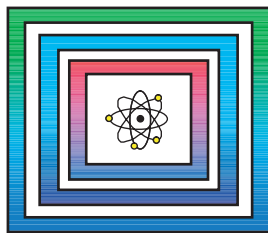


F + E Endlagerung

9Y3200020000

Tiefenlage der
Kristallin - Oberfläche
in Deutschland



Abschlussbericht

Berlin, Mai 2005

**BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
UND ROHSTOFFE
HANNOVER**

DIENSTBEREICH BERLIN

F+E Endlagerung

**Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“
in Deutschland**

- Abschlussbericht -

1. Autor:	Reinhold, Klaus, Dipl.-Geologe
2. Auftragsnummer:	9Y3200020000
3. Datum:	31.05.2005
4. Tagebuch-Nr.:	10777/05

Inhaltsverzeichnis		Seite
	Verkürzte Zusammenfassung	4
1	Einleitung und Ziel der Arbeiten	5
1.1	Begriffsbestimmungen	7
1.1.1	Kristallin	7
1.1.2	„Kristallin - Oberfläche“	8
1.1.3	Grundgebirge	8
1.1.4	Präperm - Oberfläche	10
1.2	Methoden	10
2	Geologischer Rahmen	12
2.1	Grenze Osteuropäische Plattform / Westeuropäische Plattform	12
2.2	Renoherzynikum & prävariszisches Vorland (Norddeutsches Becken)	15
2.3	Mitteldeutsche Kristallinzone	18
2.4	Saxothuringikum	19
2.5	Moldanubikum	22
3	Die Tiefenlage und Morphologie des Grundgebirges	26
3.1	Moldanubikum	26
3.1.1	Permische Peneplain	26
3.1.1.1	Bodensee Trog	28
3.1.1.2	Gifftal Trog	29
3.1.1.3	Schramberg Trog	30
3.1.1.4	Rotliegendverbreitung im Gebiet des „Mittelfränkischen Grundgebirgsrückens“	30
3.1.1.5	„Nordostbayerischer Permokarontrog“	31
3.1.1.6	Vermutete Permokarbonvorkommen	31
3.1.2	Störungen	32
3.1.2.1	Störungen im Alpenvorland- Becken	32
3.1.2.2	Störungen nördlich des Molassebeckens	35
3.1.2.3	Störungen des Oberrhein-Grabens	37
3.1.3	Tiefenlage des Grundgebirges des Moldanubikums	42
3.1.3.1	Alpenvorland	44
3.1.3.2	Oberrhein- Graben	45
3.2	Saxothuringikum	48
3.2.1	Tiefenlage des Grundgebirges im Saxothuringikum	51
3.2.1.1	Sächsisch-Thüringische Scholle	51
3.2.1.2	Niederlausitzer Senke	53
3.2.1.3	Süddeutsche Großscholle (Saxothuringikum)	53
3.2.1.4	Oberrheingraben (Saxothuringikum)	54

3.3	Mitteldeutsche Kristallinzone	56
3.3.1	Tiefenlage des Grundgebirges der MKZ	56
3.3.1.1	Saar-Nahe Senke	56
3.3.1.2	Oberheingraben, Mainzer Becken	57
3.3.1.3	Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle / Thüringer Wald	58
3.3.1.4	Thüringer Senke	59
3.3.1.5	Halle-Wittenberg Scholle	59
3.3.1.6	Nördliche Phyllitzone	60
3.3.1.7	Südliche Phyllitzone	60
3.4	Rhenoharzynikum & prävariszisches Vorland (Norddeutsches Becken)	66
3.4.1	Tiefenlage des Kristallins in Norddeutschland	69
3.4.2	Diskussion der Tiefenlage des Kristallins in Norddeutschland	71
4	Zusammenfassung	75
5	Literatur	78

ANHANG Karte

Gesamtblattzahl 91

Verkürzte Zusammenfassung

Autor: Reinhold, Klaus

Titel: Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ in Deutschland

Stichwörter: Grundgebirge, Kristallin, Kristallingestein, Kristallin-Oberfläche, Präperm-Oberfläche

Auf der Basis des geologischen Kenntnisstandes wird, der Begriffsbestimmung des Kristallins folgend, die Tiefenlage des Grundgebirges abgeleitet. Wegen des geringen Kenntnisstandes über das Grundgebirge in Norddeutschland wird in dieser Region alternativ die Präperm-Oberfläche, eine stratigraphische Grenze, für die Gesamtdarstellung gewählt. Die Ableitung der Tiefenlage des „magnetisch wirksamen Kristallins“ in Norddeutschland vermittelt einen Näherungswert für die hier zu erwartenden großen Tiefen der „Kristallin - Oberfläche“.

Durch die Charakterisierung des Grundgebirges innerhalb von fünf regionalgeologischen Zonen können Magmatite und katazonal geprägte Metamorphite im verdeckten Grundgebirge als potentielle kristalline Endlager-Wirtsgesteine abgegrenzt werden. Die Bestimmung der Tiefenlage des Grundgebirges erfolgt vorwiegend anhand von Bohrungen unter Berücksichtigung der morphologieprägenden Störungszonen und Strukturen.

Die größten zusammenhängenden Gebiete mit potentiellen kristallinen Endlager-Wirtsgesteinen, bei einer Sedimentbedeckung von bis zu 1000 m, befinden sich im Bereich des Moldanubikums und der Mitteldeutschen Kristallinzone.

1 Einleitung und Ziel der Arbeiten

Das deutsche Endlagerkonzept sieht eine sichere Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Gesteinsformationen vor. Um eine Gefährdung sowohl der heutigen Bevölkerung als auch zukünftiger Generationen auszuschließen, soll der Einschluss der Abfälle im Endlager und ihre Isolation von der Biosphäre durch ein Multibarrierensystem gewährleistet werden, das aus geologischen, geotechnischen und technischen Barrieren besteht. Der geologischen Gesamtsituation kommt dabei eine entscheidende Bedeutung zu. Geowissenschaftliche und andere Kriterien zur Auswahl von Endlagerstandorten sind z.B. im Abschlussbericht "Auswahlverfahren für Endlagerstandorte -Empfehlungen des AkEnd" (AKEND 2002) aufgeführt.

Zu den potentiellen Wirtsgesteinen für die Endlagerung radioaktiver Abfälle in Deutschland zählen Salzgesteine, Tonsteine und Kristallingesteine. Ihre generelle Eignung als Wirtsgestein unter den spezifischen geologischen Verhältnissen wurde bzw. wird derzeit durch eine Vielzahl von Forschungsarbeiten analysiert (siehe z.B. BRÄUER et al. 1994, FELDRAPPE et al. 2003, HOTH et al. 2001, HUNSCHKE et al. 2003, KOCKEL & KRULL 1995).

Die Bewertung der Kristallingesteine hat sich bisher vor allem auf die an der Oberfläche anstehenden bzw. unter geringer Bedeckung auftretenden Kristallinkomplexe mit magmatischen und hochmetamorphen Gesteinen konzentriert (BRÄUER et al. 1994, MAURER & BALZER 2001). Diese Gesteine zeichnen sich besonders durch ihre hohe Festigkeit und Hohlraumstabilität sowie durch ihre geringe Temperaturempfindlichkeit und ihr geringes Lösungsverhalten aus. Diesen für die Endlagerung günstigen Eigenschaften steht die höhere Gesteinsdurchlässigkeit bei auftretenden Klüften gegenüber. In diesem Fall ist der vollständige und dichte Einschluss der Abfälle nur durch Hinzuziehung ausreichender technischer Barrieren zu gewährleisten. Aus den bisherigen Bergbau-erfahrungen und Erkundungsergebnissen geht hervor, dass in Deutschland homogenes und ungeklüftetes Kristallingestein mit sehr geringen Gebirgsdurchlässigkeiten, in einer für die Errichtung eines Endlagerbergwerkes notwendigen räumlichen Ausdehnung, nur schwer auszuweisen ist.

Es ist darauf hinzuweisen, dass sowohl Kristallinbereiche unter hoher Sedi-
mentbedeckung als auch nur mittelgradig metamorph überprägte Gesteine bis-
her nicht mit in die Untersuchungen einbezogen worden sind. Erstere Lücke
sollte mit den hier dargestellten Arbeiten geschlossen werden. Hauptanliegen
dieses Berichtes ist es daher, den Kenntnisstand zur Tiefenlage des Kristallins
durch die Erfassung und Bewertung von geologischen und geophysikalischen
Daten darzustellen.

Da die „Kristallin - Oberfläche“ als Grenzfläche nicht in allen Teilen Deutsch-
lands exakt zu definieren ist (vgl. Kap. 1.1), wurden folgende Festlegungen ge-
troffen, um zu einer Gesamtdarstellung zu kommen:

- Abweichend von der „Kristallin - Oberfläche“ wurde als Bezug die Oberflä-
che des Grundgebirges gewählt. Dabei handelt es sich um verschiedene
Krusteneinheiten mit überwiegend paläozoischer Konsolidierung (vgl.
Kap. 1.1.3 & 2).
- Durch die Erfassung von Merkmalen der Regionaleinheiten des Grundgebir-
ges wurden die kristallinen Bereiche – Magmatite und katazonal geprägte
Metamorphite – abgegrenzt, so dass kristalline Regionen unterschiedlicher
Grundgebirgsstockwerke (z.B. Cadomisches, Kaledonisches oder Variszi-
sches Stockwerk) aushaltbar bleiben (vgl. Kap. 3).
- Für die Übersichtsdarstellung wurde, unter Berücksichtigung der nur be-
grenzt verfügbaren Daten in Norddeutschland und der Vergleichbarkeit mit
dem südlich anschließenden variszisch geprägten Grundgebirge, die Tiefen-
lage der Präperm-Oberfläche gewählt (vgl. Kap. 3.4).
- Modellvorstellungen und gegebene Fakten sind zu einem Gesamtmodell
zusammengefasst worden.

Auf dieser Basis kann eine flächenhafte Darstellung der Tiefenlage einer geolo-
gischen Stockwerksoberfläche erfolgen, die in Teilen gleich der „Kristallin -
Oberfläche“ ist. Die erzielten Ergebnisse werden zukünftig mit den Untersu-
chungen zur Eignung und Verbreitung anderer Wirtsgesteine auch im Hinblick
auf das mögliche Vorhandensein von Kristallin unter entsprechend geeigneten
Barrieregesteinen verknüpft.

1.1 Begriffsbestimmungen

1.1.1 Kristallin

Nach KEAREY (2001) handelt es sich bei dem Begriff „Kristallin“ (*crystalline rock*) um eine Sammelbezeichnung für magmatische und metamorphe Gesteine im Gegensatz zu sedimentären Gesteinen. Analog wird auch der geologische Begriff „Kristallin“ – im Unterschied zum mineralogischen – im LEXIKON DER GEOWISSENSCHAFTEN (2002) verwandt.

Folglich zählt zum Kristallin eine breite Gesteinspalette von Phylliten und Grünschiefern über Glimmerschiefer und Amphibolite bis zu Gneisen und Granuliten, einschließlich der Magmatite. Für die weitere Unterteilung wurden bevorzugt die regionalmetamorphen Tiefenstufen Epizone, Mesozone und Katazone (nach GRUBENMANN 1904), mit den einhergehenden Druck- und Temperaturbedingungen verwendet, die später durch das Konzept der metamorphen Fazies (nach ESKOLA 1915) abgelöst worden sind. Diese berücksichtigt zusätzlich die chemische Zusammensetzung und den Mineralbestand (YARDLEY 1997).

In Abhängigkeit von der mineralogischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine bewirken extreme Druck- und Temperaturverhältnisse die Genese von kristallinen Einheiten, unterschiedlicher Metamorphosegrade (vgl. Tab. 1).

Tab. 1: Metamorphe Gesteine nach MURAWSKI 1992

Metamorphose	Indexminerale	Ausgangsgesteine					
		Magmatite		Sedimentgesteine			
		silikatreich	silikatarm	Quarz-Sandstein	Ton und sandige Tone	Mergelton	Kalk
Kontaktmetamorphose	Andalusit (Chiastolith), Cordierit, Kalzit	Keine Veränderung	Keine Veränderung	Quarzit	Knotenschiefer	Chloritschiefer	Marmor
Epizone geringe Regionalmetamorphose	Sericit, Chlorit, Serpentin, Talk, Plagioklas (Albit)	Geschieferte & mylonitisierte Granite	Chloritschiefer	Quarzit	Phyllit	Chloritschiefer	Marmor
Mesozone mittlere Regionalmetamorphose	Muscovit, Biotit, Staurolith, Disthen, Hornblende, Granat (Almandin), Plagioklas (Oligoklas)	(Ortho-) Gneis	Amphibolit	Quarzit	Glimmerschiefer	Amphibolit	Marmor
Katazone hohe Regionalmetamorphose	Biotit, Cordierit, Sillimanit, Pyroxen, Hornblende (Amphibol), Granat (Pyrop), Plagioklas	(Ortho-) Gneis	Amphibolit	Quarzit	(Para-) Gneis	Eklogit	Marmor

Günstige Wirtsgesteinseigenschaften besitzen von den Magmatiten besonders die Plutonite und von den Metamorphiten die hochmetamorphen Gesteine, die in ungestörter Lagerung sehr geringe Durchlässigkeiten aufweisen können und durch eine hohe Festigkeit und Hohlraumstabilität gekennzeichnet sind.

1.1.2 „Kristallin - Oberfläche“

Um den Anforderungen an kristalline Endlager-Wirtsgesteine gerecht zu werden, wird als „Kristallin - Oberfläche“, im Gegensatz zur allgemeinen Definition des Kristallins von KEAREY (2001), lediglich die Oberfläche der magmatischen und / oder hochmetamorphen Gesteine betrachtet. Die schwächer metamorphosierten Einheiten werden zusammen mit den gefalteten nichtmetamorphen Sedimentgesteinen betrachtet (vgl. Anl. 1)

Die geologische Herausbildung der „Kristallin - Oberfläche“ kann durch das Auftreten magmatischer Intrusionen (z.B. Granitkomplex Pretzsch- Prettin-Schönwalde), durch einen orogenen Deckenbau (z.B. Münchberger Kristallinkomplex) oder durch tiefreichende Erosion (z.B. Moldanubikum) entstanden sein (vgl. Abb. 1).

Im Untergrund des Norddeutschen Beckens, wo direkte Informationen fehlen, wurde die „Kristallin - Oberfläche“ aus Ableitungen der geophysikalischen Potentialfelddaten (Magnetik und Gravimetrie) konstruiert und als Oberfläche des „magnetisch wirksamen Kristallins“ definiert (LINDNER et al. 2004).

1.1.3 Grundgebirge

Mit dem Begriff „Grundgebirge“ (*Basement*) werden Gesteinseinheiten bezeichnet, die durch Regionalmetamorphose, Migmatisierung, magmatische Intrusionen und / oder durch eine intensive Deformation gekennzeichnet sind (DENNIS 1984).

Die diskordant gegen das Deckgebirge abgegrenzten Gesteine des Grundgebirges sind durch eine Vielzahl unterschiedlicher tektonischer Deformationstypen gekennzeichnet (vgl. Abb. 1). Im südlichen und mittleren Deutschland beginnt das Deckgebirge lokal bereits im obersten Unterkarbon, überregional markieren jedoch die Ablagerungen aus dem Oberkarbon und Rotliegend den Beginn der Deckgebirgsentwicklung über einem variszisch geprägten Grundgebirge. Das variszische Hauptfaltungsstadium ereignete sich in Mitteleuropa an der Wende Unter / Oberkarbon (Sudetische Phase).

Nördlich der variszischen Deformationsfront bilden ältere geologische Stockwerke die Grenze zwischen Grundgebirge und Deckgebirge. Über das Alter des

Deckgebirges über dem „magnetisch wirksamen Kristallin“ im Bereich des Norddeutschen Beckens kann nur spekuliert werden. Nach den Anorthosit- und Gabbro- Xenolithen in der Bohrung Schwerin 1 interpretieren KÄMPF et al. (1994) zumindest das Schweriner Schwerehoch als proterozoisches Anorthositmassiv, vergleichbar mit denen Nord- und Osteuropas. Das Deckgebirge könnte hier bereits mit altpaläozoischen Sedimenten beginnen.

Weiter nördlich, im nördlichen Schleswig-Holstein (Bohrungen Q1 und Flensburg Z1) sowie in der vorpommerschen Küstenregion (Bohrungen Rügen 5, Binz 1, Lohme 2 und Lossin 1) wurde kaledonisch deformiertes Grundgebirge erbohrt (vgl. Kap. 3.4), das von devonischem und postdevonischem Deckgebirge überlagert wird (FRANKE 1990, HOTH et al. 1993, KATZUNG et al. 2004, WALTER 1995).

Gesicherte Kenntnisse zur Tiefenlage des hochmetamorphen Kristallins im Bereich der sedimentären variszischen Faltenregionen (Renoherzynikum und Teile des Saxothuringikums) liegen nicht vor. Es ist davon auszugehen, dass die metamorphe Überprägung der gefalteten und geschieferten Sedimente über die Phyllitisierung allmählich mit der Tiefe zunimmt und schließlich in den hochmetamorphen Faziesbereich übergeht. Hier ist eine scharfe Grenzziehung nicht möglich, mit der Konsequenz, dass es bisher nicht gelungen ist, die „Kristallin - Oberfläche“ eindeutig mit geophysikalischen Methoden zu fassen.

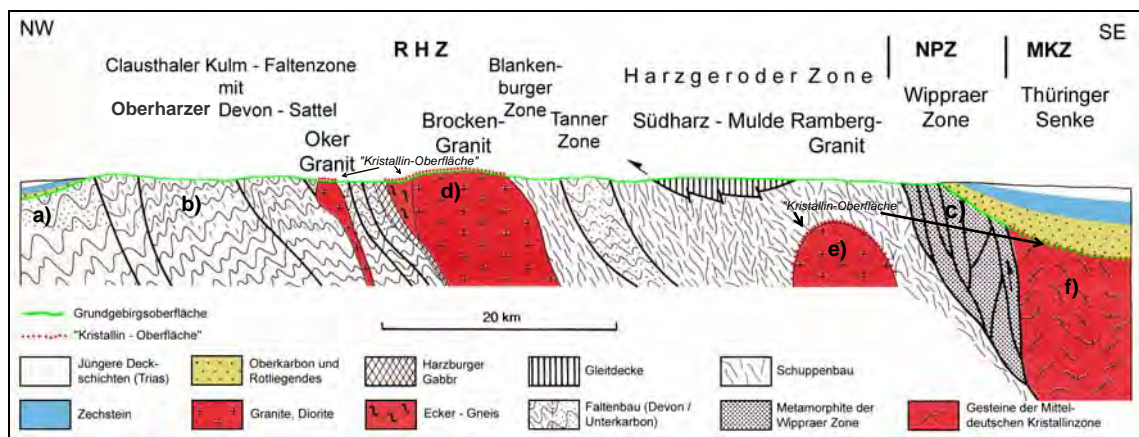


Abb. 1: Schematische Darstellung der geologischen Stockwerke, aus HENNINGSEN & KATZUNG 2002

- a) gefaltetes Grundgebirge unter Deckgebirge
- b) gefaltetes Grundgebirge anstehend
- c) metamorphes Grundgebirge anstehend bzw. unter Deckgebirge
- d) „Kristallin - Oberfläche“ anstehend
- e) „Kristallin - Oberfläche“ unter Grundgebirge
- f) „Kristallin - Oberfläche“ unter Deckgebirge

1.1.4 Präperm - Oberfläche

Als Folge der variszischen Gebirgsbildung wurden weite Gebiete in Deutschland herausgehoben und vor allem während des Oberkarbons tiefgründig erodiert. Dadurch kam es in der internen Orogenzone (Moldanubikum, Saxothuringikum) zum Anschnitt unterschiedlicher Einheiten des variszischen Grundgebirgsbaues (Permokarbone Rumpffläche), dem heute diskordant das sedimentäre Deckgebirge auflagert.

Somit gibt die präpermische Oberfläche die Tiefenlage des Grundgebirges der Varisziden wieder. Nur in relativ kleinräumigen variszischen Innensenken, besonders im Bereich des Moldanubikums und der Mitteldeutschen Kristallinzone, die bereits präsudetisch abgetragen wurden, erfolgte schon seit dem Oberkarbon eine intensive Absenkung und eine überwiegend fluviatil-limnische Sedimentation mit beachtlichen Mächtigkeiten (z.B. Saar-Nahe Senke ca. 4000 m, Saale Senke >1500 m Oberkarbon).

