen 4,0 W/m·K und 2,1 W/m·K richtungsabhängig unterscheiden können. Das stimmt völlig mit den Werten nach FÖRSTER & FÖRSTER (2010a) überein, die für Gneise Werte zwischen 2,5 und > 3,5 W/m·K und für Glimmerschiefer/Phyllite/Tonschiefer Werte zwischen 2 und 4 W/m·K ausweisen (Granite 2,9 bis 3,3 W/m·K).

Für den granodioritischen Freiburger Gneis (Orthogneis) variieren die k -Werte aufgrund der Anisotropie und variabler Biotit/Muskovit-Verhältnisse zwischen 2,7 und 4,0 W/m·K. Eine noch größere Schwankungsbreite wurde mit 2,1 und 4,5 W/m·K für die Zweiglimmer-Paragneise ermittelt.

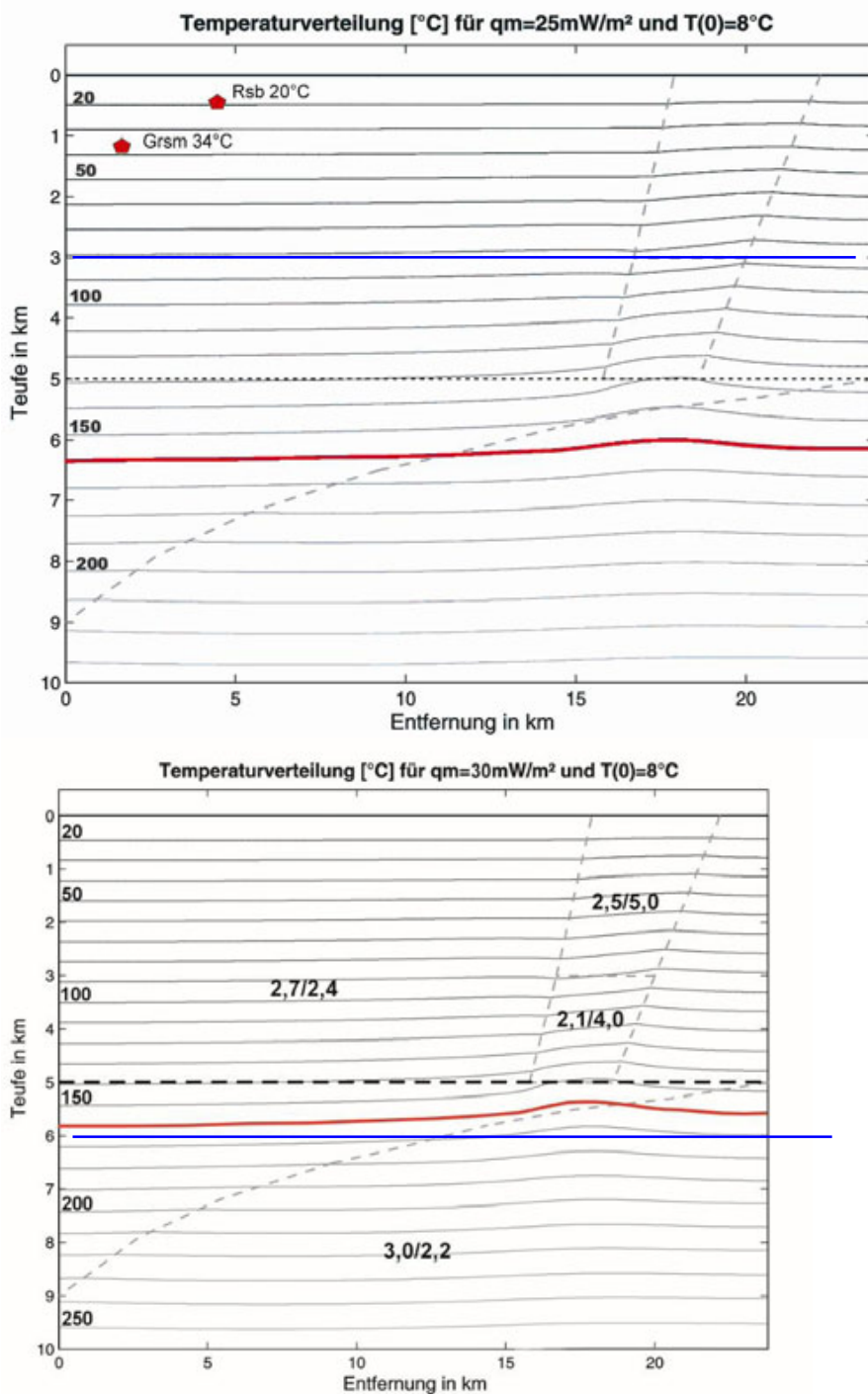


Abbildung 38: Temperatur-Tiefen-Modell für das in Abbildung 37 dargestellte Profil Freiberg
 oben: Szenario für die Mantel-Wärmeflussdichte $q_m = 25 \text{ mW/m}^2$ (FÖRSTER & FÖRSTER 2010a); unten:
 Szenario für die Mantel-Wärmeflussdichte $q_m = 30 \text{ mW/m}^2$ (FÖRSTER & FÖRSTER 2010b). Die rot markierte
 Linie entspricht der 160 C-Isotherme, blau hervorgehoben Temperatur in 5 km unter GOK.

Für das Vorzugsgebiet Freiberg wurde deshalb zunächst eine Modellvariante gerechnet, die in horizontaler Schieferungsrichtung für das Gneisgebiet k von 3,2 W/m-K aufweist, senkrecht in z-Richtung aber einen Wert von 2,6 W/m-K. Das isotrope Modell (Abbildung 38) rechnet mit 2,8 W/mK und ist nahe an dem Wert der für das flache Einfallen der Schieferung im Labor (2,7 W/m-K, FÖRSTER & FÖRSTER 2010b) gemessen wurde.

Um die Abnahme der Wärmeleitfähigkeit mit steigender Temperatur zu berücksichtigen, wurde bei beiden Modellvarianten eine Abnahme der Wärmeleitfähigkeit um 0,2 W/mK pro 100 °C vorgenommen (SCHÖN 1983, Abbildung 8.7, S. 302). In 5 km Tiefe unter GOK wird im isotropen Modell im zentralen Gneisbereich (FG in Abbildung 39, 40) eine Temperatur von ca. 115 bis 125 °C erreicht.

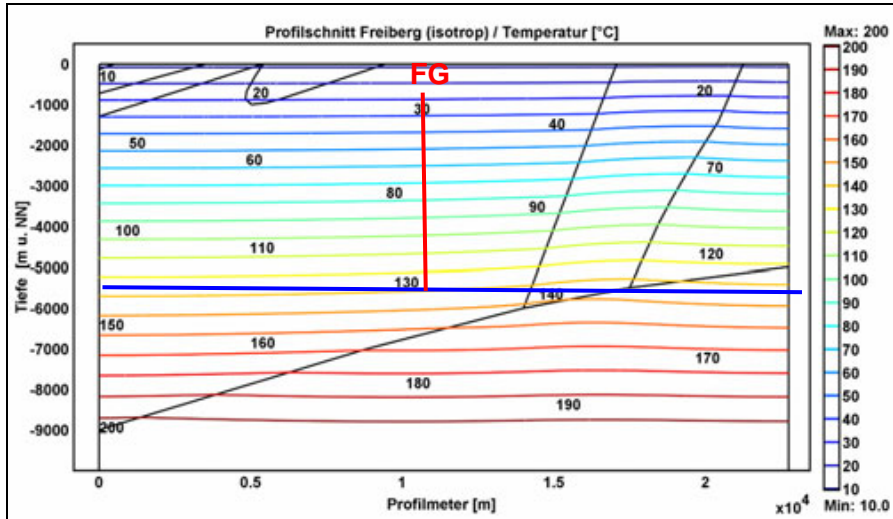


Abbildung 39: 2D-Temperaturschnitt Freiberg - isotrope Variante

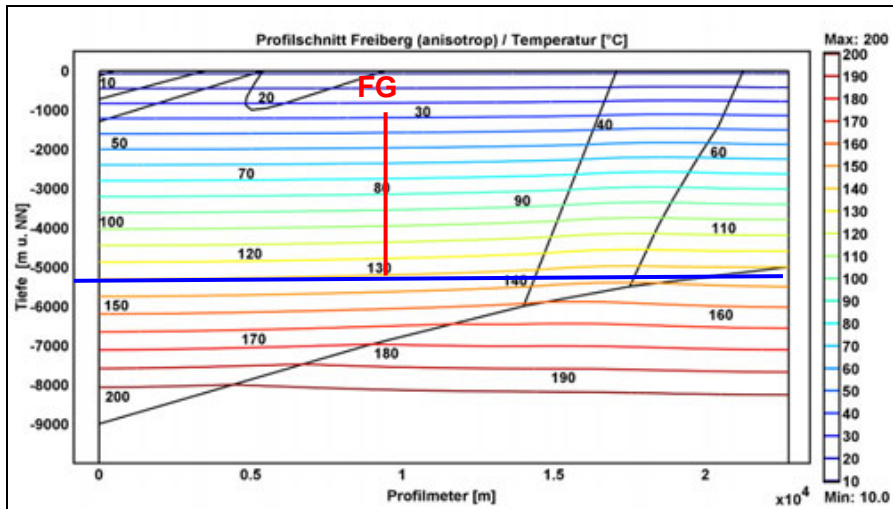


Abbildung 40: 2D-Temperaturschnitt Freiberg - anisotrope Variante

In 5 km Tiefe unter GOK wird im anisotropen Modell (Abbildung 40) im zentralen Gneisbereich (FG) eine Temperatur von ca. 120 bis 130 °C erreicht, sodass damit eine Temperaturerhöhung um ca. 10 °C abgebildet wird.

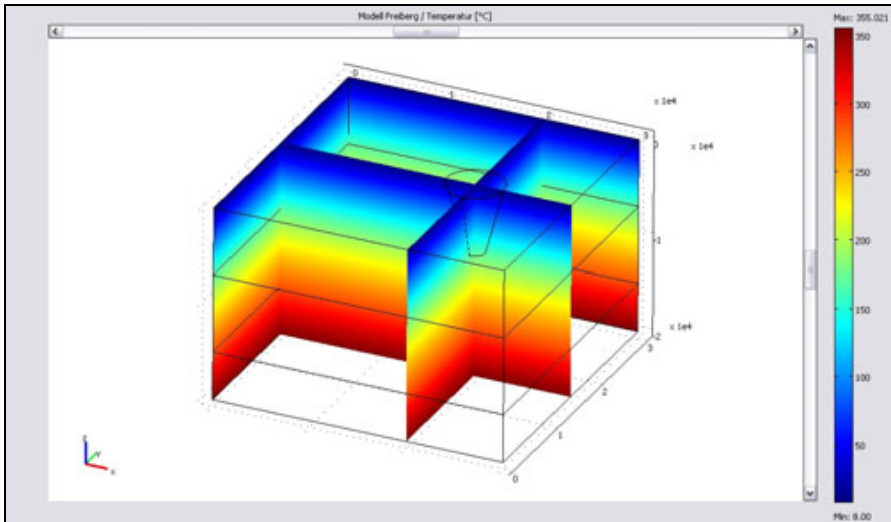


Abbildung 41: 3D-Temperaturmodell Gebiet Freiberg - isotrope Variante. (Kegel symbolisiert den Niederbobritzcher Granit)

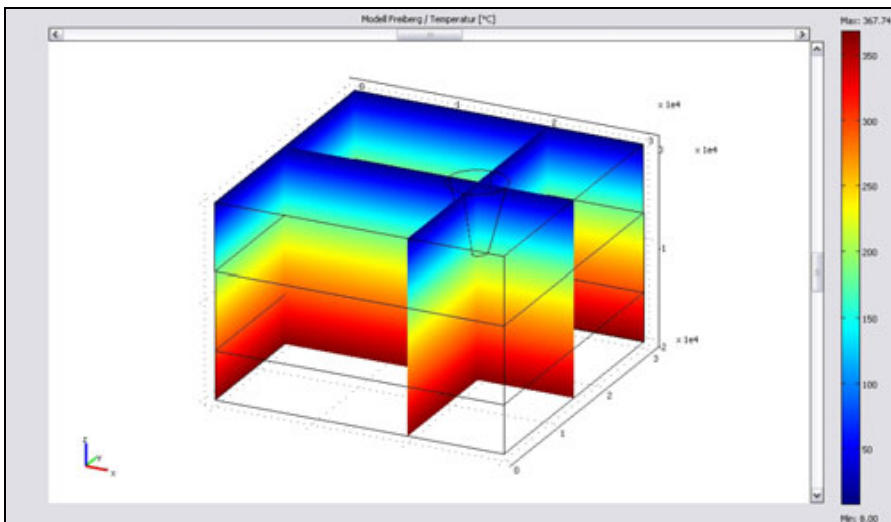
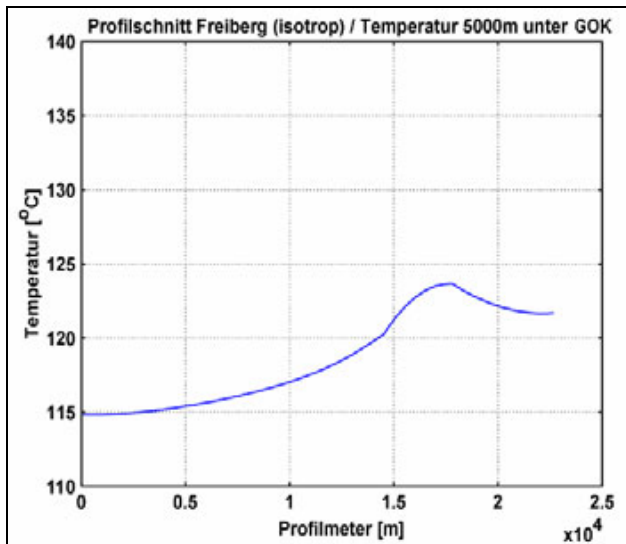
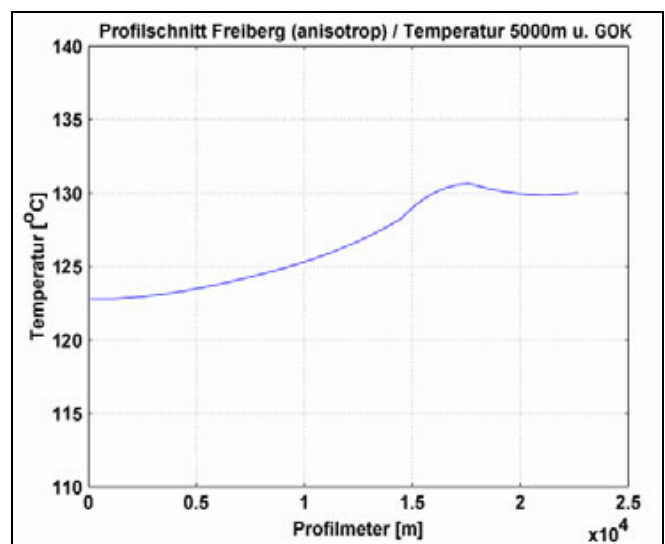


Abbildung 42: 3D-Temperaturmodell Gebiet Freiberg - anisotrope Variante. (Kegel symbolisiert den Niederbobritzcher Granit)

Abbildung 41 und Abbildung 42 bilden das einfach strukturierte 3D-Simulationsmodell mit der berechneten Temperaturverteilung und einer isotropen (richtungsunabhängig) bzw. anisotropen (richtungsabhängig) Wärmeleitfähigkeit ab.



isotrope Variante



anisotrope Variante

Abbildung 43: 2D-Modell Temperaturprofil Freiberg in 5 km unter GOK

Das 2D-Modell der Temperaturprofile in 5 km unter GOK (Abbildung 43) zeigt zwischen isotropem und „moderat“ anisotropem Wärmeleitfähigkeits-Modell deutlich einen Temperaturunterschied von ca. 10 °C.

Die Abbildung 44 stellt die Temperaturverhältnisse im Gebiet Freiberg dar. Hier wurde entsprechend Abbildungen 42 und 43 kegelförmig der Niederbobritzcher Granit mit berücksichtigt. Dieser zeigt auf Grund seines erhöhten Wärmeflusses gegenüber der Umgebung ein erniedrigtes Temperaturniveau.

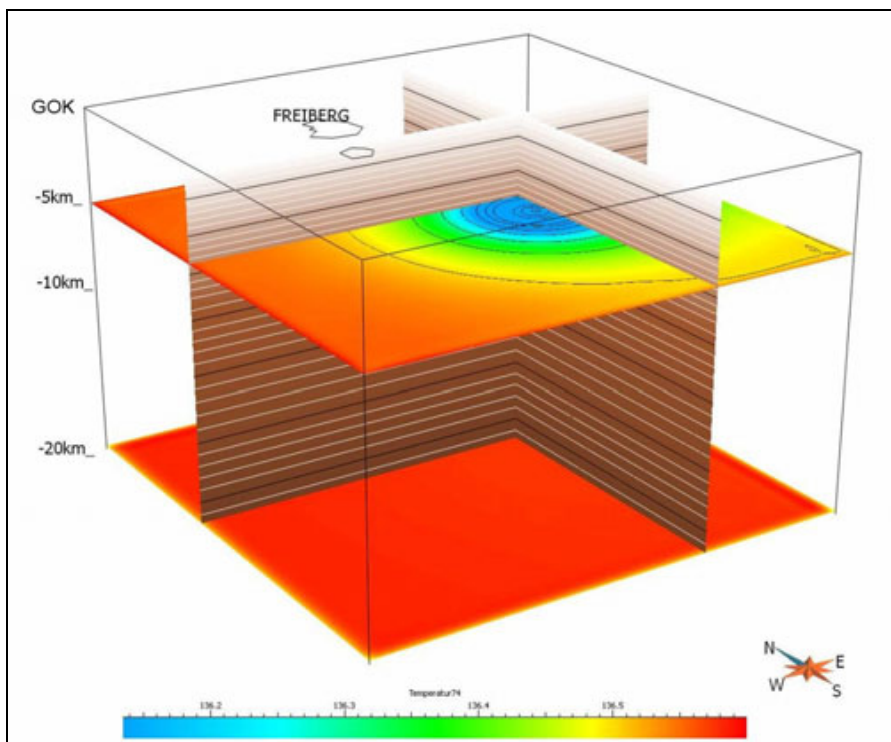


Abbildung 44: 3D-Temperaturmodell für das Gebiet Freiberg mit horizontaler Schnittebene in 5 km unter GOK

4.2.6 Bruchmechanik und Spannungsfeldmodell

Prof. Dr. Heinz Konietzky

Das Spannungsfeld im Modellgebiet Freiberg (zur abdeckenden Betrachtung max. Spannungsanisotropien wurde auch der fiktive Freiburger Granit integriert) zeigt ein plausibles Ergebnis, welches global gesehen wie folgt charakterisiert werden kann:

- Die mittlere Hauptnormalspannung entspricht in etwa dem lithostatischen Überlagerungsdruck und ist überwiegend vertikal ausgerichtet.
- Die Übergänge Gneis-Granit zeichnen sich durch Spannungssprünge deutlich ab.
- Minimale und maximale Hauptspannung sind überwiegend horizontal ausgerichtet.
- Die Richtung der maximalen quasi-horizontalen Hauptspannung ist NNW-SSE ausgerichtet.
- Das Verhältnis zwischen der größten und der kleinsten Hauptnormalspannung nimmt mit der Tiefe ab.
- Bedingt durch die Inhomogenitäten und Bewegungen auf den Störungszonen kommt es lokal zu stärkeren Spannungsfuktuationen.
- In der geplanten Reservoir-Zieltiefe von 5 km betragen die Hauptspannungen je nach Lokation für die wahrscheinlichste Parameterkonstellation in etwa:
 $\sigma_1 = 190\text{-}200 \text{ MPa}$
 $\sigma_2 = 135\text{-}140 \text{ MPa}$
 $\sigma_3 = 85\text{-}90 \text{ MPa}.$

Der Fracdruck auf Niveau Bohrlochsohle in 5 km Tiefe liegt bei Annahme einer hydraulischen Zugfestigkeit von 5 MPa gemäß Formel 3 zwischen 60 und 85 MPa. Bei porenelastischer hydrostatischer Betrachtung und Annahme einer Querdehnzahl von 0,2 verringert sich der prognostizierte Fracdruck gemäß Formel 4 auf Werte von etwa 24 bis 34 MPa. Das Verhältnis der maximalen Schubspannung zur dazugehörigen Normalspannung liegt zwischen 0,34 - 0,42.

Die WNW-ESE- und die NNE-SSW-orientierten Störungszonen sind besonders prädestiniert für Scherbewegungen bzw. besonders leicht im Schermodus zu stimulieren.

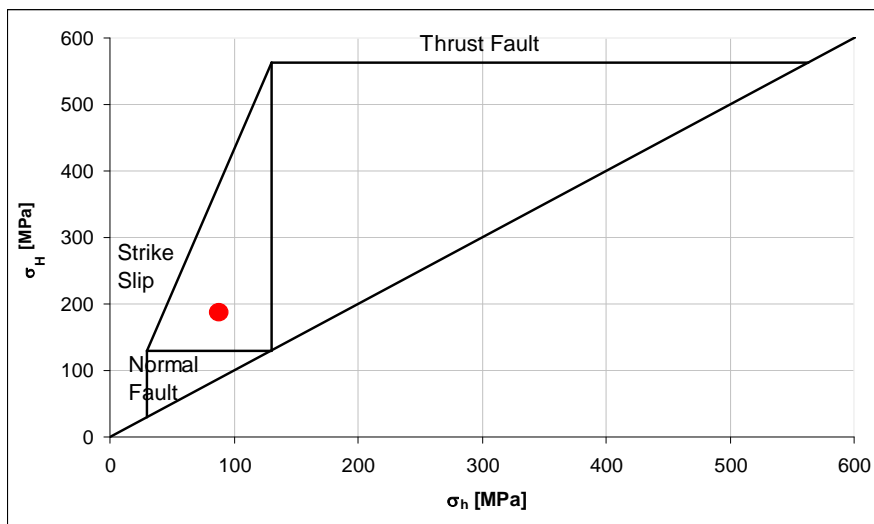


Abbildung 45: Diagramm der Spannungsregime für das Modell Freiberg (KONIEZKY et al. 2010).

(σ_H : größte horizontale Hauptspannung, σ_h : kleinste horizontale Hauptspannung; Reibungsbeiwert 0,8 in 5 km Tiefe; Gesteinsdichte 2600 kg/m^3 - roter Punkt: primärer Spannungszustand in 5 km Tiefe)

Für den nach derzeitigem Kenntnisstand wahrscheinlichsten Primärspannungszustand liegt ein ‚strike slip‘ Mechanismus vor (Abbildung 45), der auch unter Annahme der vollen Fluidwirksamkeit den Grenzzustand nicht erreicht. Tendenziell neigt der Spannungszustand eher zum ‚Normal Fault‘ als zum ‚Thrust Fault = Reverse Fault‘. Erst wenn der Reibungskoeffizient auf 0,6 reduziert wird, dies entspricht einem Reibungswinkel von ca. 31° und volle Fluidwirksamkeit angesetzt wird, ist damit zu rechnen, dass günstig orientierte Schwächeflächen aktiv werden, d. h. Scherbewegungen im primären Zustand getriggert werden.

4.2.7 Zusammenfassung der Ergebnisse zum Vorzugsgebiet Freiberg

Im Vorzugsgebiet Freiberg beziehen sich die Temperaturberechnungen auf den Zentralbereich des generalisierten W-E Schnittes (in Abbildung 37 durch violette Strichlinien gekennzeichnet).

Im Zentrum der Betrachtung steht die Kuppelstruktur des Freiburger Granodioritgneises und deren Tiefenreichweite. Hinweise auf einen hypothetischen Granitkörper in größerer Tiefe, wie er in älteren Literaturen prognostiziert wurde, sind auf Grund von Interpretationen des Tiefenreflexionsseismischen Profils FB 01 - EV 05 (BRAUSE, H. 1996) nicht vorhanden.

Kennzeichnend für den Raum Freiberg ist ein Gangsystem von über 1.100 Erzgängen, die teilweise bis zu 8 km Länge erzführend und in unterschiedlicher Richtung ausgebildet sind. Ihre Tiefenreichweite ist aufgrund fehlender Tiefenaufschlüsse schwer einschätzbar. Auf Grund ihrer gegenseitigen Beziehungen können sie in eine Altersfolge eingereiht werden. Eine tektonische Prägung mit regionalen blockbegrenzenden Bruchzonen 1. Ordnung (KUSCHKA 1989) ist für den Freiburger Raum nicht nachweisbar. KUSCHKA (1989) definiert hier die Tiefenstörungen 3. Ordnung Rochlitz-Mittweida-Brand-Erbisdorf und Waldheim-Halsbrücke-Zinnwald.

Insgesamt wird eingeschätzt, dass für die Bewertung der Verhältnisse in 5 km Tiefe die Ausbildung des Erzgangsystems ohne Bedeutung ist. Der in diesen Tiefen noch auftretende Freiburger Granodioritgneis besitzt im Vergleich mit dem Vorzugsgebiet Aue ein weniger günstiges Fracverhalten. Die Wärmeleitfähigkeit k liegt zwischen **2,7 und 4,0 W/m-K**. Der Mittelwert von k (1 Sigma-Standardabweichung) ergibt sich zu **3,3 ± 0,6 W/m-K** ($n = 5$). Die radiogene Wärmeproduktion A für den Freiburger Granodioritgneis wird mit **2,3 $\mu\text{W/m}^3$** angegeben.

Der zentrale Freiburger Bereich erreicht bei Berücksichtigung einer Wärmeleitfähigkeit für den Freiburger Granodioritgneis von 2,7 W/m-K, einem Wert, der aus den Labormessdaten für das in situ Einfallen der Schieferung des Gneises abgeleitet wurde, Temperaturen zwischen **120...130°C** (je nach Wahl der unteren Randbedingung) in 5 km Tiefe unter GOK.

Das Vorzugsgebiet Freiberg ist auch unter diesen Temperaturverhältnissen noch geeignet und zudem tektonisch vorgeprägt. Das Fracverhalten ist auf Grund des bis in 5 km Tiefe auftretenden Freiburger Granodioritgneises weniger günstig. Die Voraussetzungen des Vorzugsgebietes Aue werden nicht erreicht.

4.3 Vorzugsgebiet Elbezone

4.3.1 Geowissenschaftliche Datenaufbereitung

Dr. Ottomar Krentz, Erhard Koch

Für die geologische Modellierung des Vorzugsgebietes Elbezone standen umfangreiche Unterlagen aus geologischen Kartierungen, Bergbauaktivitäten, Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen zur Verfügung. Neue Untersuchungen wurden insbesondere für die tektonische Entwicklung und zu den geothermischen Eigenschaften durchgeführt. Folgende Unterlagen wurden verwendet:

- Für die oberflächennahen Bereiche konnten fünf neue, in den letzten 15 Jahren erarbeitete geologische Messtischblätter 1 : 25.000 (Bl. 4947, 4948, 5047, 5048, 5049) sowie die Tertiär abgedeckte Karte 1 : 100.000 Lausitz-Jizera-Karkonosze mit dazugehörigen Schnitten genutzt werden.
- Von den ca. 5.000 verfügbaren Bohrungen mit >50 m Teufe wurden ca. 600 relevante Bohrungen für die Modellierung genutzt. Die tiefsten Bohrungen (außer den Untertagebohrungen der SDAG Wismut bei Königstein) lagen bei knapp 700 m Teufe und erreichten im Allgemeinen die Kreidebasis.
- Von Seiten der Wismut GmbH wurde umfangreiches Kartenmaterial, insbesondere auch Kreide abgedeckte Karten aus dem gesamten Elbtalkreidebecken und abgedeckte Karten des Permosiles des Döhlener Beckens bereitgestellt. Dazu gehörten auch zahlreiche Profilschnitte, die die Grundlage für die Rekonstruktion des Strukturbaues, besonders in den Bergbaurevieren des Döhlener Beckens und bei Königstein bildeten.
- Als geologisches Richtprofil konnte der ca. 6.000 m lange ‚Tiefe Elbstolln‘ vom Oppelschacht in Zaukerode bis an das Elbeufer bei Dresden Cotta, genutzt werden. Der Stollen wurde von 1997 bis 2000 von der Wismut GmbH für die Entwässerung des Bergbaureviers im Döhlener Becken wieder befahrbar gemacht. Er durchquert Gesteine des Rotliegend

des Döhlener Beckens, des Altpaläozoikums des Elbtalschiefergebirges, die Magmatite des Meißener Massivs und Gesteine der Kreide. In dem Stollen erfolgte eine umfangreiche Kartierung und Probenahme. Weiterhin wurde der derzeit neu aufgefahrene ‚Wismutstolln‘, der das Bergbaurevier Freital Gittersee mit dem ‚Tiefen Elbstolln‘ verbinden soll, abschnittsweise befahren.

- Für das gesamte Vorzugsgebiet liegen flächendeckend gravimetrische und aeromagnetische Messungen vor. Die gravimetrischen Daten wurden vor 1990 mit einem Punktabstand von 250 - 500 m gemessen und auf ein 500 m-Raster interpoliert. Verwendet wurden die BOUGUER-Schweredaten aus der ‚Gravimetrischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1 : 400.000. Die aeromagnetischen Daten wurden in den 1980er-Jahren aufgenommen. Der Profilabstand betrug 250 m und die Flughöhe 100 m. Die Ergebnisse wurden auf ein 500 m-Raster interpoliert. Verwendet wurde die Karte der ΔT -Anomalien der ‚Geomagnetischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen‘ 1 : 400.000.
- Bei Pirna wird das Vorzugsgebiet durch das SW-NE-streichende Tiefenseismische Profil MVE90 geschnitten. Dieses reflexionsseismische Profil wurde 1990 geschossen. Ziel war die strukturelle Untersuchung der Erdkruste bis zur Mohorovičić-Diskontinuität in ca. 30 km Tiefe. Für das jetzige Projekt erfolgte ein Reprozessing der Originaldaten (Tiefenmigration, CRS-Bearbeitung) für die oberen 10 km mit Schwerpunkt auf die lagegenaue Darstellung ausgewählter Tiefenstörungen.
- Im Rahmen der Untersuchungen erfolgte durch STANEK (2010) eine tektonische Neuaufnahme und strukturelle Interpretation ausgewählter Störungen im Vorzugsgebiet. Dabei wurden auch die zusätzlichen, temporären Aufschlüsse der Erdgastrasse OPAL genutzt.
- Für die geologisch-tektonische Interpretation stand das digitale Höhenmodell DGM 2 flächendeckend zur Verfügung. Das DGM 2 wurde durch ein flugzeuggestütztes Laserscan erstellt und hat eine horizontale Auflösung von 2 m sowie eine vertikale Auflösung von 10 cm.

Die Kartendarstellung erfolgte in ArcGIS 9.3 und die Erstellung des 3D-Modells wurde mit der 3D-Modellierungssoftware GOCAD durchgeführt.

4.3.2 Geologisch-tektonisches Modell

Dr. Ottomar Krentz, Erhard Koch unter Verwendung von STANEK 2010

Gesamtübersicht/Geologische Einheiten

Die Elbezone ist eine der bedeutsamsten Bruchzonen in Mitteleuropa, die mehrfach tektonisch beansprucht worden ist. Sie ist als NW-SE streichende Überschiebungsfrent über eine Entfernung von ca. 300 km von den Karpaten bis mindestens in den Gifhorner Trog nördlich von Braunschweig verfolgbar. Im Vorzugsgebiet erreicht sie eine Breite von ca. 25 - 30 km. Sie tritt morphologisch besonders zwischen Riesa und Dečín in Erscheinung, wo sie entlang regionaler Störungszonen unterschiedlichen Alters das Erzgebirge im SW von der Lausitzer Antiklinalzone im NE trennt.

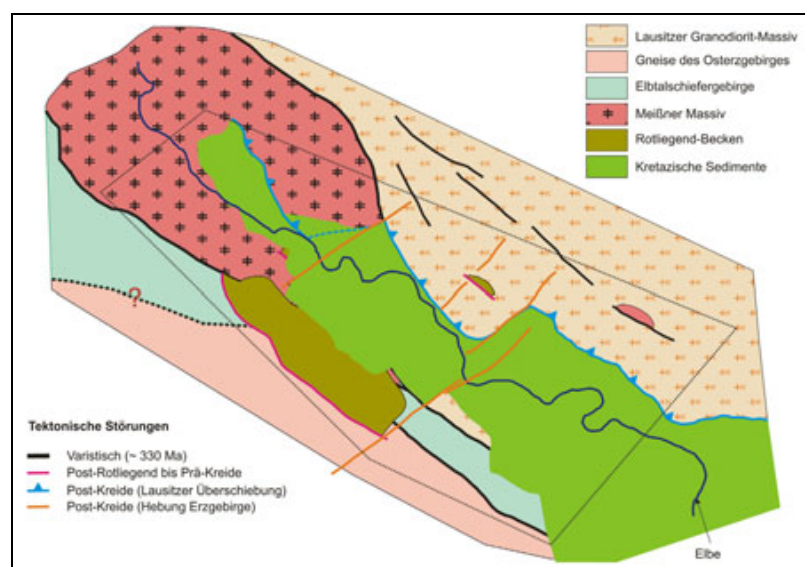


Abbildung 46: Übersicht zu den geologischen Einheiten im Vorzugsgebiet der Elbezone (Vorzugsgebietsgrenze - schwarze Punktlinie)

Im Vorzugsgebiet Elbezone wurden folgende Gesteinseinheiten ausgehalten bzw. zusammengefasst (s. Abbildung 46):

- Gneise und kristalline Schiefer des Erzgebirges,
- Granodiorite des Lausitzer Massivs,
- Monzonite und assoziierte Gesteine des Meißeener Massivs,
- Postvariszische Intrusiva relativ geringer räumlicher Erstreckung (Markersbach, Stolpen),
- Metamorphe Einheiten der Schiefergebirge (sehr inhomogen infolge häufiger Lithologiewechsel),
- Permokarbone Sedimente (Döhlener-, Briesnitzer-, Weißiger Becken),
- Mesozoische Sedimente (hauptsächlich kretazische Sandsteine und Mergel)

■ Gneise und kristalline Schiefer des Osterzgebirges

Das Erzgebirge bildet eine antiklinalartige Aufwölbung von hoch- bis mittelgradigen metamorphen Gesteinen, einen sogenannten metamorphen Kernkomplex, der von nur sehr schwach metamorphen gefalteten Schiefergebirgseinheiten umgeben ist. Der metamorphe Komplex des Erzgebirges bildete sich während der variszischen Orogenese vor etwa 330 - 340 Ma.

Die unterste Decke des metamorphen Kernkomplexes, der innere Teil des Erzgebirgsdoms, besteht aus der Orthogneis-Einheit. In der Orthogneis-Einheit werden die monotonen Graugneise des Osterzgebirges sowie die Rotgneise der Marienberger und Annaberger Kuppel zusammengefasst. Ausgangsgesteine für die Orthogneise waren hauptsächlich granitische und granodioritische Intrusionen, untergeordnet Diorite und Gabbros, die während der variszischen Tektogenese deformiert und bei maximal 10 - 12 kbar sowie 550 °C metamorph überprägt wurden (Amphibolit-Fazies). Die Ausgangsgesteine der osterzgebirgischen Graugneise können mit den Granodioriten des Lausitzer Massives verglichen werden. Diese Aussage wird unterstützt durch das Intrusionsalter der Gneise (560 und 540 Ma nach TICHOMIROVA 2002).

Am NE-Rand - zum Elbtal - wurde das Erzgebirge während der variszischen Heraushebung an einer Blattverschiebung - der Mittelsächsischen Störung - abgeschert. Die Gneise des Osterzgebirges grenzen hier entlang einer hochtemperierten (duktilen) Scherzone an die paläozoischen Gesteine des Elbtalschiefergebirges.

■ Lausitzer Granodiorit-Massiv

Das Lausitzer Granodiorit-Massiv bildet einen in E-W-Erstreckung etwa 80 km langen Krustenblock, der im Wesentlichen aus cadomischen Granodioriten und Graniten besteht, deren Intrusionsalter zwischen etwa 495 und 560 Ma liegen. Die Granodiorite sind in verfaltete präkambrische Grauwacken intrudiert. Lokal werden die Granodiorite von bis zu hundert Meter großen, basischen Intrusivkörpern durchschlagen.

Nach bisherigen Vorstellungen bildeten sich die Granodiorite durch Anatexis der im N aufgeschlossenen Grauwacken. Dabei wurden neben dem Biotitgranodiorit vor allem Zweiglimmer-Granodiorite verschiedener Textur unterschieden. Petrologische Untersuchungen belegen jedoch eine primär-magmatische Genese der Granodiorite. Nach Geländebefunden können bis zu 31 verschiedene Granodiorittypen und -intrusionen unterschieden werden (SCHUST & WASTERACK 2002).

Im Nordteil des Vorzugsgebietes grenzen die Granodiorite des Lausitzer Granodiorit-Massivs entlang der NW-streichenden Großenhainer Störungszone unmittelbar an die Monzonite des Meißeener Massivs bzw. an Gneise der Großenhainer Gruppe. Im zentralen Teil begrenzt die vermutlich N-S-streichende Großer-Garten Störung die Monzonite gegen die Westlausitzer Granodiorite. Im südlichen Teil grenzen Grauwacken (Weesensteiner Grauwacken) und Granite (Dohnaer Granit) entlang der Westlausitzer Störung tektonisch an die Gesteine des Elbtalschiefergebirges.

■ Meißeener Massiv

Das Meißeener Massiv ist ein multipler Intrusivkomplex, welcher randlich aus kaliumreichen Gabbroiden und dioritischen Gesteinen besteht. Zum Zentrum des Intrusivkomplexes gehen die basischen Gesteine in monzonitische Varietäten über (s. Abbildung 47) (WENZEL et al. 1991). An den Exokontakten weisen diese Gesteine Fließgefüge und Einströmgefüge parallel zu den Kontaktflächen auf (PFEIFFER 1964; WENZEL et al. 2000). Nachfolgend intrudierten verschiedene Granitoide (Granodiorite bis Leukomonzogranite), die lokal als „Hauptgranit“ und „Riesensteingranit“ bezeichnet werden (PFEIFFER 1964; WENZEL et al. 1991). Diese Granitoide zeigen keine interne Gefügeregelung. Mikrogranitische Gänge werden als Förderkanäle der das Meißeener Massiv überlagernden Vulkanite angesehen.

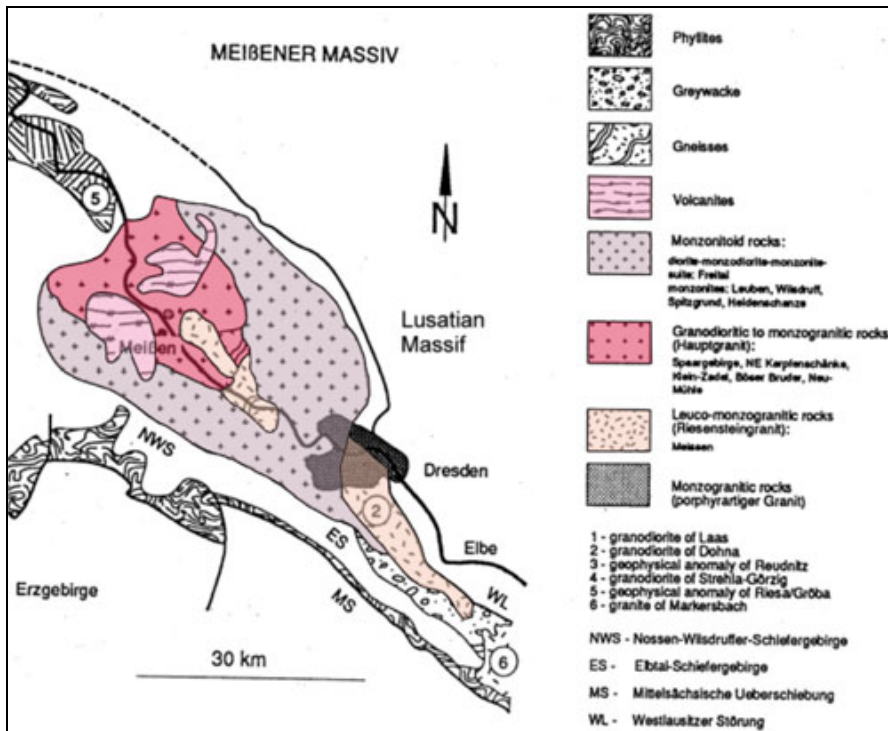


Abbildung 47: Gesteinstypen und interne Struktur des Meißener Massivs (nach WENZEL et al. 1997)

Intrusive Kontakte zu den Gesteinen des Nossen-Wilsdruffer und des Elbtal-Schiefergebirges sind vor allem durch den Bergbau im Döhlener Becken aufgeschlossen (u. a. Tiefer Elbstolln). Hier sind die Schiefer kontakmetamorph umgewandelt worden. Die intrusiven Kontakte zu Gneisen der Großenhainer Gruppe wurden in der Literatur beschrieben und waren temporär entlang der Autobahn A4 (Klotzsche) aufgeschlossen. Das Alter der Gesteine des Meißener Massivs wird zwischen 330 und 326 Ma angegeben (SHARP et al. 1997; NASDALA et al. 1999).

■ Schiefergebirgseinheiten

Die grünschieferfaziell überprägten metamorphen Einheiten des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges und des Elbtalschiefergebirges umfassen stratigraphische Sequenzen vom Ordovizium bis zum Unterkarbon. Die Lithologie variiert sehr stark zwischen phyllitischen, quarzitischen, metakarbonatischen und metavulkanitischen Gesteinstypen. Im nördlichen Bereich, dem Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge, überwiegt ein SE-vergenter Faltenbau. Die Phyllite lagern hier tektonisch den Erzgebirgsgneisen auf. Im Bereich des Elbtal-Schiefergebirges ist der Faltenbau durch Seitenverschiebung (strike-slip-Bewegungen) und damit verbundenen Flächengefüge überprägt und maskiert. Generell kann im Elbtal-Schiefergebirge eine N-einfallende Schieferung beobachtet werden. Exklusiv im Elbtal-Schiefergebirge treten deformierte Körper von Turmalingraniten im Verband der Phyllite auf.

Die Gesteine des Elbtalschiefergebirges grenzen mit der grünschieferfaziellen Mittelsächsischen Störungszone an die Gneise des Osterzgebirges. Von den zum Teil mylonitisierten Granodioriten des Lausitzer Granodiorit-Massivs werden sie von der NW-streichenden Westlausitzer Störungszone getrennt.

■ Rotliegend-Becken

Frühpermische Sedimente und Vulkanite sind nur in drei reliktschen Beckenstrukturen erhalten geblieben (von SW nach NE): Döhlener Becken, Briesnitzer Becken und Weißiger Becken. Generell beginnt die stratigraphische Sequenz mit Vulkaniten (Porphyriten), im Hangenden folgen Siliziklastika (Konglomerate, Sandsteine, Ton- und Schluffschiefer), Tuffe und Kohlen. Die Sequenzen sind nicht mehr als 700 - 800 m mächtig.

Die Becken werden von NW-SE streichenden Abschiebungen begrenzt und markieren eine permische Extensionszone (Dehnungszone) in den drei oben genannten Grundgebirgseinheiten. Interessant sind die Gesteine als Marker von jüngeren Deformationsereignissen.

■ Kretazische Sedimente

Die kretazischen Sedimente haben im Vorzugsgebiet eine maximale Mächtigkeit von etwa 600 m und bestehen überwiegend aus Sandsteinen und Mergeln (Pläner). Für die tiefengeothermische Modellierung sind sie auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit nicht relevant. Bedeutung haben die kretazischen Sedimente als Indikatoren für die postkretazische Bruchtektonik, die wiederum entscheidenden Einfluss auf die Bruchstruktur in den unterlagernden kristallinen Einheiten haben kann.

Die kretazischen Sedimente lagern allen älteren Einheiten diskordant auf. Sie fallen gestaffelt relativ flach von SW nach NE ein. Die kretazischen Sedimente werden an der NW-streichenden Lausitzer Überschiebung und an NE-SW streichenden Störungen (Typ Borsberg Störung) versetzt.

Störungen:

Die Störungen im Bereich der Elbezone lassen sich in vier Zeitintervalle einordnen:

- I. Karbon (variszisch),
- II. Perm bis Jura,
- III. Kreide bis Tertiär,
- IV. Jungtertiär bis Altquartär(?)

Die altersmäßige Zuordnung einer Störung erfolgt in Abhängigkeit von den jeweils betroffenen stratigraphischen Einheiten sowie ihrer hauptsächlichen Prägung. Für die Modellierung wurden nur die im Folgenden aufgeführten bedeutendsten Störungen verwendet.

I. Karbon (variszisch)

Die variszischen Störungen streichen überwiegend NW-SE (Anlage 11-I). Eine Ausnahme bildet die Großer-Garten-Störung mit N-S-Streichen. Sie befinden sich ausschließlich in kristallinen Gesteinen (Gneisen, Schiefen/Grauwacken, Graniten/Granodioriten). Die Deformation erfolgte im Bereich der Grünschiefer-Fazies (300 - 400 °C) verbunden mit einer Mylonitbildung bzw. blastischen Deformation. Vom Bewegungscharakter her sind es vor allem Seitenverschiebungen (strike-slip) und Aufschiebungen. In vorliegendem Bericht wird die Grenze zwischen dem Elbtalschiefergebirge und den Granodioriten von Dohna und der Lausitz als Westlausitzer Störung im Sinne von PIETSCH (1962) bezeichnet. Im Vorzugsgebiet wurden folgende variszische Störungen ausgehalten (Tabelle 3).

Tabelle 3: Variszische Störungen im Vorzugsgebiet Elbezone

Störungsbezeichnung	Streichrichtung	Einfallrichtung	Charakteristik	Versatzbetrag
Mittelsächsische Störung	NW-SE	NE	Seitenverschiebung Abschiebung	+
Westlausitzer Störung	NW-SE	NE	Abschiebung	>500 m
Donnerberg-Aufschiebung	NW-SE	NE	Abschiebung	>500 m
Winterleithe-Aufschiebung	NW-SE	NE	Abschiebung	>500 m
Weesensteiner-Störung	NW-SE	NE	Abschiebung	
Großer-Garten-Störung	N-S			
Großenhainer Störung SW	NW-SE	NE	Seitenverschiebung	
Großenhainer Störung NE	NW-SE	NE	Seitenverschiebung	
Klotzsche-Stolpen-Störungszone	NW-SE	NE	Seitenverschiebung	

Die Mittelsächsische Störungszone und die Großenhainer Störungszone sind dextrale (rechtsdrehende) Seitenverschiebungen, die vor etwa 330 Ma durch ihre Bewegung die Öffnung eines Dehnungsbeckens (pull apart-Becken) im Raum Meißen verursachten, in das die Granitoide des Meißener Massivs intrudierten (MATTERN 1996, WENZEL 1997, STANEK 2010) (Abbildung 48). Die Störungszone sind mehrere zehner Meter mächtig. Eine hochtemperierte Deformation führte zur Ausbildung von Myloniten und Blastomyloniten, die das Störungsvolumen häufig versiegelten.

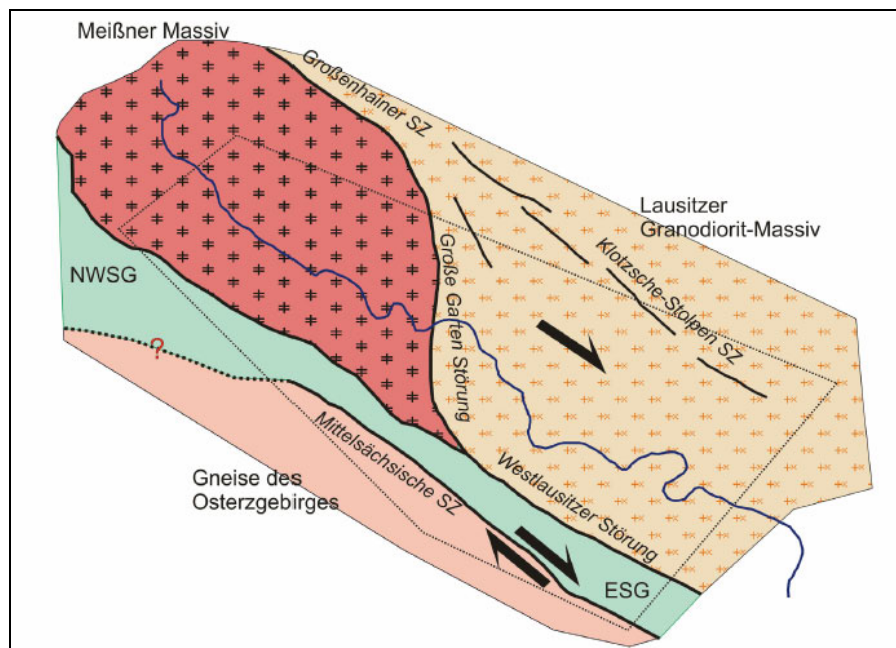
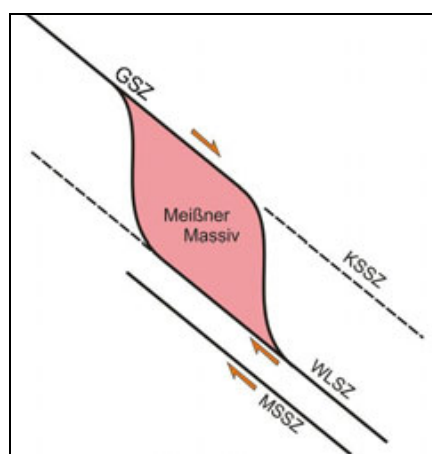


Abbildung 48: Grundgebirgseinheiten und deren tektonische Grenzen im Bereich der Elbezone



**Abbildung 49: Intrusionsmodell für das Meißner Massiv in eine pull-apart-Struktur zwischen den konjugierten, dextralen Großenhainer Störungszone (GSZ) und der Westlausitzer Störungszone (WLSZ)
KSSZ - Klotzsche-Stolper-Störungszone, MSSZ - Mittelsächsische Störungszone (STANEK 2010)**

II. Perm bis Jura

Die Altersgruppe der Störungen im Perm-Jura wurde besonders im zentralen Teil der Elbezone nachgewiesen (Anlage 11-II). Die Störungen treten vor allem in den Rotliegend-Sedimenten des Döhlener Beckens und des Briesnitzer Beckens auf. Nach REICHEL & SCHAUER (2006) wurden sie zum Teil synd sedimentär gebildet. Sie streichen überwiegend NW-SE und sind als Abschiebungen mit bis zu 500 m Versetzungsbetrag ausgebildet, was auf eine Dehnung in NE-SW-Richtung in diesem Zeitraum hinweist. Ausnahmen sind die E-W-streichende Cossmanssdorfer Störung als Seitenverschiebung mit einem sinistralen (linksdrehenden) Versetzungsbetrag von ca. 500 m und die NNE-SSW-streichende Kreischeaer Störung. Die Störungen entstanden in einem Temperaturbereich deutlich unter 100 °C und sind spröde-klastisch ausgebildet. Die guten Kenntnisse über diese Störungen beruhen zum großen Teil auf der Bergbautätigkeit im Döhlener Becken. Im Vorzugsgebiet wurden die in Tabelle 4 angegebenen permischen Störungen ausgehalten.

Nach Ablagerung zumindest der Kohleflöze im Döhlener Becken - sie fallen generell nach SW ein - kam es zur Anlage der NE-fallenden Abschiebungen (SW-Rand-Störung, Roter Ochse, Carola-Schacht-Störung) und dazu konjugierter SW-fallender Störungen (NE-Rand-Störung) (Anlage 11-II). Die Asymmetrie der Störungen weist auf ein NE-gerichtetes Extensionsregime hin.

Dazu passen auch die primären Bewegungen, die zur Öffnung der klastischen Gänge (den Kämmen) in den Porphyriten und überlagernden Sedimenten geführt haben. Die Kämmen streichen generell NW und zeigen entweder sehr steiles oder 30-50° Einfallen nach SW oder NE (Abbildung 50).

Tabelle 4: Permische Störungen im Vorzugsgebiet Elbezone

Störungsbezeichnung	Streichrichtung	Einfallrichtung	Charakteristik	Versatzbetrag
Döhlen-NE-Randabschiebung	NW-SE	SW	Abschiebung	weit über 100 m
Merbitzer Störung	NW-SE	NE	Abschiebung	500 m
Döhlen-SW-Randabschiebung	NW-SE	NE	Abschiebung	500-600 m
Carola-Schacht-Verwerfung	NW-SE	NE	Abschiebung	68 m
Becker-Schacht-Verwerfung	NW-SE	NE	Abschiebung	100 m
Roter Ochse Süd	NW-SE	NE	Abschiebung	100 m
Roter Ochse Nord	NW-SE	NE	Abschiebung	90 m
Kreischaer Störung	NE-SW		Abschiebung	
Cossmansdorfer Störung	E-W		Strike-Slip	500 m
Graupa-Weistropper Störung	NW-SE			

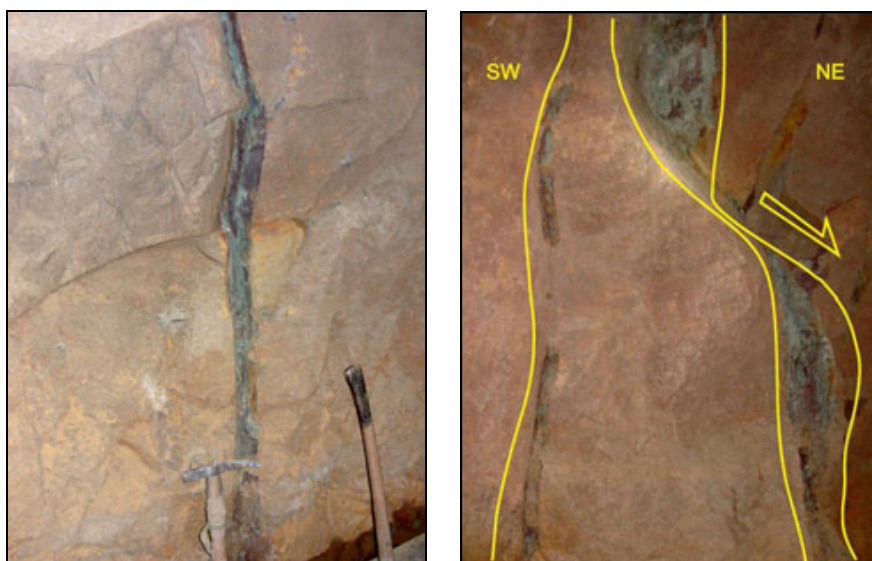


Abbildung 50: Klastische Gänge (Kämme) aus dem Tiefen Elbstolln mit assoziierten Störungen

Eine strukturell ähnliche Störung wie im Döhlener Becken ist die NW-SE-streichende Merbitzer Störung des Briesnitzer Beckens. Sie quert den Zschoner Grund bei Dresden und versetzt hier mit einer Sprunghöhe von mindestens 600 m die Fanglomerate gegen den Monzonit des Meißener Massivs. Die tektonische Situation im Becken von Weißig ist nicht genau bekannt. Eine NW-SE-gerichtete tektonische Begrenzung ist bei der angenommenen Schichtmächtigkeit von 250 m (SCHNEIDER & REICHEL 1989) jedoch wahrscheinlich.

Vergleicht man die tektonische Position der drei Rotliegend-Becken im Schema von SCHAUER & WALTER (2005), so hat das Döhlener Becken die größte Ausdehnung, aber weist im Vergleich zum Briesnitzer Becken geringere vertikale Versatzbeträge auf (Abbildung 51).

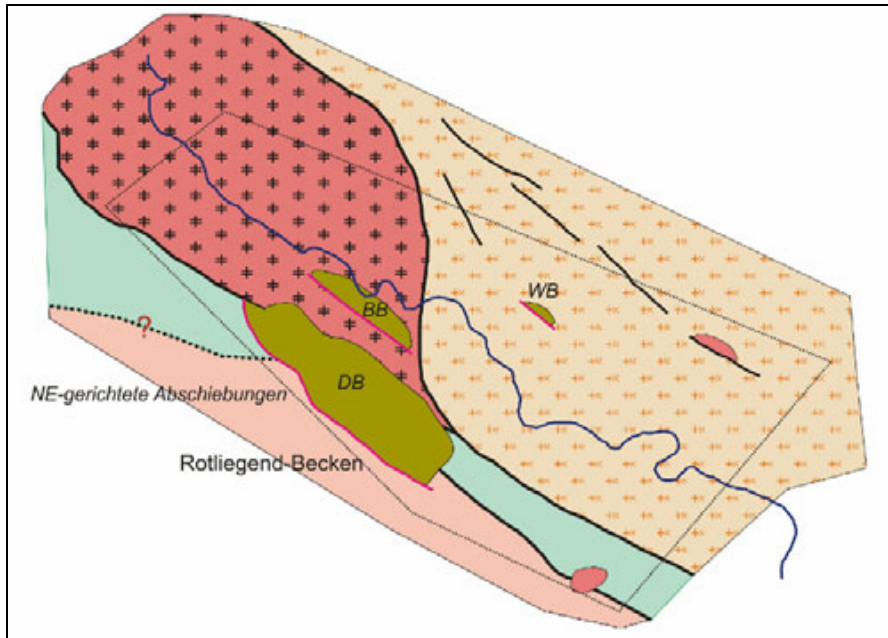


Abbildung 51: Lage der drei Rotliegendbecken der Elbezone
DB - Döhlener Becken, BB - Briesnitzer Becken, WB - Weißiger Becken

Der vermutlich einheitliche permische Sedimentationsraum wird durch konjugierte Extensionsstörungen gegliedert. Die Extension und Hauptabschiebung erfolgte NE-Richtung. Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Dehnungsbecken lässt sich durch eine listrische Abflachung der Hauptstörung und die Bildung eines Extensionsduplex in der oberen, wahrscheinlich bereits duktil deformierbaren Kruste erklären. In Abhängigkeit vom Erosionsniveau und dem Einfallen der listrischen Störungen kann man in 3-5 km Tiefe mit relativ flach NE-fallenden Scherbahnen rechnen (Abbildung 52).

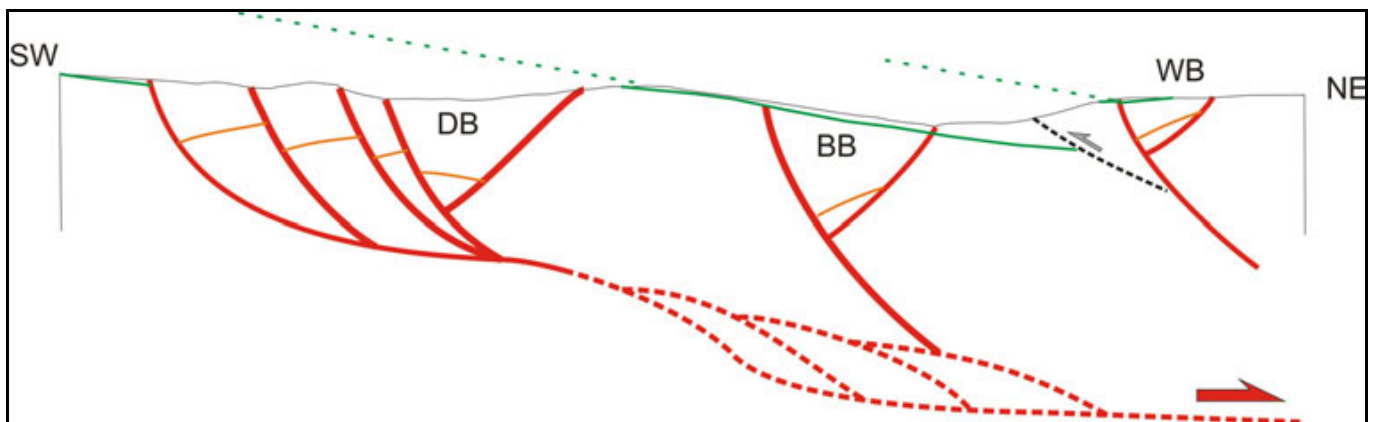


Abbildung 52: Extensionsmodell für die Rotliegend-Becken der Elbezone
(orange - Diskordanzflächen der Beckenfüllungen; grün - Auflagerungsfläche der Oberkreide. Aus dem Versatz nach SW ergibt sich Notwendigkeit einer zweiten Aufschiebung ähnlich der Lausitzer Überschiebung.)

III. Kreide bis Tertiär

Die Kreide-Tertiär-Störungen sind im gesamten Vorzugsgebiet verbreitet. Ihre Hauptstreichrichtungen liegen NW-SE und NE-SW, es sind aber auch um N-S und E-W-streichende Störungen vorhanden (Anlage 11-III). Die Ausbildung der Störungen ist spröde-klastisch im Temperaturbereich deutlich unter 100 °C. Sie sind sowohl als Aufschiebungen als auch als Abschiebungen und Seitenverschiebungen ausgebildet.

Durch eine NE-SW-gerichtete Kompression kam es zur Aufschiebung von Lausitzer Granodiorit auf die Elbtalkreide entlang der NW-streichenden Lausitzer Überschiebung bzw. von Gneisen des Osterzgebirges auf Kreide entlang der Karsdorfer Störung. Die morphologisch auffällige Lausitzer Überschiebung hat einen Versatzbetrag von über 600 m. Im Vorzugsgebiet wurden die in Tabelle 5 angezeigten Kreide-Tertiär-Störungen ausgehalten.