1.2 Methoden

Die Grundlage der Konstruktion eines geologischen Modells zur Tiefenlage der verdeckten „Kristallin - Oberfläche“ in Deutschland ist die Akquisition und Organisation von relevanten Basisdaten. Dafür konnte auf ein sehr umfangreiches Datenmaterial zurückgegriffen werden, welches direkt (z.B. Bohrungen) oder indirekt (z.B. Potentialfeldmessungen) die Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ beschreibt (vgl. Kap. 3).

Der Einsatz eines GeoInformationSystems (GIS) bietet die Möglichkeit, die sehr unterschiedlichen Datengrundlagen (Karten, Abbildungen, Bohrpunkte) effektiv in einem System zu bearbeiten. Auf der Basis georeferenzierter Daten werden die Informationen zusammen geführt und verschiedene Methoden der Datenbearbeitung genutzt, u.a. Interpolation, Klassifikation, Verschneidung und räumliche Abfragen.

Für die Gesamtdarstellung der „Kristallin - Oberfläche“ von Deutschland wird die geotektonische Felderung von Deutschland berücksichtigt. Die jeweiligen geotektonischen Einheiten geben die Grenzen vor, innerhalb derer eine Regionalisierung der Informationen zur Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ erfol-

gen kann. Auf Grund einer ähnlichen regionalgeologischen und tektonostratigraphischen Entwicklung der Einheiten sind Vergleiche und Analogieschlüsse vertretbar (vgl. Kap. 2 & 3).

Die Regionalisierung der Tiefenlage erfolgt auf der Basis von Bohrungen und geophysikalischen Messungen (z.B. Gravimetrie, Magnetik, Seismik), die zum großen Teil zusammenfassender Berichte entnommen wurden. Die Modellvorstellungen der Geologie des Grundgebirges in Deutschland basiert auf der Synthese der geologischen Erkenntnisse, deren fachliche Diskussion bis in die Gegenwart anhält (vgl. Kap. 2).

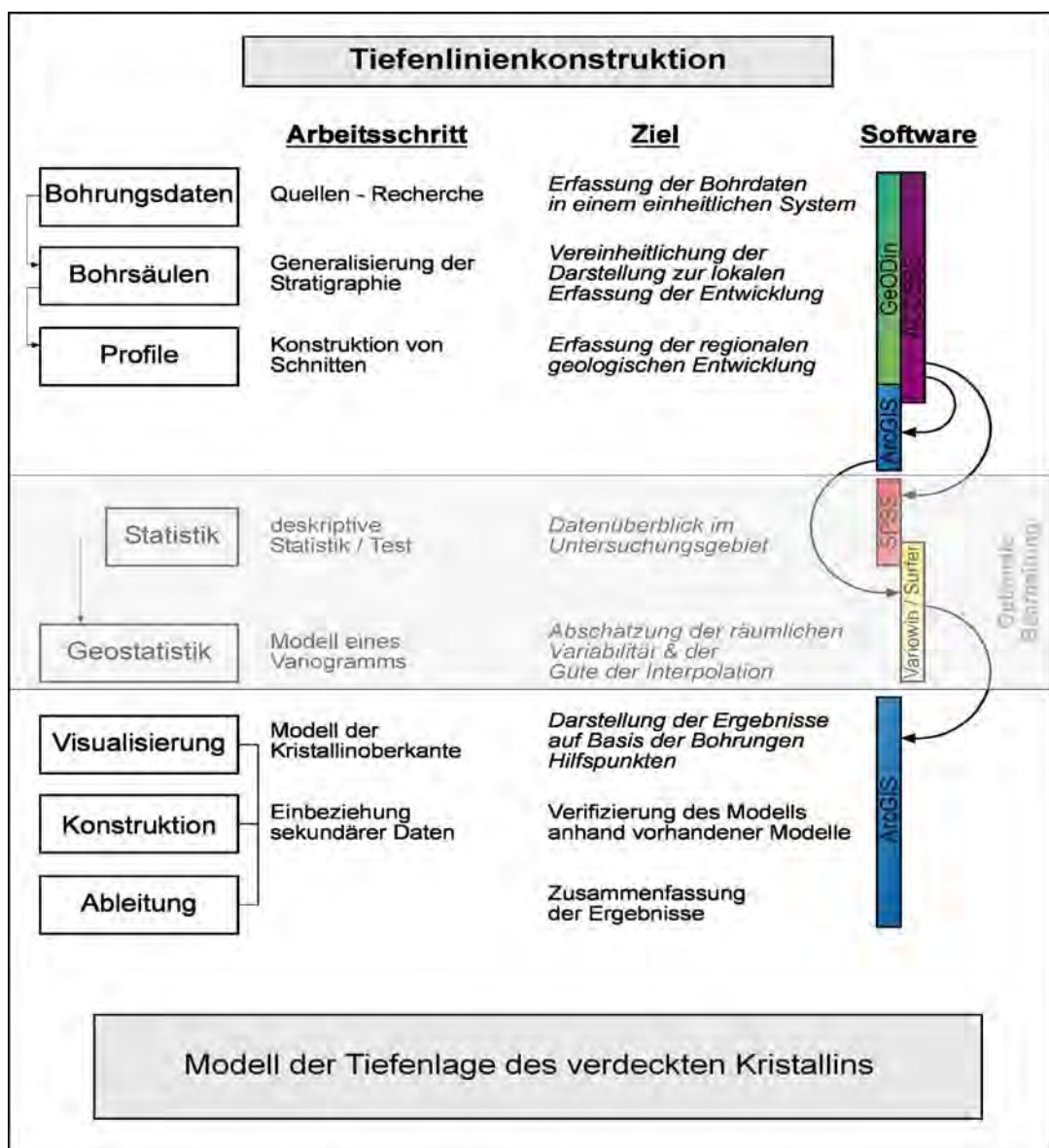


Abb. 2: Arbeitsschritte für die Erstellung eines Tiefenmodells

2 Geologischer Rahmen

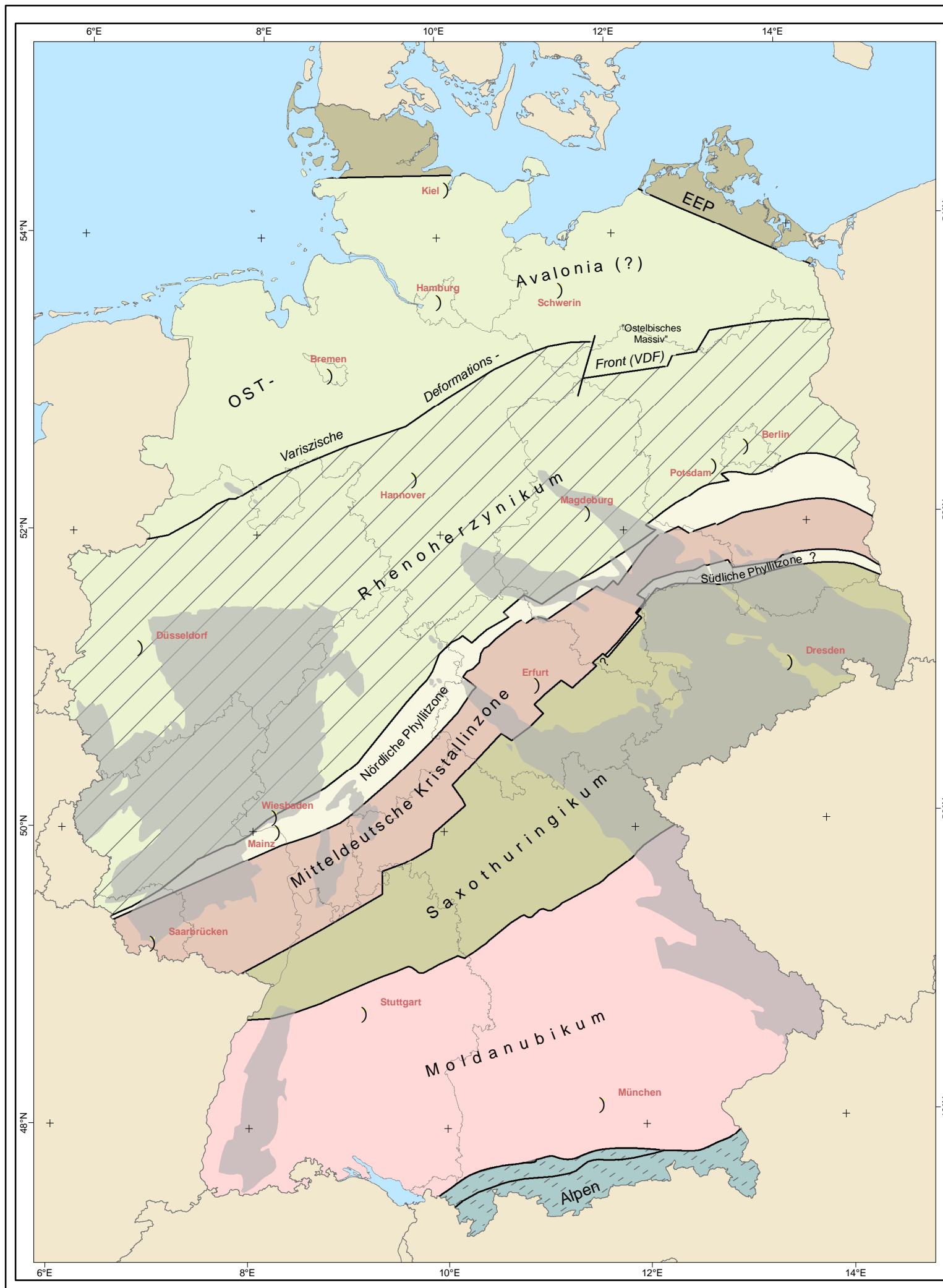
Das paläozoisch und präkambrisch deformierte Grundgebirge in Deutschland und der angrenzenden Gebiete entstand durch die Konsolidierung von Krustenblöcken, die sich in ihrer tektonostratigraphischen Vorgeschichte unterscheiden. Die paläogeographische Beziehung der Krustenblöcke und ihre plattentektonische Entwicklung werden gegenwärtig noch diskutiert (u.a. LINNEMANN & SCHAUER 1999, FRANKE 2000, WINCHESTER et al. 2002, FRANKE & ZELAZNIEWICZ 2002, ZEH & WUNDERLICH 2003, KRONER et al. 2004, HOFFMANN & FRANKE 1997, KATZUNG et al. 2004).

In Abbildung 3 sind die geologischen Einheiten mit einer ähnlichen tektonostratigraphischen Entwicklung zusammengefasst. Das Grundgebirge im südlichen und mittleren Deutschland ist Teil des variszischen Kollisionsorogens, das KOSSMAT (1927) in stratigraphisch-lithologisch-tektonische Zonen gliederte (Rhenoherynikum, Saxothuringikum, Moldanubikum). Nördlich der variszischen Deformationsfront bilden ältere geologische Einheiten unbekanntes Alter das Grundgebirge über einem fraglichen kristallinen Fundament von „Ost-Avalonia“. Im Küstengebiet Vorpommerns und im nördlichen Schleswig-Holstein erschlossen Tiefbohrungen kaledonisches Grundgebirge.

Die Festlegung der Strukturgrenzen im Grundgebirge ist auf Grund der geringen Aufschlussdichte und der wiederholten Überprägung mit nur eingeschränkter Sicherheit möglich. Zusammenfassende Übersichten zu den Strukturgrenzen von Mitteleuropa wurden durch PHARAOH (1999), FRANKE (2000) und WINCHESTER et al. (2002) veröffentlicht.

2.1 Grenze Osteuropäische Plattform / Westeuropäische Plattform

Eine der bedeutendsten lineamentären Störungssysteme in Europa ist die Trans-Europäische-Sutur-Zone (TESZ). Diese trennt die präkambrisch konsolidierte Osteuropäische Plattform (EEP) von den paläozoisch, mobilen Orogenen der Westeuropäischen Plattform (WINCHESTER et al. 2002).



LEGENDE

Tektonostratigraphische Einheiten des Grundgebirges

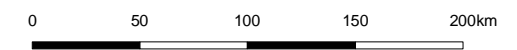
- Osteuropäische Plattform (EEP)
 - kristallines Fundament* überlagert vom kaledonischem Grundgebirgsstockwerk
- Ost - Avalonia
 - Unklarheit über den geologischen Stockwerksbau
- Ost - Avalonia / Rhenoharzynikum (RHZ)
 - gefaltete, geschieferte und sehr schwach metamorphosierte Gesteine
- Nördliche Phyllit Zone / Südliche Phyllit Zone
 - mehrfach deformierte, schwach bis grünschieferfaziell metamorphe Gesteine
- Mitteldeutsche Kristallinzone
 - verschiedenartige Plutonite und hochmetamorphe Gesteine
- Saxothuringikum
 - verschiedenartige Magmatite und Metamorphite, zum Teil auch nur schwach deformierte Gesteine
- Moldanubikum
 - polyorogenetisch überprägtes kristallines Fundament*
- Alpen
 - Känozoische Deformationsstruktur
- anstehendes Grundgebirge inklusive anstehendes Rotliegend (z.T. unter känozoischer Bedeckung)

* kristallines Fundament = magmatische und hochmetamorphe Gesteine



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

Übersicht der tektonostratigraphischen Einheiten in Deutschland



Quellen: SÖLLIG, A. & RÖLLIG, G. (1989)
BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. [Hrsg.] (1996)
FRANKE, W. & ZELAZNIEWICZ, A. (2002)
HIRSCHMANN, G. (1995)
KOPP, J., BANKWITZ, P. & KÖHLER, R. (2001)

Projekt: **Tiefenlage der Kristallin-Oberfläche in Deutschland**

Sachbearbeiter: K. REINHOLD

BGR - Ref. B3.21

Stand: 10/2004

Abb. 3 / S. 13

Die Grenze des kristallinen Fundaments der EEP verläuft nach KATZUNG (2004) entlang der Anklamer Störung (Linie Ribnitz Damgarten- Demmin- Torgelow) im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern. Dies deckt sich mit dem Modell von HOFFMANN & FRANKE (1997), die im Stralsund- Anklamer- Tiefenbruchsystem den Verlauf der Grenze des kristallinen Basements vermuten. Im nordwestdeutschen Raum konnte durch das tiefenseismische Profil EUGENO-S 1 die Grenze ca. 50 km südlich der kaledonischen Deformationsfront fixiert werden (BERTHELSEN 1992).

Weitere Fixpunkte zum Verlauf der Grenze des kristallinen Fundaments lieferten die zwei tiefenseismische Profile BABEL und LT 7, die einen Wechsel in der Basementstruktur belegen (DADLEZ 1997) sowie das Profil DEKORP-Basin´96 (DEKORP-BASIN 1998, 1999).

Nördlich dieser Grenzlinie ist die „Kristallin - Oberfläche“ von kaledonisch verfaltetem Altpaläozoikum überlagert, welches Teil des Dänisch- Nord Deutsch-Polnischen Überschiebungsgürtels ist. Dieses kaledonische Strukturstockwerk ist ein in Richtung Norden (vgl. Abb. 5), auf das Kristallin der Osteuropäischen Plattform, überschobener Deckenkomplex (HOFFMANN & FRANKE 1997).

Die paläogeographischen Schwellenstrukturen des zirka W-E streichenden Ringköbing- Fünen Hochs und des Arkona Hochs (vgl. Abb. 4) waren bereits im Perm aktive Hochlagen des kristallinen Basements am Rande der Osteuropäischen Plattform.

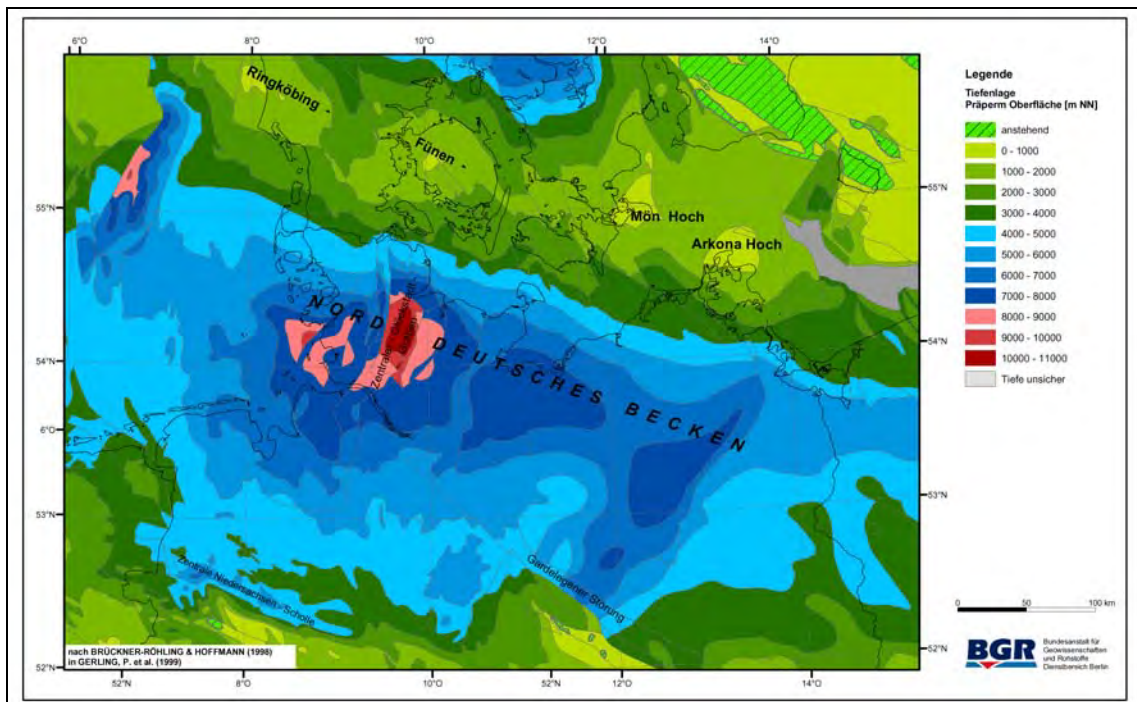


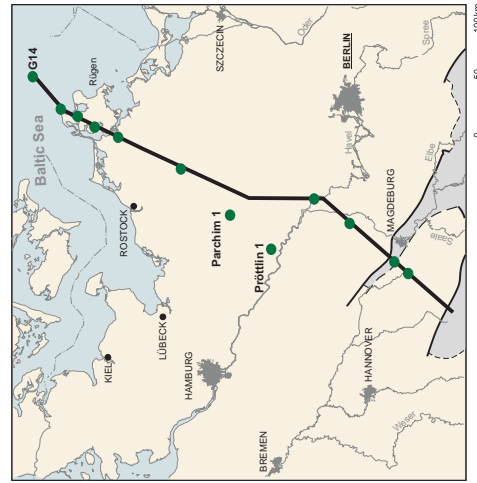
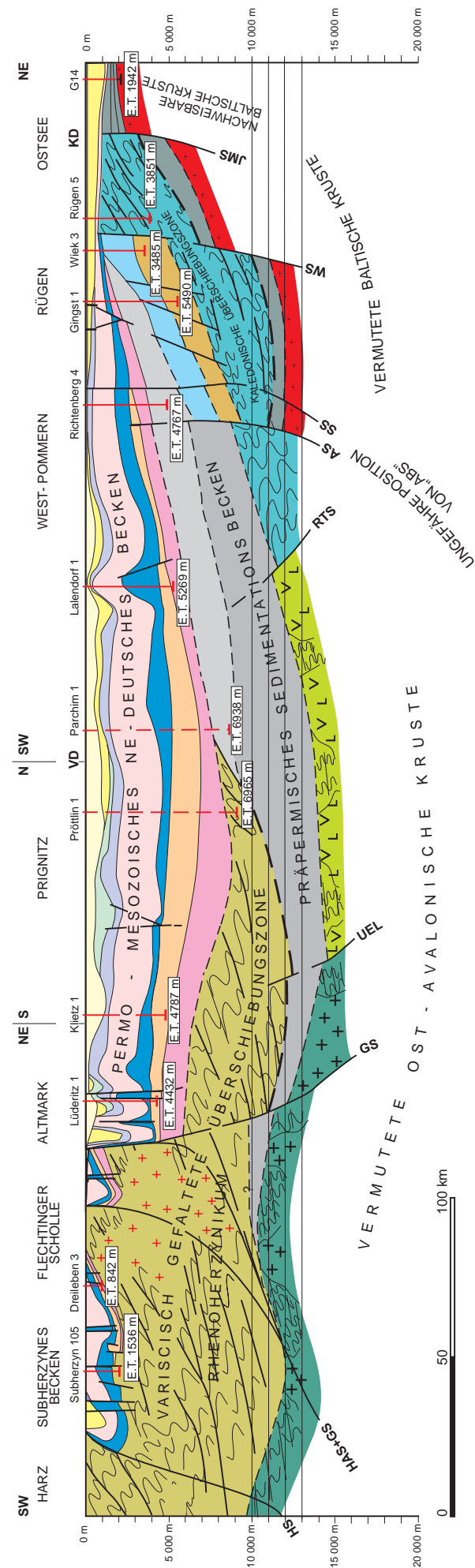
Abb. 4: Tiefenlage der Präperm-Oberfläche nach Brückner-Röhling & Hoffmann 1998; in Gerling et al. 1999

2.2 Rhenoherynikum & prävariszisches Vorland (Norddeutsches Becken)

Im Bereich des Arkona- Hochs (N- Rügen) befindet sich die Oberfläche des kaledonischen Strukturstockwerks in Tiefen von ca. 850 m. Ein Staffelbruchsystem, wodurch das kaledonische Strukturstockwerk im Küstenbereich Vorpommerns (Bohrung Loissin) bereits Teufen von ca. 7000 m erreicht, leitet über in das NW-SE streichende Norddeutsche Becken (FRANKE 1990).