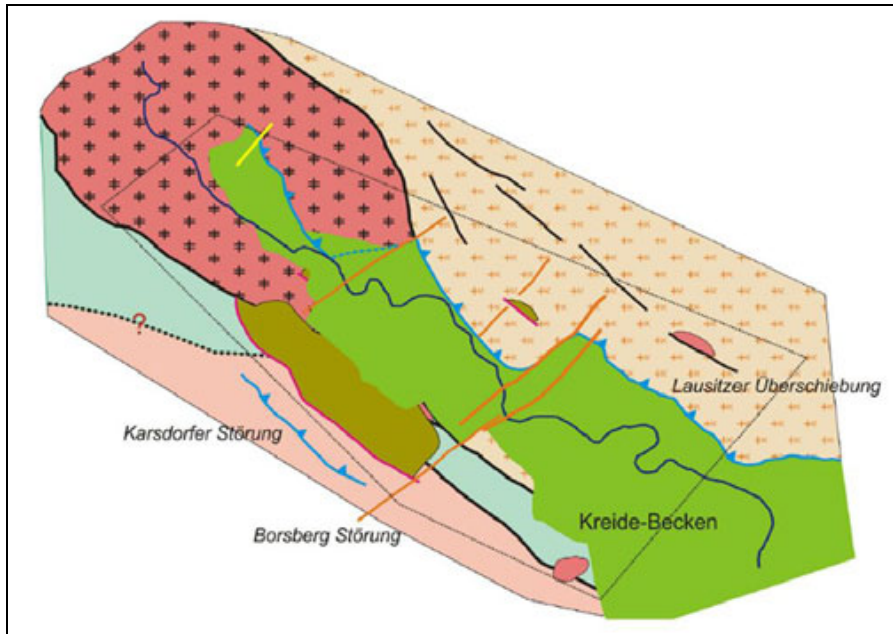


Abbildung 53: Zwei Störungssysteme, die die Kreidebasis versetzen: NW-streichende Aufschiebungen nach SW (blau) und jüngere SE-gerichtete Abschiebungen (hellbraun) (gelb – Profillage Abbildung 54)

Im NW-Teil des Vorzugsgebietes wurde durch die Erdgastrasse OPAL bei Oberau die Lausitzer Überschiebung aufgeschlossen (Abbildung 45). Der Meißener Hornblende-Biotit-Granit ist dort auf flach lagernde Pläner-Mergel aufgeschoben (Abbildung 55). Der Mergel ist unmittelbar unter der Störungsfläche kataklasiert und zu Störungsletten verformt. Die Harnische in den Letten belegen eine Aufschiebung nach WSW. Dieser tektonischen Richtung sind im Granodiorit NE-streichende Blattverschiebungen zuzuordnen. Die Aufschiebung wird begleitet von einer störungsparallelen, etwa 30 m mächtigen Engkluftzone (Abbildung 57) und subhorizontale Scherzonen im Pläner-Mergel. Die Scherzonen umschließen phakoide Körper (Abbildung 56).

Tabelle 5: Kreide-Tertiär-Störungen im Vorzugsgebiet Elbezone.

Störungsbezeichnung	Streichrichtung	Einfallrichtung	Charakteristik	Versatzbetrag
Lausitzer Überschiebung-Nord	NW-SE	NE	Aufschiebung	ca. 200m
Lausitzer Überschiebung-Mitte	NW-SE	NE	Aufschiebung	ca. 600m
Lausitzer Überschiebung-Süd	NW-SE	NE	Aufschiebung	>700m
Karsdorfer Störung	NW-SE	SW	Aufschiebung	200-300m
Borsberg-Störung NW	NE-SW	SE ?	Abschiebung	
Borsberg-Störung SE	NE-SW	SE ?	Abschiebung	
Porschendorfer Störung	WNW-SSE	steil	Aufschiebung	bis 500m?
Bonnwitzer Störung	WNW-SSE	steil	Aufschiebung	bis100m?
Riesenfuss-Störung S	NW-SE	steil		ca. 15m
Riesenfuss-Störung N	NW-SE	steil		ca. 30m
Coswiger-Hellerauer Störung	NW-SE		Aufschiebung	
Südvorstadt-Störung	WNW-SSE	steil	Aufschiebung	20-30m
Klotzsche-Tharandt-Störung	NE-SW			
Kötschenbrodaer Störung	NW-SE	NE	Abschiebung	>100m

Störungsbezeichnung	Streichrichtung	Einfallrichtung	Charakteristik	Versatzbetrag
Störung Klotzsche-Kesselsdorf				
Altstadt-Störung	N-S		Abschiebung	ca. 30m
Kreischa-Strehlen W	N-S			
Kreischa-Strehlen E	N-S			
Cottaer Störung	N-S		Strike-Slipe	ca. 300m
Lohmener Störung	N-S	W	Abschiebung	ca. 30m
Niederwarthaer Störung	NW-SE	NE	Abschiebung	>100m

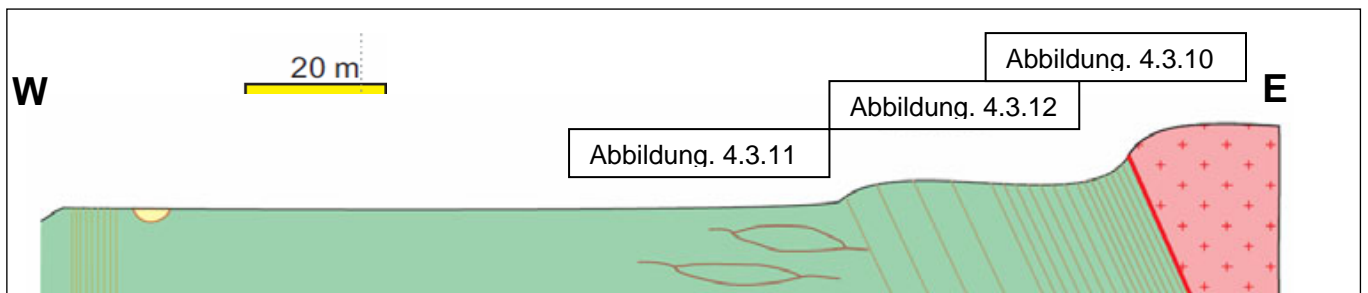


Abbildung 54: Lausitzer Überschiebung im Gasleitungsgraben nördlich von Weinböhl

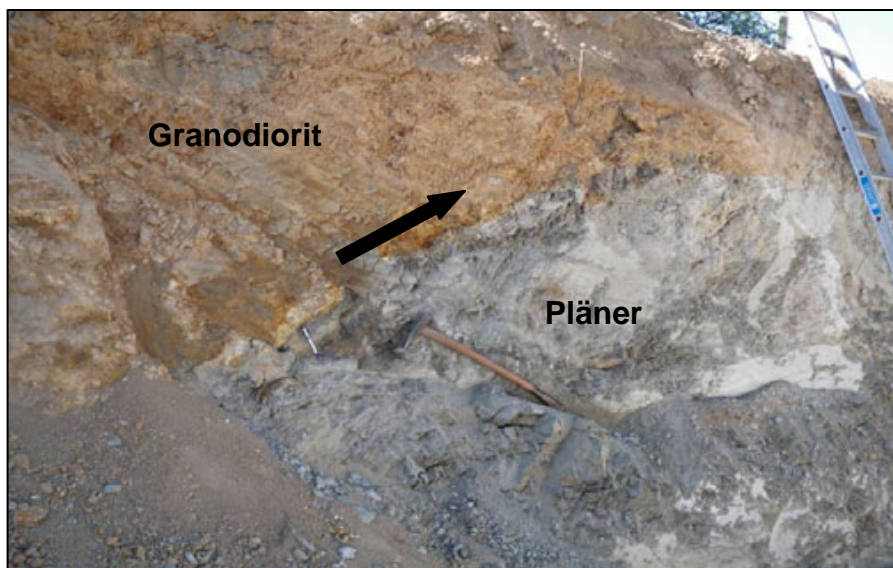


Abbildung 55: Überschiebungsbereich der Lausitzer Überschiebung im Graben der Erdgastrasse OPAL (Granodiorit - braun, Pläner - grau)



Abbildung 56: Subhorizontale Scherzonen im Pläner (die Scherzonen umschließen phakoide Körper)

Neben den SW-gerichteten Überschiebungen treten NE-streichende Störungen auf, die am prägnantesten im Bereich Borsberg-Dürröhrsdorf nordöstlich von Pillnitz ausgeprägt sind (Borsberg Störung). Die Störungen müssen nach dem Versatz an der Kreidebasis als Abschiebungen angesprochen werden. Die Abschiebungen erscheinen jünger als die Überschiebungen und sind wahrscheinlich durch die Heraushebung der nördlichen Riftschulter des Egergrabens (Erzgebirge) hervorgerufen.

In diesem Gebiet kommt es zu einer gegenseitigen Überlagerung der Einflüsse von Lausitzer Überschiebung (Aufschiebung) und Borsberg Störung (Abschiebung). Das Störungsinventar der Granodiorite zeigt neben NE- und SE-streichenden Blattverschiebungen auch SE-gerichtete Abschiebungen, die wahrscheinlich der Bewegung an der Borsberg Störung zuzuordnen sind. In den Sandsteinen am Breiten Stein und dessen südlichen Vorfeld wird deutlich, dass die Sandsteine rotiert worden sind und ein wechselndes Einfallen nach SW und NE haben (Abbildung 58). Man kann durch diese Aufschlüsse die Deformation vor, während und kurz nach der Aufschiebung zeitlich gliedern.



Abbildung 57: Steil NE-einfallende Klüftung, beginnend etwa 30 m im Liegenden der Lausitzer Überschiebung



Abbildung 58: Extensionsstrukturen (gelb) und Schichtung (rot) am Breiten Stein unmittelbar an der Borsberg Störung

IV. Junge Klüftzonen

Die jungen Klüftzonen sind nahezu im gesamten Vorzugsgebiet anzutreffen und streichen konsequent N-S (Anlage 11-IV). Diese Klüftzonen konzentrieren sich auf Bereiche von wenigen zehner Metern. Ihr Auftreten ist unabhängig von Petrographien und Stratigraphien. Charakteristisch sind neben dem N-S Streichen das nahezu äquidistante Vorkommen ebener, paralleler und steilstehender Klufflächen im Abstand von 10-20 cm. Sie sind wahrscheinlich das Ergebnis des rezenten Stressfeldes mit einer N-S gerichteten Einengung. Bewegungen sind im Allgemeinen nicht erkennbar.

Die Klüfte weisen häufig keine Mineralbeläge auf. Ausnahmen bilden die Klüftzonen im Bereich des Meißener Massivs. Die hier aufgeschlossenen Störungen sind sowohl mit Letten belegt (Rhyolith) als auch mit Quarz und zum Teil mit Karbonat mineralisiert (Monzonit). Im Vorzugsgebiet wurden folgende junge Klüftzonen ausgehalten (Tabelle 6).

Tabelle 6: Junge Kluftezonen im Vorzugsgebiet Elbezone

Störungsbezeichnung	Streichrichtung	Einfallrichtung
Schlottwitzer-Störung	N-S	steil
Zehrener-Störung	N-S	steil
Niederjahnaer-Störung	N-S	steil
Wahnsdorfer Störung	N-S	steil
Weisseritz-Störung W	N-S	steil
Weisseritz-Störung E	N-S	steil
Doelschener-Störung	N-S	steil
DD-Plauener-Störung W	N-S	steil
DD-Plauener-Störung E	N-S	steil
Gombsener-Störung	N-S	steil
Bielatal-Störung	N-S	steil
Katzstein-Störung	N-S	steil
Oberauer Störung	N-S	steil

Im Bereich der Erdgastrasse OPAL bei Oberau konnten N-S-streichende Klüfte im Pläner dokumentiert werden, die auf einen schmalen Bereich zu Beginn des Profils konzentriert waren (Abbildung 59).

Sowohl im Plauenschen Grund in aufgelassenen Monzonit-Brüchen als auch in den Sedimenten und Vulkaniten des Döhlener Beckens konnten vor allem im Bereich des Elbestollens N-S-streichende Störungszonen („Weißeritz-Störung“) nachgewiesen werden (Abbildung 59).



Abbildung 59: Junge Kluftezonen mit äquidistanten steilen Klüften im Pläner nördlich von Weinböhl (links) und im Porphyrit des Wismutstolln in Freital-Potschappel (rechts)

Bisher ungeklärt ist die Einordnung von E-W-streichenden Störungen im Gebiet von Coswig - Hellerau, die hier vermutlich eine Fortsetzung der Cunewalder Querstörung darstellen.

Teilgebiet Meißen

Das Teilgebiet Meißen befindet sich im nördlichen Teil des Vorzugsgebietes und erstreckt sich bis etwa in den Bereich Klotzsche/Kesselsdorf. Geologisch umfasst es überwiegend den Magmatitkomplex des Meißener Massivs.

Das Meißener Massiv ist ein multipel aufgebauter Intrusivkomplex variszischen Alters (326 - 330 Ma), der randlich aus Kaliumreichen gabbroiden und dioritischen Gesteinen (Diorite und ‚Monzodiorite‘) besteht und zum Zentrum in syenitische bis syenodioritische (‚Monzonit‘ und ‚Hauptgranit‘) sowie granitische (‚Riesenstein Granit‘) Typen übergeht. Die Tiefenreichweite des Magmatitkomplexes ist nicht bekannt, jedoch kann man im Vergleich mit anderen granitoiden Komplexen des Erzgebirges von etwa 4 - 7 km ausgehen (vgl. MÜLLER et al. 2005; KOVARIKOVA et al. 2010).

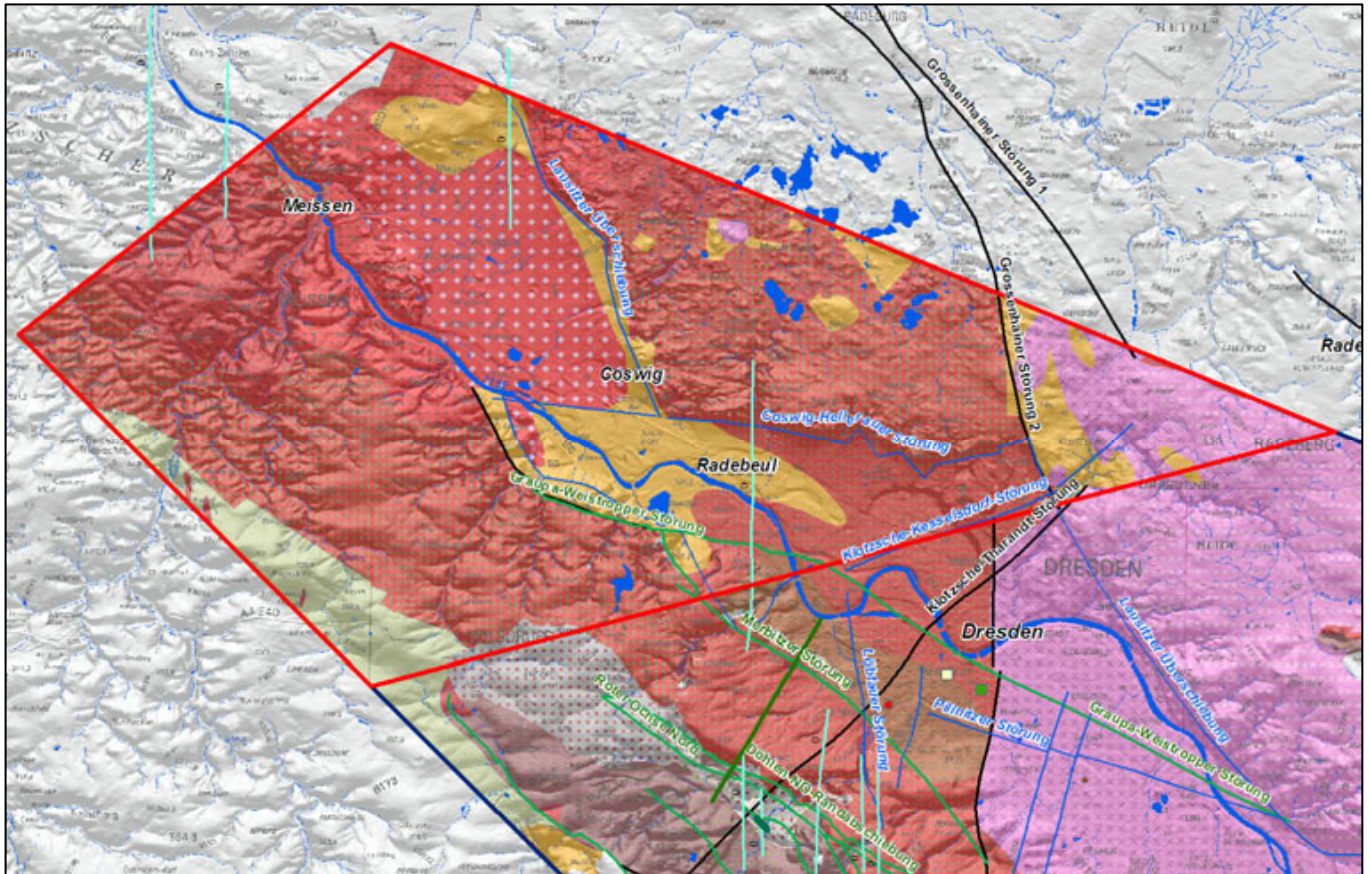


Abbildung 60: Geologische Karte des Teilgebietes Meißen mit den relevanten Störungen (Kreide abgedeckt)
(Legende s. Anlage 10)

Die Kontakte zwischen den einzelnen Intrusivkörpern sind - wie Aufschlüsse im Tiefen Elbstolln zeigen - fließend.

Die dioritischen und monzodioritischen Gesteine sind flächendeckend über die Magnetik und Gravimetrie von den umgebenden Gesteinen gut abgrenzbar (Abbildung 61). Die Beziehungen konnten sowohl im ‚Tiefen Elbstolln‘ (Abbildung 64) als auch durch die geologischen Kartierungen nachgewiesen werden.

Die Gravimetrie (BOUGUER-Schwere) (links) und die Aeromagnetik (Δ Tesla-Anomalien) (rechts) zeichnen überwiegend die Umrisse der Monzonite und Monzodiorite nach. Die rotgepunkteten Bereiche umfassen die in der geologischen Karte (GK100) ausgehaltenen Gebiete der Monzonitoide.

Insbesondere die Monzonitoide (Monzodiorite und Monzonite) haben eine hohe radiogene Wärmeproduktion A (ca. $6,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$) und sind auf Grund ihrer relativ weiten Verbreitung von besonderem Interesse. Aber auch der Hauptgranit und der Riesensteingranit spielen mit einer radiogenen Wärmeproduktion von ca. $4,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ eine bedeutende Rolle (FÖRSTER & FÖRSTER 2010a).

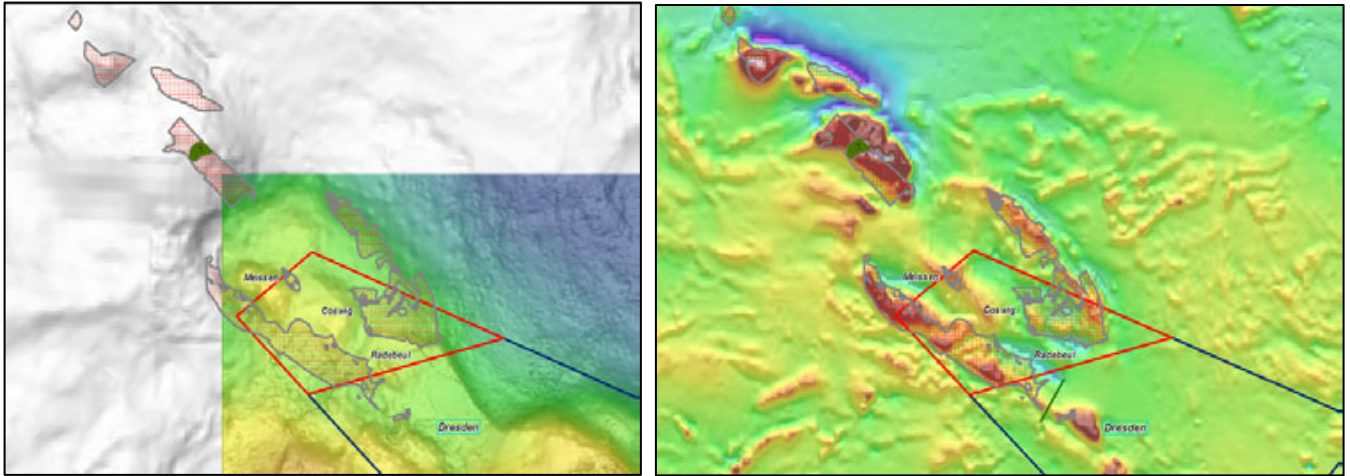


Abbildung 61: Gravimetrie (BOUGUER-Schwere) (links) und die Aeromagnetik (Δ Tesla-Anomalien) (rechts) im Teilgebiet Meißen

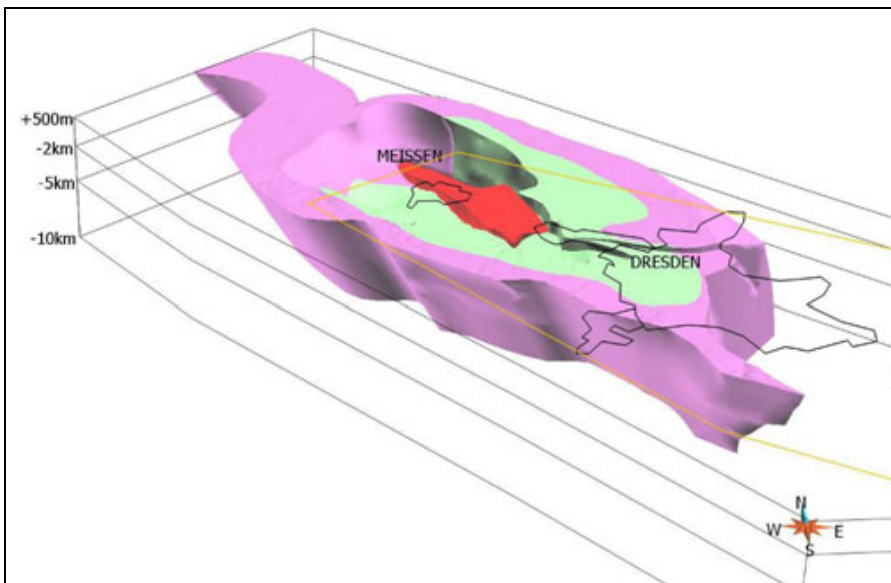
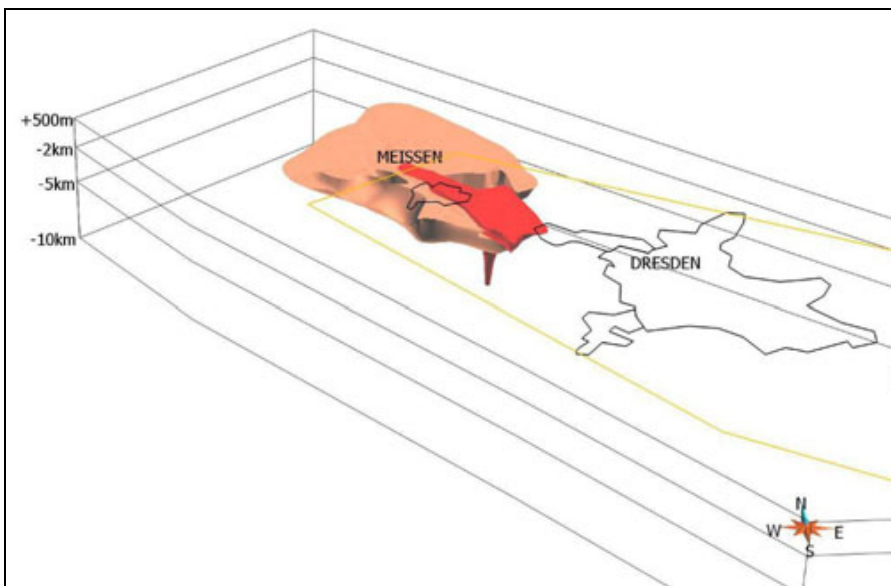


Abbildung 62: Darstellung der Lage der Magmatitkörper des Meißener Massivs im 3D-Modell
oben: nur Riesensteingranit (rot) und Hauptgranit (braun)
unten: mit Monzonit (grün) und Monzodiorit (violett)

Im Gebiet Meißen sind überwiegend die Kreide-Tertiär-Störungen von Bedeutung. Die Lausitzer Überschiebung im Bereich Weinböhla-Coswig weist einen Überschiebungsbetrag von max. 200 m auf. Dagegen fällt an der E-W-streichenden Coswig-Hellerauer Störung die Kreidebasis nach E weiter ab und erreicht im Bereich von Hellerau bereits einen Versatzbetrag von über 500 m. Die Niederwarthaer Störung und die Kötzschenbrodaer Störung sind dagegen als Abschiebungen ausgebildet und erreichen Versetzungsbeträge von ca. 100 m. N-S-streichende Klüftzonen wurden besonders im Bereich Radebeul und Weinböhla nachgewiesen.

Teilgebiet Dresden

Das Teilgebiet Dresden befindet sich im zentralen Teil des Vorzugsgebietes und erstreckt sich südlich des Bereiches Klotzsche-Kesselsdorf bis in das Gebiet Dürrröhrsdorf-Borsberg-Pirna-Reinhardtsgrimma. Geologisch ist es das komplizierteste Gebiet und umfasst sowohl den Magmatitkomplex des Meißener Massivs als auch den Lausitzer Granodiorit und die Rotliegendbecken von Freital-Döhlen, Briesnitz und Weißig. Tektonisch ist es neben den variszischen und Kreide-Tertiär-Störungen vor allem durch Perm-Jura-Störungen sehr stark beeinflusst.

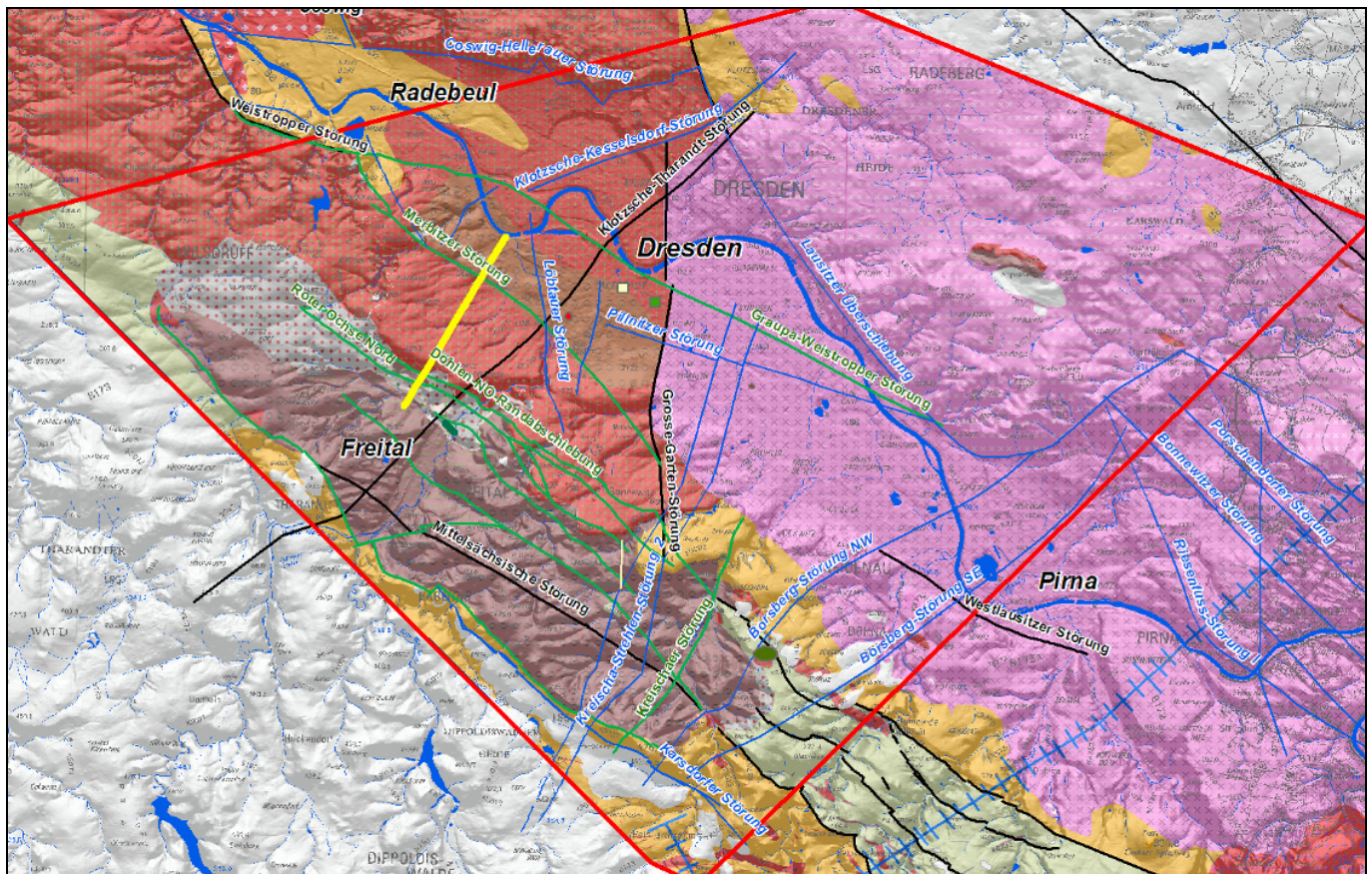


Abbildung 63: Geologische Karte des Teilgebietes Dresden mit den relevanten Störungen (Kreide abgedeckt) (Tiefer Elbstolln - gelb; Legende s. Anlage 10)

Das Teilgebiet Dresden ist durch den Grenzbereich zwischen dem Meißener Massiv und dem Lausitzer Granodiorit gekennzeichnet. Getrennt werden beide Komplexe durch die N-S-streichende ‚Großer Garten Störung‘. Diese duktile variszische Störungszone wird als Fortsetzung der Westlausitzer Störung angesehen (SCHMIDT 1956, PIETZSCH 1962, MÖBUS 1964) und wurde 1951 durch eine Bohrung angetroffen. Das Teilgebiet Dresden ist durch den Bergbau im Bereich des Döhlener Beckens sehr intensiv untersucht.

Die Monzonitoide (Monzodiorite und Monzonite) des Meißener Massivs haben im Gegensatz zu den cadomischen Granodioriten der Lausitz (ca. $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$) eine hohe radiogene Wärmeproduktion A (ca. $6,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$) und sind im Teilgebiet Dresden daher von besonderem Interesse. Die Gesteine des Elbtalschiefergebirges (Tonschiefer, Phyllite, Metabasite, Quarzite, Kalke) spielen auf Grund ihrer Heterogenität, Schieferigkeit und geringen Wärmeproduktion (ca. $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$) eine untergeordnete Rolle (FÖRSTER et al. 2010). Die Permosiles-Becken von Döhlen, Briesnitz und Weißig sind mit ihren Mächtigkeiten von 600-max. 800 m geothermisch nicht relevant, geben jedoch wichtige Aussagen über den tektonischen Bau

des Gebietes.

Der geologisch-tektonische Aufbau des Grenzbereiches Meißener Massiv-Elbtalschiefergebirge-Döhlener Becken ist im 6 km langen NE-SW-streichenden ‚Tiefen Elbstolln‘ aufgeschlossen (Abbildung 64). Das geologische Profil von SCHAUER (2009) wurde durch eine gezielte Neuaufnahme und Beprobung insbesondere in den Phylliten und Monzodioriten ergänzt.

Der Abgleich der Ergebnisse der gravimetrischen und aeromagnetischen regionalen Vermessung zeigt sehr deutlich den Zusammenhang zur Verteilung der syenitischen, monzonitischen und monzodioritisch-dioritischen Gesteine (Abbildung 64). Der Übergang zwischen den einzelnen magmatischen Varietäten ist fließend-schlierig, ohne Intrusionskontakt und nicht störungsgebunden. Deutlich ist die Abgrenzung zur Sedimentfüllung des Briesnitzer Beckens erkennbar.

Die Störungsbereiche innerhalb des ‚Tiefen Elbstolln‘ sind verbaut und nicht mehr zugänglich.

Die Störungstektonik im Perm-Jura ist jedoch sehr gut in zahlreichen Schnitten aus dem Steinkohlenbergbau und dem Wismutbergbau des Döhlener Beckens erkennbar. Bei den Störungen handelt es sich überwiegend um NE-einfallende Abschiebungen mit Versatzbeträgen in der Regel im 10 m-Bereich bis zu 100 m. Dazu gehören auch konjugierte Abschiebungen mit SW-Einfallen (NE-Rand-Störung) (Abbildung 65).

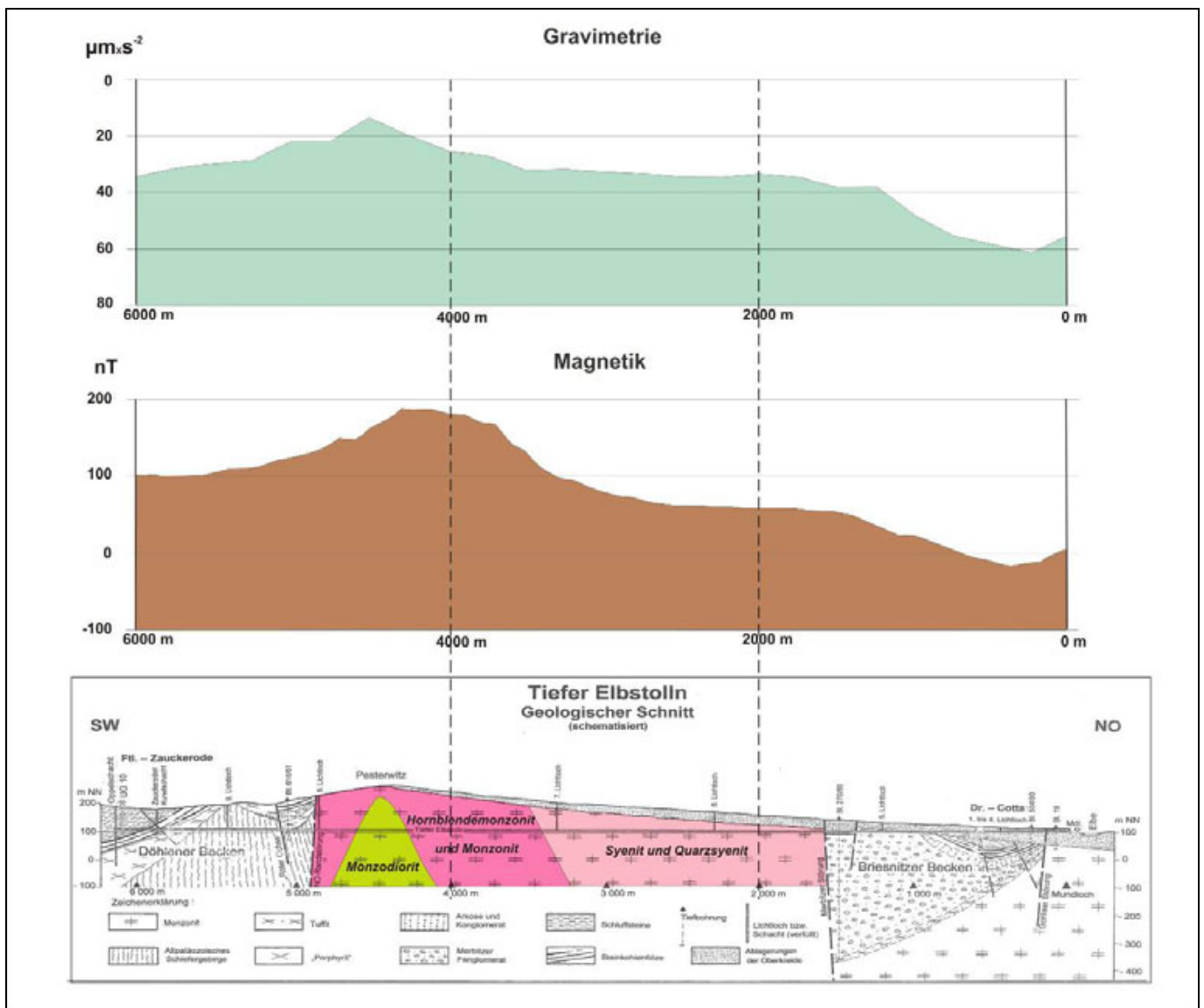


Abbildung 64: Geologisches Profil des ‚Tiefen Elbstolln‘ nach SCHAUER (2009), ergänzt durch Ergebnisse der Neuaufnahme sowie den gravimetrischen und aeromagnetischen Profilen der Regionalvermessung

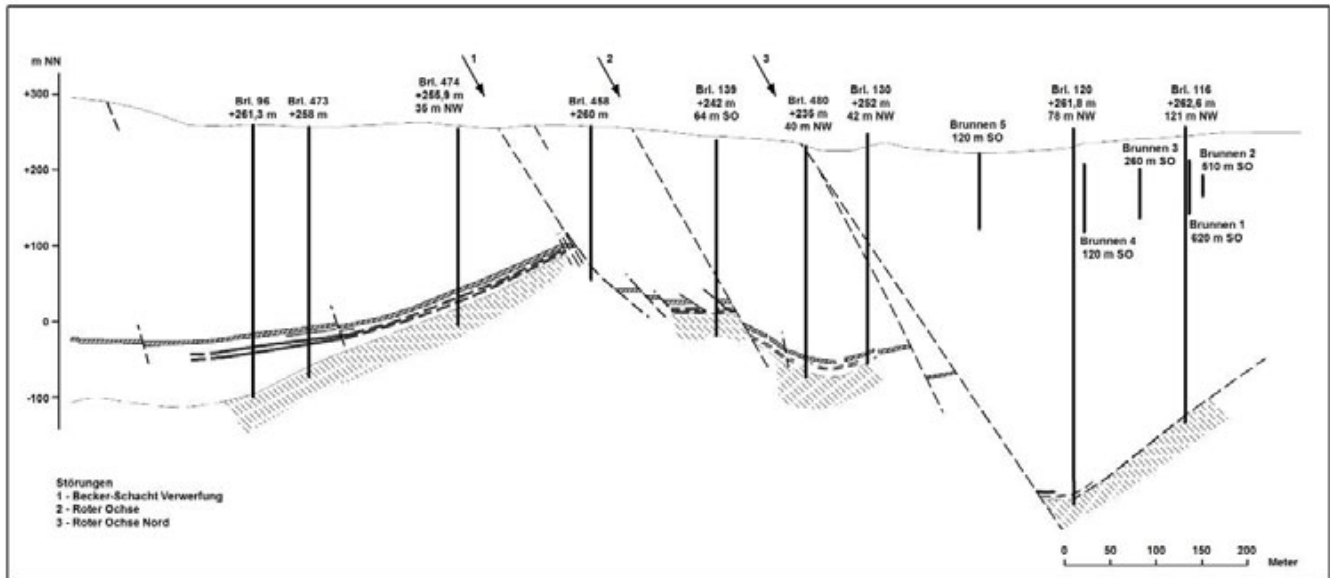


Abbildung 65: NE-SW-Schnitt durch das Döhlener Becken mit den Störungen Becker-Schacht Verwerfung, Roter Ochse Süd und Roter Ochse Nord (nach REICHELT 1962)

Die störungsbedingte Morphologie des Döhlener Beckens wurde auf Basis der Karte von ALDER & SCHAUER in REICHELT & SCHAUER (2006) modelliert (Abbildung 66). Im zentralen Bereich kommt der Spitzberggrücken deutlich heraus.

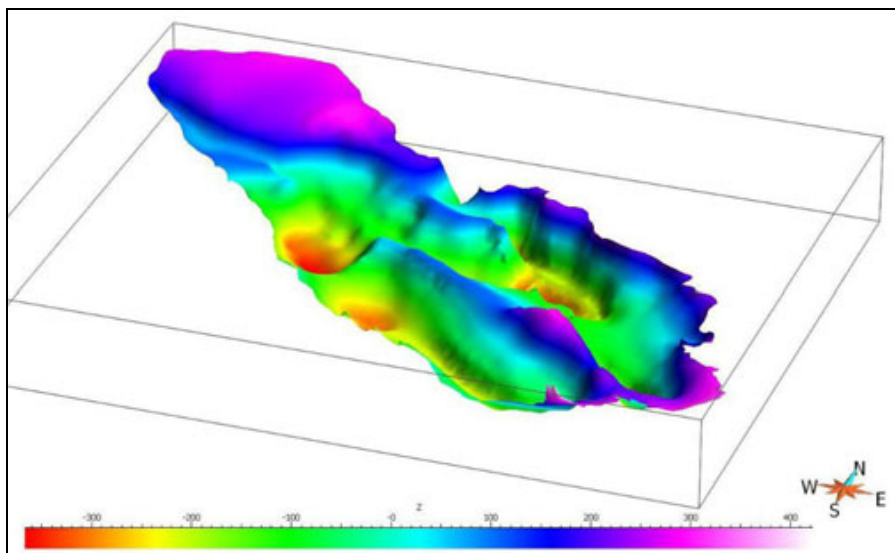


Abbildung 66: Tiefenlage der Basis der Permoiles-Sedimente im Döhlener Becken (fünffach überhöht) (Tiefenangaben entsprechen der Farbskala in m)

Die Randabschiebungen des Döhlener Beckens sowie die Merbitzer Störung des Briesnitzer Beckens erreichen Versatzbeträge bis zu 500 m, die sicherlich im tieferen Untergrund Berücksichtigung finden müssen. Das Döhlener Becken, das Briesnitzer Becken sowie das Becken von Weißig weisen auf eine Dehnungstektonik im Teilgebiet Dresden während des Unterperms hin.

Von den Kreide-Tertiär-Störungen sind im Teilgebiet Dresden die Lausitzer Überschiebung und die Borsberg-Störungen von besonderer Bedeutung. Die Lausitzer Überschiebung weist zwischen der Coswig-Hellerauer Störung und den Borsberg-Störungen einen Überschiebungsbetrag von über 600 m auf. Die NE-SW-streichenden Borsberg-Störungen sind dagegen als Abschiebungen ausgebildet und erreichen Versatzbeträge von ca. 600 m im Bereich des Borsberges, sind im Bereich Pirna gravimetrisch nachweisbar und zeigen dort Versatzbeträge der Kreidebasis im 10 m-Bereich. Sie streichen wahrscheinlich bis in das Gebiet des SE-Randes des Döhlener Beckens bei Maxen-Kreischa. N-S-streichende Klüftzonen wurden besonders im Bereich des Müglitztales bei Schlottwitz, bei Gombsen und als Weißeritz-Störungszone bei Freital-Potschappel nachgewiesen.

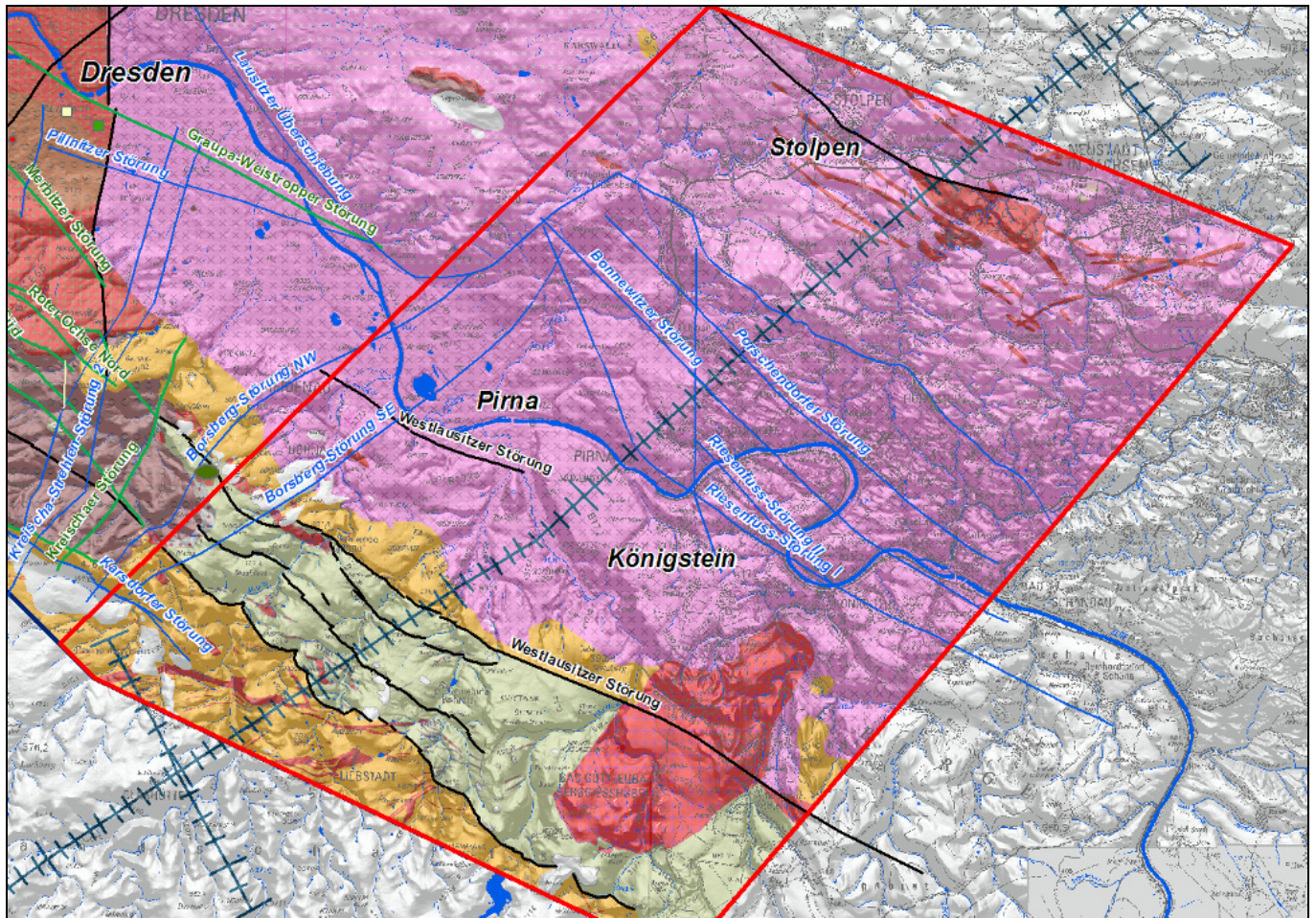


Abbildung 67: Geologische Karte des Teilgebietes Pirna mit den relevanten Störungen (Kreide abgedeckt). Tiefenseismisches Profil MVE90 - dunkelblau; Legende s. Anlage 10

Teilgebiet Pirna

Das Teilgebiet Pirna befindet sich im S-Teil des Vorzugsgebietes und erstreckt sich südlich des Bereiches Dürrröhrsdorf-Borsberg-Pirna-Reinhardtsgrimma bis in das Gebiet von Bad Schandau. Geologisch umfasst es überwiegend den Lausitzer Granodiorit mit den Graniten von Markersbach und Stolpen sowie die Gesteine des Elbtalschiefergebirges. Tektonisch ist es durch variszische Störungen im SW-Abschnitt und Kreide-Tertiär-Störungen im mittleren Abschnitt geprägt.

Das Teilgebiet Pirna-Königstein ist durch die Erkundungsarbeiten und den Bergbaubetrieb der SDAG Wismut sehr intensiv untersucht. Es wird durch den cadomischen Granodiorit der Lausitz und das Elbtalschiefergebirge dominiert. Getrennt werden beide Komplexe durch die NW-SE-streichende ‚Westlausitzer Störung‘. Im Granodiorit und im Grenzbereich zum Schiefergebirge stecken die variszischen Granite von Stolpen und von Markersbach (327 Ma, HOFMANN et al. 2009).

Durch das Tiefenseismische Profil MVE90 war es möglich, den Einfallwinkel regionaler Störungszonen in die Tiefe abzuschätzen sowie Tiefenaussagen über einzelne seismisch markante Einheiten vorzunehmen. So konnte die Tiefenerstreckung der heterogenen Gesteinseinheiten (Tonschiefer, Phyllite, Grauwacken, Metabasite, Tuffe, Quarzite) des Elbtalschiefergebirges auf ca. 3 bis 4 km abgeschätzt werden (vgl. Kapitel 4.3.3). Diese Werte wurden auch für die Modellierung verwendet.

Das Einfallen der Mittelsächsischen Störung und der Westlausitzer Störung wurde in 2 - 3 km Tiefe mit ca. 40-50° abgeschätzt. Die Lausitzer Überschiebung scheint sich aus zwei Störungselementen zusammensetzen, einem steileren mit ca. 60° und einem flacheren mit 40° (Abbildung 69). Diese unterschiedlichen Störungselemente spiegeln sich auch im Bohrprofil von TONNDORF (2000) wider (Abbildung 70).

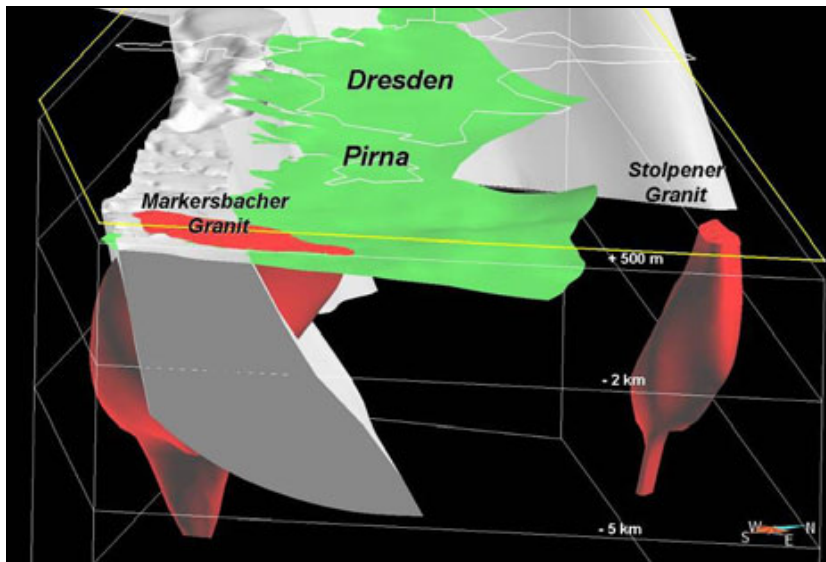


Abbildung 68: Geologisches 3D-Modell des Teilgebietes Pirna (2-fach überhöht)
 Elbtalschiefergebirge - grau; Granite - rot; Kreidebasis - grün

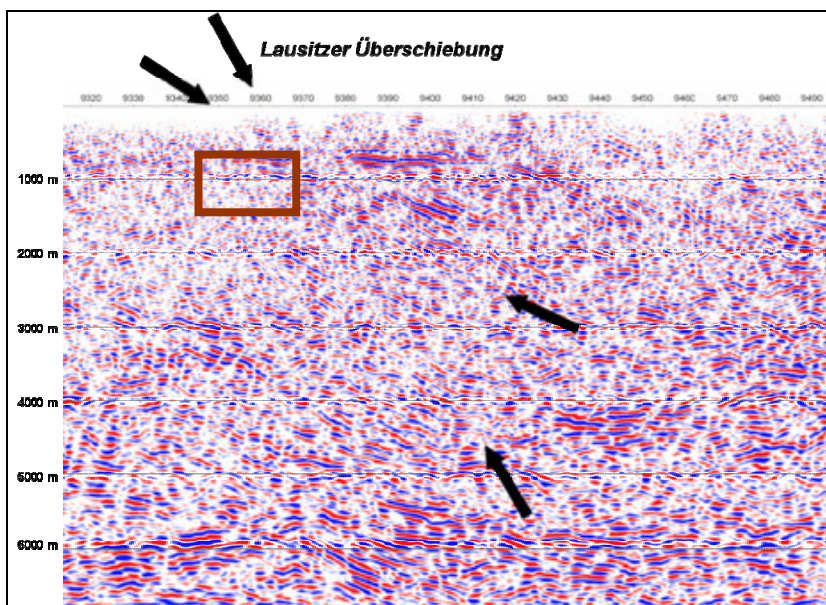


Abbildung 69: Lausitzer Überschiebung im Tiefenseismischen Profil MVE 90 (kohärenzgefiltert, tiefenmigriert nach STILLER 2009)
 Es sind eine steilere und eine flachere Richtung erkennbar (Pfeile). Der gekennzeichnete Ausschnitt entspricht etwa der Lage des Profils in Abbildung 70.

Das Elbtalschiefergebirge wird durch variszische Störungszonen geprägt, die sicherlich mehrfach bewegt worden sind. Die Mittelsächsische Störung als SW-Begrenzung zu den Gneisen des Osterzgebirges ist eine mehrere Zehnermeter breite duktile Abschiebungszone, die vollständig mit Myloniten verschlossen ist. Der auf dieser Störung befindliche stark gestörte Turmalingranit spricht für eine hohe Bewegungskomponente. Die innerhalb des Elbtalschiefergebirges schieferungsparallelen Winterleithe - und Donnerberg Störungszonen werden als Aufschiebungen angesehen, wobei eine strike-slip-Komponente wahrscheinlich ist. Die Westlausitzer Störung im Sinne von PIETZSCH (1962) als Begrenzung zu den Granodioriten der Lausitz ist eine variszische ‚strike-slip‘ Störung, von der ein dextraler Versetzungsbetrag von ca. 35 km angenommen wird.

Die NW-SE-streichenden Kreide-Tertiär-Störungen in den Kreidesedimenten zeigen nach den Bohrungen der SDAG Wismut nur Versetzungsbeträge im Zehnermeterbereich an. An der Lausitzer Überschiebung dagegen sind Überschiebungsbeträge von über 600 m nachgewiesen. N-S-streichende Klüftzonen wurden besonders im Bereich des Müglitztales bei Schlottwitz und des Bielaltales bei Rosenthal nachgewiesen.

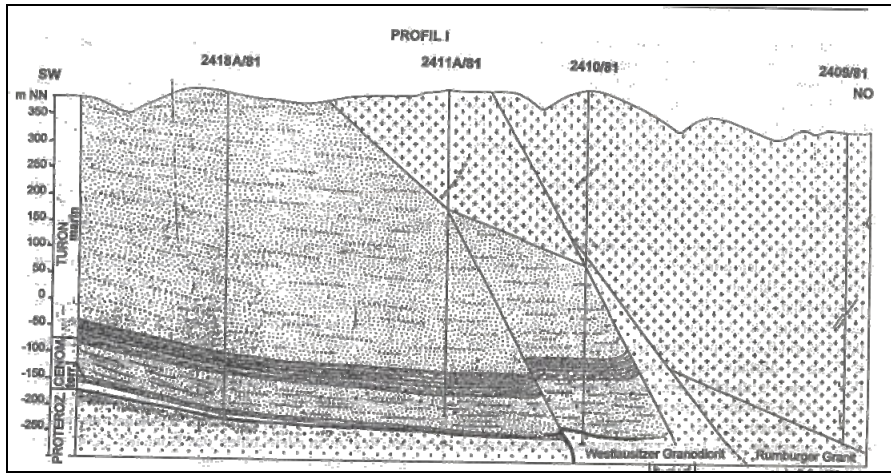


Abbildung 70: Geologischer Schnitt durch das Uranvorkommen Hinterhermsdorf im Bereich der Lausitzer Überschiebung (TONNDORF 2000)

4.3.3 Reprocessing Tiefenseismikprofil DEKORP MVE 90, Teilabschnitt Königstein

Dr. Ottomar Krentz auf der Grundlage von KARP et al. 2009, SCHÜTZ 2010

Im Jahr 1990 wurde im Rahmen des Deutschen-Kontinentalen-Reflexionsseismischen-Programms (DEKORP) das Tiefenseismische Profil MVE90 durch das Erzgebirge/Vogtland bis in die Lausitz geschossen, welches den südlichen Bereich des Vorzugsgebietes Elbezone bei Pirna-Königstein querte (DEKORP Research Group 1994). Zielhorizont waren die Strukturen der Erdkruste bis zur Mohorovičić-Diskontinuität. Auf diesen Zielhorizont waren auch die Aufnahmeparameter abgestimmt (Tabelle 7).

Tabelle 7: Aufnahmeparameter des DEKORP-Profiles

Anzahl der Geophongruppen	320
Gruppenabstand	50 m
Schusspunktabstand	100 m
CDP-Abstand	25 m
Überdeckung	80fach
Auslagenlänge	+/- 8075 m
Geophone pro Gruppe	24
Energiequelle	Vibroseis
Vibratoren pro Schusspunkt	5
Sweeplänge	20 s
Aufzeichnungslänge	14 s
Abtastrate	4 ms
Frequenzband des sweeps	12-48 Hz
Jahr der Messung	1990

Für eine seismische Auflösung im oberflächennahen Bereich bis ca. 10 km waren diese Parameter jedoch nicht optimal eingestellt. Daher wurden die vorliegenden Ergebnisse in einem ca. 50 km langen Teilabschnitt der Elbezone neu bearbeitet. Dabei sollten vor allem Störungen und Bruchstrukturen im interessierenden Horizont von ca. 5 km Tiefe gefunden werden.

Die Primärdaten des tiefenseismischen Profils stehen im GFZ Potsdam zur Verfügung und wurden von Dr. Manfred Stiller bereitgestellt. Das Reprocessing nach den modernsten Verfahren wurde von der Geophysik GGD Leipzig mit der Software ProMAX durchgeführt (KARP et al. 2009) und von Holger Schütz graphisch weiter bearbeitet und interpretiert (SCHÜTZ 2010). Die Lage des Profils ist in Anlage 15 ersichtlich. In den Abbildungsbildungen wird der SW-Abschnitt des Profils im Elbtalschiefergebirge beispielhaft betrachtet. Folgende Methoden wurden angewandt und mit den 1994 erarbeiteten Ergebnissen verglichen:

- Standardprozessing und Migration,
- Prestack/Poststack-Time-Migration,
- Prestack/Poststack-Tiefen-Migration,
- CRS-Prozessing,
- Fault-Reflection-Stack,
- Tauchwellentomografie

Im **Standardprozessing** erfolgen Lage-Zeit-Korrekturen, Fehlerbeseitigungen, Bildverbesserungen und Stapelung der Primärdaten. Sie ergeben die ersten Informationen zu den Strukturen in der geschossenen Sektion (CMP-Stack, Abbildung 71). Bei der **Migration** werden die gestapelten Reflektoren in ihre korrekte Lage gerückt und unter Einbeziehung eines Geschwindigkeitsmodells erhält man auch die entsprechende Teufeninformation (Abbildung 72). Das korrekte Einfallen der Strukturen wird dabei abgebildet.

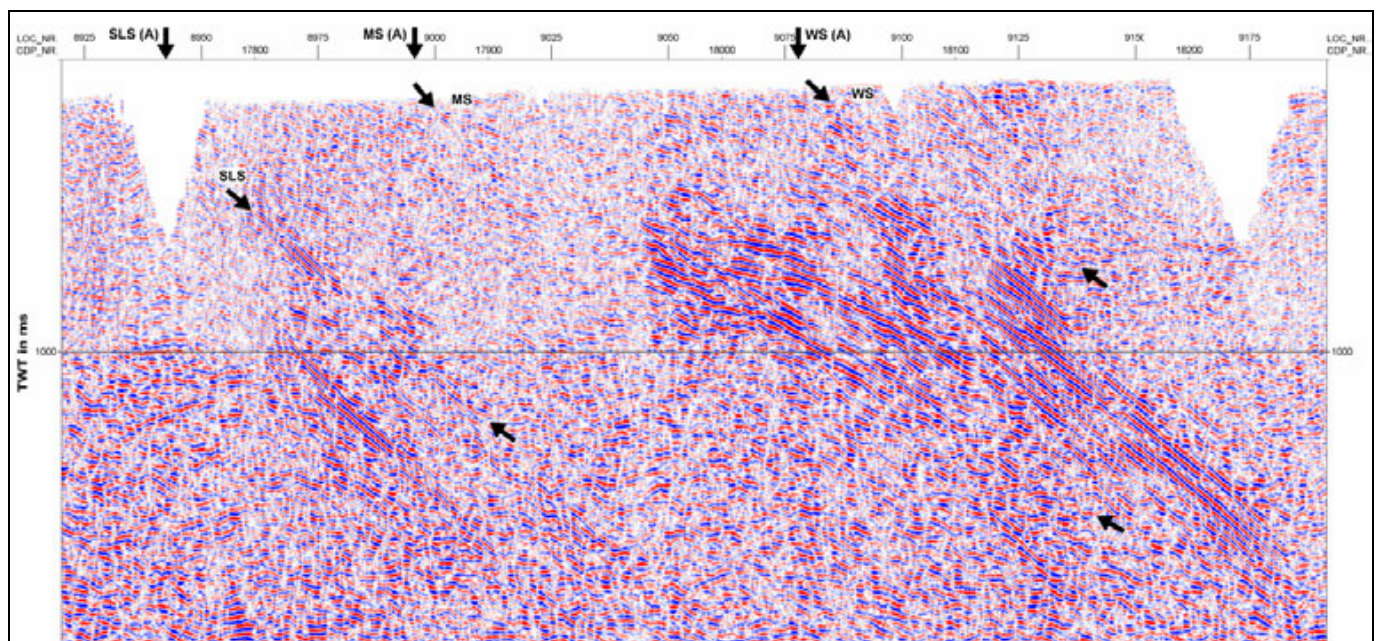


Abbildung 71: CMP gestapelte Daten (stack), unmigriert (KARP et al. 2009, grafische Bearbeitung SCHÜTZ 2010)
Markierungen: Schlottwitzer Störung (SLS), Mittelsächsische Störung (MS), Westlausitzer Störung (WS), Ausstrich an der Oberkante (A)

Die **Poststack-Migrationen** liefern gute Ergebnisse. Die Störungszonen sind ausreichend genau zu erkennen, scheinen jedoch in einer Teufe von ca. 3 km (1.200 ms TWT) zu enden (Abbildung 72). Die genaue untere Begrenzung der Störungen erweist sich als schwierig, da das Auflösungsvermögen mit der Teufe nachlässt. Es ist nicht eindeutig, ob das Auflösungsvermögen das Ende der Störung vortäuscht oder die Störung wirklich endet. Durch Änderung der Druck- und Temperaturverhältnisse in der Tiefe können die Störungen durch Mineralisierung auch „verheilt“ sein, sodass sie durch die Seismik nicht mehr erfassbar sind. Im vorliegenden Fall wird davon ausgegangen, dass das Reflektorenbündel (zwischen MS und WS) den inhomogenen Gesteinskomplex des Elbtalschiefergebirges widerspiegelt.