Das Norddeutsche Becken (vgl. Abb. 4) ist Teil des intrakontinentalen Mitteleuropäischen Beckensystems, mit über zehn Kilometern permischen und postpermischen Sedimentablagerungen (BACHMANN & GROSSE 1989).

Der heutige Südrand des Beckens wird im Südosten durch ein System WNW-streichender Störungen mit mehreren Kilometern Versatz gebildet. Der Gardelener Abbruch, der Wittenberger Abbruch und der Lausitzer Hauptabbruch sind Teil der Mitteldeutschen Hauptabbrüche, die zu einem gestaffelten Absinken des Fundaments hin zum Nordostdeutschen Becken führen (vgl. Abb. 5). Hier belegen zahlreiche Bohrungen die Existenz eines variszischen Strukturstockwerks am Südrand des Beckens.



— Geologischer Profilschnitt
● Bohrung

Geologischer Schnitt durch NE-Deutschland vom Harz bis nördlich von Rügen basierend auf Ergebnissen geophysikalischer Beobachtungen (Seismik und Magnetotellurik) sowie Bohrungen

LEGENDE

- | | | | |
|--|------------------|--|---|
| | Känozoikum | | Ober-Karbon |
| | Oberkreide | | Unter-Karbon |
| | Unterkreide | | Karbon, allgem. |
| | Jura | | Devon |
| | Trias | | Silur-Kambrium |
| | Zechstein | | Variszisch gefaltetes Präperm Zone Rhenohertzynikum |
| | Ober-Rotliegend | | Granit, spätvariszisch |
| | Unter-Rotliegend | | Kaledonisch gestörte und überschobene Prädevonische Sedimente von Ost-Avalonien |
| | | | Kristalines Grundgebirge im Südwesten der Osteuropäischen-Plattform (Baltica) |

Magmatic Arc (nach Magnetik und Gravimetrie) (Ostelbisches Massiv)

Ost-Avalonische Kruste

Stratigraphische Grenzen
sicher, unsicher.

ABS = Avalonia - Baltica Suture,
KD = Kaledonische Deformationsgrenze,
VD = Variszische Deformationsgrenze,
AS = Anklam-Störung,
UEL = Unter-Elbe Linie,
GS = Gardelegen-Störung,
HAS = Haldensleben-Störung,
HS = Harznordrand-Störung,
JMS = Jütland Møen-Störung,
RTS = Rostock Teterow-Störung,
SS = Stralsund-Störung,
WS = Wieck-Störung.

Bohrung Pröttlin 1 und Parchim 1 wurden in Abhängigkeit ihrer tektonischen Position innerhalb der variszischen Außenzone in den Geologischen-Profilschnitt projiziert.



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

Geologischer Schnitt Nordostdeutschland
(nach Hoffmann et al. 2005)

Projekt:
Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

Auf der Basis der zahlenmäßig begrenzten geologischen Aufschlüsse sowie der Verwendung von verschiedenen geophysikalischen Sondierungsverfahren wurden mehrere Modellvorstellungen der tektonisch- strukturellen und lithologisch- faziellen Verhältnisse des Beckens entwickelt, u.a. von: BACHMANN & HOFFMANN 1995, BRÜCKNER-RÖHLING et al. 1994, FRANKE 1990, HAHN et al. 1976, KOCKEL 1998, LINDNER, H. et al. 2004, PRATSCH 1980, SCHEIBE 1976.

Danach sind am geologischen- tektonischen Aufbau des Grundgebirges im Norddeutschen Becken vermutlich folgende drei Strukturstockwerke von Nord nach Süd beteiligt:

- ein breites kaledonisches Orogen (Rügen-Kaledoniden),
- ein präkambrisch konsolidiertes Norddeutsches Massiv (Ost-Avalonia),
- die externe variszische Zone (Teil des Rhenoherynikums).

Einen Überblick über die bekannten Aufschlüsse und eine Diskussion zu den Ergebnissen führte u.a. FRANKE (1990). Danach erfolgte die Ablagerung der altpaläozoischen Beckensedimente über dem kristallinen Fundament von Ost-Avalonia. Die Rheische Suturezone zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum (einschließlich MKZ) trennt das frühpaläozoische, mit der EEP verschmolzene Ost- Avalonia, von dem erst im Zuge der variszischen Orogenese andockenden Armorika-Terrane.

Im Bereich des Rhenoherynikums (vgl. Abb. 3) sind variszische Falten- und Überschiebungsstrukturen entwickelt, die das kristalline Fundament von Ost-Avalonien im Süden überlagern. Der Einfluss der variszischen thick-skin und thin-skin Tektonik reicht bis zur variszischen Deformationsfront im Gebiet des Norddeutschen Beckens (vgl. Kap. 3.4).

Nördlich der variszischen Deformationsfront bilden ältere geologische Stockwerke die Grenze zwischen Grundgebirge und Deckgebirge, über deren Strukturbaue keine direkten Kenntnisse vorliegen. Anhand von geophysikalischen Erkundungen wird jedoch das Vorkommen eines Norddeutschen Massivs postuliert. Tiefenbohrungen haben erst wieder im Bereich der Norddeutschen Küste kaledonisch geprägtes Grundgebirge des Dänisch-Norddeutsch-Polnischen Überschiebungsgürtels nachgewiesen.

Die regional sehr kleinräumigen Aufschlüsse des Wartenstein Gneises (Südlicher Hunsrück) und des Eckergneises (Harz) könnten Ausbisse des kristallinen Basement von Ost-Avalonia sein.

2.3 Mitteldeutsche Kristallinzone

Die Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ) ist ein eigenständiger Bestandteil des variszischen Tektogengürtels, der sich im Zuge der Kollision zwischen den Terranes von Ost-Avalonia (NW) und Saxothuringia (SE) herausgebildet hat (ZEH & WUNDERLICH 2003) und durch eine Kette von Kristallinkomplexen (Para- und Orthogneise sowie Plutonite) charakterisiert ist. Die Grenze der Kristallinzone zur Nördlichen Phyllitzone wird als „Mittleuropäische Suturzone“ oder Rheinische Suturzone interpretiert (FRISCHBUTTER & LÜCK 1997, GERLING et al. 1999). Die bogenförmige Struktur der MKZ kann von den nördlichen Vogesen und dem Saar-Nahe-Becken im Westen, wo sie in der Bohrung Saar 1 sowie in der W-Flanke des Oberrheingrabens (bei Landau) aufgeschlossen ist, über den Odenwald, den Spessart, den Ruhlaer Sattel, den Untergrund des Thüringer Beckens, wo sie durch Bohrungen nachgewiesen wurde, bis zum Kyffhäuser verfolgt werden (vgl. Abb. 3). Weiter nach Osten lässt sie sich über das Hohendorfer und Dessauer Kristallin, das Massiv von Pretzsch- Prettin- Schönwalde und in zahlreichen Bohrungen zwischen Schönwalde und Guben verfolgen (KOPP et al. 2001).

Das cadomisch konsolidierte Altkristallin (oberes Neoproterozoikum) wurde durch magmatische Ereignisse in den Zeiträumen Kambrium-Ordovizium (z.B. Granitoide von Pretzsch- Prettin- Schönwalde) und weiteren Intrusionen im mittleren Silur bis zum Unter-Devon sowie am Ende des Unter-Karbons überprägt. Im Verlaufe der spät- und postvariszischen Entwicklung im Oberkarbon wurden die letzten magmatischen Intrusionen generiert (ANTHES & REISCHMANN 2001). Hinweis auf die Intrusionen in ein bereits ausgeprägtes älteres kristallines Fundament (z.B. Massive Pretzsch- Prettin) ist, dass die oberflächennahen kristallinen Vorkommen von granitischen bis granodioritisch- dioritischen Gesteinen nur noch von retromorphen epizonalen Überprägungen betroffen (z.B. Plutonitkomplex von Dessau) bzw. von Kataklasezonen durchsetzt wurden (FRANZKE et al. 1990).

Flankiert wird die Mitteldeutsche Kristallinzone von der Südlichen und Nördlichen Phyllitzone. Die Phyllitzonen zeichnen sich durch das Auftreten von parallel zur MKZ verlaufenden geophysikalischen Anomalien aus (Schweremaxima). Eine Abgrenzung vom liegenden Kristallin (im Sinne von Ortho- und Paragneisen sowie Granitoiden) konnte auf Grund fehlender Aufschlüsse bisher nicht erfolgen, wodurch die Zuordnung der Phyllitzone als Bestandteil der MKZ unsicher bleibt (FRANZKE et al. 1990).

Wechselnde Strukturelemente, variierende Metamorphosen und unterschiedliche lithologische Eigenschaften der Schwellenregion deuten auf einen komplexen geologischen Bau hin (FRANKE 2000). Dieser entstand durch die Herausbildung eines silurischen Inselbogens, der im übergeordnetem Blattverschiebungsregime Transtensionsbereiche und Transpressionsbereiche entwickelte. Diese wurden von der sich entwickelnden Rheischen- Suturezone eingearbeitet und im Verlaufe des postkollisionalen Equilibrierungsstadiums der Varisziden überprägt (KRONER et al. 2004). Die Inversion der Kristallinen Schwellenstruktur führte zur Bildung der heutigen SW-NE streichenden Senkungsbereiche von Südwestdeutschland (Saar- Nahe- Becken) bis in den mitteldeutschen Raum (Saale- Becken) mit einer oberkarbonisch- unterpermischen Molassesedimentation.

2.4 Saxothuringikum

Im Gegensatz zum Rhenoharzynikum ist das Saxothuringikum Teil des internen Gebirgskomplexes der Varisziden. Auf einem cadomisch geprägten Basement folgen kambro-ordovizische Riftsedimente (vgl. Abb. 6), die von pelagischen Sedimenten aus dem oberen Ordovizium bis zum Famenne (Oberdevon) bedeckt werden (FRANKE 2000).

Das Grundgebirge umfasst den durch die tektonogenetischen Prozesse in Anti- und Synklinorien gegliederten Unterbau mit Metamorphiten, Magmatiten (einschließlich der variszischen Granitoide) und gefalteten Sedimenten bis hin zum jüngsten Dinant (Unterkarbon). Die interne Gliederung des Saxothuringikums zeigt ein generelles SW-NE Streichen (erzgebirgisch) der Einheiten, welche durch NW-SE streichende Störungen zerblockt sind (FRANKE et al. 1995).

Im Nordwesten, Norden und Nordosten grenzt das Saxothuringikum an die Mitteldeutsche Kristallinzone. Die Abgrenzung zum Moldanubikum im Süden erfolgt entlang dem Eger- Rift- System (Ohre Graben) und dessen Fortsetzung nach Südwesten entlang der „Baden-Baden-Nürnberg-Erbendorf“ Linie. Durch die Schiefer der Zone von Baden-Baden im Nordschwarzwald ist das Saxothuringikum erneut aufgeschlossen.

Der lithologische Aufbau des Grundgebirges ist sehr heterogen. So ist die Lithologie der Lausitzer und Katzhütter Formation durch deformierte, teilweise schwachmetamorphe, magmatische und vulkano- sedimentäre Einheiten gekennzeichnet. Demgegenüber ist das Vorkommen von komplizierten variszischen Decken- und Gneisdomstrukturen (z.B. Sächsisches Granulitgebirge) bekannt, mit hochgradig metamorphisierten Gesteinen (KRONER et al. 2004).

Die NW-SE verlaufende Fränkischen Linie trennt den z.T. nur unter geringer Bedeckung liegenden Teil des Saxothuringikums im Nordosten von dem unter mehreren hundert Meter mächtigen mesozoische Einheiten verdeckten Teil der Süddeutschen Großscholle im Südosten.

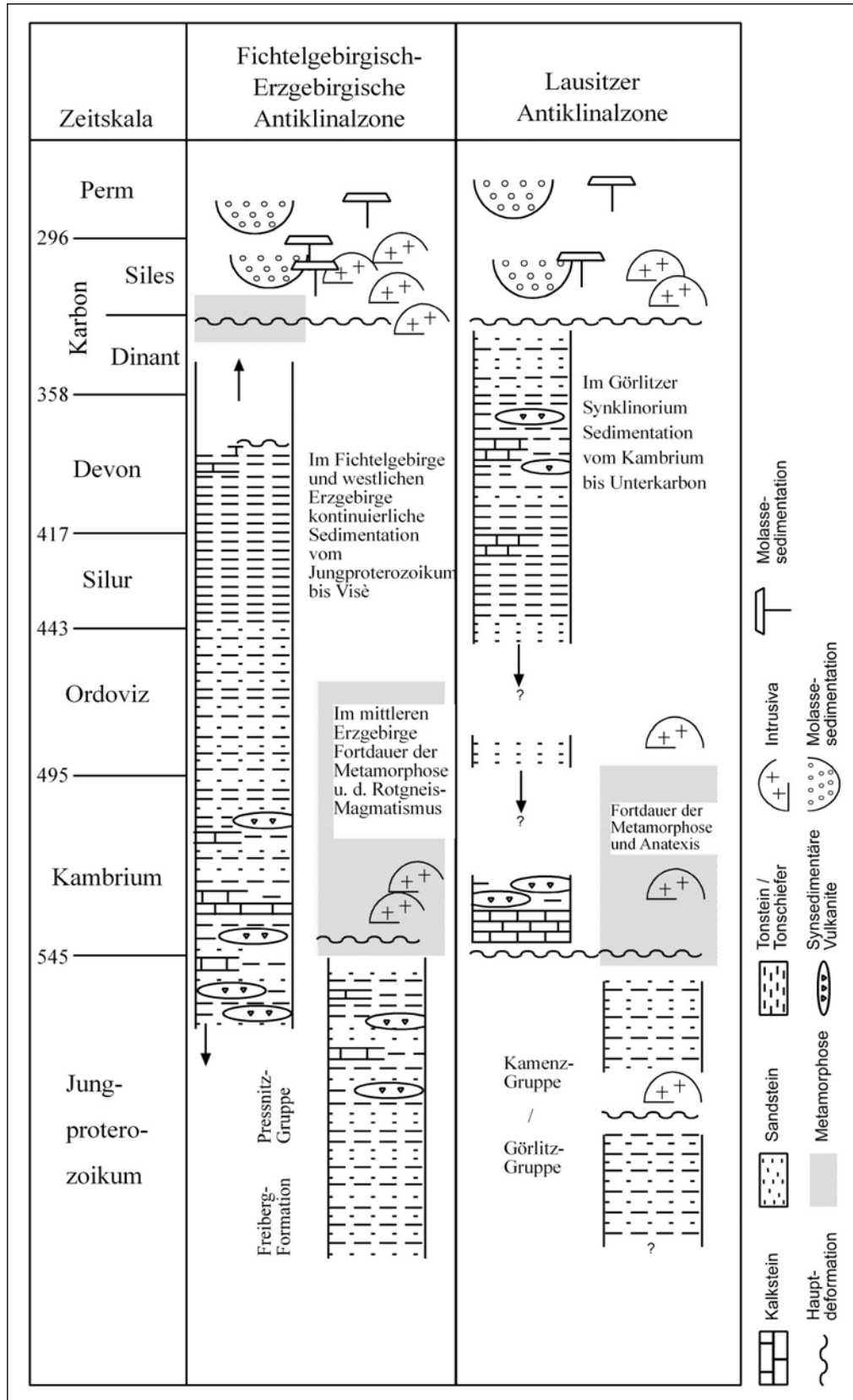


Abb. 6: Schema zur geologischen Entwicklung des Saxothuringikums (nach Walter 1995)

Zeiten der Bildung von Intrusivkörpern sowie intensiver Metamorphose des Ausgangsgesteins

2.5 Moldanubikum

Das Moldanubikum i. S. KOSSMATS (1927) bildet die wahrscheinlich aus mehreren Terranen zusammengesetzte, weithin von Metamorphiten (Gneisen, Migmatite, Amphiboliten) und Magmatiten geprägte Axialzone des bipolar gebauten variszischen Orogens. Sie streicht übertage in weiten Bereichen der Böhmisches Masse, des Oberpfälzer Waldes, des Schwarzwaldes und der Vogesen aus. Neben einer zumindest teilweisen cadomischen und frühkaledonischen metamorphen und tektonischen Prägung mehren sich die Hinweise auf eine größere Bedeutung variszischer Metamorphosevorgänge und eines weit reichenden variszischen Deckenbaus. Spät- bis posttektonische variszische Granitintrusionen sind häufig (vgl. Abb. 7) und als potentielle Endlager-Wirtsgesteine interessant. Die Grenze zum Saxothuringikum bildet die als Suture-Zone interpretierte „Baden-Baden-Nürnberg-Erbendorf“ Linie.

Das Deckgebirge beginnt mit oberkarbonisch- unterpermischen Molassen, die in intramontanen Trögen abgelagert wurden (BACHMANN & MÜLLER 1996). Flächendeckend folgen diskonform Sedimente des Mesozoikums und des Känozoikums.

Als junge Riftzone durchzieht der seit dem Unter- bis Mitteleozän eingesunkene Oberrheingraben auf einer Länge von ca. 300 km und einer Breite zwischen 20 und 45 km zwischen Basel und Frankfurt das Moldanubikum, Saxothuringikum und die Mitteldeutsche Kristallinzone (PFLUG 1982). Er zerteilt als Glied der Mittelmeer-Nordsee-Grabenzone die Kristallinaufbrüche des Schwarzwaldes und der Vogesen.

Der Moldanubische Teil des Schwarzwaldes gliedert sich nach HANEL et al. (2001) von Norden nach Süden in:

- den überwiegend aus variszischen Graniten bestehenden Nordschwarzwald, mit nur kleinen Gneisschollen,
- den mittleren Schwarzwald, in dem die Gneise etwa bis an die große Elztal-Störung deutlich abgesenkt und weniger stark anatektisch überprägt sind, als im südlich anschließenden Bereich,
- die max. 5 km breite E-W streichende Suture-Zone von Badenweiler-Lenzkirch (BLZ), wo die gering metamorphen paläozoischen Sedimenten den Südschwarzwald vom Mittleren Schwarzwald trennen und

- in das Südschwarzwaldkristallin, das zu zwei Dritteln aus unterschiedlich geprägten Granitmassiven und zu einem Drittel aus Gneisen besteht.

Am Westrand des Böhmisches Massivs (Bayerische Wald, Oberfälzer Wald) werden relativ monotone Gesteinsfolgen, hauptsächlich bestehend aus Paragneisen mit grauwackenpelitischen Ausgangsgesteinen sowie Graniten, von der „bunten“ metamorphen Abfolge unterschieden, in der häufiger Amphibolite, Marmore und Graphiteinlagerungen vorkommen. Altpaläozoische Schiefer sind im Oberpfälzer Wald (Wetzldorf- Gruppe) und im Bayerischen Wald (Osser-Gruppe) in sehr kleinräumigen Gebieten vorhanden (STETTNER 2001).

Der Bereich des verdeckten Grundgebirges ähnelt in seiner lithologischen Zusammensetzung dem Moldanubikum Ostbayerns und des Schwarzwaldes (ROHRMÜLLER 2003). Ein Nachweis altpaläozoischer Schiefer unter dem permomesozoischen Deckgebirge zwischen den anstehenden Kristallineinheiten gelang bisher nicht. Lediglich von zwei Bohrungen (Ammersee 1/69, Aichach 1/68) wurden Glimmerschiefer beschrieben, die aufgrund der spärlichen Datenlage nur eine geringe Bedeutung besitzen (DRONG 2003). Die Bohrung Urach 3 repräsentiert mit 1732 m erbohrtem Kristallin (vgl. Abb. 8) den größten Grundgebirgsaufschluss des verdeckten Kristallins der Moldanubischen Zone in Süddeutschland (STENGER 1982).

Nach Süden taucht die verdeckte „Kristallin - Oberfläche“ unter das Molasse-Becken der Alpen ab.

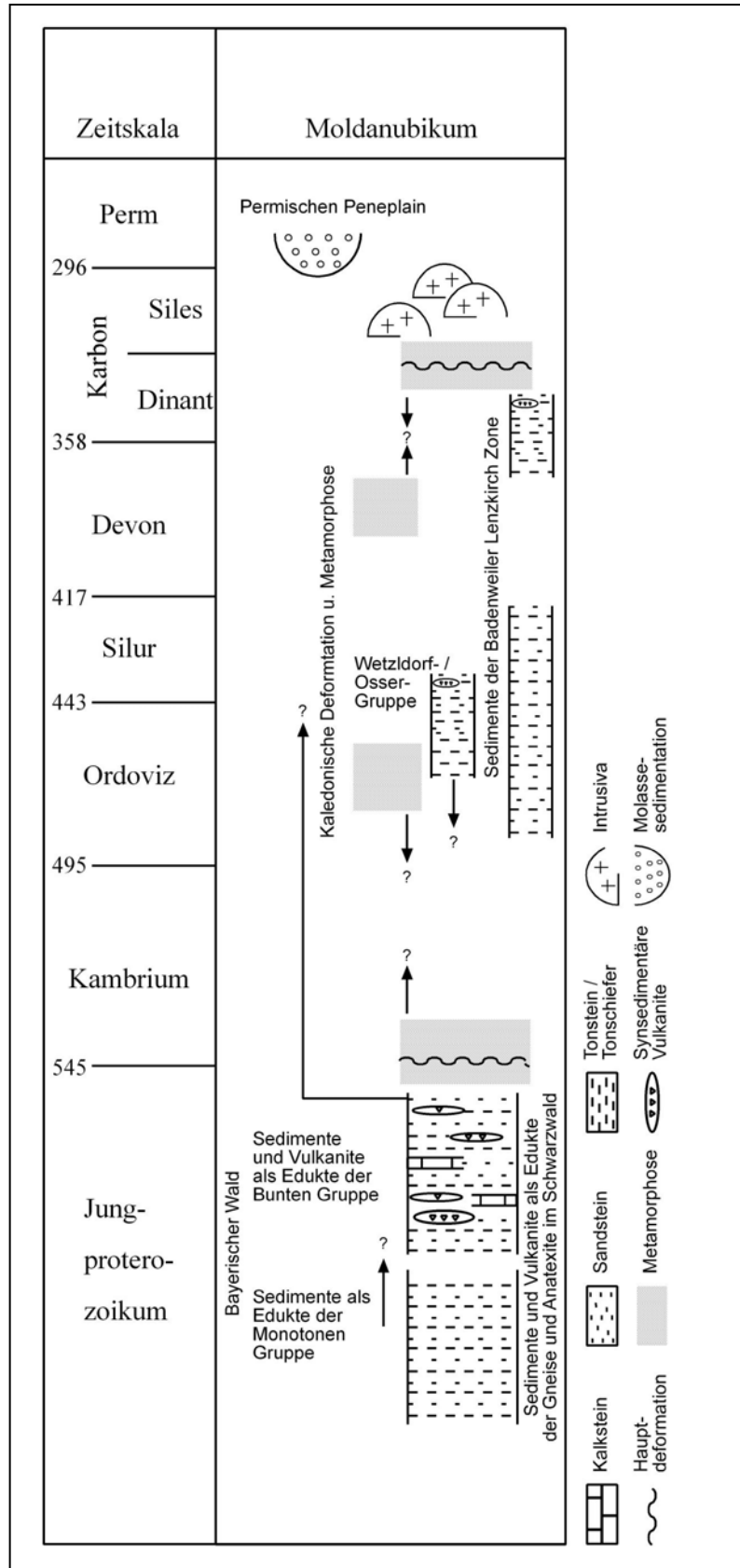


Abb. 7: Schema der geologischen Entwicklung des Moldanubikums, n. Walter 1995 verändert

Zeiten der Bildung von Intrusivkörpern sowie intensiver Metamorphose des Ausgangsgesteins

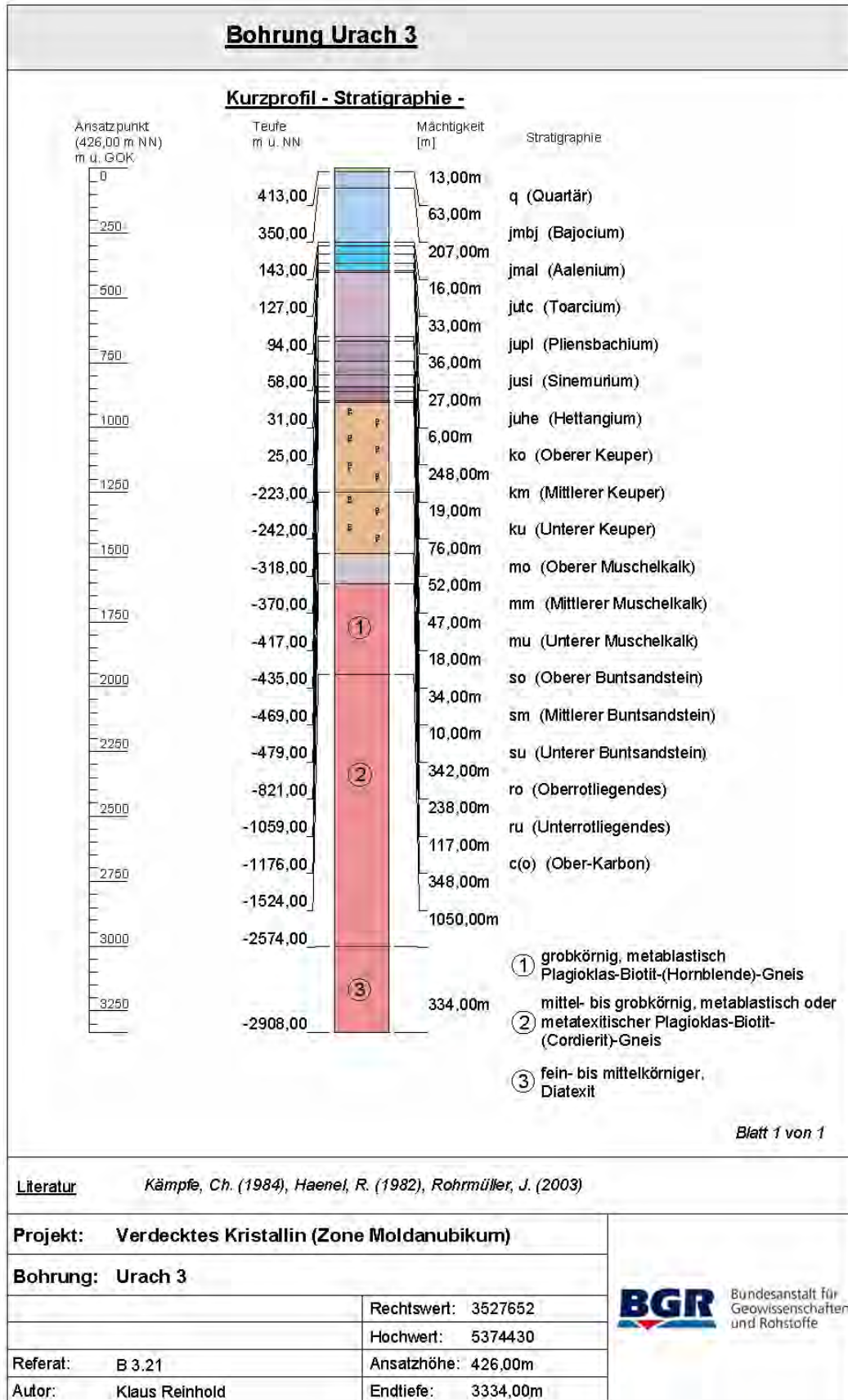


Abb. 8: Kurzprofil der Bohrung Urach 3, nach Kämpfe 1984, verändert

3 Die Tiefenlage und Morphologie des Grundgebirges

3.1 Moldanubikum

Eine Übersichtskarte des Molassebeckens auf der Basis geologischer Neukartierungen veröffentlichte SCHMIDT-THOMÉ et al. (1955). Darstellungen der Tiefenlage des Grundgebirges im Bereich des Molassebeckens wurden durch PRODEHL (1962, 1964) und G.R.G.E.S. (1964) erarbeitet. Umfangreiche Zusammenstellungen des Bohrdatenbestandes für den Süddeutschen Raum erfolgten durch KÄMPFE (1984), STAMM & GOERLICH (1988), STETTNER (2001), BADER & BRAM (2001) sowie ROHRMÜLLER (2003) und DRONG (2003) (vgl. Abb. 9).

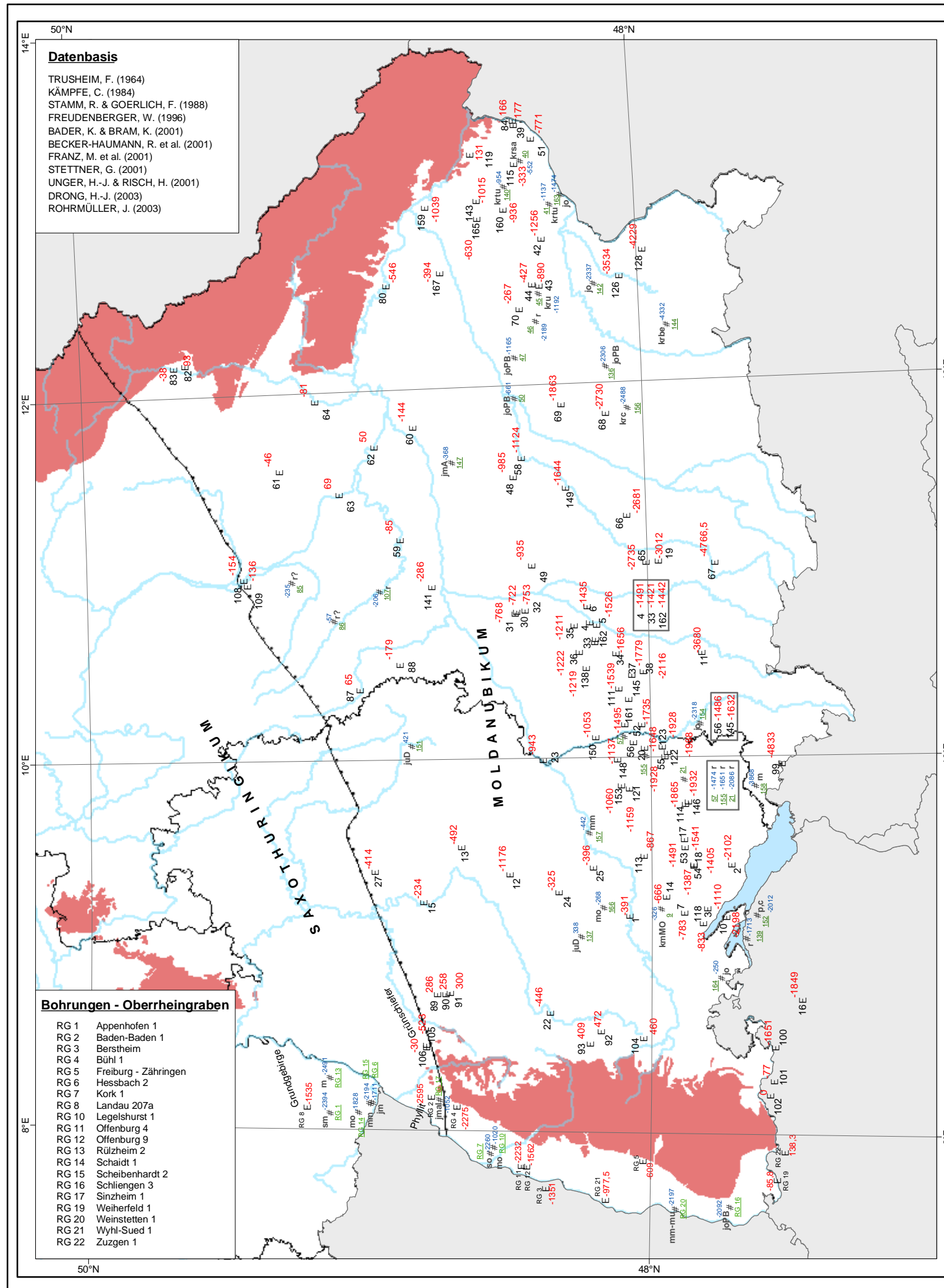
Die für Interpolationen wichtigen Informationen zur strukturgeologischen Entwicklung des Süddeutschen Raums wurden von verschiedenen Autoren zusammenfassend publiziert (BACHMANN & MÜLLER 1991, BACHMANN et al. 1987, HAUNSCHILD & JERZ 1981, ROHRMÜLLER et al. 1996, TRUSHEIM 1964).

Der Oberrheingraben war ebenfalls Gegenstand intensiver geowissenschaftlicher Forschungen. Zusammenfassende Publikationen wurden u.a. von HÜTTNER (1991), ILLIES & MÜLLER (1970) und PFLUG (1982) veröffentlicht. Geophysikalische Forschungen erfolgten im Rahmen des Deutschen Kontinentalen Reflexionsseismischen Programms (DEKORP), die durch WENZEL et al. (1991) und BRUN et al. (1991) veröffentlicht wurden.

Eine großräumige Darstellung der geologischen und tektonischen Verhältnisse des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben gab SAUER & MUNCK (1979). Weitere Übersichtskarten der Mächtigkeitsverteilungen vom Rotliegend bis zum Jura im Oberrheingraben publizierte BOIGK & SCHÖNEICH (1968).

3.1.1 Permische Peneplain

Das spätkaledonisch- frühvariszisch (ligerisch-bretonisch) gefaltete Moldanubikum wurde bereits im Devon und Karbon tiefgründig bis auf das kristalline Fundament abgetragen. Erst gegen Ende der variszischen Orogenese, im jüngeren Oberkarbon und Unterperm, entstanden innerhalb einer ausgeprägten Peneplain Senkungsbereiche, in denen heute 100-1000 m mächtigen Permokarbon-Ablagerungen vorkommen (BADER 2001). Sie bestimmen neben der jüng-



- Datenbasis**
- TRUSHEIM, F. (1964)
 - KÄMPFE, C. (1984)
 - STAMM, R. & GOERLICH, F. (1988)
 - FREUDENBERGER, W. (1996)
 - BADER, K. & BRAM, K. (2001)
 - BECKER-HAUMANN, R. et al. (2001)
 - FRANZ, M. et al. (2001)
 - STETTNER, G. (2001)
 - UNGER, H.-J. & RISCH, H. (2001)
 - DRONG, H.-J. (2003)
 - ROHRMÜLLER, J. (2003)

- Bohrungen - Oberrheingraben**
- RG 1 Appenhofen 1
 - RG 2 Baden-Baden 1
 - RG 3 Berstheim
 - RG 4 Bühl 1
 - RG 5 Freiburg - Zähringen
 - RG 6 Hessbach 2
 - RG 7 Kork 1
 - RG 8 Landau 207a
 - RG 10 Legelshurst 1
 - RG 11 Offenburg 4
 - RG 12 Offenburg 9
 - RG 13 Rülzheim 2
 - RG 14 Schaidt 1
 - RG 15 Scheibhardt 2
 - RG 16 Schliengen 3
 - RG 17 Sinzheim 1
 - RG 19 Weiherfeld 1
 - RG 20 Weinstetten 1
 - RG 21 Wyhl-Sued 1
 - RG 22 Zuzgen 1

LEGENDE

- Bohrungen**
- 12 E -369 Bohrung: "Kristallin-Oberfläche" erreicht
 - jo # -369 Bohrung: "Kristallin-Oberfläche" nicht erreicht
 - 46 12 Lokationsnummer
 - 369 Endteufe [mNN]
 - jo Endstratigraphie
- Strukturen**
- Grenzen tektonischer Einheiten des Variszikums

- Endstratigraphie - Kürzel**
- | | |
|--------------------------------------|----------------------------------|
| Kreide | Trias |
| krsa Santon | kmMO Obere Bunte Mergel (Keuper) |
| krtu Unter-Turon | m Muschelkalk |
| krc Cenoman | mo Oberer Muschelkalk |
| kru Unterkreide | mm Mittlerer Muschelkalk |
| krbe Berrias | so Oberer Buntsandstein |
| Jura | Perm |
| jo Oberer Jura | r Rotliegend |
| joPB Purbeck | r,c Perm-Karbon |
| jm Mittlerer Jura | ? fragliche stratigr. Zuordnung |
| jmA Dogger Alpha | |
| jmal Aalenium | |
| jupl, juD Pliensbachium / Lias Delta | |

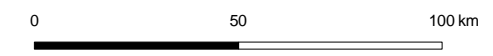
Bohrungen - Moldanubikum

Abenberg ... 85	Erding 1 ... 69	Lauterbach 1 ... 36	Schwabegg 1 ... 5
Aich 1 ... 70	Erisried 1 ... 38	Legau 1 ... 154	Schwabmünchen 4 ... 4
Aichach 1 ... 49	Escherthshofen ... 61	Liebenzell ... 89	Schwenningen ... 104
Aitingen 2 ... 6	Frickenhäuser 1 ... 145	Lindau 1 ... 16	Simbach-Braunau 1 ... 163
Albaching 2 ... 136	Fronhofen 17 ... 18	Lützelburg 1 ... 31	Singen T ... 164
Albershausen 1 ... 13	Fronhofen 3 ... 53	Lützelburg B2 ... 30	Steinental 1 ... 122
Allershausen 1 ... 58	Fulgenstadt 1 ... 113	Markdorf 2 ... 2	Steinental 2 ... 123
Allmersbach a. W. ... 27	Füssingen 1 ... 51	Mittich 1 ... 84	Straubing-Th2 ... 80
Ammersee 1 ... 19	Gablingen 4 ... 32	Mönchsrot 14 ... 155	Sulz ... 22
Anzing 3 ... 68	Gaisbeuren 2 ... 146	Mönchsrot 27 ... 20	Sulzberg 1 ... 99
Arlesried 26A ... 111	Gaisbeuren 3 ... 114	Moosach 1 ... 156	Tacherting 1 ... 126
B 22 Taillfingen ... 137	Geisenfeld GLA 26 ... 147	Moosburg 1 ... 50	Taubenbach 1 ... 41
Bad Cannstatt ... 15	Gifthal 1 ... 46	Muenchsdorf 1 ... 47	Teising 1 ... 45
Bad Gögging ... 60	Grambach 1 ... 67	Nesselwangen 1 ... 118	Thandorf 1 ... 165
Balzhausen 1 ... 38	Griesbach 1 ... 115	Neumarkt-St. Veit 1 ... 43	Treuchtlingen ... 107
Berching ... 63	Grünlingen 1 ... 17	Nördlingen 1/73 ... 88	Trochtelfingen 1 ... 24
Berlingen 1 ... 139	Gunzenhausen ... 86	Nürnberg-Espan ... 109	Unterbrunn 3 ... 66
Bimbach 5 ... 140	Gutenzell 1 ... 148	Nürnberg-W. ... 108	Unterkammlach 1 ... 37
Böttstein ... 102	Hartkirchen 1 ... 39	Obermarchtal 1 ... 157	Unterschmeien 1 ... 1
Bromberg 1 ... 128	Hauerz 1 ... 55	Opfenbach 1 ... 158	Upflamör 1 ... 25
Calw ... 91	Hebertshausen 1 ... 149	Ortenburg 1 ... 119	Urach 3 ... 12
Daiting 1 ... 141	Heimertingen 18 ... 52	Osterhofen 1 ... 159	Utting 1 ... 65
Dingelsdorf 1 ... 10	Herrenalb 1 ... 106	Owingen 1 ... 3	Veringenstadt 1 ... 166
Dinkelsbuehl 1001 ... 87	Herrenalb 2 ... 105	Pfarrkirchen 1 ... 160	Waibling 1 ... 167
Donautherne N.U. ... 23	Hirsau ... 90	Pfullendorf 3 ... 14	Wald 4 ... 9
Döpschhofen ... 35	Illmensee 6 ... 54	Pieß 2 ... 161	Weiach ... 100
Dunningen a.d. S. ... 93	Jeddesheim 1 ... 150	Reichertshausen 1 ... 48	Weiden V10 ... 83
Ebratsweiler 1 ... 7	Kallmünz ... 64	Riedenburg ... 62	Weiden V3 ... 82
Eichstätt 1 ... 59	KB 16 Aalen ... 151	Rissegg 1 ... 121	Weihmoerting 1 ... 40
Eigelwald 1 ... 142	Kirchdorf 1 ... 56	Rott 1 ... 44	Wurmannsquick 1 ... 42
Eibsee 1 ... 11	Kirchdorf 5 ... 57	Rottweil-Stetten ... 92	Wurzach 2 ... 21
Emmersdorf 1 ... 143	Kreuzlingen 1 ... 152	Scherstetten 1 ... 162	Zaisertshofen 1 ... 34
Endorf 2 ... 144	Laupertshausen 1 ... 153	Scherstetten 2 ... 33	Zurzach ... 101



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

Bohrpunktlokationen - Moldanubikum



eren Bruchtektonik im Wesentlichen das heutige Relief der „Kristallin - Oberfläche“. Mit Hilfe der geringen Aufschlussdichte kann im Rahmen dieser Arbeit nur eine generalisierte Darstellung der Verbreitung dieser reliefbildenden Tröge erfolgen.