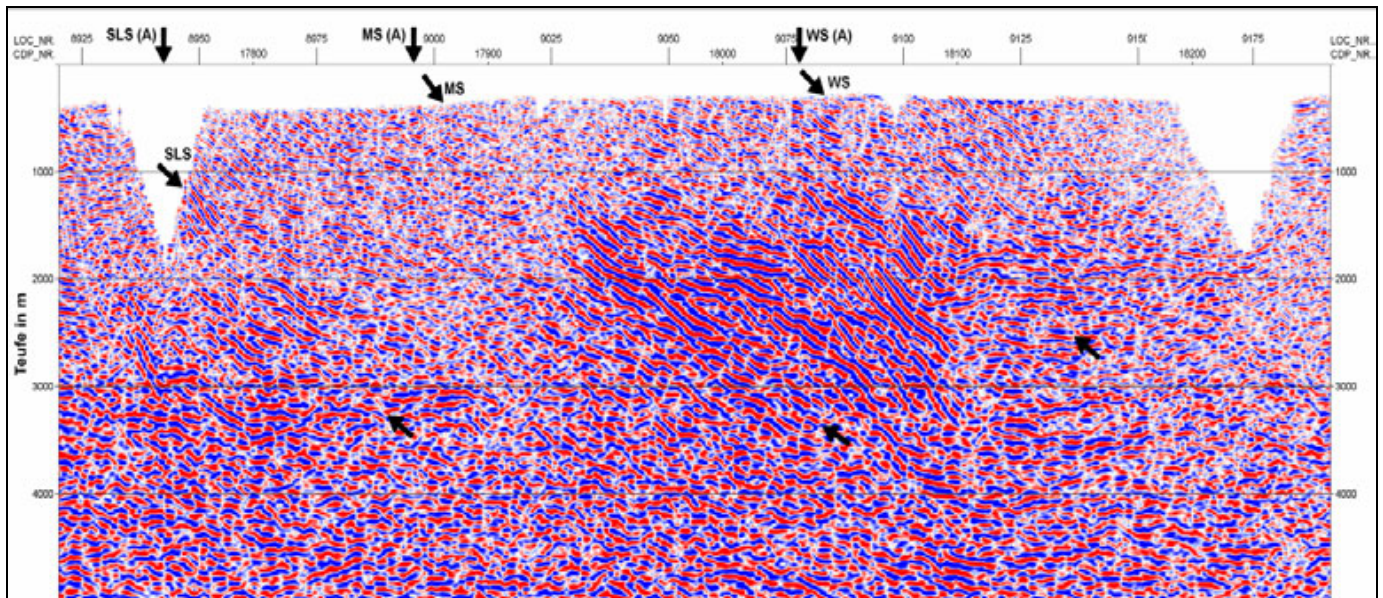


Abbildung 72: Poststack-Teufe-Migration mit verkürzten Reflektoren (KARP et al. 2009, grafische Bearbeitung SCHÜTZ 2010)

Bei der **CRS-Methode** werden kohärente Schichten miteinander verbunden. Allerdings besteht die Gefahr, dass man auch nichtkohärente Schichten miteinander verbindet. Was in Sedimentgesteinen stets gut anwendbar ist, ist im Kristallin jedoch nur bedingt geeignet. Es hat sich gezeigt, dass die Details aus der Stapelung nur Artefakte darstellen, die bei der Migration „zerfallen“, d. h. nicht mehr sichtbar sind. Somit konnte keine Verbesserung durch die CRS-Methode erreicht werden.

Mithilfe der **Tauchwellentomografie** ist es möglich, eine detaillierte kontinuierliche Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten im oberflächennahen Bereich zu ermitteln. Dadurch können Geschwindigkeitsinformationen im oberflächennahen Bereich gefunden werden, die Hinweise auf Schichtgrenzen oder Störungen liefern können.

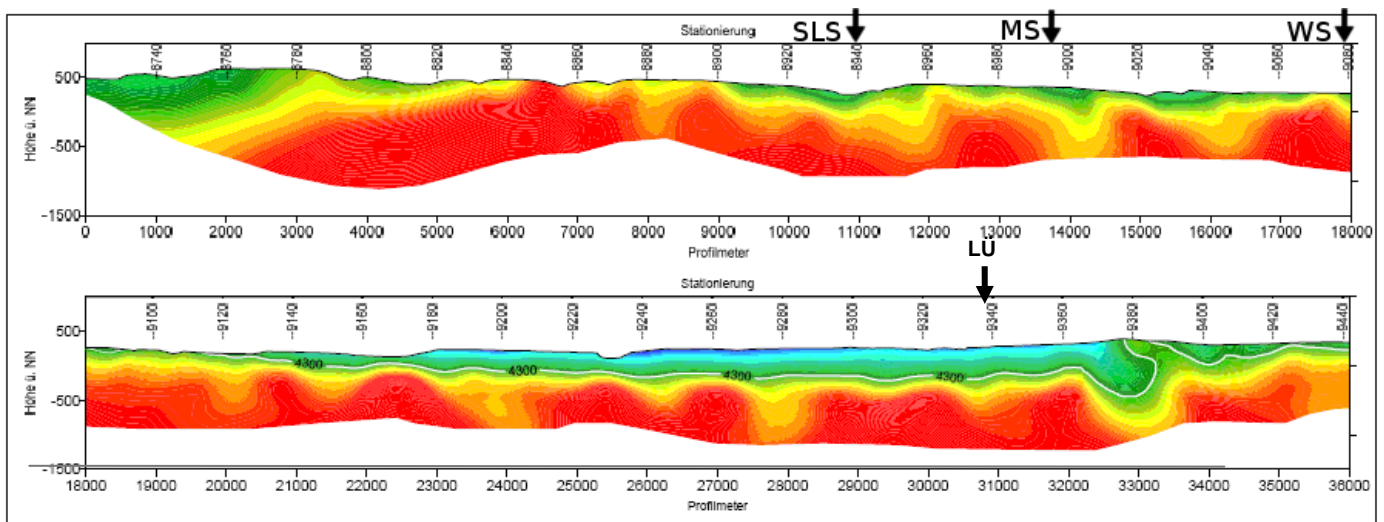


Abbildung 73: Tauchwellentomografie (KARP et al. 2009)
Markierungen: Schlottwitzer Störung (SLS), Mittelsächsische Störung (MS), Westlausitzer Störung (WS), Lausitzer Überschiebung (LÜ)

Die Geschwindigkeiten steigen sehr schnell auf über 5.000 m/s (gekennzeichnet durch gelbes bis rotes Farbintervall). Die Zonen hoher Geschwindigkeiten als rote Bereiche, die zum Teil an die Oberfläche austreten und die Zonen niedriger Geschwindigkeiten besonders im Bereich der Elbezone (Stationierung 9120-9380 im unteren Bild, Kreidebedeckung) sind sehr ausgeprägt. Lokales Abtauchen von Zonen mit niedriger Geschwindigkeit können ein Hinweis auf eine Zerrüttungszone durch eine Störung sein (Markierungen).

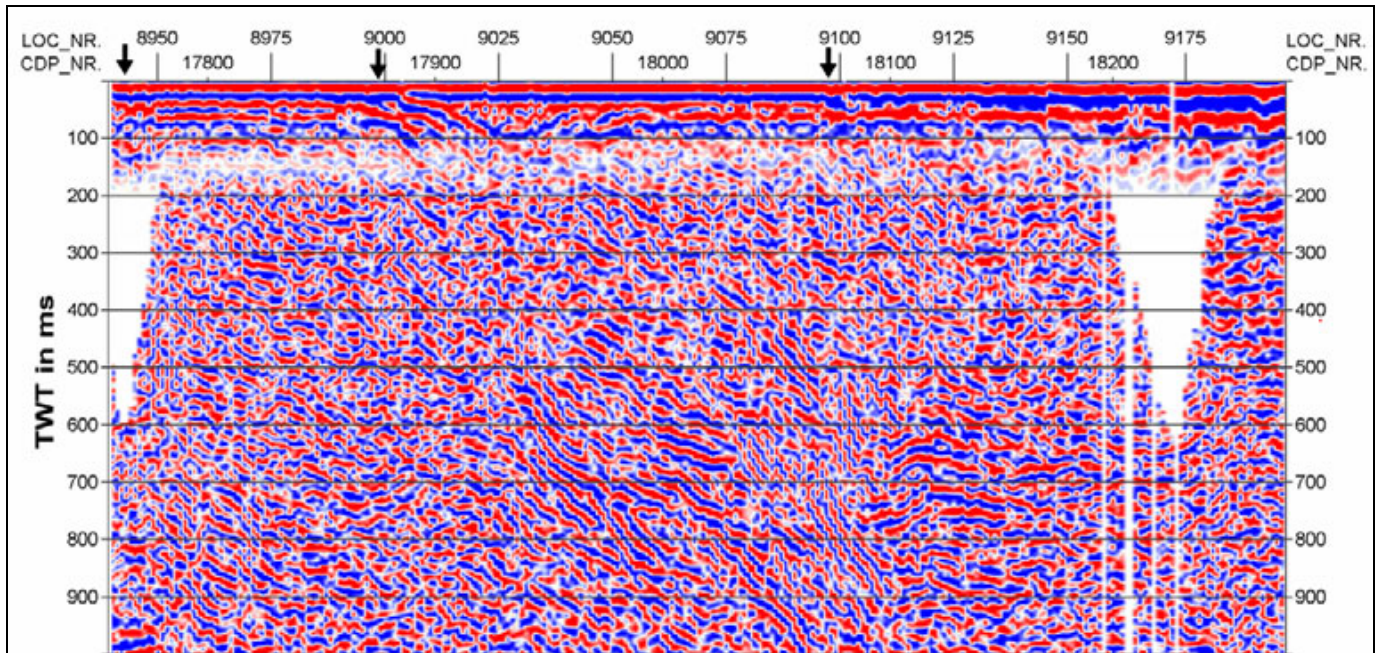


Abbildung 74: Fault-Reflection-Stack (KARP et al. 2009, grafische Bearbeitung SCHÜTZ 2010)

Beim **Fault-Reflection-Stack** werden Reflexionen ausgewertet und verstärkt, die ebenfalls auf Ausstrichbereiche von Störungen an der Oberfläche hinweisen. In Abbildung 74 wurde das Ergebnis des Fault-Reflection-Stack über einen migrierten Zeitschnitt gelegt, um eine Verbindung zu den Ergebnissen der Tiefenseismik herzustellen. Die Durchstoßpunkte der Reflexionen an der Oberfläche (schwarze Marker) korrelieren mit den Störungen, die geologisch belegt sind.

Durch die Tauchwellentomografie (Geschwindigkeit) und den Fault-Reflection-Stack (Reflexion) ist es möglich, die von der Oberfläche bekannten Störungen mit den Strukturen der Tiefenseismik zu korrelieren.

4.3.4 Spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen der Monzonite in der Elbezone

Dr. Hans-Jürgen Förster

Monzonitoide sind im Raum Meißen-Dresden an der Oberfläche und vermutlich auch in der Tiefe weit verbreitet. Daher wird ihnen eine wichtige Rolle als Wärmequelle beigemessen. Spezielle Untersuchungen des GFZ sollten zu einer fundierteren Bewertung des petrothermalen Potenzials dieses Komplexes beitragen (FÖRSTER et al. 2010). Dazu sollten folgende Fragen geklärt werden:

- Welche Spannbreite besitzt die radiogene Wärmeproduktion der Monzonitoide?
- Welche wärmeproduzierenden akzessorischen Minerale kennzeichnen die Monzonitoide?
- Welche Schlussfolgerungen ergeben sich aus der mineralogischen Massenbilanz von Th und U für petrothermisch relevante Probleme?
- Kann die radiogene Wärmeproduktion von Oberflächenproben als repräsentativ für tiefere Bereiche des Monzonitkörpers angesehen werden?

Neben Literaturdaten wurden 13 Proben (Riesensteingranit, Hauptgranit, Syenit, Monzonit, Diorit) neu analysiert und ausgewertet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8 dargestellt.

Der Vergleich mit Literaturwerten ergab recht gute Übereinstimmungen mit den Werten von HAMMER et al. (1999) und z. T. größere Differenzen mit den Daten von WENZEL et al. (1997, 2000), die eine größere Streubreite der A-Werte ermittelten (vgl. Abbildung 75).

Tabelle 8: Ausgewählte Analysedaten der neu untersuchten Proben (FÖRSTER et al. 2010)

Gestein	Probenanzahl	Gehalt-U (ppm)	Gehalt-Th (ppm)	Th/U	Gehalt-K2O (Gew.-%)	Wärmeproduktion A (W/m3)
Diorit	1	1,9	7,2	3,8	1,92	1,2
Monzonitoide	7	6,8-10,9	35,4-53,8	3,2-7,9	4,21-5,36	5,5-6,2
Hauptgranit (U-arm)	2	4,8-6,5	32,3-39,6	6,5-7,1	4,24-4,37	4,0-4,7
Hauptgranit (U-reich)	2	21,9-38,2	32,3-39,6	0,85-1,5	4,25-4,68	8,0-12,2
Riesensteingranit	1	4,6	35,1	7,6	4,79	3,9

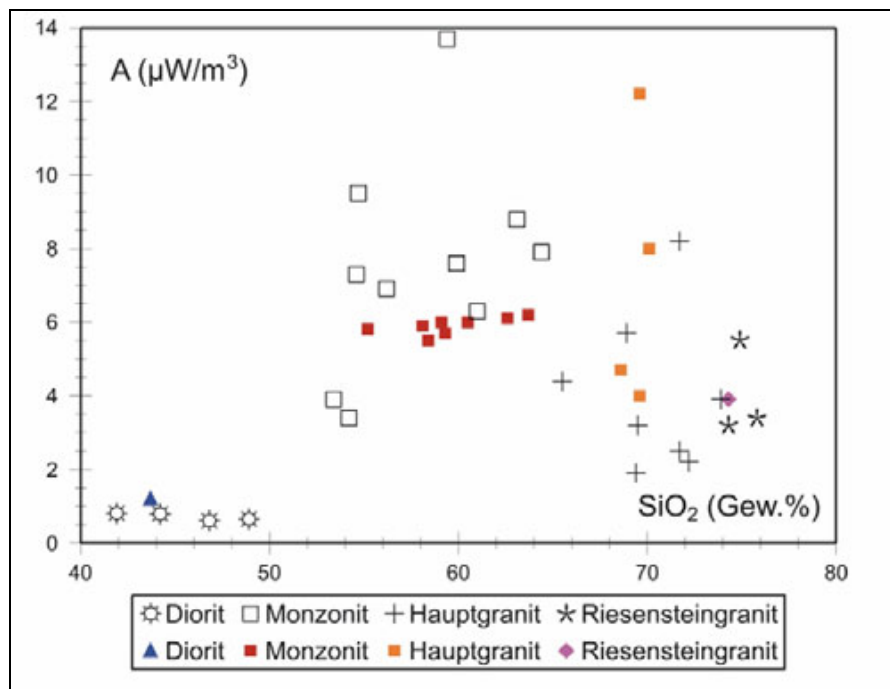


Abbildung 75: Wärmeproduktion der Gesteine des Meißner Massivs als Funktion ihres Gehaltes an SiO₂
Offene Symbole = WENZEL et al. (1997, 2000); geschlossene Symbole = FÖRSTER et al. (2010)

Als wärmeproduzierende akzessorische Minerale in den Monzonitoiden wurden Thorit, Titanit, Allanit, Fluorapatit und Zirkon auf ihren Th- und U-Gehalt untersucht. Dabei wurde festgestellt, dass Thorit mit ca. 75 % Thorium das Gesamtgesteinsbudget der Monzonitoide kontrolliert, während Zirkon (10 %), Titanit (5 %) und Fluorapatit (5 %) eine untergeordnete Rolle spielen. Beim Uran dominiert Thorit ebenfalls mit 40 % den Haushalt im Gestein, gefolgt von Zirkon (30 %), Fluorapatit (20 %) und Titanit (5 %).

Weil in den Monzonitoiden neben Monazit-(Ce) und Xenotim-(Y) vor allem das unter normalen physiko-chemischen Bedingungen leicht lösliche Mineral Uraninit fehlt (vgl. FÖRSTER 1999), Thorit-Mischkristalle, Zirkon und Fluorapatit unter Oberflächenbedingungen sowie den moderaten p-T-Verhältnissen zwischen 4 und 5 Kilometer Tiefe eine hohe Stabilität besitzen und weitere „instabile“ sekundäre Th-U-Minerale mengenmäßig vernachlässigbar sind, stellen die Monzonitoide aus dieser Sicht ein verhältnismäßig unproblematisches Reservoirgestein dar.

Die vorgestellten Untersuchungsergebnisse erlauben eine zuverlässige Bewertung des geothermischen Potentials des Monzonit-Körpers. Danach bilden die Monzonitoide eine homogene Population an Gesteinen mit einer nur geringen Variation des A-Wertes um den Mittelwert von 6 µW/m³. Die aus geochemischen Daten in früheren Arbeiten (WENZEL et al. 1977, 2000) resultierende große Bandbreite in den A-Werten entspricht vermutlich nicht den realen Verhältnissen und ist in erster Linie

analytischen Problemen geschuldet.

Aus Sicht vorhandener geochemischer Daten und einer bis dato fehlenden detaillierten mineralogischer Bearbeitung ergibt sich zuallererst der Hauptgranit-Körper als Objekt für notwendige weiterführende Untersuchungen. Es steht unzweifelhaft fest, dass Bereiche von bisher unbekanntem Volumen einer teilweise essentiellen U-Zufuhr unterlagen, die in einer erheblich gestörten Wärmeproduktionsrate resultierte.

4.3.5 Thermische Gesteinsparameter

Dr. Hans-Jürgen Förster, Dr. Andrea Förster

Wärmeleitfähigkeit

Das Gebiet umfasst verschiedene regionalgeologische Einheiten und Gesteinskomplexe (Anlage 9), deren Wärmeleitfähigkeits-Charakteristika beginnend im Erzgebirge und endend im Lausitzer Block abgehandelt werden.

Die *Gneise des Osterzgebirges* haben eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $3,1 \pm 0,3$ W/m·K. Eine weitaus größere k-Spannbreite weisen die Metamorphite des *Elbtalschiefergebirges* auf, mit Werten von 2 W/m·K in metamorphen mafischen Tuffen bis zu 6,6 W/m·K in Kieselschiefern (DILLENARDT 2010). Die am weitesten verbreiteten Tonschiefer besitzen je nach Quarz-Gehalt k-Werte zwischen 2,0 und 4,8 W/m·K.

Der Mittelwert von k für diese geologische Einheit beträgt $3,0 \pm 1,0$ W/m·K (n = 39).

Das variszische *Meißener Massiv* in der Elbezone ist aus Gabbros/Dioriten, Monzonitoiden und Graniten aufgebaut. Eine Gabbro/Diorit-Probe aus dem Tiefen Elbstolln bei Freital ergab eine niedrige Wärmeleitfähigkeit von 2,2 W/m·K. Gleichmaßen niedrige k-Werte bei einer sehr geringen Streuung zeichnen die Monzonitoide aus, deren Mittelwert für 11 Proben bei $2,1 \pm 0,3$ W/m·K liegt. Eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit besitzen der Hauptgranit ($2,6 \pm 0,1$ W/m·K, n = 3) sowie der Riesensteingranit (3,15 W/m·K, n = 1).

Gesteine der *Rotliegendbecken* bzw. die *kretazischen Sedimente* spielen auf Grund ihrer oberflächennahen Position und geringen Vertikalausdehnung für die T-Modellierung keine Rolle.

Von den *Gneisen vom Typ Großenhain* standen keine Proben zur Verfügung. Alternativ für diese wurden in die Modellierung Wärmeleitfähigkeitswerte für den Coswiger Orthogneis integriert, der dem Großenhainer Gneis sehr ähnlich ist und mit k ~3 W/m·K eine Wärmeleitfähigkeit ausweist, die im Bereich aller Orthogneise der drei Vorzugsgebiete liegt.

Volumetrisch am bedeutendsten im Lausitzer Anteil des Vorzugsgebietes sind *cadomische Granodiorite* und Anatexite. Dabei unterscheiden sich die Granodiorite vom Typ Pulsnitz ($2,9 \pm 0,3$ W/m·K) und vom Typ Demitz ($2,8 \pm 0,2$ W/m·K) praktisch nicht in ihren k-Werten. Messungen an zwei Proben des mittelkörnigen *Granits von Stolpen* ergaben einen mittleren k-Wert von 3 W/m·K. Proben aus dem *Gabbro-Diorit-Komplex* waren nicht verfügbar. Für diese Gesteine wurden alternativ bei der T-Modellierung die k-Werte der basisch bis intermediären Glieder des Meißener Massivs berücksichtigt.

Wärmeproduktion

Zahlreiche chemische Analysen von Proben *osterzgebirgischer Gneise* (HAMMER et al. 1999) weisen deren mittlere Wärmeproduktion mit $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (n = 25) aus (FÖRSTER & FÖRSTER 2010a). Gamma-spektrometrische Messungen an repräsentativen Gesteinen des *Elbtalschiefergebirges* dokumentieren vergleichsweise niedrigere A-Werte bei einer Streuung zwischen 0,6 und $2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (DILLENARDT 2010).

Die Diorite/Gabbros des *Meißener Massivs* besitzen eine niedrige radiogene Wärmeproduktion. Aus vier Gesamtgesteinsanalysen von WENZEL et al. (1997, 2000) lässt sich für diese ein mittlerer A-Wert von $0,7 \pm 0,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ berechnen. FÖRSTER et al. (2010a) ermittelten allerdings einen höheren A-Wert von $1,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ an einer Probe aus dem Tiefen Elbstolln bei Freital, aus dem auch die von Wenzel untersuchten Proben stammen. Signifikant höhere und stärker streuende Wärmeproduktionsraten weisen die Monzonitoide aus, die chemisch Monzonite, Quarzmonzonite, Syenite und Quarzsyenite umfassen. Aus Daten von WENZEL et al. (1997, 2000) können A-Werte zwischen 3,4 und $13,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ermittelt werden (Abbildung 75), aus denen sich ein Mittelwert von $7,6 \pm 2,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (n = 11) errechnet.

Eine derartige Schwankungsbreite kann nicht als Ergebnis der Differentiation eines Stammmagmas erklärt werden und weist

möglicherweise auf analytische Probleme hin (FÖRSTER et al. 2010a). Daher wurden weiterführende Untersuchungen der Monzonite durchgeführt, bei denen eine Wärmeproduktion von $5,5\text{-}6,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ($n = 7$) ermittelt wurde (vgl. Kapitel 4.3.4).

Hauptgranit und Riesensteingranit bilden Punktwolken, die möglicherweise auf Alterationsprozesse hindeuten. Deshalb wurden alle chemischen Analysen zur Mittelwertbildung herangezogen. Danach ergeben sich für den Hauptgranit konsistente mittlere A-Werte von $4,0 \pm 2,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (nach Analysen von WENZEL et al. 1997) bzw. $4,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (HAMMER et al. 1999). Proben von U-reichem Hauptgranit erreicht dagegen Werte zwischen $8,0\text{-}12,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (FÖRSTER et al. 2010a, Kap. 4.3.4). Das gilt gleichermaßen für den Riesensteingranit ($4,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ nach Analysen von WENZEL et al. 1997 als auch HAMMER et al. 1999).

Zwei Analysen des mittelkörnigen *Stolpener Granits* ergaben A-Werte von $3,7$ bzw. $4,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$, die mit dem Mittelwert von $3,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ($n = 5$) nach HAMMER et al. (1999) sehr gut korrespondieren. Die gleichen Autoren haben auch intensive Studien der verschiedenen cadomischen *Lausitzer Granodiorite* publiziert. Danach weisen die Zweiglimmer-Granodiorite (Typ Pulsnitz) und die Muskowit-führenden Biotitgranodiorite einen identischen mittleren A-Wert von $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ auf, der nur wenig unterhalb dessen der Biotitgranodiorite (Typ Demitz) liegt ($2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Für den *Gabbronorit-Gabbro-Diorit-Komplex* errechnet sich aus den Analysen von HEINRICH (1993) eine sehr niedrige und nur gering variable Wärmeproduktionsrate von $0,4 \pm 0,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

4.3.6 Thermische 2D-Modelle

Dr. Hans-Jürgen Förster, Dr. Andrea Förster

Profil Meißen

Das konzeptionelle geologische Profil für die Temperatur-Tiefen-Modellierung ist in Abbildung 76 dargestellt. In diesem Gebiet sind die Gesteine des Meißener Massivs „wärme-technisch“ auf Grund der ungewöhnlich hohen Wärmeproduktion der Monzonitoide, der niedrigen Wärmeleitfähigkeit der Monzonitoide und Diorite/Gabbros sowie der großen Kontraste in A und k zwischen den Hauptgesteinstypen von herausragender Bedeutung. Berechnet wurde einmal eine „wahrscheinliche“ Variante (FÖRSTER & FÖRSTER 2010a) und eine „optimistische“ Variante, bei der von optimalen geothermischen Verhältnissen ausgegangen wurde (FÖRSTER et al. 2010).

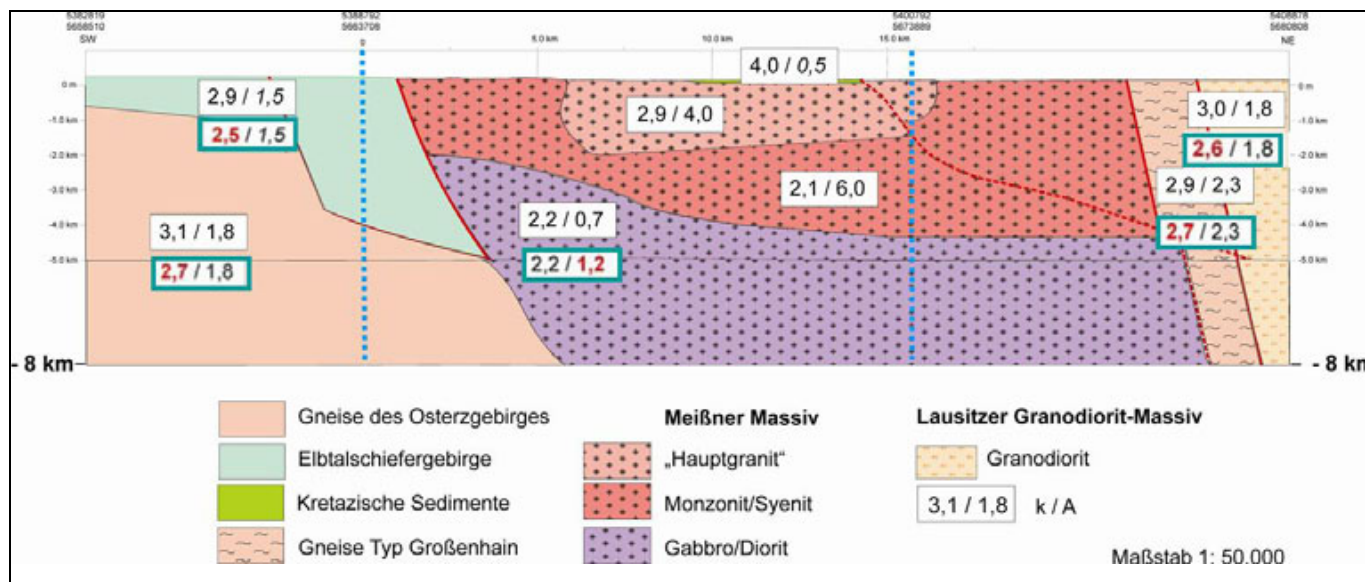


Abbildung 76: Geologisches Ausgangsmodell für das Profil Meißen (geringfügig modifiziert nach K. STANEK und O. KRENTZ in STANEK 2010)

Dargestellt sind die Werte für die „wahrscheinliche“ und „optimistische“ (grün umrandet) Varianten, wobei die geänderten Werte rot gekennzeichnet wurden. Das Teilgebiet Meißen ist mit blau gestrichelten Linien eingegrenzt.