So handelt es sich bei den in der Abbildung 9 dargestellten Verbreitungsgebieten um Regionen mit Permokarbon-Ablagerungen, die in kleinräumigen Strukturen hohe Mächtigkeiten erreichen können. Der Nachweis von Quersenkungen in den Schwellenzonen und Einzelvorkommen führten immer wieder zu Korrekturen am Bild der Permokarbon-Verbreitungen (FREUDENBERGER 1996).

Für die Morphologie der „Kristallin - Oberfläche“ ergeben sich folglich eng begrenzte Strukturen, die strukturell im direkten Zusammenhang mit dem variszisch geprägtem Grundgebirge stehen.

3.1.1.1 Bodensee Trog

Als Bodensee Trog wird eine SW-NE streichende Innensenke mit permokarbonischen Ablagerungen bezeichnet, die die Fortsetzung des „Nordschweizer Permokarbontrögs“ Richtung NE bildet und vermutlich eine Verbindung mit dem südwestlich gelegenen Burgundischen Trog besitzt (WALTER 1995).

Die Begrenzung des Bodensee Trogs wurde durch verschiedene Autoren unterschiedlich gedeutet (BACHMANN et al. 1987, KETTEL & HERZOG 1988, HAUNSCHILD & JERZ 1981). Generell ist der Bodenseetrog in einer Breite von ca. 30 km in seinen kristallinen Untergrund eingesenkt und erstreckt sich vom unteren Bodensee in nordöstlicher Richtung bis über die Iller hinaus in die Ostmolasse (vgl. Abb. 10). Die Begrenzung der Struktur in nordöstlicher Richtung wird durch die Mächtigkeitsreduzierung der Permokarbon-Ablagerungen und durch die lithologischen Zusammensetzungen – einem zunehmenden Anteil an terrestrischen Detritus – in Richtung Nordost verdeutlicht (KETTEL & HERZOG 1988).

Die Auswertung seismischer Profile deutet in drei Gebieten Vorkommen mächtiger Ablagerungen des Paläozoikums an (vgl. Abb. 1 Abb. 10). Die Mächtigkeiten wurden in den Senkenzonen Überlingen auf >2500 m, in Bad Waldsee auf >1500 m und in Türkheim auf >1000 m geschätzt (KETTEL & HERZOG 1988). Gesicherte Nachweise der permokarbonen Ablagerungen des Bodensee Troges

gelangen bisher durch folgende Bohrungen: Dingelsdorf 1 (650 m), Kirchdorf 5 (13 m), Markdorf 2 (26 m), Mönchsrot 14 (>37 m), Owingen 1 (3 m), Scherstetten 1 (93 m), Wurzach 2 (>5 m).

Obwohl mit der Bohrung Dingelsdorf 1 (LEMCKE 1961) wahrscheinlich nicht das Trogtiefste erbohrt wurde, sind die seismisch prognostizierten Mächtigkeiten möglicherweise zu hoch angesetzt.

Die 93 m mächtigen Ablagerungen der Bohrung Scherstetten 1, deren stratigraphische Zuordnung fraglich ist (BECKER-HAUMANN et al. 2001), markiert die nordöstliche, separate Senkungszone „Türkheim“. Die südwestliche Fortsetzung des Bodensee Trogs wird im Bereich des südlichen Oberrheingrabens durch die Schweizer Bohrungen Zuzugen 1 (175 m) und Weiherfeld 1 (>280 m) belegt (KÄMPFE 1984).

Die Diskrepanz zwischen der geophysikalischen Interpretation und den Ergebnissen der Bohrungen unterstreicht die räumlich sehr enge Begrenztheit der Senkenstrukturen innerhalb der Peneplain.

3.1.1.2 Gifftal Trog

Der Gifftal Trog verläuft parallel zur Südwestgrenze des Neuöttinger Hochs (vgl. Abb. 10), einer NW-SE streichenden Struktur, die sich in der seit dem späten Mesozoikum nachweisbaren Zentralen Schwellenzone von Oberösterreich fortsetzt (BACHMANN et al. 1987).

Im Abbild der reduzierten Bouguerkarte (Basis Buntsandstein) zeichnet sich die Lagen des Gifftal Trogs als Minimagebiete der Schwere in der Süddeutschen Molasse ab (MÜLLER 1988). Ebenso kann anhand der triassischen und jurassischen Verbreitungsgrenzen der Gifftal Trog als N-S streichende Senke belegt werden (BACHMANN & MÜLLER 1996).

Folgende Bohrungen haben permokarbone Ablagerungen angetroffen: Alzgern 1, Gendorf 1, Hochburg, Kastl 1 und Perwang 1.

Die Bohrungen Kastl 1, Gendorf 1 und Alzgern 1 (Region Mühldorf a. Inn) haben Ablagerungen des Oberkarbons unter Tertiär angetroffen (LEMCKE 1961) und in den österreichischen Bohrungen Hochburg (>400 m) und Perwang 1 (230 m) konnte Permokarbon nachgewiesen werden (NACHTMANN & WAGNER 1987).

Allgemein werden in engräumigen Strukturen, die durch den Aufstieg des Neuoettinger Hochs modifiziert wurden, permokarbone Sedimentmächtigkeiten von 500 m erwartet (WALTER 1995).

3.1.1.3 Schramberg Trog

Der Schramberg Trog ist eine ENE streichende Senkungsstruktur, die nahezu 700 m in das kristallinen Fundament der Moldanubischen Zone eingetieft ist. Am Ostrand des Schwarzwaldes wurden bei Schramberg (Kreis Rottweil) bis zu 560 m permische Sedimente nachgewiesen (GROSCHOPF & VILLINGER 2002). Die tiefste erbohrte Einsenkung der Trogachse befindet sich im Bereich der Bohrung Urach 3/77, die 580 m Perm und 117 m Karbon durchbohrt hat und bei 1176 m uNN auf Kristallin traf (vgl. Profil 1).

Die östliche Begrenzung des Schramberg Trogs liegt im Rotliegendtrog südlich von Treuchtlingen (HAUNSCHILD 1997). Nach refraktionsseismischen Messungen kann die NE Ausbuchtung des Schramberg Trogs als tektonischer Graben gedeutet und im NE in separate Einzelstrukturen untergliedert werden (BADER & BRAM 2001).

Mit erzgebirgischem Streichen setzt sich der Schramberg Trog in den südlichen Oberrheingraben Richtung Südwesten fort. Nördlich von Freiburg wird der Beckenrand für die Ablagerungen des Rotliegend vermutet, die nach Süden bis über Basel hinaus reichen (BOIGK & SCHÖNEICH 1968). In der Bohrung Freiburg-Zähringen konnten 113 m Oberrotliegend erbohrt werden (KÄMPFE 1984).

3.1.1.4 Rotliegendverbreitung im Gebiet des „Mittelfränkischen Grundgebirgsrückens“

Im Gebiet zwischen Donau und Main sind eine Anzahl von Einzelvorkommen nachgewiesen, die durch BADER & BRAM (2001) und HAUNSCHILD (1997) eingegrenzt wurden. Der tiefste Trog im Bereich des Fränkisch-Schwäbischen Schilds (Grundgebirgshochlage) ist der Rotliegend-Trog von Abenberg (südlich von Nürnberg-Fürth) mit einer nach Norden zunehmenden Tiefe von ca. 1000 m unter Gelände (BADER & BRAM 2001). Die Vertiefungen selbst sind nur als schmale Strukturen ausgewiesen.

Weitere Rotliegendensenken sind der Beilngries-Trog und das Vorkommen der Hesselberg-Mulde nördlich des Nördlinger Ries sowie der vermutete Trog von Allendorf-Pyrbaum (BADER 2001).

Im Großraum Nürnberg konnten derzeit noch nicht exakt begrenzbare Rotliegend-Becken in folgenden Bohrungen nachgewiesen werden: Gunzenhausen, Weikershof und Bremenstall (HAUNSCHILD 1997).

3.1.1.5 „Nordostbayerischer Permokarbondrog“

Aufgrund reflexionsseismischer Messungen postuliert MÜLLER (1994) ein zusammenhängendes Sedimentationsgebiet zwischen Stockheimer Becken und dem Donaustauer Permokarbon-Vorkommen. Dieser „Nordostbayerische Permokarbondrog“ am Westrand der Böhmisches Masse enthält die bisher mit Lokalnamen bezeichneten Vorkommen: Weidenberger Trog, Erbindorfer Rotliegend, Weidener Becken, Naabtrogl u. a. (HAUNSCHILD 1997).

An der Fränkischen Linie im Osten ist der Trog bis zu 4,5 km vom variszischen Grundgebirge überschoben worden. Die tiefste Absenkung der Trogbasis (>2 800 m) und die aus dem Reflexionsbild ermittelte größte Permokarbon-Mächtigkeit befindet sich südlich der Bohrung Röthenbach (MÜLLER 1994). Im Weidener Becken sind über 2 000 m Rotliegend-Sedimente abgelagert worden, die in ihrer Mächtigkeit nach NW bis zum Vorland der Münchberger Masse auf 400 m abnehmen (FUCHS 1979).

In der Bodenwöhrer Senke streicht entlang der Pfahlstörung Rotliegend aus, innerhalb der Senke konnte durch die Bohrung Bruck >20 m Rotliegendes erbohrt werden (EMMERT 1981).

3.1.1.6 Vermutete Permokarbonvorkommen

Nach Schweremessungen wurden weitere Einzelvorkommen des Rotliegend zwischen Forchheim und Erlangen nordöstlich von Nürnberg (HAUNSCHILD 1997) und südsüdöstlich des Ries postuliert (BADER 2001). Weitere Tröge werden unter den Alpendecken (BACHMANN et al. 1987) vermutet sowie östlich von Schaffhausen (Schweiz) – nördlich des durch die Bohrung Weiach erbohrten Permokarbons (NAEF & MÜLLER 2002). Nach einer Neuinterpretation der Bohrung Bad Cannstatt sind im Bereich der Nordschwarzwald-Schwelle geringe Mächtigkeiten des Rotliegend (33 m) nachgewiesen (mündl. Mitteilung BACH-

MANN 2004). Eine zusammenhängende Verbreitung zwischen dem Schrambergtrug und dem Kraichgau- Saale Trog ist fraglich, jedoch deuten einzelne Vorkommen auf der Nord-Schwarzwald Schwelle zumindest auf Restvorkommen hin (FREUDENBERGER 1996).

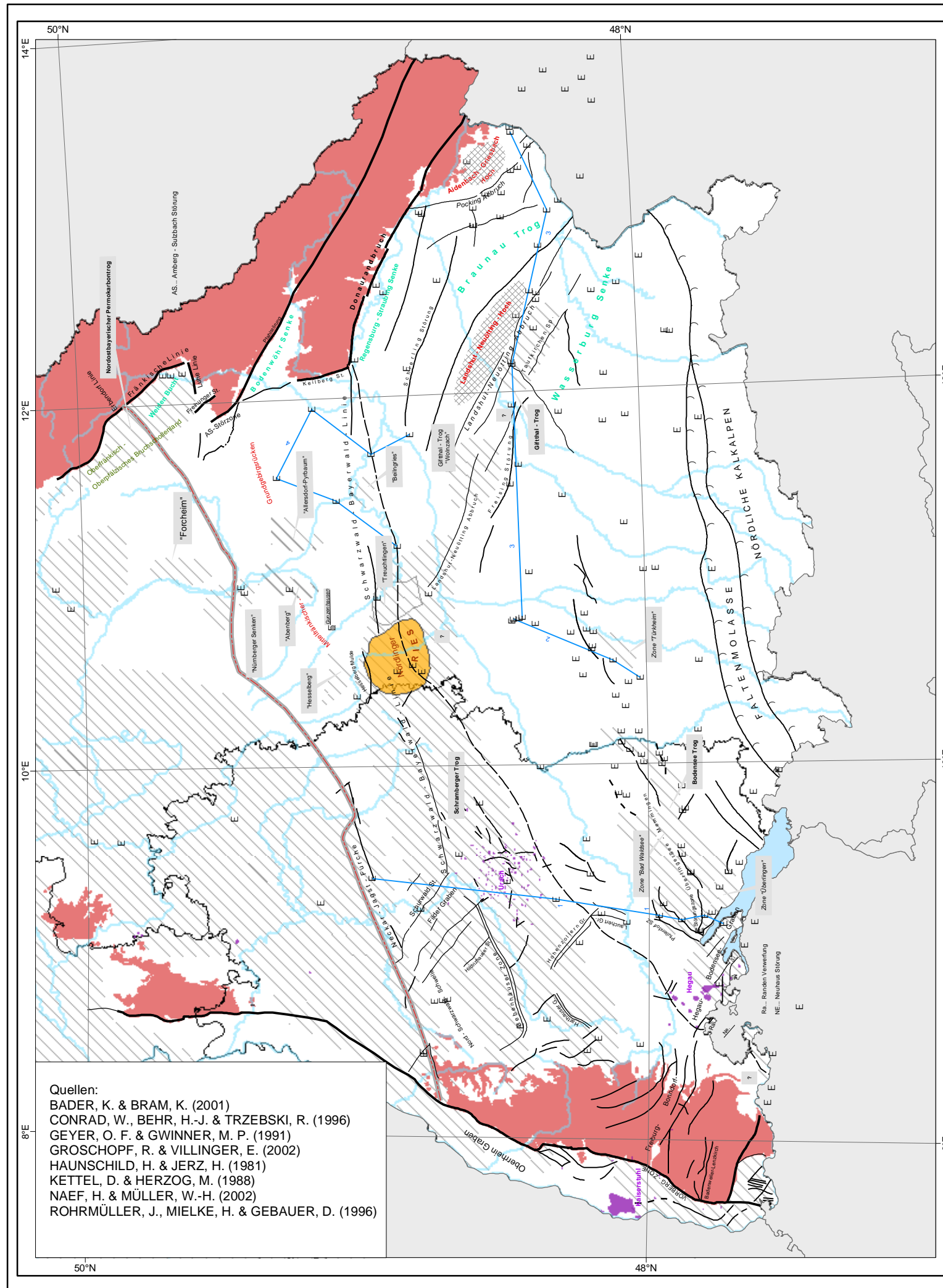
3.1.2 Störungen

Neben den Permokarbontrögen wird die Morphologie der „Kristallin - Oberfläche“ von mehreren überregionalen Störungszonen beeinflusst. Im Osten konvergieren die Süddeutsche Großscholle und die Böhmisches Masse entlang des Thüringisch-Ostbayerischen Lineaments (Fränkische Linie, Freihunger Störung, Eisfeld-Kulmbacher Linie, Bayerischer Pfahl) (vgl. Kap. 3.1.2.2). Die Faltenfront der Alpen markiert die Grenze zwischen gefalteter subalpiner und ungefalteter außeralpiner Molasse. Im Westen teilt der Oberrheingraben, ein divergierendes Grabensystem, den Schwarzwald und die Vogesen.

3.1.2.1 Störungen im Alpenvorland- Becken

Der **Donaurandbruch**, eine südwestliche Parallelstörung des Bayerischen Pfahls zwischen Regensburg und Deggendorf, besitzt eine Sprunghöhe von 1 300 m (ROHRMÜLLER et al. 1996). In der Region Deggendorf erreicht die Störungszone eine Breite von 5 km (FÜHRER & SOFFEL 1975).

Im Gebiet von Regensburg verläuft die Störungszone des Donaurandbruchs weiter in westlicher Richtung und fiedert sich auf in die **Schwarzwald-Bayerwald Linie** (Schwäbisch-Fränkisches Lineament) mit südfallender Tendenz. Der Versatz der Schwarzwald-Bayerwald Linie ist generell gering, häufig nur 10-30 m selten auch 70 m (WALTER 1995). Der Nordrand des Rotliegendetrogs südlich von Treuchtlingen (vgl. Abb. 10) wird durch die Schwarzwald-Bayerwald Linie als Staffelbruch mit Versatzbeträgen von 50 m begrenzt. Die Trogbasis liegt tiefer als -400 m NN, was am Nordrand einen Versatz von insgesamt ca. 300 m zur Folge hat (BADER 2001).



Quellen:
 BADER, K. & BRAM, K. (2001)
 CONRAD, W., BEHR, H.-J. & TRZEBSKI, R. (1996)
 GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991)
 GROSCOPF, R. & VILLINGER, E. (2002)
 HAUNSCHILD, H. & JERZ, H. (1981)
 KETTEL, D. & HERZOG, M. (1988)
 NAEF, H. & MÜLLER, W.-H. (2002)
 ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996)

LEGENDE

Grundgebirge / Kristallin

- anstehendes Grundgebirge
- verdeckte Kristallin-Hochlagen (durch Störungen begrenzt)
- Linie "Baden-Baden - Nürnberg - Erbdorf" Suturezone Saxothuringikum / Moldanubikum

Permische Strukturen

- Verbreitungsgebiet der Permokarbon - Tröge
- Gifthal Bezeichnung der Permokarbon - Tröge
- Lage vermuteter Permokarbon - Tröge

markante Störungen im postpermischen Oberbau

- Störung unspezifiziert
- Aufschubung
- Rand des Molassebeckens

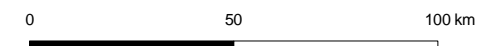
Tertiäre Strukturen

- Gebiete mit tertiärem Vulkanismus
- Meteoritenkrater (Miozän)
- Bohrlokationen
- Profilschnitte



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
 Dienstbereich Berlin

Strukturkarte - Moldanubikum



Projekt: **Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland**

Sachbearbeiter: K. REINHOLD

Der **Pockinger Abbruch** grenzt das Aidenbach-Griesbach Hoch (westlich von Passau) gegen die Braunauer Senke ab und ist Teil eines westfallenden Staffelbruchsystems, eine südliche Fortsetzung des Donaurandbruchs. Innerhalb des ca. 6 km breiten Staffelbruchssystems (FÜHRER & SOFFEL 1975) ist der Pockinger Abbruch mit bis zu 900 m der bedeutendsten Versatz des Grundgebirges (SCHWARZMEIER 1981). Die Bohrungen Hartkirchen 1 und Füssing 1 verdeutlichen den auftretenden Sprung der Kristallinoberfläche (vgl. Profil 3). In der Bohrung Hartkirchen 1 wurde bei 177 m NN (136 m u GOK) Orthogneis der Kristallinhochlage erbohrt, in der westlich des Pockinger Abbruchs gelegenen Bohrung Füssing 1 wurde Granit bei -770 m NN (-1095 m GOK) erbohrt (STAMM & GOERLICH 1988).

Nördlich von Regensburg ist das Böhmisches Massiv durch die **Keilberg-Störung** (Streichen: NNW-SSE) um bis zu 1 200 m gegen die Süddeutsche Großscholle versetzt. Die Pfahlstörung im Norden, im Nordwesten die Keilberg-Störung und im Süden die herausgehobenen Grundgebirgsschollen des Regensburger Waldes bilden die Umgrenzung der Bodenwöhrer Senke (ROHRMÜLLER et al. 1996).

Die **Bodenwöhrer Senke** ist als Halbgraben ausgebildet, in der das Kristallin des Naab-Gebirges und des Hinteren Oberpfälzer Waldes auf die steil stehende und überkippte Grabenfüllung überschoben wurde (WALTER 1995).

Dem Donaurandbruch parallel vorgelagert, begrenzt die Störungszone des **Landshut- Neuöttinger Abbruchs** das aufragende Kristallin des Landshut-Neuöttinger Hochs gegen SW. Die Aufschiebungsstruktur des **Landshut- Neuötting Hochs** setzt sich nach Südosten in der Zentralen Schwellenzone in Oberösterreich fort (NACHTMANN & WAGNER 1987). Das Grundgebirgshoch kann als Stirn einer Pultscholle, südwestlich des Donaurandbruchs aufgefasst werden, welche intern durch die Regensburg-Straubinger Senke und die Abbrüche der Schierling-Landau Störung und des Rottenbruch-Aham Hoch gegliedert ist (BADER et al. 2003).

Die Bohrungen Aich 1 (Teufe Kristallin -293 m NN) und die wenige Kilometer SW gelegene Bohrung Giftthal 1 (Endteufe im Rotliegenden -2100 m NN) verdeutlichen die Bedeutung des **Landshut- Neuötting Hochs** für die Beschreibung der Grundgebirgsmorphologie.

Die in der Bohrung Gifftal 1 erbohrten permotriasischen Sedimente sind Teil einer altangelegten NW-SE streichenden, dem Landshut-Neuöttinger Hoch südwestlich vorgelagerten Grabenzone (vgl. Kap. 3.1.1.2). Der **Taufkirchener Sprung** und die **Freising Störung** markieren die Lage der NW-SE-streichenden südwestlichen Begrenzung der Grabenzone.

Der **Freiburg- Bonndorfer- Hegau- Bodensee Graben** im Südwesten des Molassebeckens ist eine herzynisch streichende Struktur, die aus mehreren Teilgräben besteht. Die Bruchzone erstreckt sich vom zentralen Schwarzwald – mit Horst- und Grabentektonik – bis zum Westende des Bodensees. Am Westende des Bodensees kreuzt der Graben die Struktur des Bodensee Trops.

Die **Randen- Verwerfung** (Raum Hegau / Bodensee) besitzt einen Maximalversatz von 250 m. Die südwestlich gelegene parallel verlaufende **Neuhauser Störung** ist die südwestliche Begrenzung des Hegau- Bodensee Grabens mit einem Vertikalversatz von 100 m (NAEF & MÜLLER 2002).

Im Verlaufe des sich entwickelnden Molassebeckens entstanden zirka dem Alpenrand parallel verlaufende Strukturen (SCHWARZMEIER 1981). Die Verbreitung von Öl- und Gasfeldern orientiert sich entlang dieser Störungen (PASTERNAK et al. 2003). Für das Explorationsfeld Pfullendorf- Ostrach nördlich des Bodensees wird ein Versatz an antithetischen Störungen von zirka 80 m angegeben (VOLLMAYER 1971). Jedoch können, auf Grund der listrischen Form der Störungsflächen (vgl. Kap. 3.1.3.1), aus den Versatzbeträgen der Tertiärbasis keine weiteren großen Verwerfungen im kristallinen Fundament des Molassebeckens abgeleitet werden (vgl. dazu HAUNSCHILD & JERZ 1981; GROSCHOPF & VILLINGER 2002).

3.1.2.2 Störungen nördlich des Molassebeckens

Das anstehende Grundgebirge des Schwarzwaldes wird nach Osten zunehmend vom diskordant auflagernden mesozoischen Deckgebirge bedeckt. Im östlichen Randbereich des Schwarzwaldes befinden sich die nachfolgend genannten markanten Störungszonen.

Der herzynisch streichende **Hohenzollerngraben**, eine schmale Struktur mit einer maximalen Breite von 1,5 km, besitzt eine Sprunghöhe von 100 m. Im

nördlich parallel verlaufenden **Fildergraben** werden durch Staffelbrüche Absenkungen von 80 bis 100 m erreicht. Der Fildergraben ist der nördlichste der herzynisch streichenden Störungszonen mit einer Breite von 4-5 km (WALTER 1995). Der rheinisch streichende **Lauchertgraben** kreuzt den Hohenzollerngraben im südöstlichen Randbereich.

Die oben bereits erwähnte **Schwarzwald- Bayerwald Linie** ist eine durch Abschiebungen dominierte Zone, die lokal auch als **Bebenhäuser Zone** bezeichnet wird (MÜLLER 1988).

Nördlich parallel verläuft die **Neckar- Jagst Furche**, eine Verbiegungsstruktur, die die Suturezone "Baden-Baden- Nürnberg- Erbdorf" begleitet.

Als **Fränkische Linie** wird eine strukturelle Grenze zwischen dem anstehenden Kristallin der Böhmisches Masse und der Süddeutschen Großscholle im Bereich des **Oberfränkisch- Oberpfälzischen Bruchschollenlandes** bezeichnet. Diese Grenzzone ist eine, durch ab- bzw. aufschiebende Bruchtektonik, besonders intensiv geprägte Region. Die Tiefenlage des Grundgebirges wird durch das Vorkommen eines permokarbonischen Grabensystems (vgl. Kap. 3.1.1.5) zusätzlich bestimmt (SCHRÖDER 1987).

Im heutigen Anschnittsniveau ist die **Fränkische Linie** eine 20 bis 30 km breite Störungszone, deren einzelne Teilstörungen sowohl im Kristallin als auch im Deckgebirge ausstreichen (PETEREK et al. 1996).

Im Süden endet das Oberfränkisch - Oberpfälzische Bruchschollenland in der **Weidener Bucht**, einem störungskontrollierten Becken. Die südliche Grenze ist die W-E streichenden **Luhe- Line**, an der die Permokarbon-Basis um ca. 1850 m versetzt ist (MÜLLER 1994). Diese wurde in der Auswertung des Schwerfeldes bis in 10 km Tiefe nachgewiesen (CONRAD et al. 1996).

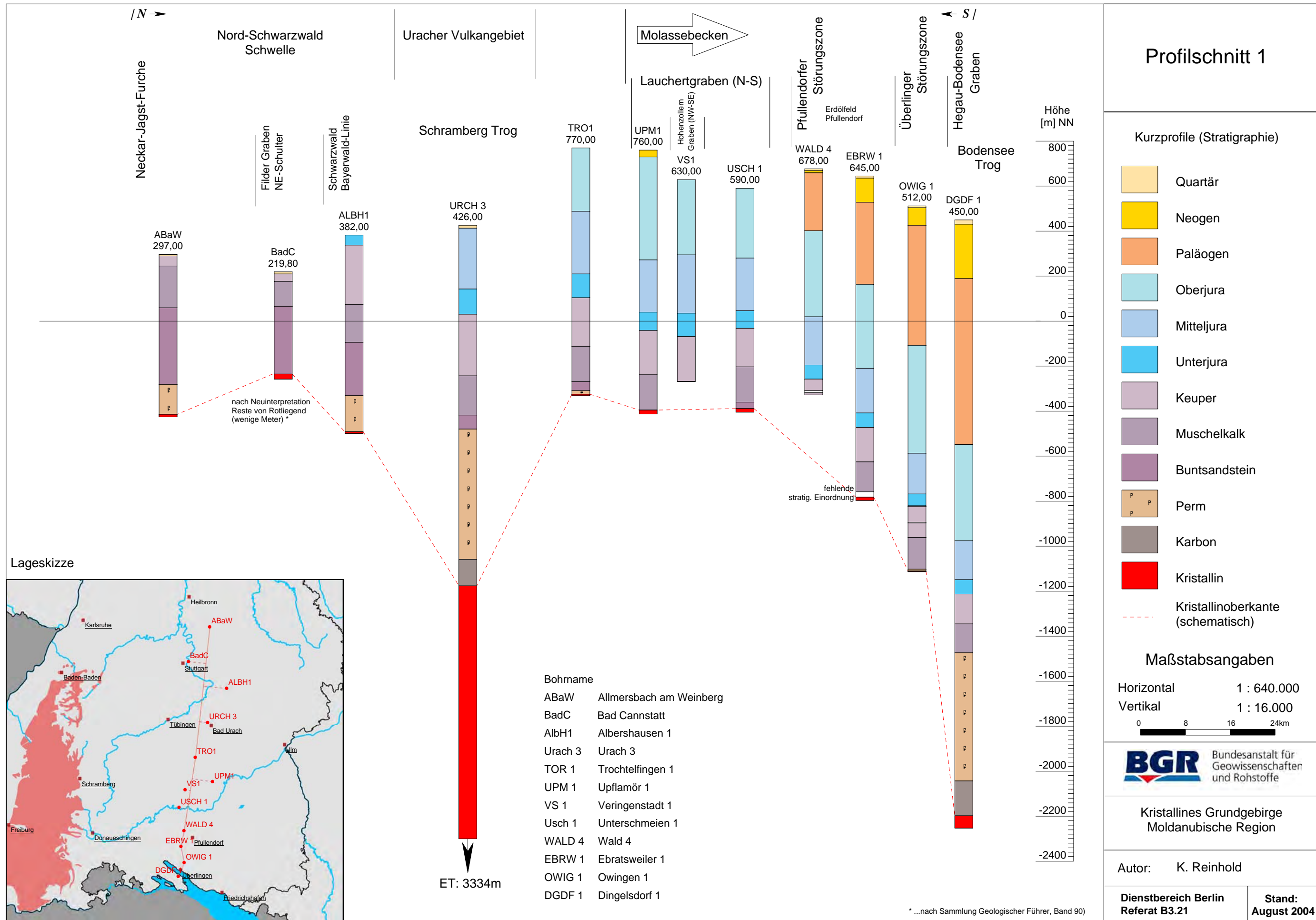
Im Osten entlang der Fränkischen Linie werden bei Weiden Sprunghöhen von insgesamt 800 m erreicht (FUCHS 1979). Die westliche Begrenzung der Weidener Bucht erfolgt durch die **Freihunger Störung**, eine Aufschiebung in deren Umgebung eine Sprunghöhe von insgesamt 1 450 m ermittelt wurde (FUCHS 1979). Der Freihunger Störung südwestlich vorgelagert ist die ebenfalls westvergente **Amberg- Sulzbacher Störung**, die nach Südosten in die Pfahlstörung übergeht.

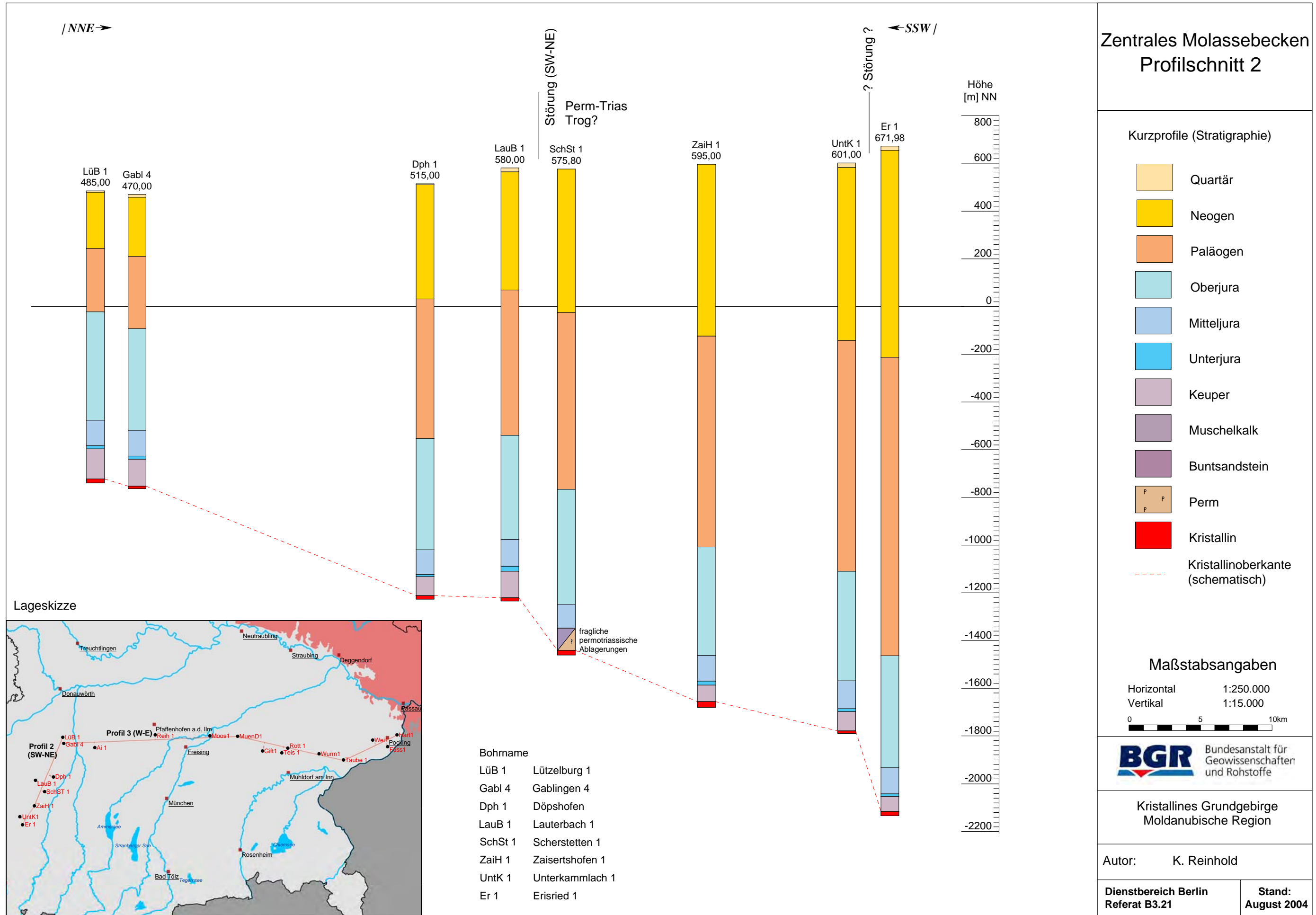
3.1.2.3 Störungen des Oberrhein-Grabens

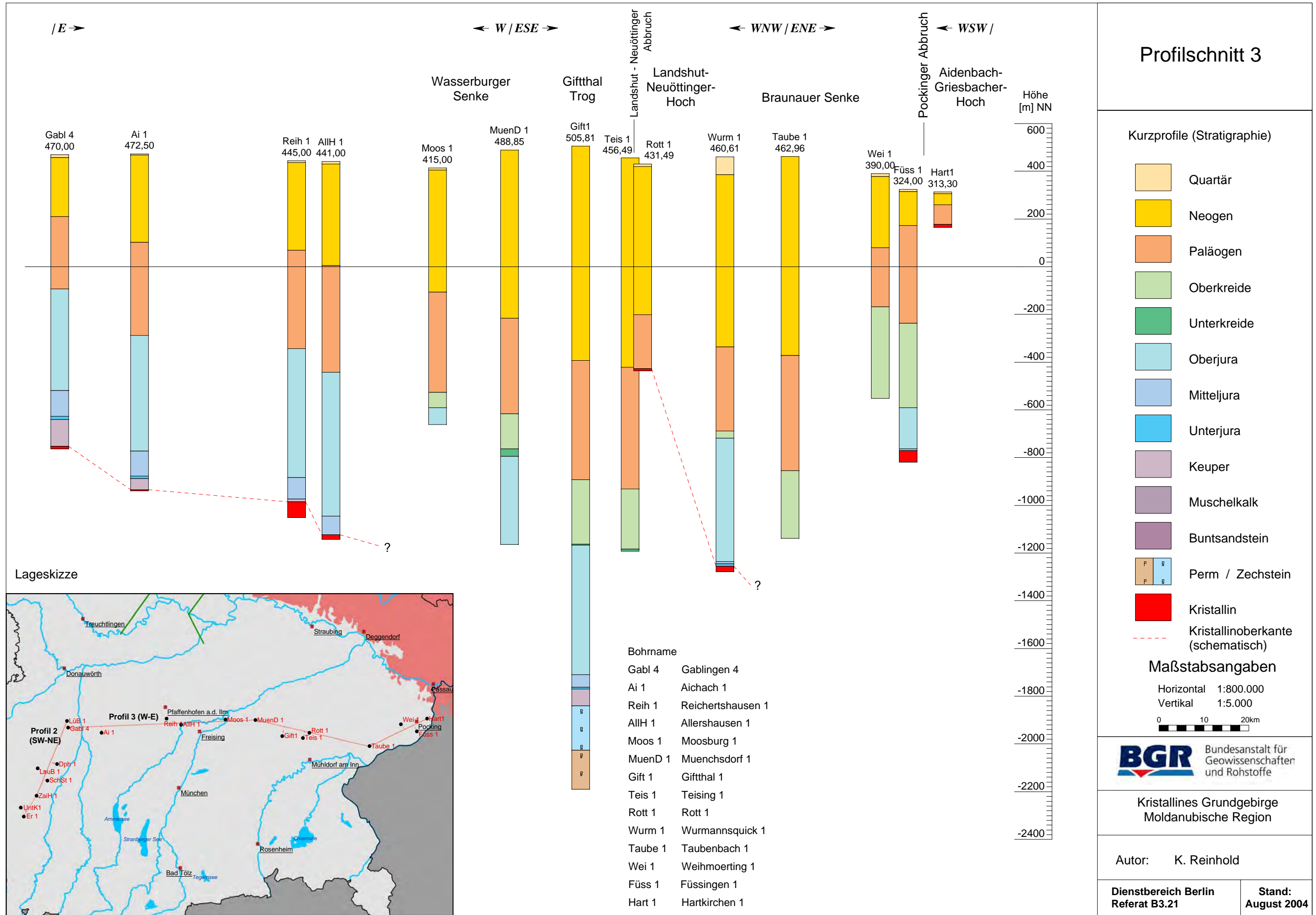
Zwischen Vogesen und Schwarzwald im Süden und zwischen Odenwald und Pfälzer Wald im Norden ist der **Oberrhein-Graben** bis zu 5 000 m tief eingesunken und weist einen sinistralen Versatz von 40-50 km auf (GROSCHOPF & VILLINGER 2002).

Parallel zu den Hauptverwerfungen verlaufen synthetische und antithetische Störungen, die zur Bildung von Schollentreppen führten (MÜLLER, K. 1988). Die sogenannte Vorbergzone, im südöstlichen Oberrheingebiet, begleitet die Hauptabbrüche des Schwarzwaldes Richtung Rheintal.

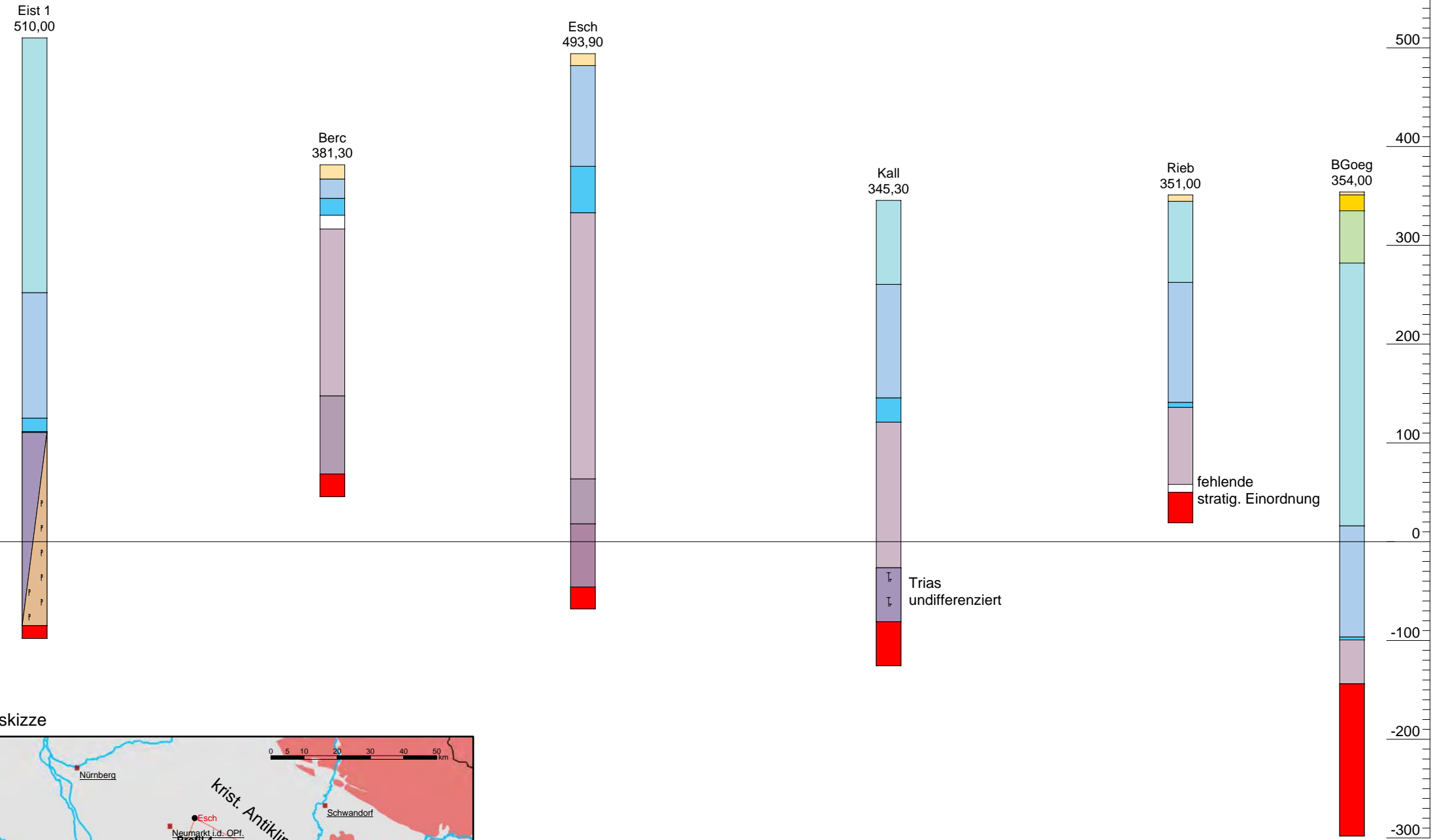
Im nördlichen Schwarzwald führt die Randverwerfung des Oberrheingrabens zu einem Versatz von zirka 2000 m. In den Bohrungen Pfluterloch 1 & 2 (nördlicher Schwarzwald) wurde die kristalline Oberkante bei 190 m NN unter geringer Bedeckung angetroffen, die wenige Kilometer westlich gelegene Bohrung Baden-Baden 1 erreichte Phyllite erst in -2 300 m NN.