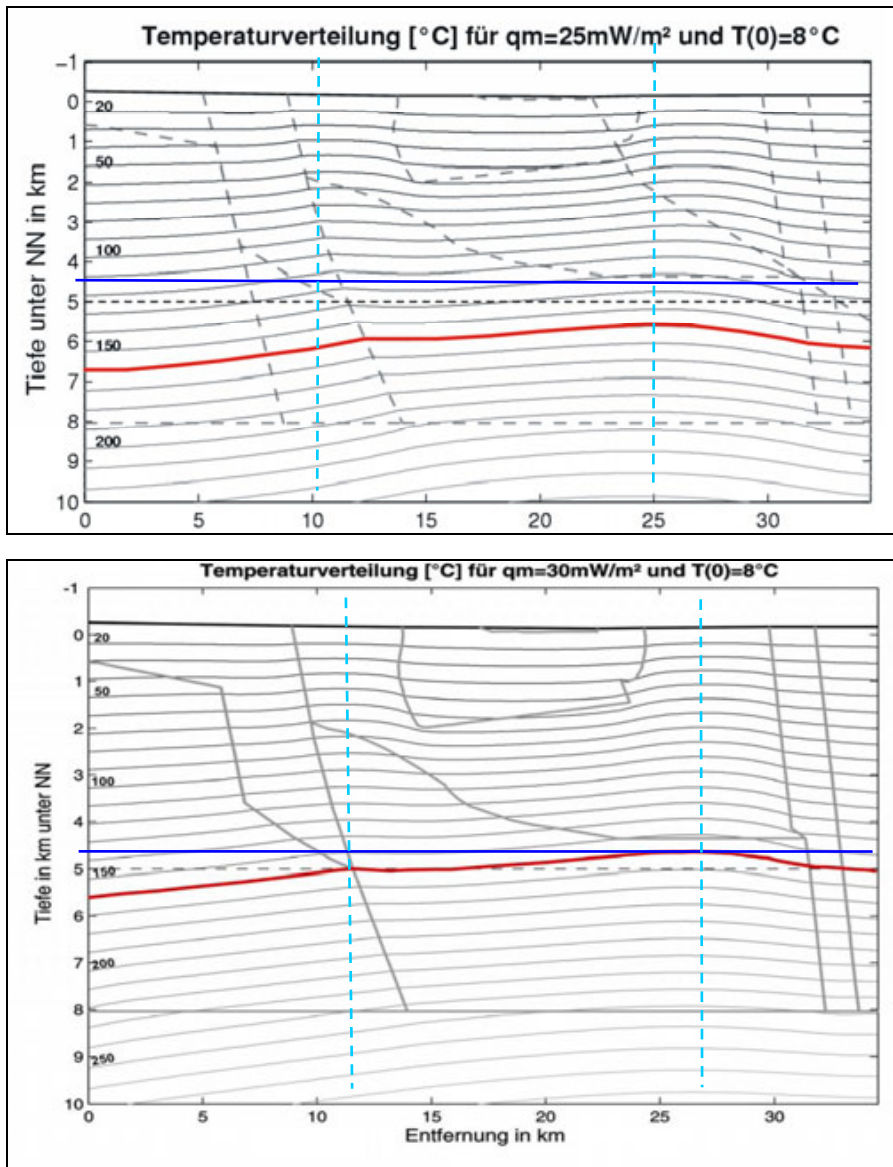


Abbildung 77: Temperatur-Tiefen-Modelle Meißen („wahrscheinlich“ - oben; „optimistisch“ - unten) des in Abbildung 76 gezeigten Profilschnitts Meißen (DILLENARDT 2010, FÖRSTER et al. 2010a)
Blau hervorgehoben ist die Temperatur in 5 km unter GOK. Das Teilgebiet Meißen ist mit blau gestrichelten Linien eingegrenzt.

Das Temperatur-Modell (Abbildung 77) prognostiziert in der „wahrscheinlichen“ Variante mit **120 °C** in 5 km Tiefe unter GOK die niedrigsten Temperaturen im äußersten SW-Rand des Vorzugsgebietes. Von beiden Profilgrenzen wird ein Anstieg der Isothermen mit Annäherung an das Meißener Massiv angezeigt. Die höchsten Temperaturen werden mit **130 °C** für die NE-Grenze des Vorzugsgebietes ausgewiesen (NE-Grenze der Verbreitung des Hauptgranits an der Oberfläche), bedingt durch die dort vermutete größte Mächtigkeit der Monzonitoide kombiniert mit der geringen Wärmeleitung der mafischen und intermediären Gesteine (Wärmestau).

Um Auswirkungen der unsicheren Kenntnisse über den Internbau des Massivs zu prüfen, wurde eine optimistische Variante dahingehend gerechnet, dass ein „maximal mögliches“ T-Szenario angenommen wurde (FÖRSTER et al. 2010a). Die veränderten Werte sind in Abbildung 76 ersichtlich und resultieren in einer durchschnittlichen T-Erhöhung von ca. 20°C auf dem Profilschnitt. Die höchsten Temperaturen sind dabei unter optimalen Voraussetzungen bei ca. **155 °C** im NE des Vorzugsgebietes zu erwarten.

Profil Dresden

Die Geologie im Raum Dresden ist ähnlich der im Gebiet von Meißen, nur dass die variszischen Magmatite mengenmäßig etwas zurücktreten und auf Grund ihrer Mächtigkeit tiefengeothermisch irrelevante Gesteine der Rotliegendebenen und Sedimente der Sächsischen Kreide hinzukommen (Abbildung 78).

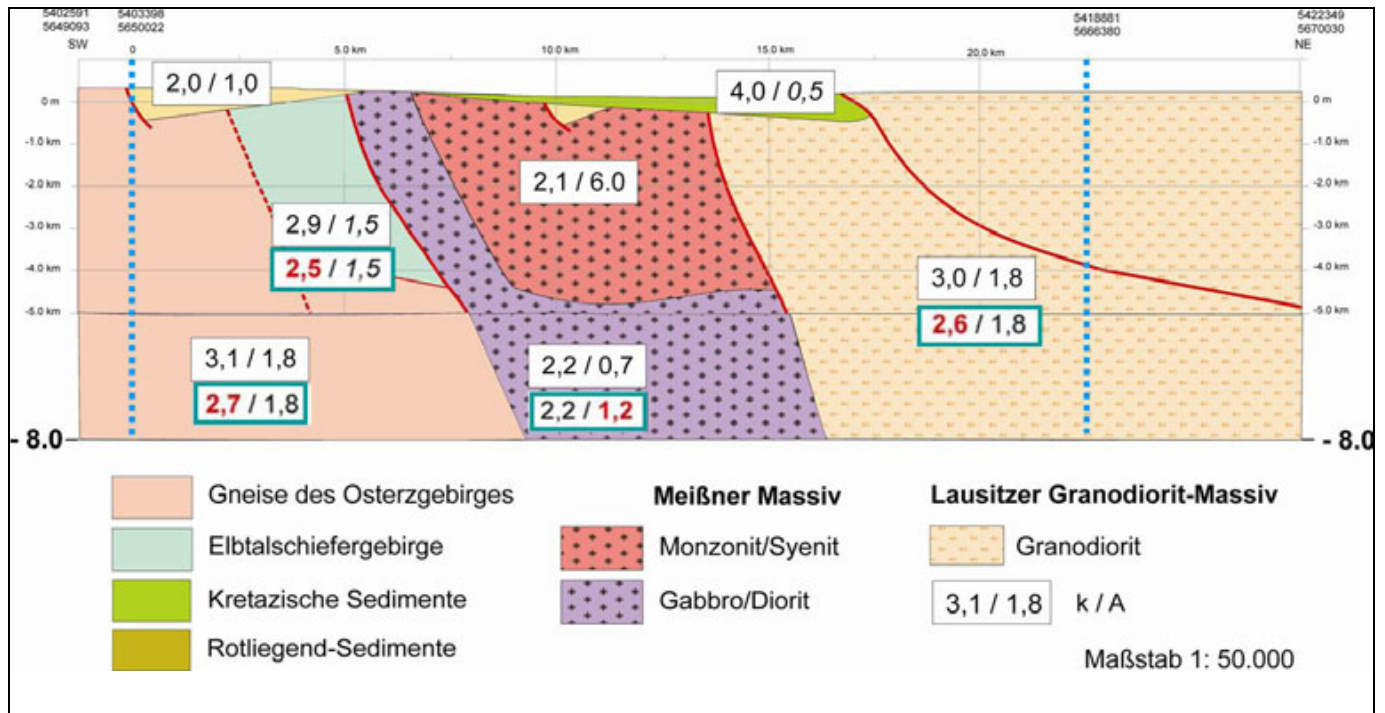


Abbildung 78: Geologisches Ausgangsmodell für das Profil Dresden (geringfügig modifiziert nach K. STANEK und O. KRENTZ in STANEK 2010)

Dargestellt sind die Werte für die „wahrscheinliche“ und „optimistische“ (grün umrandet) Varianten, wobei die geänderten Werte rot gekennzeichnet wurden.

Auf Grund der geringfügigen Variation in der thermisch relevanten Geologie im Vergleich zum Profil Meißen prognostiziert das „wahrscheinliche“ 2D-Modell auch nur unbedeutende T-Differenzen.

Die höchsten Temperaturen werden mit **135 °C** in 5 km Tiefe unter GOK für den SW-lichen Randbereich des Meißener Massivs vorausgesagt, wo im Raum Freital Diorite/Gabbros an der Oberfläche angetroffen werden (Abbildung 78). Modellvariationen führen zu ähnlichen Resultaten wie beim Profil Meißen. So wurde eine optimistische Variante dahingehend gerechnet, dass bei einem „maximal möglichen“ T-Szenario die resultierende durchschnittliche T-Erhöhung 30 °C beträgt (Abbildung 79). Die höchsten Temperaturen sind dabei unter optimalen Voraussetzungen bei ca. **160 °C** im Bereich Freital zu erwarten.

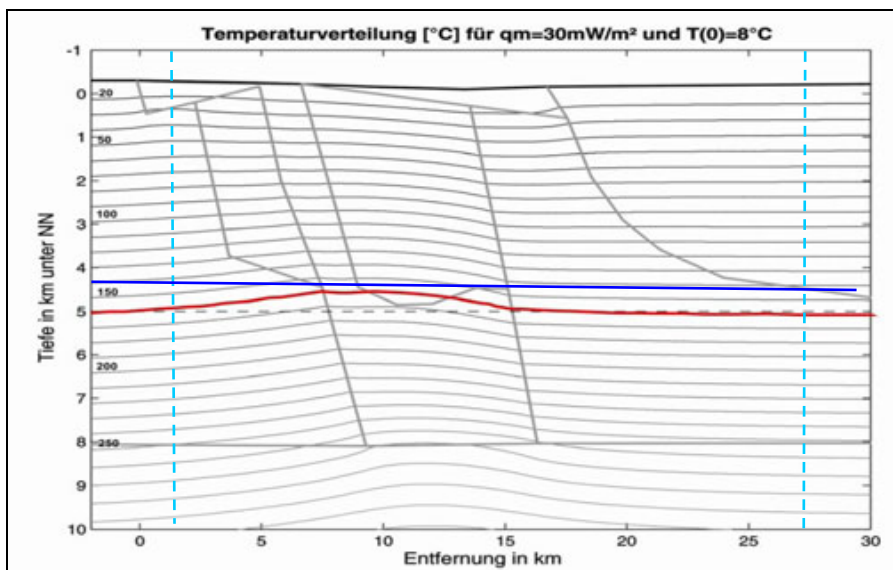
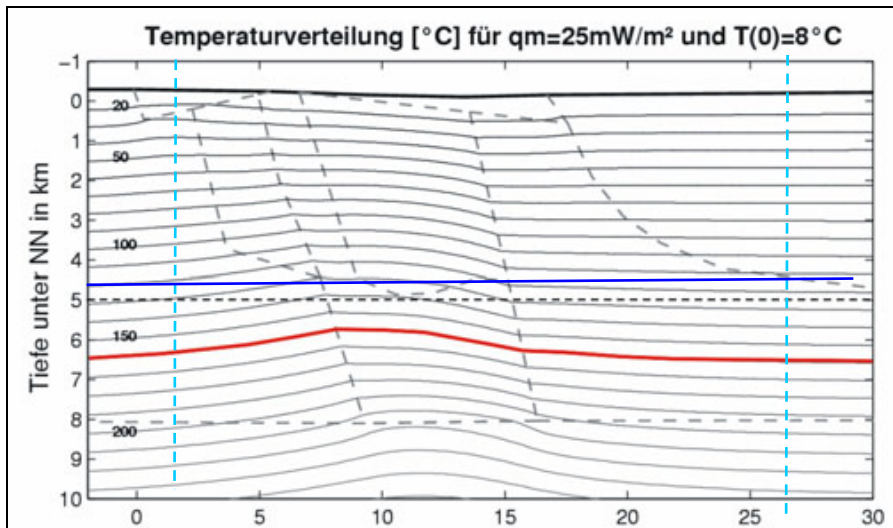


Abbildung 79: Temperatur-Tiefen-Modelle Dresden („wahrscheinlich“ - oben; „optimistisch“ - unten) des in **Abbildung 76** gezeigten Profilschnitts Dresden (DILLENARDT 2010, FÖRSTER et al. 2010a) Blau hervorgehoben ist die Temperatur in 5 km unter GOK. Das Teilgebiet Dresden ist mit blau gestrichelten Linien eingegrenzt.

Profil Pirna

Die geologischen Verhältnisse in diesem Profil (Abbildung 80) unterscheiden sich signifikant von denen in den beiden vorangegangenen Profilen, wobei dem Fehlen der Gesteine des Meißener Massivs tiefengeothermisch die größte Bedeutung beigemessen werden muss. Die recht einfache Geologie wird nur im NE-Sektor durch den Granitpluton von Stolpen und die im tieferen Untergrund vermutete Gabbro-Diorit Serie vielgestaltiger. Um den thermischen Einfluss des Stolpener Granits abzuschätzen, wurde er im konzeptionellen geologischen Modell mächtiger veranschlagt als tatsächlich entlang der Profillinie angeschnitten. Diese Modifizierung spiegelt die Verhältnisse im SW des Profils wider (vgl. Abbildung 79). Eine „optimistische“ Variante wurde auf Grund der ohnehin geringen geothermischen Relevanz nicht berechnet.

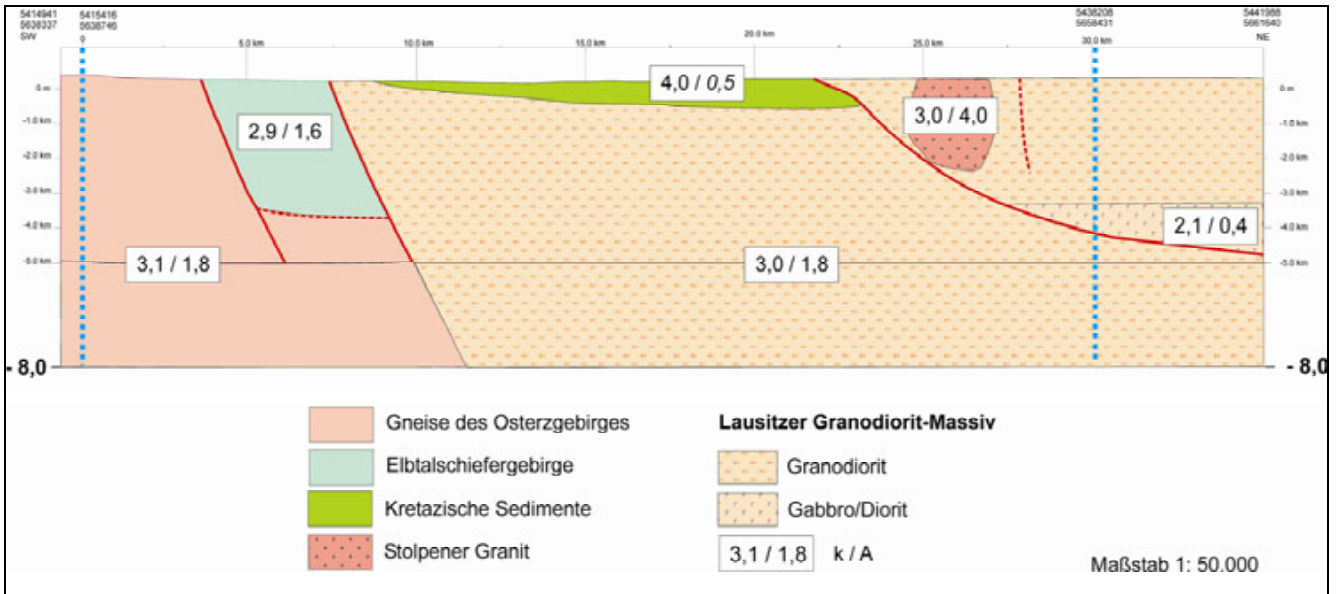


Abbildung 80: Geologisches Ausgangsmodell für das Profil Pirna (modifiziert nach K. STANEK und O. KRENTZ, in STANEK 2010)
Das Teilgebiet Pirna ist mit blau gestrichelten Linien gekennzeichnet.

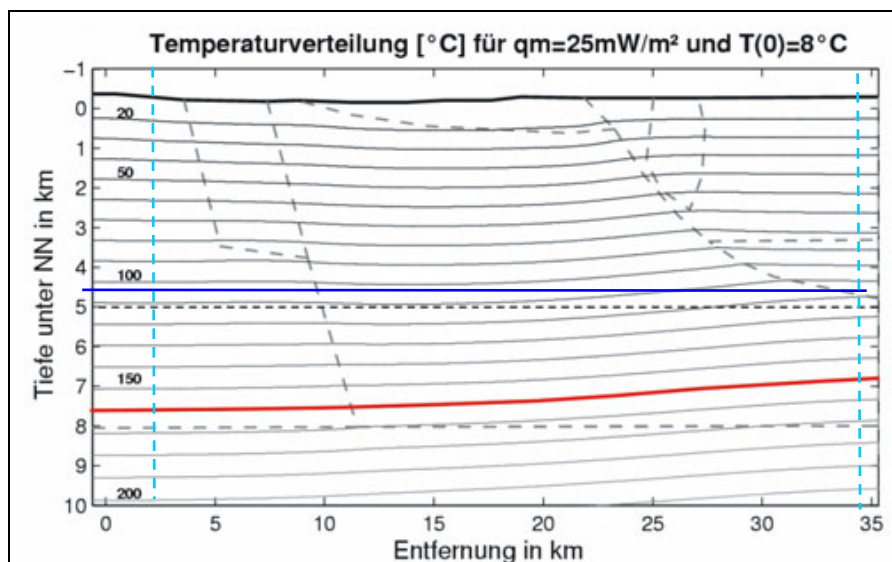


Abbildung 81: Temperatur-Tiefen-Modell Pirna des in Abbildung 80 gezeigten Profilschnitts Pirna (DILLENARDT 2010)
Blau hervorgehoben Temperatur in 5 km u. GOK.
Das Teilgebiet Pirna ist mit blau gestrichelten Linien gekennzeichnet.

Das Modellierungsergebnis weist für den SW-Teil des Teilgebietes lediglich eine Temperatur um **105 °C** in 5 km unter GOK auf (Abbildung 81). Mit Temperaturen um **115 °C** werden östlich des Stolpener Plutons lediglich etwa 10 °C höhere Werte vorhergesagt.

4.3.7 Thermisches 3D-Modell

Dr. Ottomar Krentz auf der Grundlage von WAGNER & SCHÜTZ 2010

Für die numerische Berechnung der 2D- und 3D-Temperaturmodelle mittels COMSOL Multiphysics® bilden für das Vorzugsgebiet Elbezone wie auch für alle anderen Vorzugsgebiete die gemessenen und recherchierten Daten des GFZ Potsdam (H.-J. FÖRSTER & A. FÖRSTER, J. DILLENHARDT 2010) die Datenbasis. Dafür wurden geologische Basis-Strukturmodelle in Zusammenarbeit zwischen TU Bergakademie Freiberg (K.-P. STANEK) und LfULG Freiberg (H.-J. BERGER, O. KRENTZ) erstellt. Diese Strukturmodelle wurden im LfULG Freiberg in vereinfachte konzeptionelle GOCAD-Modelle (S. GÖRNE) umgesetzt

(Abbildung 82).

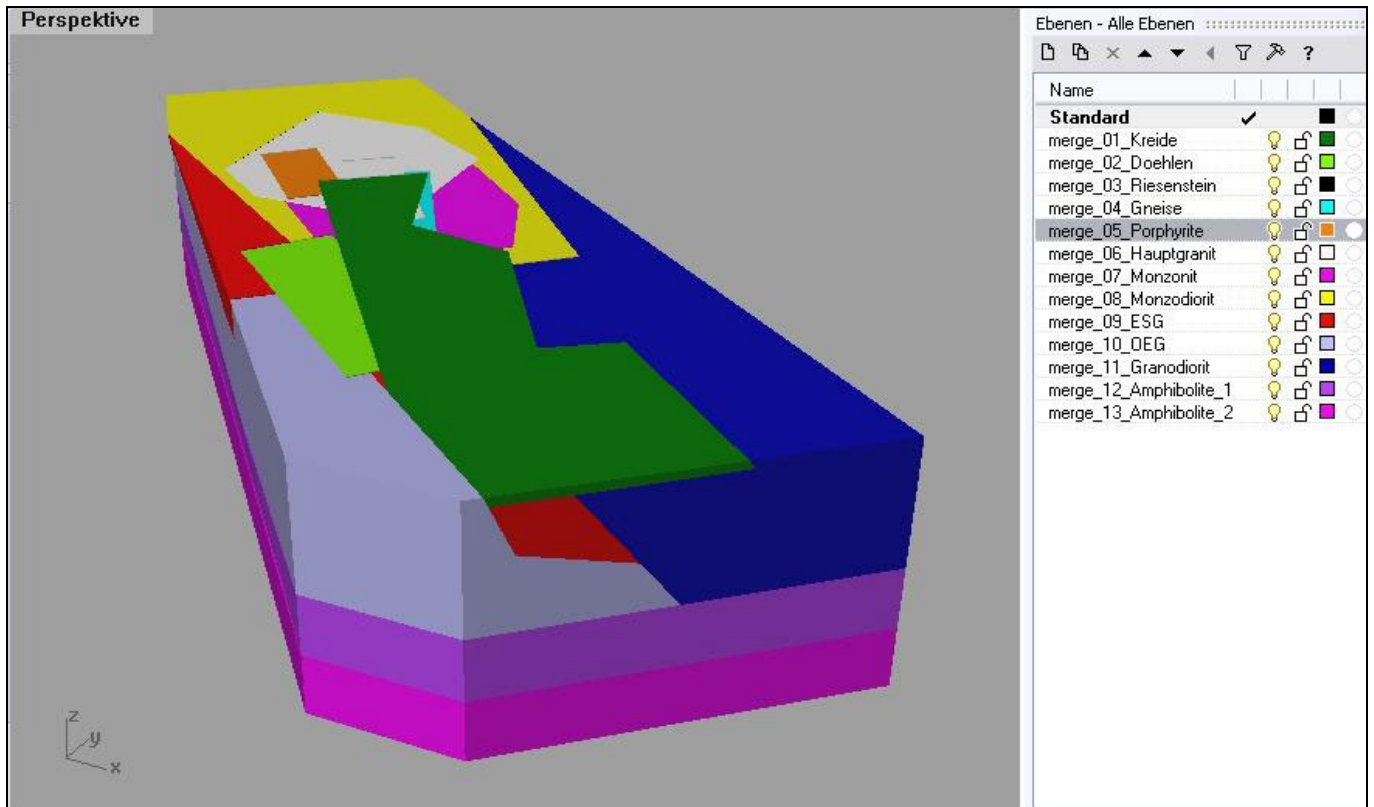


Abbildung 82: GOCAD-Modell der geologischen Einheiten „Vorzugsgebiet Elbezone“ als konzeptionelles Wärmeleitfähigkeits-Modell (S. GÖRNE & H. SCHÜTZ)

Die Verarbeitung (örtliche Diskretisierung) in numerische Simulationsmodelle erfolgte an der TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geophysik (H. SCHÜTZ). Im Vorzugsgebiet Elbezone wurden dazu drei 2D-Temperaturschnitte für die Gebiete Meißen, Dresden und Pirna gerechnet. Die Lage der Schnitte und das geologische Ausgangsmodell sind in Kapitel 4.3.5. beschrieben. In diesen Schnitten wird das temperaturabhängige Wärmeleitfähigkeitsverhalten berücksichtigt. Der Anisotropie-Effekt wird nur in den Gneiskomplexen wirksam. Das GOCAD- und 3D-Simulationsmodell bildet die Gesamtstruktur ab.

Dabei wurden in 5 km unter GOK für das **Profil „Meißen“** Temperaturen im Bereich von **120 bis 140 °C**, für das **Profil „Dresden“** im Bereich von **120 bis 130 °C** und für das **Profil „Pirna“** im Bereich von ca. **110 °C** ermittelt (Abbildung 83). Diese Werte entsprechen gut den Angaben der „wahrscheinlichen“ Varianten (vgl. Kapitel 4.3.5.).

Insgesamt weisen die Temperaturprofile einen leichten Temperaturabfall von NW (Meißen) nach SE (Pirna) aus, der durch den abnehmenden Einfluss der Granitoide (Hauptgranit, Monzonit) des Meißener Massivs (hohe radiogene Wärmeproduktion) geprägt ist. Im Raum Dresden lässt dieser Einfluss etwas nach und im Raum Pirna verliert er vollständig an Bedeutung.

Der geologische Einfluss auf die Temperaturentwicklung in 5 km Tiefe unter GOK ist in Abbildung 84 nachzuvollziehen.

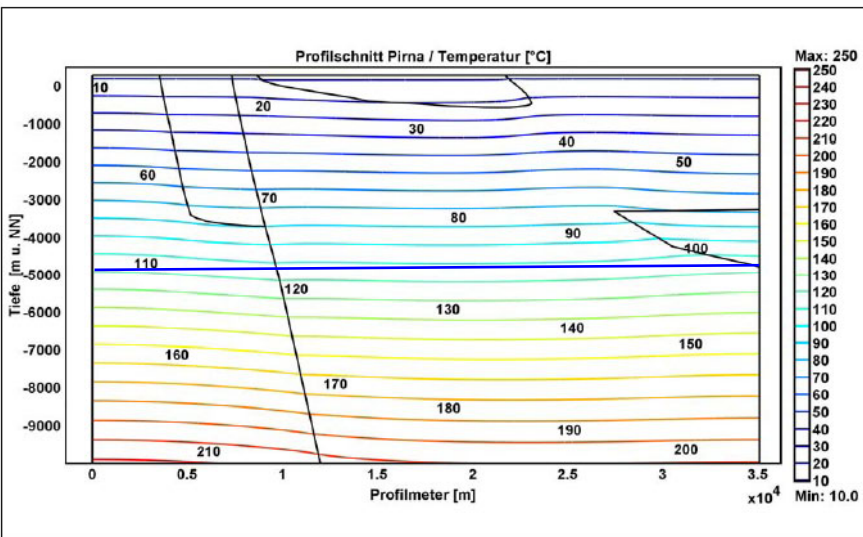
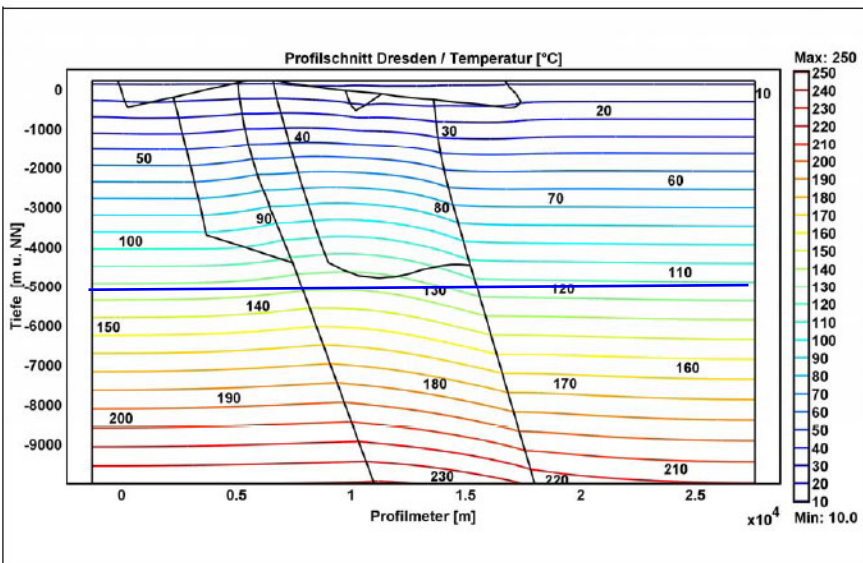
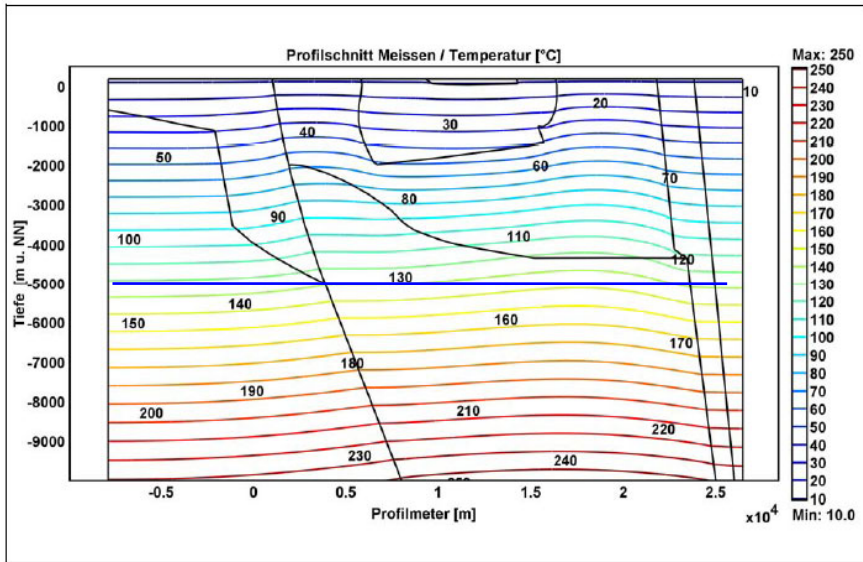


Abbildung 83: 2D-Temperaturschnitte „Meißen“, „Dresden“ und „Pirna“ (WAGNER & SCHÜTZ, 2010)
Blau hervorgehoben Temperatur in 5 km unter GOK.