Grundgebirgshoch Mittelfranken (südlich) & Oberpfalz (südwestlich)



Kristallin - Hoch Profilschnitt 4

Kurzprofile (Stratigraphie)

- Quartär
- Neogen
- Paläogen
- Oberkreide
- Unterkreide
- Oberjura
- Mitteljura
- Unterjura
- Keuper
- Muschelkalk
- Buntsandstein
- Perm
- Kristallin

Maßstabsangaben

Horizontal 1:500.000
Vertikal 1:5.000

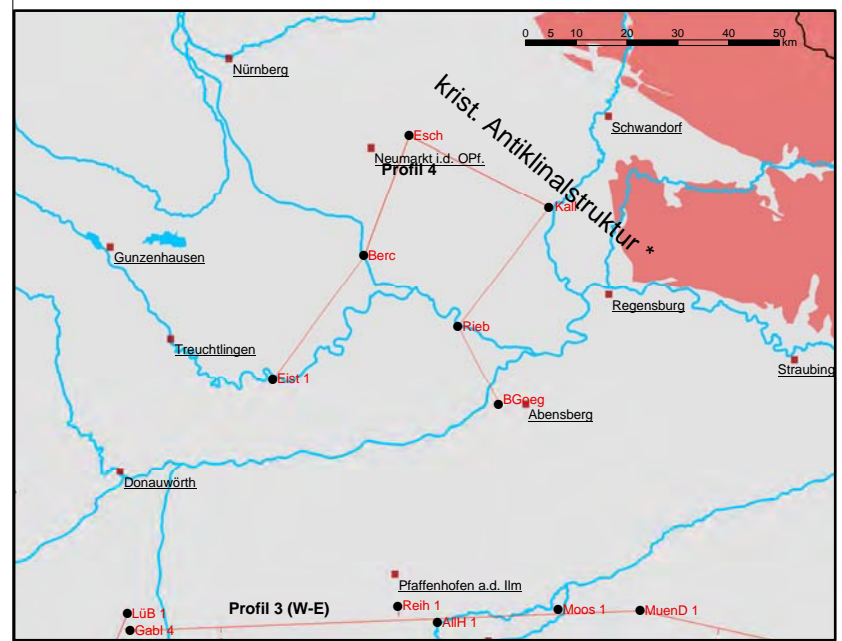


Kristallines Grundgebirge
Moldanubische Region

Autor: K. Reinhold

Dienstbereich Berlin Referat B3.21
Stand: August 2004

Lageskizze



Bohrname	Bohrname
Eist 1	Eichstätt 1
Berc	Berching
Esch	Eschertshofen
Kall	Kallmünz
Rieb	Reidenburg
BGoeg	Bad Gögging

*...Mittelfränkische - Niederbayerische Antiklinale nach BADER (2001)

3.1.3 Tiefenlage des Grundgebirges des Moldanubikums

Für die Interpretation der Tiefenlage des verdeckten Kristallins im Gebiet zwischen dem Schwarzwald und dem Bayerischem Wald konnten 103 Kristallin - Bohrungen ermittelt werden (vgl. Abb. 9). Sie trafen die „Kristallin - Oberfläche“ in Teufen zwischen 32,7 m (Bohrung Liebenzell) und 5617 m GOK (Bohrung Sulzberg 1 in der Schweiz) an (vgl. Tab. 2).

Tab. 2: Teufenbereich der Kristallin-Bohrungen

Datenverteilung		
	Teufe GOK [m]	Teufe uNN [m]
Anzahl	103	
Minimum	32,70	-471,50
Maximum	5617,00	4833,00

Die Verteilung der Bohrungen innerhalb des Untersuchungsgebietes ist in der Abbildung 11 dargestellt. Es zeichnen sich Gebiete ab, die einen deutlich dichteren Bohrungsabstand auf Grund der Erdölexploration aufweisen. Höhere Verteilungsdichten der Bohrungen befinden sich ebenfalls in Regionen mit aufragendem Kristallin wie dem Aidenbach-Griesbacher Hoch im Südosten.

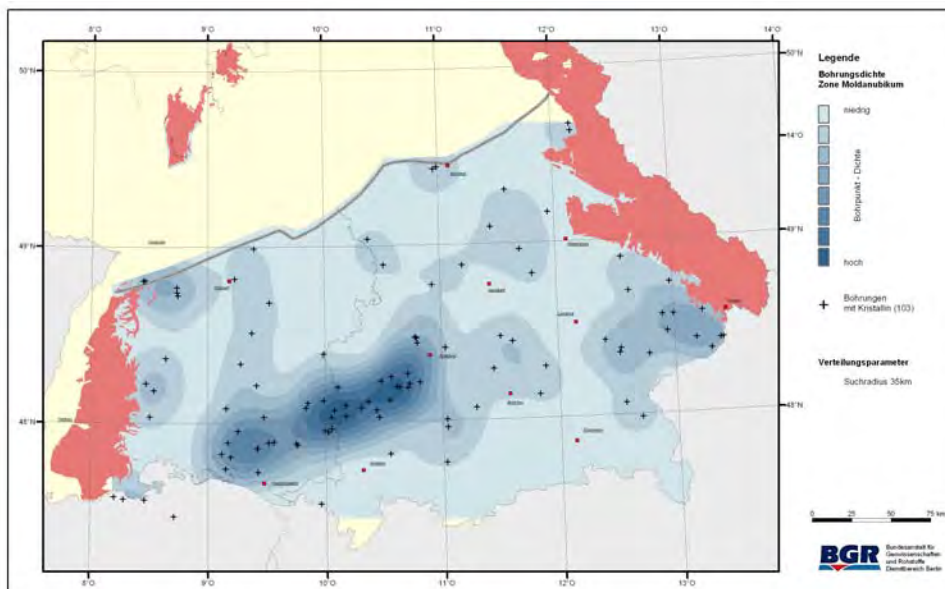


Abb. 11: Verteilung der Bohrpunkte

Die Profilschnitte 1 bis 4 deuten die gegebene engräumige Varianz der Teufe an und zeigen dass die lokale Varianz regional sehr unterschiedlich ist.

Die Abschätzung der Varianz zwischen angrenzenden Bohrungen verdeutlicht die Variabilität der Tiefe der „Kristallin - Oberfläche“ (vgl. Abb. 12). Hohe Variabilitäten werden durch Störungen hervorgerufen oder unterstreichen den Trend einer deutlich zunehmenden Tiefe nach Süden, wie im Fall des Molassebeckens.

Im Norden dagegen scheint sich das Relief zu verflachen, da selbst weit entfernte Bohrungen eine relativ geringe Varianz besitzen. Allerdings muss hier das Vorkommen der Permokarbontröge berücksichtigt werden, die zu einer lokal sprunghaften Veränderung der Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ führen.

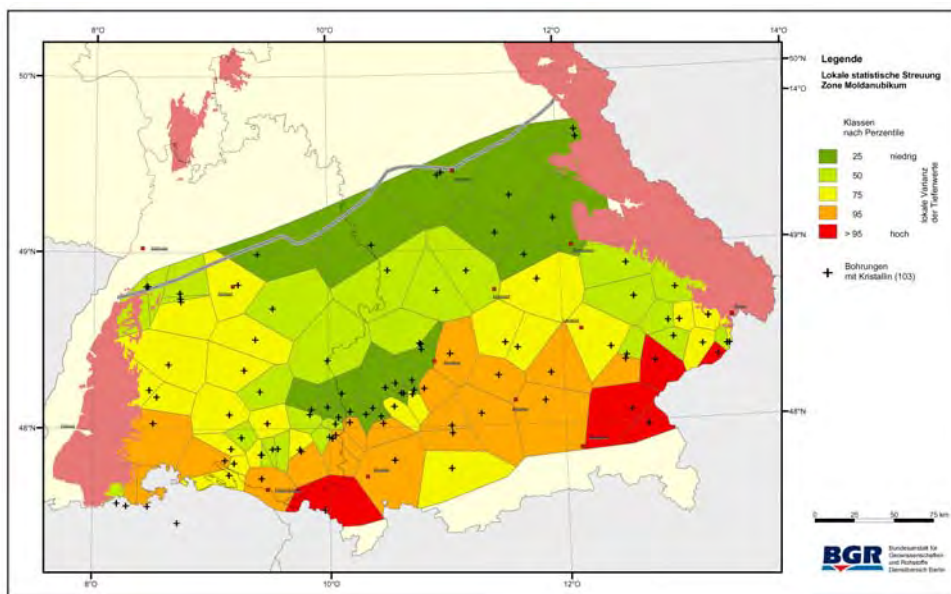


Abb. 12: Variabilität der Tiefe der Kristallin - Oberfläche nach Bohrungen

Für die Konstruktion der „Kristallin - Oberfläche“ wurde neben den Bohrungen auch ältere Arbeiten berücksichtigt, sofern sie zumindest in Teilen noch aktuell sind. Hierzu zählen die Publikationen von BADER & BRAM 2001, BREYER 1961, G.R.G.E.S. 1964, KÄMPFE 1984, MÜLLER 1988, STETTNER 2001, TRUSHEIM 1964, mit deren Hilfe der Tiefenlinienplan präzisiert werden konnte.

In der Arbeit von BADER & BRAM (2001) wird ein Isolinienplan des mittelfränkischen Grundgebirgsrückens südlich Nürnberg abgebildet. Für die Konstruktion der Isolinien wurden neben den Informationen aus Bohrungen auch zahlreiche geophysikalische Messungen (Reflexionsseismik, Gravimetrie, Geoelektrik) berücksichtigt. Der Isolinienplan spiegelt südlich der Linie „Baden-Baden-Nürnberg-Erbendorf“ die kristalline Grundgebirgsoberfläche des Moldanubi-

kums, nördlich dieser Linie die Grundgebirgsoberfläche des Saxothuringikums wider (vgl. Kap. 3.2.1.3).

3.1.3.1 Alpenvorland

Im Gesamtbild des Moldanubikums ist das Süddeutsche Molassebecken das prägende Strukturelement. Im Teufenintervall von 500 m erscheint die „Kristallin - Oberfläche“ als relativ gering gegliederte Fläche, die mit einem Gefälle von durchschnittlich 4% zum Alpenorogen hin einfällt. Relativ lokale, störungsbedingte bzw. durch Permokarbontröge verursachte Eintiefungen erscheinen nur angedeutet oder treten maßstabsbedingt gar nicht in Erscheinung. Neben den nur wenigen gesicherten Daten zur „Kristallin - Oberfläche“ liegt die Ursache in der listrischen Form der Störungsflächen.

Es wird vermutet, dass sich die aus dem kristallinen Sockel aufsteigenden, größeren Verwerfungen nach oben zunehmend verästeln bzw. aufgliedern (als Folge von synthetischen und antithetischen Abschiebungen), so dass komplexe Störungszonen entstehen (NAEF & MÜLLER 2002). Zusätzlich kommt es zum Auslaufen bzw. zur Verringerung der Versatzbeträge innerhalb inkompetenter Schichtpakete, wodurch die Bedeutung für die Morphologie der „Kristallin - Oberfläche“ nicht quantifiziert werden kann.

Die refraktionsseismischen Untersuchungen im Raum Urach (JENTSCH et al. 1982) belegen ein deutliches Relief der „Kristallin - Oberfläche“. Die Morphologie weist in diesem Raum innerhalb weniger Kilometer einen Höhenunterschied von mehreren 100 Metern auf, der in den Karten durch das Teufenintervall von 500 m geglättet wurde.

Östlich des Gifthal Trogs dominieren NW-SE gerichtete Bruchschollenleisten, die parallel zum Bayerischen Wald verlaufen. Es wurde eine NW-SE gerichtete Antiklinalstruktur konstruiert, die im Norden in den Fränkischen Grundgebirgsrücken übergeht. Im Bereich der Bohrung Berching deuten refraktionsseismische Messungen auf eine nahezu ebene Grundgebirgsoberfläche hin.

Nördlich des Süddeutschen Molassebeckens zeichnet sich die WSW-ENE verlaufende Struktur des Schwäbisch- Fränkischen Grundgebirgsrückens ab, der durch das Vorkommen von Permokarbontrögen gegliedert wird.

Im westlichen Bereich konnten schmale Grabenzonen ausgehalten werden. Einen deutlichen Einfluss auf die Grundgebirgsoberfläche hat dabei die Kreuzung des NW-SE verlaufenden Bodensee Grabens mit dem SW-NE streichenden Bodensee-Trog.

Insgesamt können die zahlreich aufgeführten Strukturelemente des Moldanubikums im Gebiet zwischen dem Schwarzwald und dem Bayerischen Wald in der generalisierten Darstellung nicht ausreichend berücksichtigt werden.

3.1.3.2 Oberrhein- Graben

Die Geologie des Oberrheingrabens ist durch ein Schollenmosaik gekennzeichnet, bei dem die „Kristallin - Oberfläche“ an steil stehenden Störungen hohe Versatzbeträge aufweist. Die höchsten Einsenkungen der „Kristallin - Oberfläche“ sind im zentralen Bereich des Grabens zu erwarten. Da nur wenige Bohrungen im Oberrhein- Graben die „Kristallin-Oberfläche“ erreicht haben (vgl. Abb. 9), wurde diese über die Ableitung aus den Mächtigkeiten des Deckgebirges indirekt ermittelt (BOIGK & SCHÖNEICH 1968, KÄMPFE 1984, SAUER & MUNCK 1979). Die durch SAUER & MUNCK (1979) publizierten Profile und Karten geben einen zusammenfassenden Überblick über die komplexe geologische Struktur des Oberrheingrabens (vgl. Kap.3.1.2.3).

Die heutige Morphologie der „Kristallin - Oberfläche“ wird einerseits durch den treppenartigen Versatz der Grabenrand-Verwerfungen und andererseits durch Querswellen und Senken gegliedert (vgl. Abb. 13). So liegt die Grundgebirgsschwelle südwestlich von Offenburg in Teufen von -1000 bis -1500 m NN und ist Teil der Oberrheinischen Hauptschwelle sowie der Nordschwarzwald-Schwelle, welche sich in der Verbreitung der Rotliegendensedimente abbildet (BOIGK & SCHÖNEICH 1968). Diese Schwelle wird durch Störungen nördlich und südlich gegen Senken mit Tiefen der „Kristallin - Oberfläche“ bis zu 3000 m uNN begrenzt.

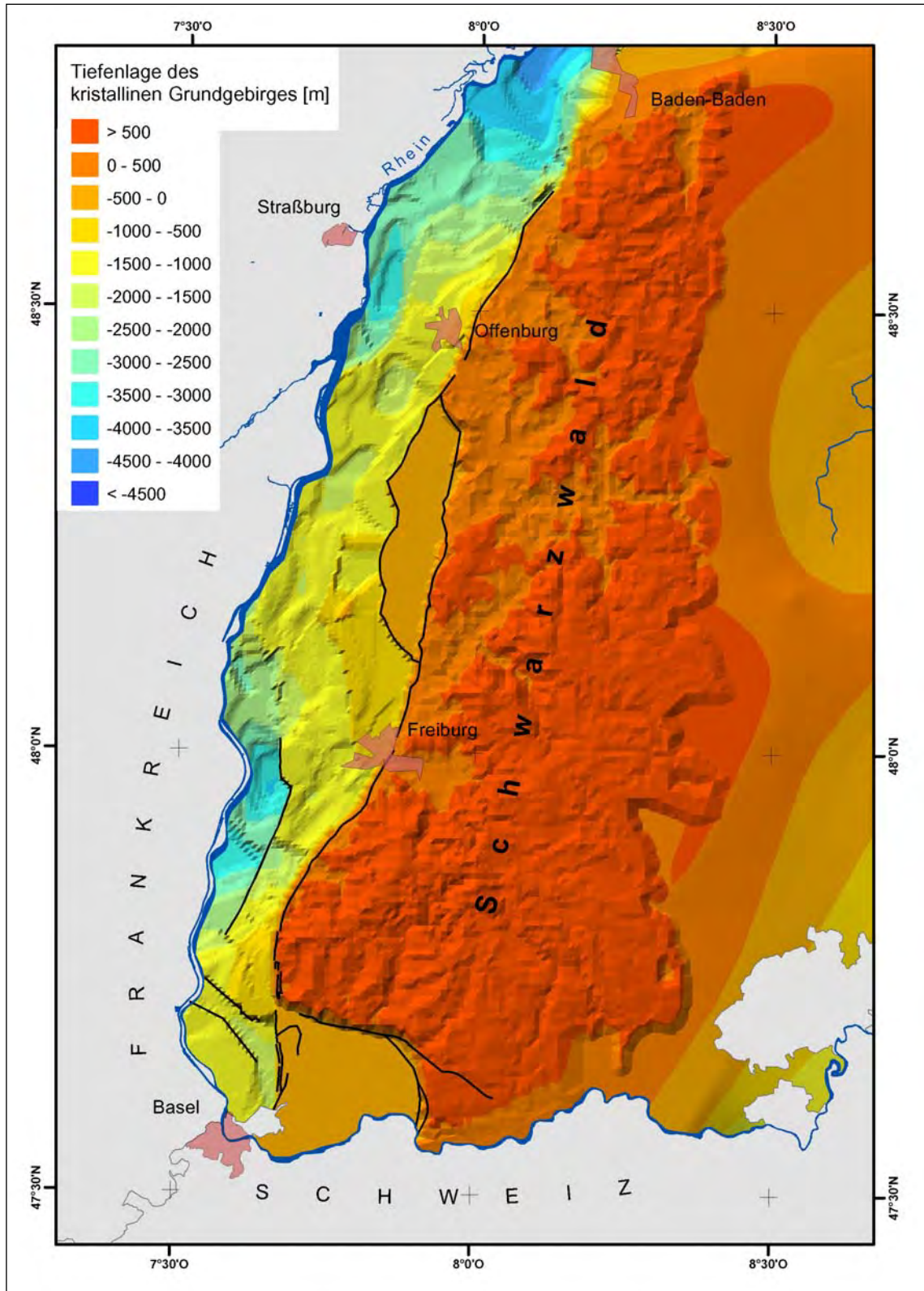
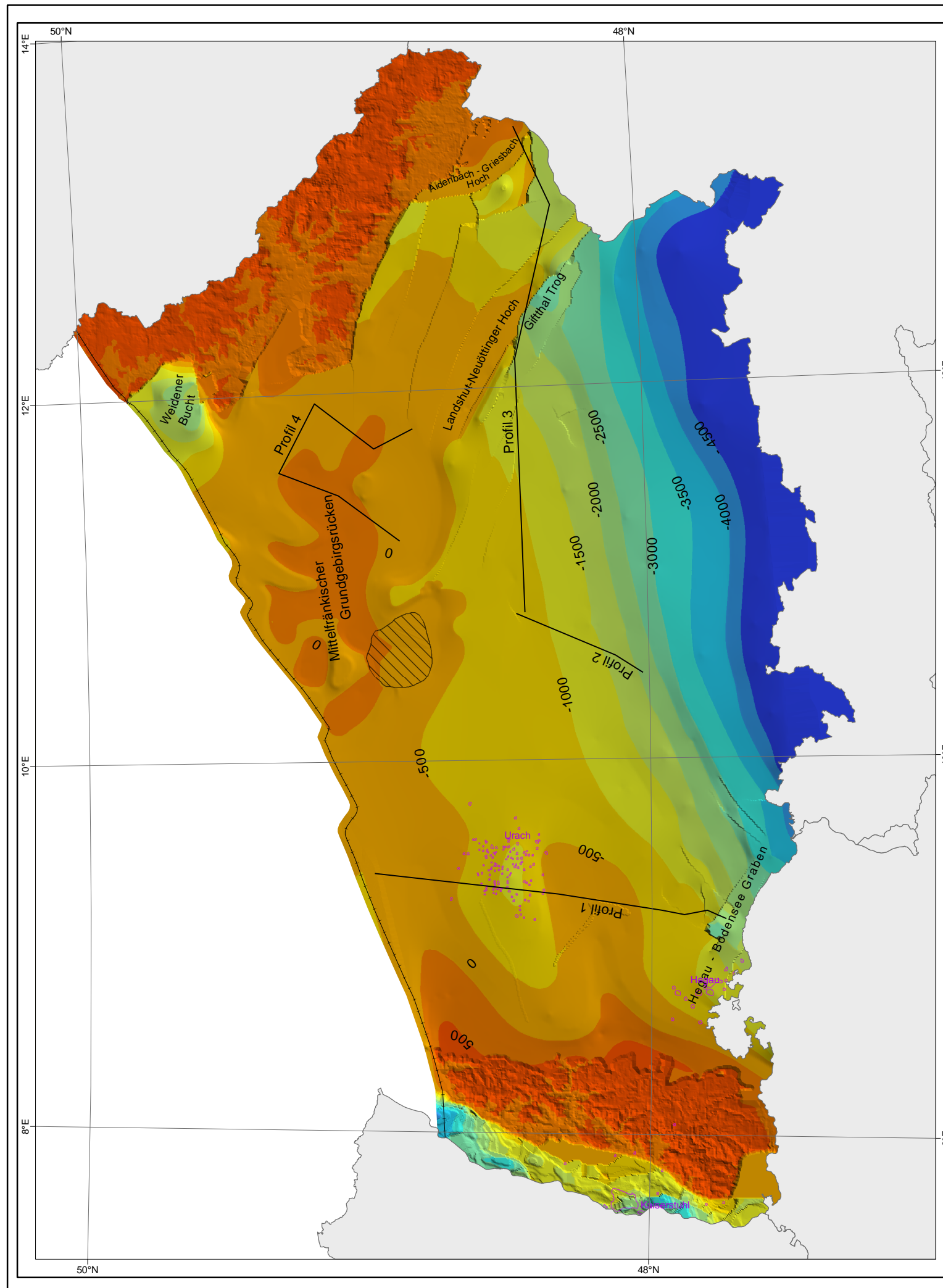