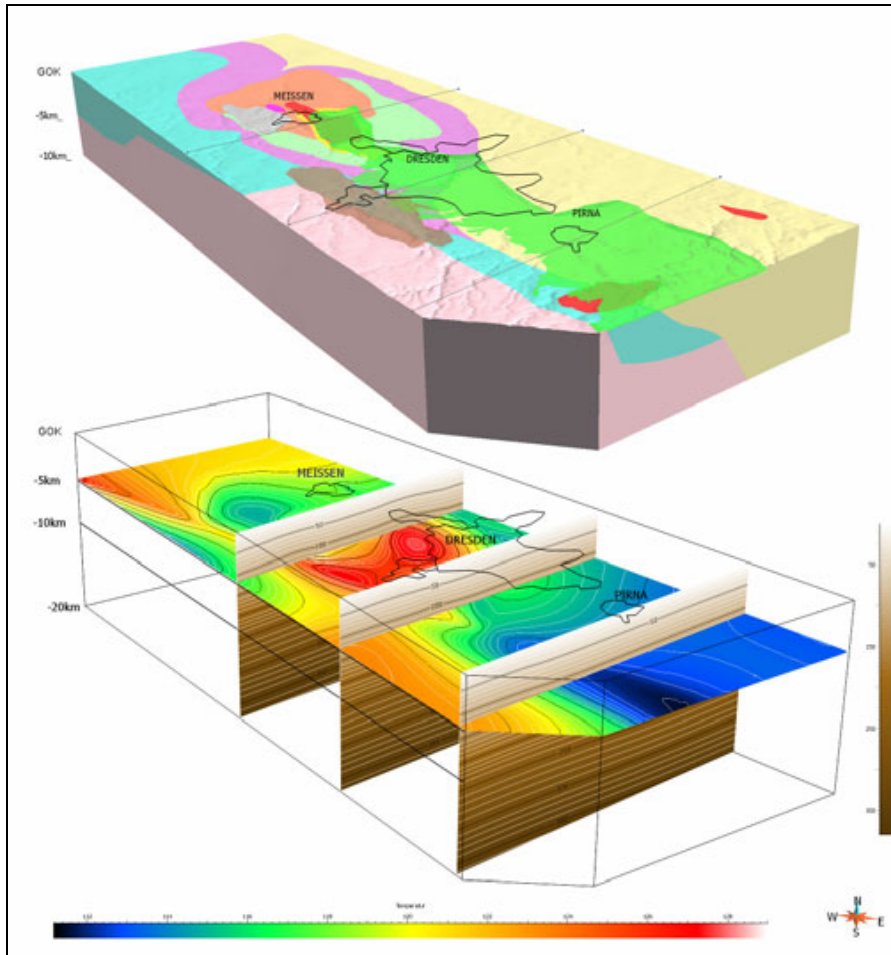


Abbildung 84: Geologisches 3D-Modell des Vorzugsgebietes Elbezone mit den Schnittlagen der 2D-Profile (oben) und der regionalen Temperaturverteilung in 5 km Tiefe unter GOK (unten); Darstellung: S. GÖRNE

Die 5 km-Schnittebene in Abbildung 84 zeigt die Temperaturvariation zwischen 120 und 140 °C. Deutlich erkennbar ist der „Kamin-Effekt“ durch den Meissner Riesenstein-Granit (östlich von Meißen) und die relative Abkühlung im Raum Pirna durch den Lausitzer Granodiorit.

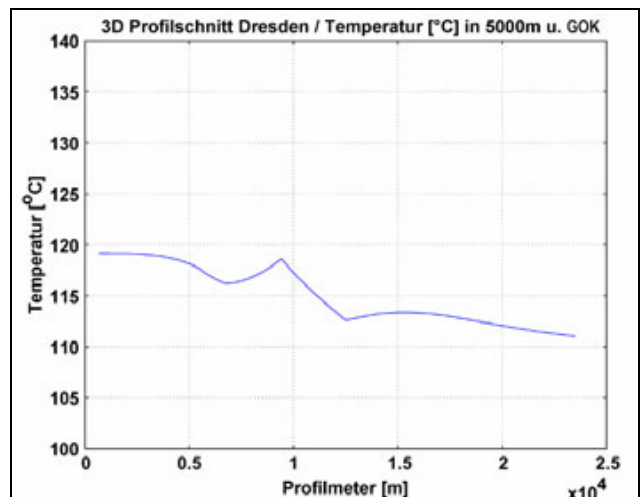
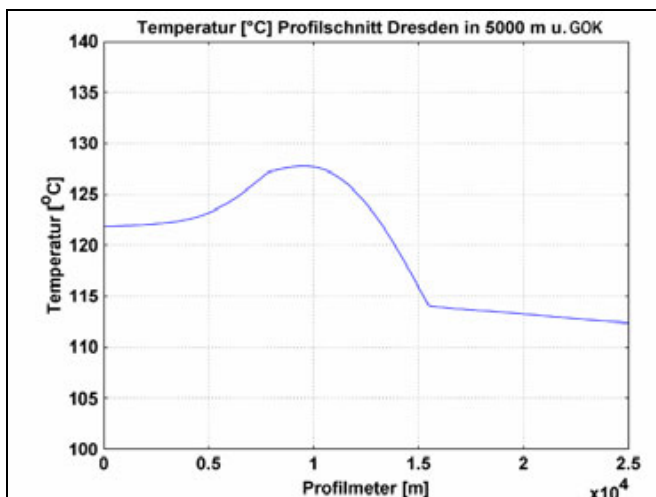


Abbildung 85: Temperaturprofil „Dresden“ nach 2D-Modellierung (links) und 3D-Modellierung (rechts) in 5 km Tiefe unter GOK (WAGNER & SCHÜTZ 2010)

Der beispielhafte Vergleich der Temperaturprofile aus der 2D- und 3D-Modellierung zeigt, dass die 3D-Modellierung zu einer leicht reduzierten „mittleren“ Temperatur im Gesamtmodell Elbezone führt und dass die 2D- und 3D-Modellierungen in der Größenordnung ähnliche Ergebnisse liefern.

4.3.8 Bruchmechanik und Spannungsfeldmodell

Dr. Ottomar Krentz auf der Grundlage von KONIETZKY et al. 2010

Das Spannungsfeldmodell Dresden ist von der Anzahl der geologischen Einheiten und der tektonischen Störungen her das komplizierteste Modell. Es basiert auf dem geologisch-tektonischen GOCAD-Modell, wobei dieses für die numerischen Berechnungen vereinfacht und vom Flächenumfang auf den zentralen Bereich Dresden reduziert wurde. Diese Reduktion erfolgte auf die wesentlichsten Störungszonen und auf vereinfachte Gesteinseinheiten. Das Spannungsfeld für den Standort Dresden zeigt ein plausibles Ergebnis, welches wie folgt charakterisiert werden kann (KONIETZKY et al. 2010).

- Die mittlere Hauptspannung entspricht in etwa dem lithostatischen Überlagerungsdruck und ist überwiegend vertikal ausgerichtet.
- Die deutlich unterschiedlichen Materialsteifigkeiten spiegeln sich in signifikanten Spannungserhöhungen bzw. -erniedrigungen wider.
- Minimale und maximale Hauptspannung sind überwiegend horizontal ausgerichtet, wobei lokal und teufenabhängig auch signifikante Abweichungen auftreten können.
- Die Richtung der maximalen quasi-horizontalen Hauptspannung ist NNW-SSE ausgerichtet.
- Das Verhältnis zwischen der größten und der kleinsten Hauptnormalspannung nimmt mit der Teufe ab und wird durch das Steifigkeitsverhältnis benachbarter geologischer Einheiten beeinflusst. Es beträgt in etwa 2 in der geplanten Reservoir-Tiefe.
- Bedingt durch die Inhomogenitäten und Bewegungen auf den Störungszonen kommt es lokal zu stärkeren Spannungsfuktuationen und Rotationen des Spannungsfeldes.
- In der geplanten Reservoir-Tiefe von 5 km betragen die Hauptspannungen je nach Lokation für die wahrscheinlichste Parameterkonstellation in etwa:
 - $\sigma_1=150 - 180$ MPa
 - $\sigma_2=110 - 140$ MPa
 - $\sigma_3 = 80 - 95$ MPa.

Der Fracdruck auf Niveau Bohrlochsohle in 5 km Tiefe liegt bei Annahme einer hydraulischen Zugfestigkeit von 5 MPa gemäß Formel 4 (s. Kapitel 3.8) zwischen 65 und 140 MPa. Bei porelastischer hydrostatischer Betrachtung und Annahme einer Querdehnzahl von 0,2 verringert sich der prognostizierte Fracdruck auf Werte von etwa 27 bis 76 MPa. Das Modell zeigt deutlich, dass die quasi-horizontalen Hauptspannungen in den steiferen Formationen (Monzodiorit/Monzonit, Granodiorit und Gneis) signifikant erhöht und in den weichen Schichten des Schiefergebirges erheblich reduziert sind, sodass die maximalen Hauptspannungen in 5 km Tiefe lokal maximale Werte von bis zu 240 MPa und minimale Werte von etwa 140 MPa erreichen können (Anlage 16 b).

Das Spannungs-Tiefen-Profil des Profilpunktes 1 bei Bannewitz spiegelt exemplarisch die steifigkeitsinduzierten Spannungskontraste wider (Anlage 16 d-f): erhöhte Werte liegen zwischen etwa 500 und 1500 m Tiefe vor (Monzodiorit) sowie ab ca. 5.200 m Tiefe bis zum Modellboden (Gneise). Die quasi-vertikal einfallende Hauptspannung kann je nach Tiefe σ_1 , σ_2 oder σ_3 sein, d.h. dass das Spannungsfeld stark rotiert. Die kleinste und größte quasi-horizontalen Hauptspannungen streichen NNW-SSE bzw. ENE-WSW, während das Streichen der quasi-vertikalen Hauptspannung stark variiert. Das Hauptspannungsverhältnis σ_1/σ_3 liegt in den steifen Bereichen etwas über 2, in den weichen Bereichen etwas unter 2. Das Verhältnis der maximalen Schubspannung zur dazugehörigen Normalspannung liegt zwischen 0,20 - 0,43.

WNW-ESE- und NNE-SSW-orientierte Störungszonen wären besonders prädestiniert für Scherbewegungen bzw. besonders leicht im Schermodus zu stimulieren. Das Spannungsregime ist bei Vernachlässigung der hydraulischen Komponente noch weit vom Versagenszustand entfernt (Abbildung 86) und entspricht einem ‚strike-slip‘-Regime gemäß Abbildung 1.

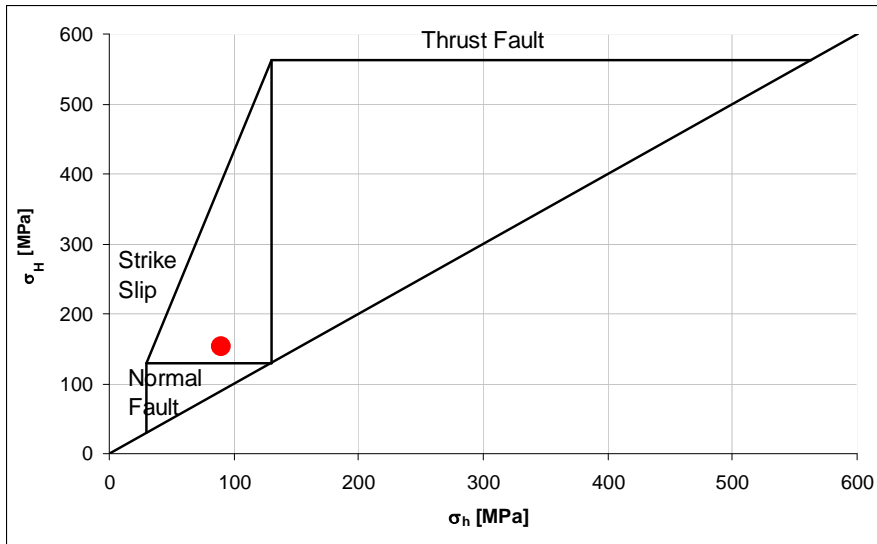


Abbildung 86: Diagramm der Spannungsregime für das Modell Dresden (KONIEZKY et al. 2010)
 (σ_H : größte horizontale Hauptspannung, σ_h : kleinste horizontale Hauptspannung; Reibungsbeiwert 0,8 in 5 km Tiefe; Gesteinsdichte 2600 kg/m³; roter Punkt: primärer Spannungszustand in 5 km Tiefe)

4.3.9 Zusammenfassung der Ergebnisse zum Vorzugsgebiet Elbezone

Dr. Ottomar Krentz

Das Vorzugsgebiet Elbezone ist von der geologisch-tektonisch Seite her das anspruchvollste Gebiet. Es untergliedert sich in drei prinzipiell unterschiedliche Bereiche:

- Gebiet Meißen mit den Monzonitoiden des Meißener Massivs,
- Gebiet Dresden mit den Rotliegend-Sedimenten/Vulkaniten des Döhlener- und Briesnitzer Becken sowie dem Grenzbereich Meißener Massiv-Lausitzer Granodiorit,
- Gebiet Pirna-Königstein mit dem Lausitzer Granodiorit und den Granitkörpern von Markersbach und Stolpen.

Auf Grund dieser Differenzierung wurden auch drei geothermische Profilschnitte für die Tiefe von 5 km u. GOK berechnet.

In einer „wahrscheinlichen“ Variante, die durchschnittliche Werte für die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmeproduktion für die unterschiedlichen Gesteine annimmt, wurden für das Profil „Meißen“ Temperaturen von ca. **120...130 °C**, für das Profil „Dresden“ von ca. **120...135 °C** und für das Profil „Pirna“ von ca. **105 bis 115 °C** in 5km Tiefe unter GOK ermittelt. In einer „optimistischen“ Variante, die ein maximal mögliches Temperatur-Szenario annimmt, liegen die Werte in Meißen und Dresden um **ca. 25 °C höher**.

Die tektonische Vorprägung ist gut. Es wurden vier Altersgruppen von tektonischen Störungen ausgehalten, die jeweils unterschiedliches Verhalten zeigen (Kapitel 4.3.2). Die jungtertiären Bruchzonen als offene Klüfte bilden in Kombination mit anderen Störungszonen wahrscheinlich die günstigsten Voraussetzungen für die Erschließung eines geothermischen Reservoirs. Diese jungen Bruchzonen sind in der gesamten Elbezone angetroffen worden.

Die Teilgebiete Meißen und Dresden im Vorzugsgebiet Elbezone sind unter den geothermischen und tektonischen Voraussetzungen dem Teilgebiet Pirna vorzuziehen.

5 Bewertungsschema

Dr. Manfred Felix

5.1 Kriterien für die Bewertung der Vorzugsgebiete

Die Bewertung der Vorzugsgebiete setzte eine Analyse des nationalen und internationalen Standes zu den Bewertungskriterien voraus. In Hinblick auf die petrothermale Zielstellung im sächsischen Raum war aber kein direkt anwendbares Bewertungsschema nutzbar.

Die relevanten Kriterien für die Bewertung der Vorzugsgebiete beschränken sich i. W. auf die Gesteinstemperatur in der entsprechenden Zieltiefe und die geotechnische Einschätzung der Gesteine bezüglich ihres Fracverhaltens im Zieltiefenbereich.

5.2 Bewertung der Vorzugsgebiete

Die Vorzugsgebiete lassen sich ausgehend vom gegenwärtigen Bearbeitungsstand nach zwei Kriteriengruppen bewerten:

- Die Kriteriengruppe „*Geologische Voraussetzungen*“ beinhaltet den geologischen Kenntnisstand, die tektonische Vorprägung und die natürliche Seismizität.
- Die Kriteriengruppe „*Geothermisch-geomechanische Voraussetzungen*“ beinhaltet die Temperatur T, die wahrscheinlichste Parameterkonstellation der Hauptspannungen sowie die zu erwartenden Fracdrücke im Zieltiefenbereich von 5 km.

Tabelle 9 fasst die genannten Kriterien zusammen und gibt eine relative Gesamtbewertung der drei Vorzugsgebiete.

Die Kriteriengruppe „*Infrastrukturelle Voraussetzungen*“ war nicht Berichtsinhalt. Deren Berücksichtigung ist aber zur Abschätzung der Sensibilität bezüglich des Vorhandenseins erschütterungssensibler Industriezweige und der energetischen Infrastruktur in den Vorzugsgebieten nachfolgend notwendig.

6 Schlussfolgerungen und weiterer Forschungs- und Entwicklungsbedarf

Dr. Manfred Felix

6.1 Schlussfolgerungen

Die Möglichkeit der Stromerzeugung durch Tiefenaufschlüsse bis 5 km in einem petrothermalen Kraftwerk ist in allen drei betrachteten Vorzugsgebieten gegeben.

Die Temperaturmodelle weisen Temperaturwerte auf, welche die in den „Karten des Temperaturfeldes im Untergrund Deutschlands“ (LIAG 2008) angegebenen Werte, die nur auf Messwerten beruhen, überschreiten (Abbildung 87). Das „mitteldeutsche Wärmeloch“ muss somit auch bei konservativer Betrachtungsweise aufgrund der Untersuchungen in den drei Vorzugsgebieten nach oben korrigiert werden.

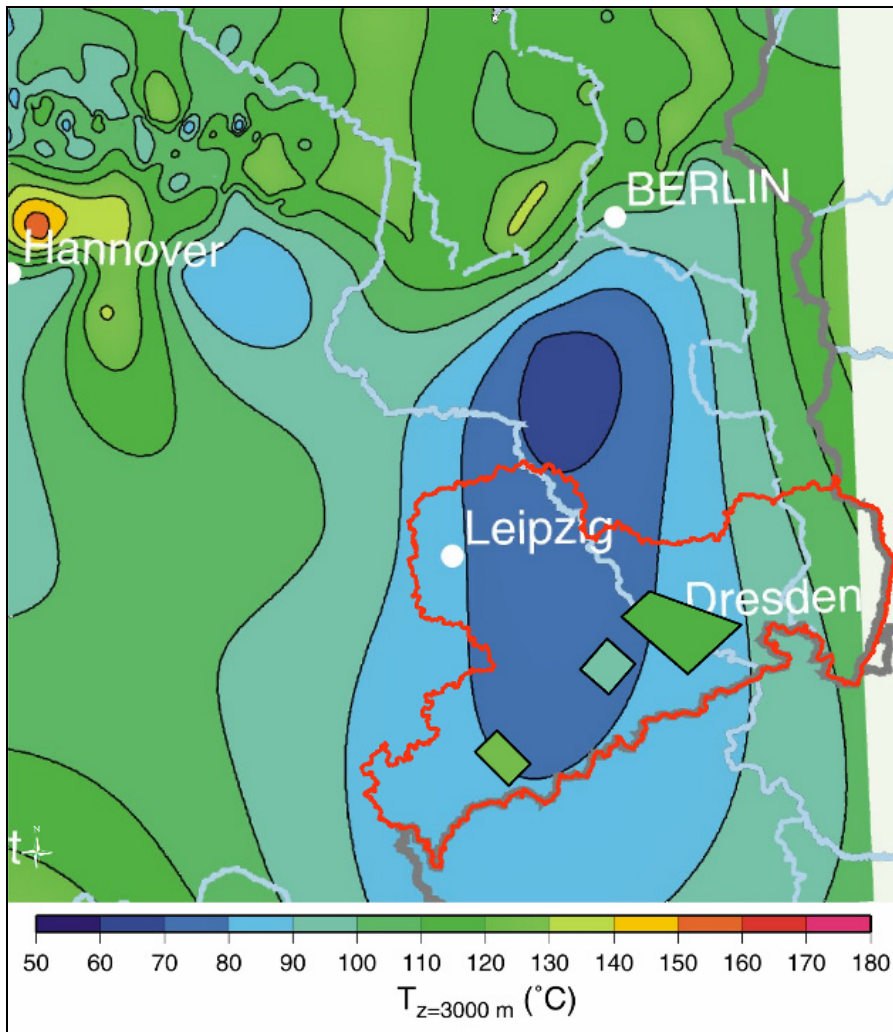


Abbildung 87: Karte des Temperaturfeldes im Untergrund Deutschlands (LIAG Hannover): Temperatur in 3 km Tiefe mit Modelltemperaturen aus der Bearbeitung der Vorzugsgebiete

Das Vorzugsgebiet Aue verfügt im Vergleich zu den beiden anderen Vorzugsgebieten aus geologisch-geothermischer Sicht über die besten Voraussetzungen für die Errichtung eines petrothermalen Tiefengeothermieprojektes (Abbildung 88).

Tabelle 9: Bewertung der Vorzugsgebiete Aue, Freiberg und Elbezone aus geologisch-geothermisch-geomechanischer Sicht

Vorzugsgebiet		Geologische Voraussetzungen				Geothermisch-geomechanische Voraussetzungen				Gesamtbewertung	
		Geologie ¹	Geologisch-geotechnischer Kenntnisstand ²	Tektonische Vorprägung und tiefreichende Störungssysteme ³	Natürliche Seismizität ⁴	Mittlere Modelltemperatur in 5 km u. GOK (in °C) ⁵	erwarteter Aufwand für Stimulation				
							$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3}$ ⁶	Frac-Drücke (in MPa) ⁷	Minimale horizontale Gebirgsspannung σ_h ⁸ (in MPa)		Fracbarkeit
Aue		Granit	gut	stark ausgeprägt	Zone 1	175	0,29-0,34	100-120	95-100	(gut)	sehr gut
Freiberg		Granodioritgneis	gut	ausgeprägt	Zone 0	135	0,34-0,42	60-85	85-90	gut	gut
Elbezone	Meißen	Monzonit/Diorit	gering	stark ausgeprägt	Zone 0	140	0,20-0,43	65-140	80-95	gut	gut
	Dresden	Monzonit/Diorit	mäßig	stark ausgeprägt	Zone 0	145	0,20-0,43	65-140	80-95	gut	gut
	Pirna	Granodiorit	mäßig	stark ausgeprägt	Zone 0	120	0,20-0,43	65-140	80-95	gut	mäßig

¹ Unter Geologie wird das in 5 km u. GOK zu erwartende Hauptgestein (ohne Wertung) genannt.

² Unter Kenntnisstand werden der geologische Aufschlussgrad, die Teufe der geologischen Aufschlüsse und die Existenz/Qualität geotechnischer Informationen verstanden.

³ Unter tektonischer Vorprägung wird der bruchtektonische Deformationsgrad des Gebietes, welcher Störungen mehrerer Generationen beinhaltet und das Vorhandensein tiefreichender Störungssysteme verstanden.

⁴ Unter natürlicher Seismizität wird die in DIN 4149 ausgehaltene Erdbebenzonierung dargestellt (s. Kap. 3.7).

⁵ Es werden die modellierten Gesteinstemperaturen innerhalb der Grenzen des jeweiligen Vorzugsgebietes entsprechend den unterschiedlichen angenommenen Szenarien angegeben. Die Temperaturspannen liegen für Aue bei 160 - 190°C, für Freiberg bei 125 - 145°C, für Meißen bei 120 - 155°C, für Dresden bei 125 - 160 °C und in Pirna bei 105 - 135°C. Die im Textteil des vorliegenden Berichtes dargestellten Temperatur-Teufenprofile bzw. -modelle zeigen nur eine Auswahl der gerechneten Modellbeispiele.

⁶ Verhältnis der maximalen Schubspannung zur Normalspannung (höhere Werte ermöglichen ein leichteres Aktivieren von Scherbewegungen in optimalen Richtungen).

⁷ Unter Fracdrücken werden die Bohrlochsohlendrucke zur Erzeugung von Zugrissen verstanden.

⁸ Unter der minimalen horizontalen Gebirgsspannung versteht man die untere in situ-Drucklast, die es gestattet, Klüfte hydrostatisch offen zu halten.

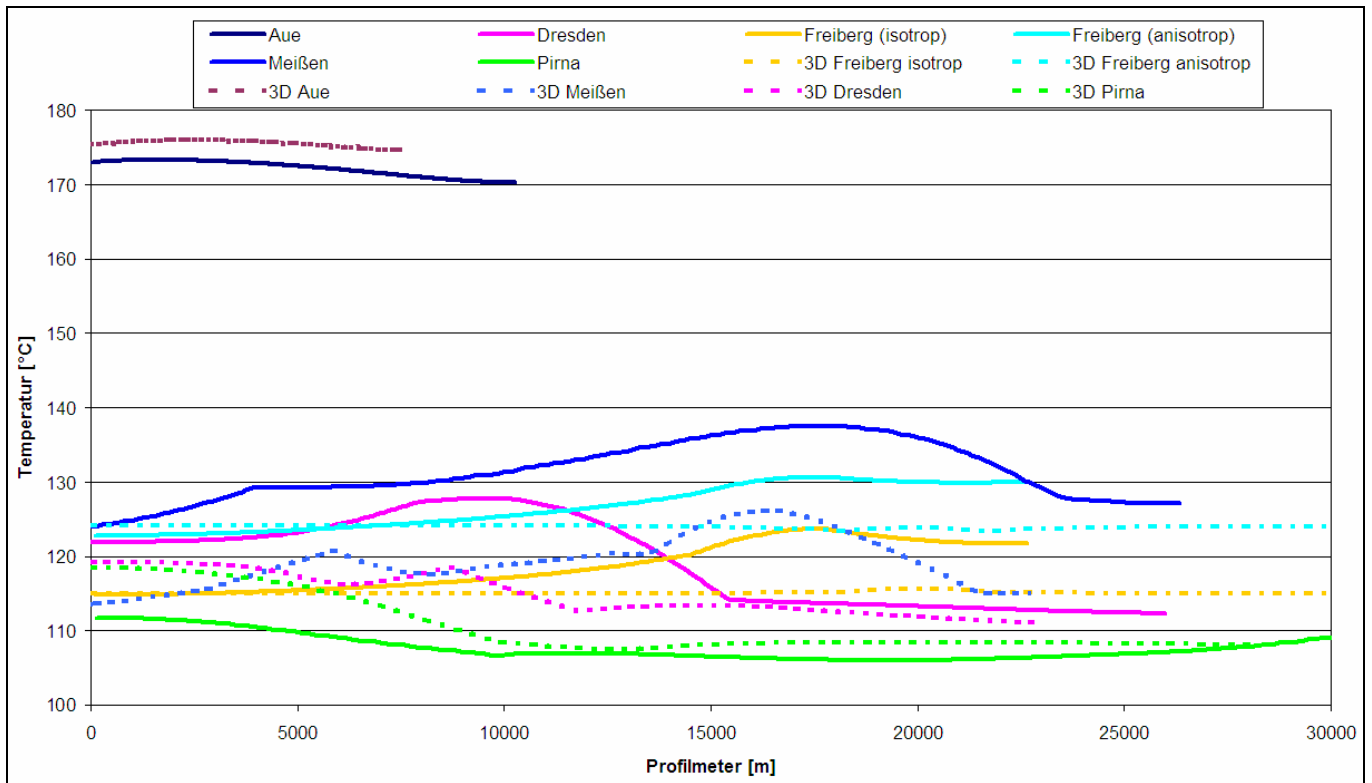


Abbildung 88: Vergleich der modellierten Temperaturen (wahrscheinliche Varianten) in den Vorzugsgebieten in 5 km Tiefe entlang der modellierten Profile (WAGNER & SCHÜTZ 2010)

6.2 Weiterer Forschungs- und Entwicklungsbedarf

Unabhängig von der Entscheidung für ein konkretes Zielgebiet und die Projektplanung durch einen Investor/Investorengruppe sind im Vorfeld und projektbegleitend noch umfangreiche Forschungs- und Entwicklungsarbeiten zu bewältigen:

6.2.1 Geothermische Modellierung

Um die schlechte Datenlage bezüglich belastbarer Kriterien zur geothermischen Bewertung des Zieltiefenbereiches zu verbessern, werden folgende Untersuchungen für notwendig gehalten:

- Ergänzende und weitere Messung der thermophysikalischen Parameter (Wärme- bzw. Temperaturleitfähigkeiten, spezifische Wärmekapazität, radiogene Wärmeproduktion) mittels Labormessungen.
- Messungen (Labor- oder Feldmessungen, Bohrungen) zur Temperatur- und Druckabhängigkeit der petrophysikalischen Parameter.
- Labor- und Felduntersuchungen zur Anisotropie, vor allem in den metamorphen Gesteinskomplexen.
- Aufnahme weiterer Temperaturdaten und Messungen zur Wärmestromdichte aus Bohrungen in den Vorzugsgebieten. Hier bestehen noch die größten Defizite, da für die Lausitzer Antiklinalzone keine, in der Elbezone nur wenige und in den anderen Gebieten nur wenig belastbare Daten vorliegen.
- Aufwertung der Modellrechnungen durch Einbeziehung möglicher konvektiver Einflüsse (thermische und fluidinduzierte Konvektion). Hierzu ist jedoch erst eine Datenbasis (Fluidwegsamkeiten, Poren- und Kluffströmung) zu entwickeln, die nur durch eine tiefere Bohrung geschaffen werden kann.

6.2.2 Spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen

Sofern sich das zukünftige Zielgebiet in einem HHP-Magmatit befindet, ist abzuklären, ob und in welcher Intensität die Laugung von U zu einer „Abkühlung“ des Reservoirs bzw. Kontamination des Transportmediums beitragen kann. Das kann entweder über gezielte Experimente und/oder Detailuntersuchungen der radioaktiven Minerale erfolgen.

6.2.3 Seismik im Kristallin

Ob die in hydrothermalen Geothermieprojekten in Sedimentgesteinen genutzte kostenintensive Reflexionsseismik (2D oder 3D) im sächsischen Kristallin zu einem wesentlichen Kenntniszuwachs in der geplanten Zieltiefe führen kann, ist insbesondere bei dem relativ guten bergbaubedingten geologischen Kenntnisstand in den Vorzugsgebieten fraglich.

Für ein sächsisches Geothermieprojekt ergibt sich die Schlussfolgerung, die komplexen Fragestellungen, die mit neuen methodischen und gerätetechnischen Entwicklungen einer „KristallinSeismik“ verbunden sind, mit einem begleitenden Forschungsprojekt an das Geothermieprojekt anzubinden.

6.2.4 Bohrtechnik

Die Bohrarbeiten stellen den zeit- und kostenintensivsten Teil des Geothermieprojektes dar. Die geplante Zieltiefe von ca. 5 km erfordert leistungsfähige Bohrgeräte mit Hakenlasten von ca. 300-500 t und den Einsatz der Richtbohrtechnik. Die Festlegung des Bohrlochdesigns und des bohrtechnischen Arbeitsprogramms für die 1. Bohrung ist ein äußerst sensibler Arbeitsschritt, insbesondere da er auch über die effektive Nutzbarkeit der Bohrung im späteren Dublettenbetrieb entscheidet.

6.2.5 Reservoir-Engineering

Im Zielhorizont sind die hydraulischen Reservoirbedingungen durch künstliche mechanische oder chemische Stimulation zu verbessern. Die Stimulationsarbeiten müssen messtechnisch durch ein seismisches Monitoring begleitet werden.

Außerdem sind Bohrlochtests und bohrlochgeophysikalische Verfahren einzusetzen und chemische Untersuchungen des Wassers, die den Aufbau reaktiver Stofftransportmodelle erlauben, durchzuführen. Im Ergebnis der Frac-Auswertung wird festgelegt, wie der Bohrverlauf der zweiten Bohrung gestaltet werden muss. Entsprechend ist die zweite Bohrung unter Einsatz der Richtbohrtechnik niederzubringen.

Im nun erschlossenen Reservoir sind entsprechende Tests zu fahren und Temperatur- und Transportmodellierungen durchzuführen. Daraus ist die Abgrenzung des Bewilligungsfeldes abzuleiten.

Im Rahmen der Weiterführung des Projektes im Zielgebiet ist die Öffentlichkeitsarbeit in Hinblick auf eine Akzeptanzförderung zielgerichtet zu führen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass „Geothermie-PR“ zu einem wesentlichen Teil Risikokommunikation ist (BAUMGÄRTNER 2010).

6.2.6 Induzierte Seismizität

Zu dieser Thematik gibt es international und bundesweit verstärkte Aktivitäten. Ziel ist es, eine möglichst standardisierte Vorgehensweise bei der Gefährdungsabschätzung von Tiefengeothermieprojekten abzuleiten.

Das GFZ Potsdam ist federführend im europäischen Verbundprojekt GEISER (Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced Seismicity in Reservoirs) tätig, die BGR ist Koordinator für das BMU-Verbundprojekt MAGS (Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund).

Der Forschungsverbund hat im Rahmen des MAGS-Projektes ein zusätzliches Teilthema zur Auswertung der durch den Grubenwasseranstieg induzierten Seismizität im Vorzugsgebiet Aue konzipiert. Beide Projekte begannen bzw. beginnen erst 2010, sodass kurzfristig keine konkreten Ergebnisse für ein sächsisches Tiefengeothermieprojekt zu erwarten sind.

Unabhängig davon ergibt sich für ein sächsisches Geothermieprojekt die Schlussfolgerung, dass in jedem Fall entsprechende

Untersuchungen während der Bohrarbeiten, bei der Stimulierung und beim Betrieb der Anlage erfolgen müssen (mikroseismisches Monitoring).

6.2.7 Mobilisierung und Ablagerungsprozesse natürlicher Radionuklide

Um eine langfristige Betriebssicherheit absichern zu können, sind im Zielgebiet spezielle geochemische Untersuchungen durchzuführen, die eine Abschätzung der Entstehung von Schwermetallrückständen und Korrosion im Thermalwasserkreislauf sowie der Mobilisierung und Ablagerungsprozesse natürlicher Radionuklide ermöglichen (DEGERING u. a. 2009). Solche Untersuchungen können aber erst erfolgen, wenn das Zielgebiet mit einer Bohrung erschlossen wurde.

7 Literatur

- BANKWITZ, E.; BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; WETZEL, H.-U. (1977): Die tektonische Entwicklung der oberen Kruste im Erzgebirge. - In: Symposium: „Probleme der Entwicklung und des Baues der Varisziden in Mitteleuropa und im Gebiet der UdSSR“, Berlin, 18. und 19. April 1977: Kurzfassungen der Vorträge. - Potsdam.
- BANKWITZ, P. u. a. (1993): Z. angew. Geol., 2/1993).
- BAUER, W. (2009): Neue Projekte im Oberrheingraben: Schritt für Schritt - Die Vorgehensweise, Vortrag zum Geotherm-Kongress in Offenburg am 06.03.09, 360plus Consult GmbH, Karlsruhe.
- BAUMANN, L. & HOFMANN, J. (1967): Die Beziehung zwischen Petrotektonik und Gangtektonik im Freiburger Lagerstättenbezirk. - Freiburger Forschungshefte : Reihe C 215. S. 117-135; Leipzig.
- BAUMANN, L. (1958): Tektonik und Genesis der Erzlagerstätte von Freiberg (Zentralteil). - Dtsch. Verl. f. Grundstoffindustrie (Dissertation), Freiberg. Forsch.h. C **46**: 208 S.; Berlin.
- BAUMANN, L. (1963): Neue tektonische und paragenetische Erkundungsergebnisse im Freiburger Lagerstättenbezirk. - Dtsch. Verl. f. Grundstoffindustrie, Freiberg. Forsch.h. C **163**: 13-43; Leipzig.
- BAUMANN, L. (1965): Die Erzlagerstätten der Freiburger Randgebiete. - Dtsch. Verl. f. Grundstoffindustrie, Freiberg. Forsch.h. C **188**: 244 S.; Leipzig.
- BAUMGÄRTNER, N. (2010): Public relations: Geothermie erfolgreich kommuniziert. - GtE 2/2010, S. 14-17.
- BERGER, H.-J.(1989): Kartierungsunterlagen Blatt 5147 Frauenstein, Blatt 5046 Freiberg und Blatt 5047 Freital. - Unveröff., Sächs. Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.
- BERGER, H.-J.; WIEMEIER, G. & SCHIRN, R. (1994): Neue strukturtektonische und lithostratigraphische Ergebnisse aus dem Freiburger Gneiskomplex. - Z. geol. Wiss., **22**, 5: 505-512; Berlin.
- BERTANI, R. (2010): Geothermal Power Generation in the World, 2005–2010 Update Report. - Proceedings World Geothermal Congress 2010, Paper 0008: 41 p.; Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- BOECK, H.-J.; GRAFE, F.; LANGE, TH.; SCHNEIDER, P.; TUNGER, B.; WILSNACK, TH. (2005): Bestandsaufnahme und nutzungsorientierte Analyse des tiefeingeothermischen Potenzial des Freistaats Sachsen und seiner unmittelbaren Randgebiete. - unveröff. Abschlussbericht, C&E, Chemnitz.
- BÖHNKE, R. (1997): Zur Petrographie und Geochemie der Gneise des Osterzgebirges. - Unveröff. Dipl.-arb., Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Greifswald.
- BÖLSCHKE, J. (1980): Ergebnisbericht Erzgebirge - Vogtland 1.2 - Profile EV 01 B (Lücke Klingenthal) EV 01 A (Wiederholung Teil EV 01), EV 02, EV 05. - VEB Geophysik, 40 S., 39 Anlage, Leipzig.
- BORMANN et al.. (1989): Geophysikalische Untersuchungen der tieferen Erdkruste und des oberen Erdmantels; Vorträge zum Berg- und Hüttenmännischen Tag 1988 in Freiberg. - Freiburger Forsch.h. **C 440**, Freiberg.
- BRAUSE, H. (1996): Reflexionstiefenseismische Versuchsmessungen auf dem Profil Freiberg 01/1975 und Ergebnisse der Neuabspielung FB01 - EV05 1992. – Geoprofil, **6**: 60-86; Freiberg.
- BUCHER, K. & STOBER, I. (2000): The composition of groundwater in the continental crystalline crust. - in: STOBER, I. & BUCHER, K. (eds.) (2000): Hydrogeology in crystalline rocks. - Kluwer academic publishers, p. 141-176.
- BUNDESBERGGESETZ (BBergG) vom 13. August 1980 (BGBl. I S. 1310), zuletzt geändert durch Artikel 15a des Gesetzes vom 31. Juli 2009 (BGBl. I S. 2585).
- Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU Hrsg. 2007): Tiefe Geothermie in Deutschland, 42 S.
- Bund-Länder-Arbeitskreis (2007a): Nutzung der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie). - Arbeitshilfe für geologische Dienste.

- BUND-LÄNDER-ARBEITSKREIS (2007b): Nutzung der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie). - Geowissenschaftliche Parameter und Untersuchungsverfahren.
- DEGERING, D., KÖHLER, M. & FRIEDRICH, H.-J. (2009): Verbundvorhaben: Langfristige Betriebssicherheit geothermischer Anlagen - Teilprojekt: Mobilisierung und Ablagerung natürlicher Radionuklide (BMU-Förderkennzeichen 0329937C), unveröff. Schlussbericht Hauptteil 1: Radioaktivität, Verein für Kernverfahrenstechnik und Analytik Rossendorf e.V.
- DEKORP RESEARCH GROUP (1994): The deep reflection seismic profiles DEKORP 3/MVE-90. - Z. Geol. Wiss., 22(6): 623-825, Berlin.
- DILLENARDT, J. (2010): Temperatur-Tiefen Verteilung in der Elbtalzone: Ermittlung geothermischer Kennwerte der Gesteine und 2D numerische Modellierung für die Regionen Meißen, Dresden und Pirna. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, TU BA Freiberg.
- ENDERLE, U.; SCHUSTER, K.; PRODEHL, C.; SCHULZE, A. & BRIBACH, J. (1998): The refraction seismic experiment GRANU95 in the Saxothuringian belt, SE-Germany. - Geophys. J. Int., 133: 245-259, 1998.
- ERNEUERBARE-ENERGIEN-GESETZ (EEG) vom 25. Oktober 2008 (BGBl. I S. 2074).
- FÖRSTER, A. & FÖRSTER, H.-J. (2000): Crustal composition and mantle heat flow: Implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany). - Journal of Geophysical Research, vol. 105, No. B 12, p. 27,917-27,938, December 10.
- FÖRSTER, H.-J. & FÖRSTER, A. (2010a): Thermische Gesteinsparameter und Temperaturfeld in Sachsen. - Unveröff. Forschungsbericht, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ Potsdam, 80 S.
- FÖRSTER, H.-J. & FÖRSTER, A. (2010b): „Texturorientierte Untersuchungen zur Wärmeleitfähigkeit des Freiburger Granodioritgneises und ein neues 2D-Temperatur-Tiefenmodell für das Gebiet Freiberg“. - Unveröff. Forschungsbericht, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ Potsdam, 11 S.
- FÖRSTER, H.-J.; SEIFERT, W.; DULSKI, P. (2010): Abschlußbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvertrag „Mineralogisch-geochemische Untersuchungen der Monzonite der Elbe-Zone“. - unveröff. Forschungsbericht GeoForschungsZentrum Potsdam (56 S.), Potsdam.
- FÖRSTER, H.-J.; TISCHENDORF, G.; SELTMANN, R. & GOTTESMANN, B. (1998): Die variszischen Granite des Erzgebirges: Neue Aspekte aus stofflicher Sicht. - Z. geol. Wiss., **26**, 1/2: 31-60; Berlin.
- FÖRSTER, H.-J., TISCHENDORF, G., TRUMBULL, R. B. & GOTTESMANN, B. (1999): Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. - *J. Petrol.* 40: 1613-1645.
- FRANKE, W. (2000): Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian Belt: geological constraints and geodynamic concepts. - Geological Society London, special publication. - 179. Orogenic processes. 10 Abbildung., Lit., S. 337-354, Oxford.
- GERSTENBERGER H.; HAASE, G.; WEMMER, K. (1995): Isotope systematics of the Variscan postkinematic granites in the Erzgebirge (E Germany). - Terra Nostra : Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung; S. 36-41; GeoForschungsZentrum Potsdam. - Potsdam.
- Gesetz zur Förderung Erneuerbarer Energien (EEWärmeG) im Wärmebereich vom 7. August 2008 (BGBl. I Nr. 36 S. 1658).
- GOTTE, W. & SCHUST, F. (1988): Zur Genese erzgebirgischer „Grauer Gneise“. - Z. geol. Wiss., **16**, 8: 765-778; Berlin.
- GOTTE, W. (1956): Ein Beitrag zur Kenntnis der Freiburger Gneiskuppel. - Geotekton. Sympos. H. STILLE: 371-378.
- GOTTE, W. (1985): Lagerstätten als Bestandteil geologischer Einheiten - Ganglagerstätten und ihre Nebengesteine. - Z. angew. Geol., **31**, 8: 199-207; Berlin.
- GOTTE, W. (1990): Neue Befunde zur Genese der Grauen Gneise im östlichen Erzgebirge. - Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol., **37**: 37-53; Dresden.
- GOTTE, W. (1996): Zur Genese der Grauen Gneise des Erzgebirges - einige Bemerkungen aus geologischer und historischer Sicht. - Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol., **42**: 19-26; Dresden.
- GtV Bundesverband Geothermie (2010): Induzierte Seismizität - Position der GtV-BV Geothermie e.V. - Berlin, 13 S.
- HAMMER, J., EIDAM, J., RÖBER, B. und EHLING, B.-C. (1999): Prävariscischer und variscischer granitoide Magmatismus am NE-Rand des Böhmisches Massivs - Geochemie und Petrogenese. - Z. geol. Wiss. 27: 401-415; Berlin.
- HILLER & SCHUPPAN (2008): Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda. - Band 14 der Bergbaumonografien, 171 S., 25 Beilagen.
- HOFMANN, J. (1965): Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg. - Freiberg. Forsch.h. C **191**: 11-152; Leipzig.
- HOFMANN, M.; LINNEMANN, U.; GERDES, A.; ULLRICH, B.; SCHAUER, M. (2009): Timing of dextral strike-slip processes and basement exhumation in the Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone): the final pulse of the Variscan Orogeny in the Bohemian Massif constrained by LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon data. - Geological Society, London, Special Publications 2009; v. 327; p. 197-214.
- HURTER, S. (Hrsg.) Atlas of geothermal Resources in Europe, ISBN 92-828-0999-4, Luxembourg, 1996.
- Institut für Energetik und Umwelt (IfE) gGmbH (2003): Expertise zur Nutzung erneuerbarer Energien in Sachsen. - Unveröff. Endbericht, Leipzig.
- KALTSCHMITT, M., HUENGES, E., WOLFF, H. (Hrsg.) 1999: Energie aus Erdwärme. - Dt. Verlag f. Grundstoffindustrie, Stuttgart.

- KARP, T.; HENNING, H.; KLIMMER, G.; SCHWABE, J. (2009): Ergebnisbericht über Reprozessing 2D-reflexionsseismischer Daten des tiefenseismischen Profils MVE 90 im Bereich Elbezone. - unveröff. Ergebnisbericht, Geophysik GGD Leipzig (24 S.), Leipzig.
- KNOTHE, CH.; WALTHER, K.-F. (1968): Vorbereitung und Durchführung einer seismischen Tiefensondierung im Grenzgebiet DDR-CSSR. - Freiburger Forsch.h. **C 239**: 5-47, 16. Bild., 5 Tabelle, Leipzig.
- KOCH, E. A. (1988): Geologische Karte 1 : 10 000 - Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen; Gebiet Weißenborn-Oberbobritzsch. - Unveröff. Feldreibleit, VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- KOCH, E. A. (2004): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1 : 25 000 Blatt 5146 Lichtenberg mit Erläuterungen. - 3., neu bearb. Aufl.; 90 S. : 15 Abbildung., 18 Tabelle, Lit.; LfUG Freiberg.
- KONIETZKY, H.; WALTER, K.; LUNOW, CH. (2010): Tiefengeothermie Sachsen, Spannungsfeldmodellierung Vorzugsgebiet Freiberg, unveröff. Teilbericht 2/4, 81 S.; TU Bergakademie Freiberg; Auftraggeber Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Freiberg.
- KOVÁŘIKOVÁ, P.; SIEBEL, W.; JELÍNEK, E.; ŠTEMBROK, M.; KACHLÍK, V.; HOLUB, F.; BLECHA, V. (2010): Dioritic Intrusion of the Slavskovsky les (Kaiserwald), western Bohemia: their origin and significance in late Variscan granitoid magmatism. - Int. J. Earth Sci (Geol. Rdsch.) 99: 545-565.
- KRAFT, M. & G. TISCHENDORF (1960): Die Ergebnisse von Tiefbohrungen im Freiburger Lagerstättenbezirk. - Z. angew. Geol. **6**, 8, 375-383, Berlin.
- KRAMER, W. (1962): Petrographische und geochemische Untersuchung der Porphyrgänge des Freiburger Raumes. - unveröff. Diplomarbeit, 87 S., 68 Abbildung., 56 Lit., TU Bergakademie Freiberg.
- KRANZ, K.; DILLENARDT, J. (2009): Mine water utilization for geothermal purposes in Freiberg, Germany. - determination of hydrogeological and thermophysical rock parameters. - Mine water Environ, DOI 10.1007/s10230-009-0094-4.
- KUSCHKA, E. (1989): Zur Tektonik der Spatgänge führenden Bruchstrukturen im paläozoischen Grundgebirge Südwest- und Mittelsachsens / Versuch einer Klassifikation tektonischer Bruchzonen und Störungssysteme mit Bewertung ihrer Perspektivität auf Fluorit- und Barytlagerstätten. - Z. Geol. Wiss., **17**, 5: 445-462, Berlin.
- KUSCHKA, E. (2002): Zur Tektonik, Verbreitung und Minerogenie sächsischer hydrothermaler Mineralgänge. - Geoprofil. - 183 S., 70 Abb., 6 Tabelle, 384 Lit. Landesamt für Umwelt und Geologie Freiberg.
- LEUCHT, M. (2010): Soziale Akzeptanz von Tiefer Geothermie in Deutschland - Sonderheft 2010, S. 42-49.
- LIAG (2008): Karten des Temperaturfeldes im Untergrund Deutschlands. - www.liag-hannover.de.
- LORENZ, M.; TITTES, M. (2008): Bericht zur Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit sächsischer Gesteine. - Unveröff. Bericht Geologische Landesuntersuchung GmbH Freiberg; 15 S.; 5 Anlage Mit 94 Blatt; Auftraggeber Sächsisches LfULG Freiberg.
- LORENZ, W.; KRUTAK, G.; LEONHARDT, D.; PÄLCHEN, W.; ROSCHER, O.; SCHIRN, R.; STANDKE, G.; WITTHAUER, B. (1979): Ergebnisbericht stratiforme Vererzungen Erzgebirge, Gebiet Freiberg-Nord (Felsitzzone). - Unveröff. Ergebnisbericht, 114 S., 46 Anlage, 37 Lit., VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg.
- MATTERN, F. (1996): The Elbe zone at Dresden - a Late Paleozoic pull-apart intruded shear zone. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **147**, 57-80.
- MCNEEL, R. & Associates (2009): Rhinoceros.
- Ministerium für Umwelt, Naturschutz und Verkehr Baden-Württemberg (2009): Ergebnisprotokoll zur Expertenanhörung zum Thema „induzierte Seismizität durch Geothermiekraftwerke“. - Stuttgart, 26.11.2009.
- MÖBUS, G. (1964): Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge-Elbtalzone-Lausitzer Grundgebirge-Westesudeten. - Abh. Dt. Akad. Wiss., **5**, (114 S.), Berlin.
- MÜLLER, H. (1901): Die Erzgänge des Freiburger Bergreviers. - Leipzig.
- MÜLLER, A.; BREITER, K.; SELTMANN, R.; PECSKAY, Z. (2005): Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. - Lithos **80** (2005) 201-227, Elsevier B.V.
- NASDALA L., WENZEL T., PIDGEON R. T. and KRONZ A. (1999) Internal structures and dating of complex zircons from Meissen Massif monzonites, Saxony. - Chem. Geol. **156**, 331-341.
- OELSNER, C. HURDIG, E. (1979): Zur geothermischen Situation im Erzgebirge. - Freiburger Forsch.h. **C 350**, Freiberg.
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.), (2008): Geologie von Sachsen, Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. E-Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, (537 S.), Stuttgart.
- PASCHEN, H., OERTEL, D., GRÜNWARD, R. (2003): Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland (TAB-Arbeitsbericht Nr. 84).
- PFEIFFER, L. (1964): Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs. - Freib. Forsch. H. **C179**.
- PIETSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen. -VEB Dt. Verlag der Wissenschaften, (870 S.) Berlin.
- REICHEL, W.; SCHAUER, M. (2006): Das Döhlener Becken bei Dresden. - Bergbaumonographie Bd. 12, Landesamt f. Umwelt u. Geologie - Oberbergamt (271 S.), Freiberg.
- RÖSLER, H. J.; BOTHE, M. (1990): Bemerkungen zur Petrologie des Granits von Niederbobritzsch bei Freiberg und zur Bildung

- der Allanite. - Beiträge zur Geologie von Sachsen. - 37, S. 73-101; Dresden.
- RÖSLER, H.-J. & BUDZINSKI, H. (1994): Das Bauprinzip des Granits von Niederbobritzsch bei Freiberg (Sa.) auf Grund seiner geochemischen Analyse. - Z. geol. Wiss., **22**, 3/4: 307-324; Berlin.
- RŮŽEK, B. et al. (2007): Inversion of travel times obtained during active seismic refraction experiments CELEBRATION 2000, ALP 2002 and SUDETES 2003. - *Studia Geophysica et Geodaetica*: **51**: 141-164.
- RYBACH, L. (2004): EGS - The State of the Art - Tagungsband der 15. Fachtagung der Schweizerischen Vereinigung für Geothermie, Stimulierte geothermische Systeme, 7 S., Basel
- RYBACH, L. (2008): Geothermie weltweit - Stand und Perspektiven. - Kongressband Geothermiekongress Karlsruhe, S. 11-15.
- Sächsisches Staatsministerium für Wirtschaft und Arbeit (Hrsg., 2003): Energiebericht 2003 für den Freistaat Sachsen.
- SCHABERG (1998, zit. in KRANZ & DILLENARDT 2009).
- SCHAUER, M. & WALTER, H. (2005): Das Briesnitzer Becken bei Dresden (Sachsen). - *Geoprofil* **12**, 99-108, 6 Abbildung., Freiberg.
- SCHMIDT, K. (1956): Die Granodiorite des Elbtals. - *Abh. Dt. Akad. Wiss.*, 4, (45 S.), Berlin.
- SCHNEIDER, J. W. & REICHEL, W. (1989): Chondrichthyer-Eikapseln aus dem Rotliegenden (Unterperm) Mitteleuropas - Schlussfolgerungen zur Paläobiologie paläozoischer Süßwasserhaie. - *Freib. Forsch. H.* **C 436**, 58-69, 5 Abbildung., 1 Taf., Leipzig.
- SCHÖN, J. (1983): *Petrophysik : physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen / Jürgen Schön.* - Berlin : Akad.-Verl., 1983. - 405 S. : 194 Abbildung., 70 Tabelle - Lit.
- SCHUST, F., WASTERACK, J. (2002): Granitoid-Typen in postkinematischen Granitoidplutonen: Abbildungilder von autonomen Intrusionsschüben - Beispiele vom Nordrand des Böhmisches Massivs (Erzgebirge-Harz-Flechtinger Scholle-Lausitz). - *Z. geol. Wiss* 30:77–117.
- SCHÜTZ, H. (2010): Bericht zum Reprocessing des Tiefenseismischen Profils DEKORP MVE90 im Teilabschnitt der Elbezone. - unveröff. Bericht, TU Bergakademie Freiberg (36.S.), Freiberg.
- SCHÜTZEL, H.; KUTSCHKE, D. & WILDNER, G. (1963): Zur Problematik der Genese der „Grauen Gneise“ des sächsischen Erzgebirges (Zirkonstatistische Untersuchungen). - *Freiberg. Forsch.h. C* **159**: 1-65; Leipzig.
- SHARP, W. D., WENZEL, T., NASDALA, L., MERTZ, D. F. and BECKER, T. (1997) Geochronology of Hercynian Meissen Massif magmatic rocks based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar (amphibole, mica) and ²⁰⁶Pb/²³⁸U SHRIMP (zircon) data. - *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 108-109.
- STANEK, K. P. (2010): Projekt Tiefengeothermie Sachsen - Bericht zum geologischen Strukturmodell des Vorzugsgebietes Freiberg. - Unveröff. Forschungsbericht TU Bergakademie Freiberg, 14 S.; 8 Anlage; Auftraggeber Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Freiberg.
- STANEK, K. P. (2010): Bericht zum geologischen Strukturmodell des Elbtales zwischen Meißen und Pirna. - Unveröff. Forschungsbericht TU Bergakademie Freiberg, 27 S.; 15 Anlage; Auftraggeber Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Freiberg
- STANEK, K.P. und RENNO, A.D. (2001): Bericht zur Kartierung des Tharandter Vulkanit-Komplexes auf den Messtischblättern (1 : 25 000) Tharandt (5047) und Freiberg (5046). - Unveröff. Kartierungsbericht, Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.
- STÜWE, K. (2007): *Geodynamics of the lithosphere*, Springer, 403 p.
- Strategiepapiere 2008/2009 sowie vom 17.02.2009 des SMUL.
- TICHOMIROVA 1998, 1999, 2000, 2001, TICHOMIROVA et al. 1995, 2001.
- TICHOMIROVA, M. (1997): ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Einzelzirkondatierungen zur Bestimmung des Intrusionsalters des Niederbobritzscher Granits. - *Terra Nostra*, No. 8, 183-184.
- TICHOMIROVA, M. (2002): Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology - a case study in Lusatia and Erzgebirge (Saxo-Thuringia, eastern Germany). - *Chem, Geol.* **191**, 209-224.
- TICHOMIROVA, M.; BELYATSKI, B. V.; NASDALA, L.; BERGER, H.-J.; KOCH, E. A. & BOMBACH, K. (1996): Zircon dating of grey gneisses from the Eastern Erzgebirge. Comparison of different dating methods (Pb/Pb evaporation, conventional U/Pb, SHRIMP) and geological meaning, *Proceedings des Freiburger Isotopenkolloquiums 1996*: 241-249; Freiberg.
- TICHOMIROVA, M.; BERGER, H.-J.; KOCH, E. A.; BELYATSKI, B. V.; GÖTZE, J.; KEMPE, U.; NASDALA, L. & SCHALTEGGER, U. (2001): Zircon ages of high-grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides) - constraints on origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan fold belt. - *Lithos*, **56**: 303-332; Amsterdam.
- TONNDORF, H. (2000): Die Uranlagerstätte Königstein. - *Bergbaumonographie Bd. 7*, Landesamt f. Umwelt u. Geologie - Oberbergamt (208 S.), Freiberg.
- TONNDORF, H. (2008): Zur Metallogenie des Urans im Ostdeutschen Deckgebirge. - *Freiberger Forsch.h. C* 527
- VERBAND BERATENDER INGENIEURE VBI (2010): VBI-Leitfaden Tiefe Geothermie, Band 21 der VBI-Schriftenreihe, 1. Aufl. Februar 2010, Berlin, 108 S.

- WAGNER, ST.; SCHÜTZ, H. (2010): Forschungsbericht Tiefengeothermie Sachsen - Geothermische 3D-Modelle.- unveröff. Bericht TU Bergakademie Freiberg (27 S.), Freiberg.
- WAGNER, ST. (2007): Tiefengeothermie-Studie für einen geologisch-geophysikalisch begründeten Standort in der Beispielregion Gera-Jachymov-Zone in SW-Sachsen und Entwicklung methodischer Schritte für eine Fündigkeitsprognose im sächsischen Grundgebirge. - unveröff. Forschungsbericht Teil I, TU Bergakademie Freiberg, 69 S.
- WAGNER, ST. (2008): Tiefengeothermie-Studie für einen geologisch-geophysikalisch begründeten Standort in der Beispielregion Gera-Jachymov-Zone in SW-Sachsen und Entwicklung methodischer Schritte für eine Fündigkeitsprognose im sächsischen Grundgebirge unter Einbeziehung bisheriger Erfahrungen mit der HDR-Technik im mitteleuropäischen Raum. - unveröff. Forschungsbericht Teil II, TU Bergakademie Freiberg, 45 S.
- WALLNER, O.; HILLER, A.; FRENZEL, M.; ARNDT, A.; FROMMHOLD, R. (2009): Detaillierte geowissenschaftliche Datenaufbereitung im Vorzugsgebiet Aue-Schwarzenberg im Rahmen des Tiefengeothermieprojektes Sachsen. – unveröff. Bericht, Wismut GmbH, Chemnitz.
- WENZEL, T., MERCOLLI, I. and OBERHÄNSLI, R. (1991): The plutonic rock of the Meißner massif 26 (Germany): evidence for open and closed system fractionation processes. - Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **71**, 371-390.
- WENZEL, TH., MERTZ, D.F., OBERHÄNSLI, R., BECKERT, T. and RENNE, P.R. (1997) Age, geodynamic setting, and mantle enrichment processes of a K-rich intrusion from the Meissen Massif (Northern Bohemian Massif) and implications for related occurrences from the Mid-European Hercynides. - *Geol. Rdsch.* **86**: 556-570.
- WENZEL, T., OBERHÄNSLI, R. and MEZGER, K. (2000): K-rich plutonic rocks and lamprophyres from the Meissen Massif (northern Bohemian Massif): Geochemical evidence for variably enriched lithospheric mantle sources. - *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **175**, 249-293.
- WETZEL, H.-U. (1982): Aspekte der bruchtektonischen Gliederung des Osterzgebirges. - *Z. geol. Wiss.*, **10**, 5: 635-644; Berlin.
- WETZEL, H.-U.; SELTMANN, R. (1991): Aspekte der Entwicklung von Bruchstrukturen im Osterzgebirge und der Kontrolle späet- bis postvariszischer Mineralisationen / H.-U. Wetzel ; R. Seltmann. - 6 Abbildung. - 10 Lit. In: Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm DEKORP / Abstracts, Proceedings MVE"90 - Workshop Freiberg, 20.-22.06.1991. - 2. - Freiberg. - (1991), S. 130-135.
- WINTER, C., BREITKREUZ, C. und LAPP, M. (2008): Textural analysis of a Late Palaeozoic coherent-pyroclastic rhyolitic dike system near Burkardsdorf (Erzgebirge, Saxony, Germany). In: THOMSON, P. & PETFORD, N. (eds.) *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic systems*. - *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 302, 199-221.
- WOLF, P., FELIX, M. (2009): Rahmenkonzept Tiefengeothermie Freistaat Sachsen. - Unveröff. Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg, 35 S, 15 Anlagen.
- ZANG, A. & STEPHANSON, O. (2010): *Stress field of the earth's crust*, Springer, 322 p.
- ZOBACK, M.D. (2007): *Reservoir Geomechanics*, Cambridge University Press, 449 p.

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: + 49 351 2612-0
Telefax: + 49 351 2612-1099
E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de
www.smul.sachsen.de/lfulg

Autoren:

Hans-Jürgen Berger, Dr. rer. nat. Manfred Felix, Sascha Görne, Erhard Koch,
Dr. rer. nat. Ottomar Krentz
LfULG, Abteilung Geologie/Projektgruppe Geothermie
Halsbrücker Str. 31a, 09599 Freiberg
Dr. habil. Andrea Förster, Dr. habil. Hans-Jürgen Förster
Helmholtz-Zentrum Potsdam; Deutsches GeoForschungsZentrum, Sektion 4.1
Telegrafenberg, F 221, 14473 Potsdam
Prof. Dr.-Ing. habil Heinz Konietzky, Christian Lunow, Katrin Walter
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geotechnik
Gustav-Zeuner-Str. 1; 09599 Freiberg
Holger Schütz
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geophysik
Gustav-Zeuner-Str. 12, 09599 Freiberg
Prof. Dr. rer. nat. habil. Klaus Stanek
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie
Bernhard-von-Cotta-Str. 2, 09599 Freiberg
Prof. Dr. rer. nat. habil. Steffen Wagner
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Bohrtechnik und Fluidbergbau
Agricolastr. 22, 09599 Freiberg

Redaktion:

Abteilung Geologie/Projektgruppe Geothermie
Dr. Manfred Felix
Telefon: + 49 3731 294-220
Telefax: + 49 3731 294-201
E-Mail: manfred.felix@smul.sachsen.de

Fotos:

Forschungsverbund Tiefengeothermie Sachsen

Redaktionsschluss:

24.11.2010

ISSN:

1867-2868

Hinweis:

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung. Die PDF-Datei ist im Internet unter <http://www.smul.sachsen.de/lfulg/6447.htm> verfügbar.

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern im Zeitraum von sechs Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen.

Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die vorliegende Druckschrift nicht so verwendet werden, dass dies als Parteinahme des Herausgebers zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte.

Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese Informationsschrift dem Empfänger zugegangen ist. Erlaubt ist jedoch den Parteien, diese Informationsschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu verwenden.