Abb. 13: Tiefenlage der „Kristallin-Oberfläche“ des Oberrheingrabens

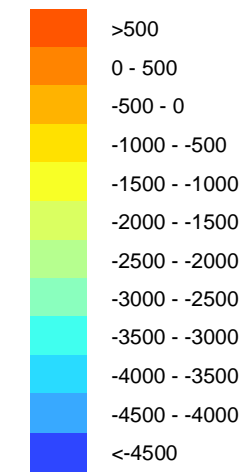


LEGENDE

Strukturen

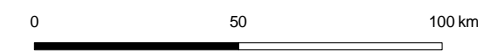
-  Gebiete mit tertiärem Vulkanismus
-  Meteoritenkrater (Miozän)
-  Grenzen tektonischer Einheiten des Variszikums

Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges [mNN]



Bundesanstalt für
Geowissenschaften
und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

**Tiefenlage der "Kristallin - Oberfläche"
- Moldanubikum -**



Projekt: **Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland**

Sachbearbeiter: K. REINHOLD

3.2 Saxothuringikum

Das Grundgebirgsstockwerk wird durch Magmatite, unterschiedlich stark beanspruchten Metamorphite sowie intensiv gefalteten und geschieferten Ablagerungen des Präkambriums bis Unterdevons aufgebaut (DALLMEYER et al. 1995). Der Internbau ist durch SW-NE streichende Sattel- und Muldenzonen gekennzeichnet, welche entlang von NW-SE streichenden, postvariszisch mehrfach aktivierten Störungszonen versetzt wurden. Durch die tiefenseismischen Untersuchungen der Projekte ZENTROSEIS (BORMANN et al. 1986) konnten wiederholte Krustenstapelungen cadomisch-altpaläozoischen und variszischen Alters sowie eine postvariszische Krustendehnung nachgewiesen werden.

Eine zusammenfassende Darstellung des Saxothuringikums zwischen Lausitzer Hauptabbruch im NE und der Fränkischen Linie im SW (Sächsisch-Thüringische Scholle), die den gegenwärtigen Kenntnisstand berücksichtigt, veröffentlichten LINNEMANN & SCHAUER (1999). Unter Berücksichtigung der Bohrungsergebnisse, insbesondere der WISMUT, konnte eine durchgehende Zonierung, auch in den durch mächtige Deckgebirge verhüllten Gebieten, vorgenommen werden (vgl. Abb. 15).

Nach der Modellvorstellung von KRONER et al. (2004), die von einer postkollisionalen Extension der Varisziden ausgeht, sind mit dem Granulitgebirge und Erzgebirge die tiefsten tektonostratigraphischen Einheiten des Saxothuringikums aufgeschlossen. Die Gesteine sind durch HP-HT und HP-MT Metamorphosefazies gekennzeichnet (FRANKE, W. 2000). Im fiktiven Krustenstapel folgen im Hangenden die MP-LT und LP-LT Einheiten (Glimmerschiefer) des Erzgebirges, die sich bis in den Bereich des Fichtelgebirges fortsetzen. Im Hangenden folgen nacheinander die schwachmetamorphe Thüringische sowie die Bayerische Faziesreihe. Letztere wurde wiederum von komplex aufgebauten kristallinen Decken überfahren. Reste dieser Decke sind die Münchberger Masse und das sächsische Zwischengebirge von Wildenfels und Frankenberg (LINNEMANN & SCHAUER 1999).

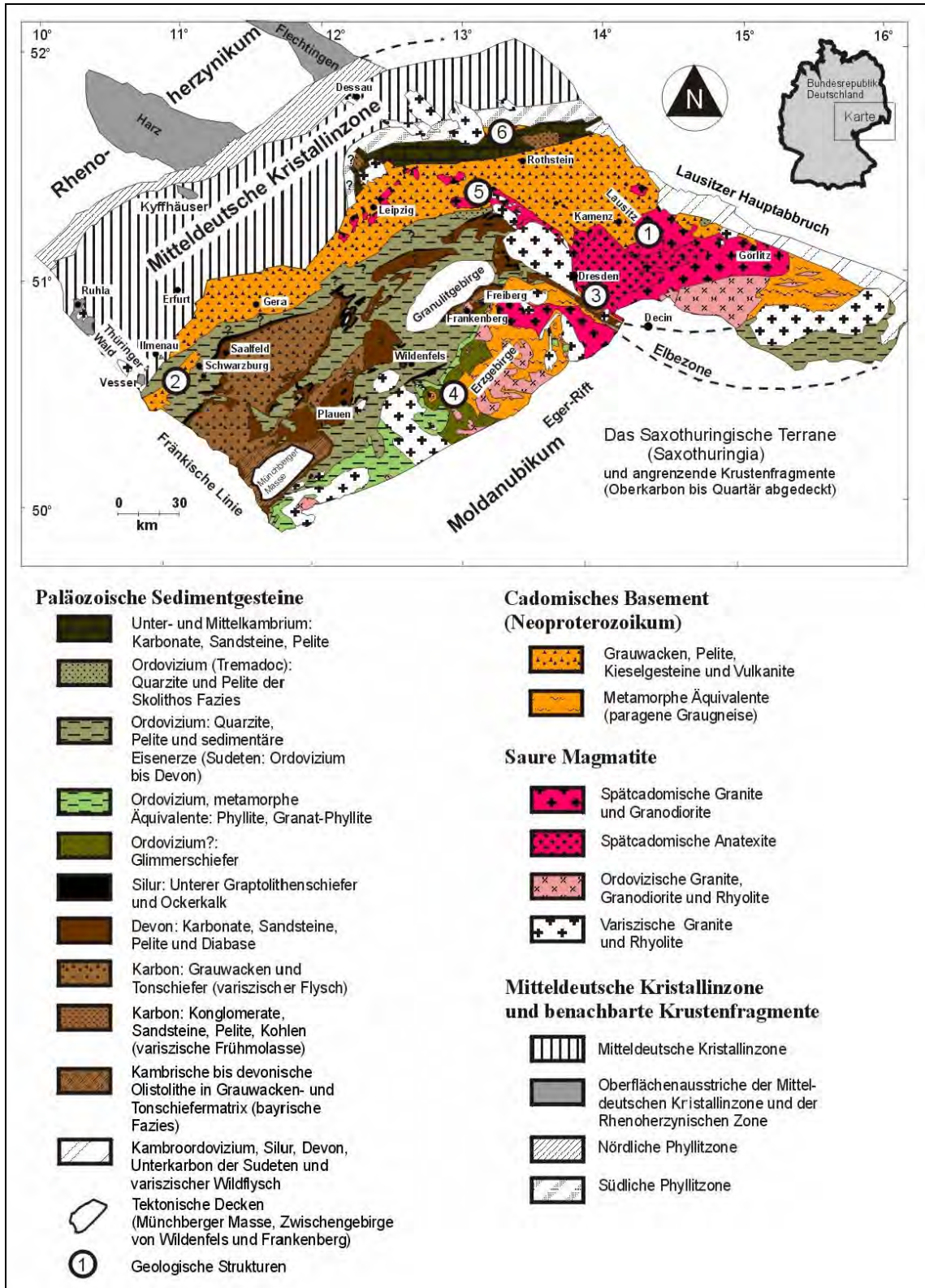


Abb. 15: Saxothuringikum, die Sächsisch-Thüringische Scholle nach LINNEMANN & SCHAUER (1999).

Geologische Strukturen: 1 – Lausitzer Antiklinalzone, 2 – Schwarzburger Sattel, 3 – Elbezone, 4 – Erzgebirgs-Fichtelgebirgs-Antiklinorium, 5 – Nordsachsen-Antiklinorium, 6 – Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium

Nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruchs schließt sich das Niederlausitzer Synklinorium an, ein Gebiet mit mehreren hundert Meter mächtigen jungpaläozoischen und mesozoischen Ablagerungen. Entlang der Störungszone des Lausitzer Hauptabbruchs treten dabei Verwerfungsbeträge von ca. 1000 m auf (NOWEL et al. 1994). Der Nachweis der paläozoischen Fanglomerate belegt die über lange Zeit aktive Störungszone des Lausitzer Hauptabbruchs während der variszischen Orogenese (GÖTHEL 2001).

Das zum Teil unter nur geringer Bedeckung liegende Grundgebirge der Sächsisch-Thüringischen Scholle wird im Südwesten entlang der Fränkischen Linie – zwischen dem Thüringer Wald und dem Fichtelgebirge – um ca. 1000 m versetzt. Südwestlich dieser Störungszone bedecken mehrere hundert Meter mächtige mesozoische Sedimente die paläozoischen Grundgebirgseinheiten der Süddeutschen Großscholle.

Das Grundgebirge des Saxothuringikum der Süddeutschen Großscholle ist durch die erzgebirgisch streichende Fränkische Muldenzone bestimmt, welche sich südlich an die Mitteldeutsche Kristallinzone anschließt. Diese kann als Verlängerung der thüringisch-vogtländischen Mulden gesehen werden (STETTNER 2001).

Südwestlich der Fränkischen Linie wird die Morphologie des Grundgebirges durch die Störungszone des Fränkischen Bruchschollenlandes geprägt, eine Zone NW-SE streichender Störungen und Blöcke, die im SW von der Eisfeld-Kulm- Störungszone mit bis zu 900 m Sprunghöhe begleitet wird.

Der größte geophysikalisch erfassbare Körper der Fränkischen Muldenzone ist das erzgebirgisch streichende Kraichgau-Tauber Schwerehoch (KTH), das als Abbild der paläomorphologischen Einheit des permischen Kraichgau-Saale Trogs gedeutet wird (CONRAD et al. 1996). Die gemeinsame Auswertung der Seismischen Profile DEKORP 3B / MVE-WEST und DEKORP 2S mit den Potentialfeld- Anomalien sowie den wenigen Bohrungen, die das Grundgebirge erreicht haben, zeigen die interne Gliederung des verdeckten Saxothuringikums in Senken und Schwellen. Die Würzburger Senke könnte danach eine Fortsetzung der Vesser Synklinale aus dem Bereich des Thüringischen Schiefergebirges sein (CONRAD et al. 1996).

Die Aufschlüsse paläozoischer Sedimente in den Nordvogesen (Valleé de la Bruche) und im Raum Baden-Baden belegen die südwestliche Fortsetzung des Saxothuringikums über die Bruchzone des Oberrheingrabens hinweg (GEYER & GWINNER 1991). Das Grundgebirge ist charakterisiert durch schwachmetamorphe Sedimente des Präkambrium bis Silur, die durch vulkanosedimentäre Ablagerungen des Devon bis Unterkarbon bedeckt werden (EDEL & FLUCK 1989).

3.2.1 Tiefenlage des Grundgebirges im Saxothuringikum

3.2.1.1 Sächsisch-Thüringische Scholle

Innerhalb der Sächsisch-Thüringischen Scholle kommen Senken mit mächtigen sedimentären Ablagerungen über dem Grundgebirge vor. Die größte Senkenstruktur ist die Thüringer Senke, kleiner sind die Vorerzgebirgssenke, die Müggelner Senke, Mühlberger Senke sowie die NW-streichende Elbesenke.

Das Grundgebirge der südöstlichen **Thüringischen Senke** ist Teil des Saxothuringikums und wird an der Grenze zur Mitteldeutschen Kristallinzone durch neoproterozoische, grünschieferfaziell überprägte Grauwacken aufgebaut. Vergleichbare Einheiten sind die ca. 2000 m bis 3000 m mächtige Leipziger Grauwacke im Bereich des Nordsächsischen Antiklinoriums (EHLING & BERGER 1997, SEHM 1976) und die Katzhütter Gruppe des Schwarzburger Antiklinoriums. Südlich schließen sich vorwiegend ordovizische, pelitische bis psammitische Schiefer und Quarzite an (vgl. Abb. 15).

Ebenso wie im anstehenden Variszikum kommen Granitintrusionen in die sedimentären Grundgebirgseinheiten vor. Der Granit zwischen Zeitz und Weißenfels (Bohrungen Zeitz 4 & Zeitz 5 1966) wurde bei ca. 400 m unter Geländeoberkante erbohrt und liegt im Streichen der unterkambrischen Granitvorkommen des Gebietes um Leipzig.

Eine weitere Granitintrusion befindet sich im südwestlichen Randbereich des Thüringer Schiefergebirges nahe der Stadt Bad Blankenbug. Dieser konnte durch das Tiefenseismische Profil THUBRA in Teufen von ca. 2 km unter altpaläozoischen Ablagerungen fixiert werden (SÖLLIG & RÖLLIG 1989).

Insgesamt fällt das SW-NE streichende Grundgebirge in Richtung NW von ca. 0 m (am Rand des anstehenden Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges) auf über -1000 m NN (am Rand der Mitteldeutschen Kristallinzone) ab.

Die **Elbesenke** ist Teil der Elbezone, die nahezu senkrecht zu den SW-NE streichenden Sattel- und Muldenzonen des Saxothuringikums streicht. Diese erstreckt sich beiderseits der Elbe von der Stadt Meißen im NW flussaufwärts über Dresden, Pirna und Bad Schandau bis nach Tschechien im SE. Das altpaläozoische und präkambrische Grundgebirge wird von jurassisch-kretazischen Deckgebirge bedeckt (vgl. TONNDORF 1999).

Die mesozoischen Sedimente sind durch granitoide Einheiten (Lausitzer Granodiorit, Markersbacher Granit) unterlagert. Die Granitvorkommen wurden im Zusammenhang mit der Uranerz-Exploration der DDR seit den 60iger Jahren intensiv erkundet (2267 Bohrungen in der Elbesenke). Das SW von Dresden gelegene intramontane Döhlener Becken ist eng an die tektonischen Bewegungen der Elbezone gekoppelt. Hier ist das Grundgebirge von einer bis zu 800 m mächtigen kohleführenden Molasseformation des Rotliegend bedeckt (REICHEL 1970).

Die Ergebnisse seismischer Tiefensondierungen (DEKORP RESEARCH GROUP, 1994) belegen ein einheitliches, mittelsteiles NE-Einfallen der Hauptstörungen der Elbzone (Lausitzer Überschiebung, Westlausitzer- und Mittelsächsische Störung) bis in die mittlere Kruste für den Abschnitt südöstlich von Dresden. Nordwestlich von Dresden fällt die Westlausitzer Störung als NE Begrenzung der Elbzone steil nach SW ein (KURZE et al. 1997).

Im nordwestlichen Randbereich befindet sich die „Kristallin - Oberfläche“ in Teufen von ca. 100 bis 200 m NN. Entlang der Lausitzer Überschiebung ist das Grundgebirge von der Lausitzer Kristallinscholle überschoben. Am Südwestrand der Elbesenke wird das Kristallin durch die Westlausitzer Störung gegen die paläozoischen Sedimente des Elbtalschiefergebirges abgegrenzt und befindet sich hier in Teufen von ca. 400 m unter NN (TONNDORF 2000).

In der nördlichen Elbezone sind zwischen Torgau und Dresden mehrere kräftige, vorwiegend SE-NW gerichtete geomagnetische Anomalien ausgebildet, die auf das Vorkommen von Magmatite zurückgeführt werden. Durch die hohe Magnetisierung (2000-10 000 nT) werden hier vor allem Syenodiorite und mög-

licherweise auch die kontaktmetamorph beeinflussten Sedimente nachgezeichnet. Die großen Horizontalgradienten der magnetischen Anomalien weisen vielfach auf eine tektonische Begrenzung der Magmatite sowie auf eine geringe (200-600 m) Tiefenlage (SCHEIBE 1996).

Im Gebiet der **Vorerzgebirgssenke** liegt das traditionelle Zwickauer Steinkohlenrevier, wo das Grundgebirge bis zu -500 m NN unter Permo-Karbon Ablagerungen absinkt. Die auftretenden Kristallingebiete des sächsischen Zwischengebirges von Wildenfels und Frankenberg werden als Deckenreste gedeutet.

Nördlich vom Granulitmassiv befindet sich eines der größten Verbreitungsgebiete des variszisch subsequenten Vulkanismus in Europa, der Nordwestsächsische Vulkanitkomplex. In der Grundgebirgsmorphologie muss mit mehreren calderaartigen Einbrüchen in das variszische Grundgebirge gerechnet werden. Im Zuge der Eruption wurden bis zu 1000 m mächtige, überwiegend rhyolithische Laven und Ignimbrite gefördert, die das Grundgebirge bedecken (FRISCHBUTTER & LÜCK 1997).

3.2.1.2 Niederlausitzer Senke

Nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruchs erreicht das Grundgebirge in der Niederlausitzer Senke Teufen bis ca. 2000 m unter Gelände (SÖLLIG & RÖLLIG 1989). Das in mehrere Mulden gegliederte Grundgebirge wird durch gefaltete oberproterozoische bis altpaläozoische Sedimente aufgebaut, die in Schollen zerlegt sind. In der Region Spremberg wurde die Grundgebirgsoberfläche in Teufen von ca. -1000 m NN erbohrt (BREMER & SÄRCHINGER 1967).

3.2.1.3 Süddeutsche Großscholle (Saxothuringikum)

Die Ableitung der Tiefenlage der Präpermischen-Grundgebirgsoberfläche auf der Basis von Bohrungen und geophysikalischen Sondierungen erfolgte u.a. durch BADER & BRAM (2001), GUDDEN (1985) und TRUSHEIM (1964). Die Bohrungen haben überwiegend altpaläozoische Tonschieferfolgen erbohrt mit teilweise eingeschalteten Karbonaten und Diabasen. Die nordöstlich von Würzburg gelegene Bohrung Volkach 1 (TRUSHEIM 1964) belegt das Vorkommen von magmatischen Intrusionen innerhalb der Fränkischen Muldenzone. Im zentralen Bereich der Muldenzone wurde mit der Bohrung Windsheim 1 Oberdevon erbohrt, die am nördlichen Randbereich der Mulde liegenden Bohrungen Elt-

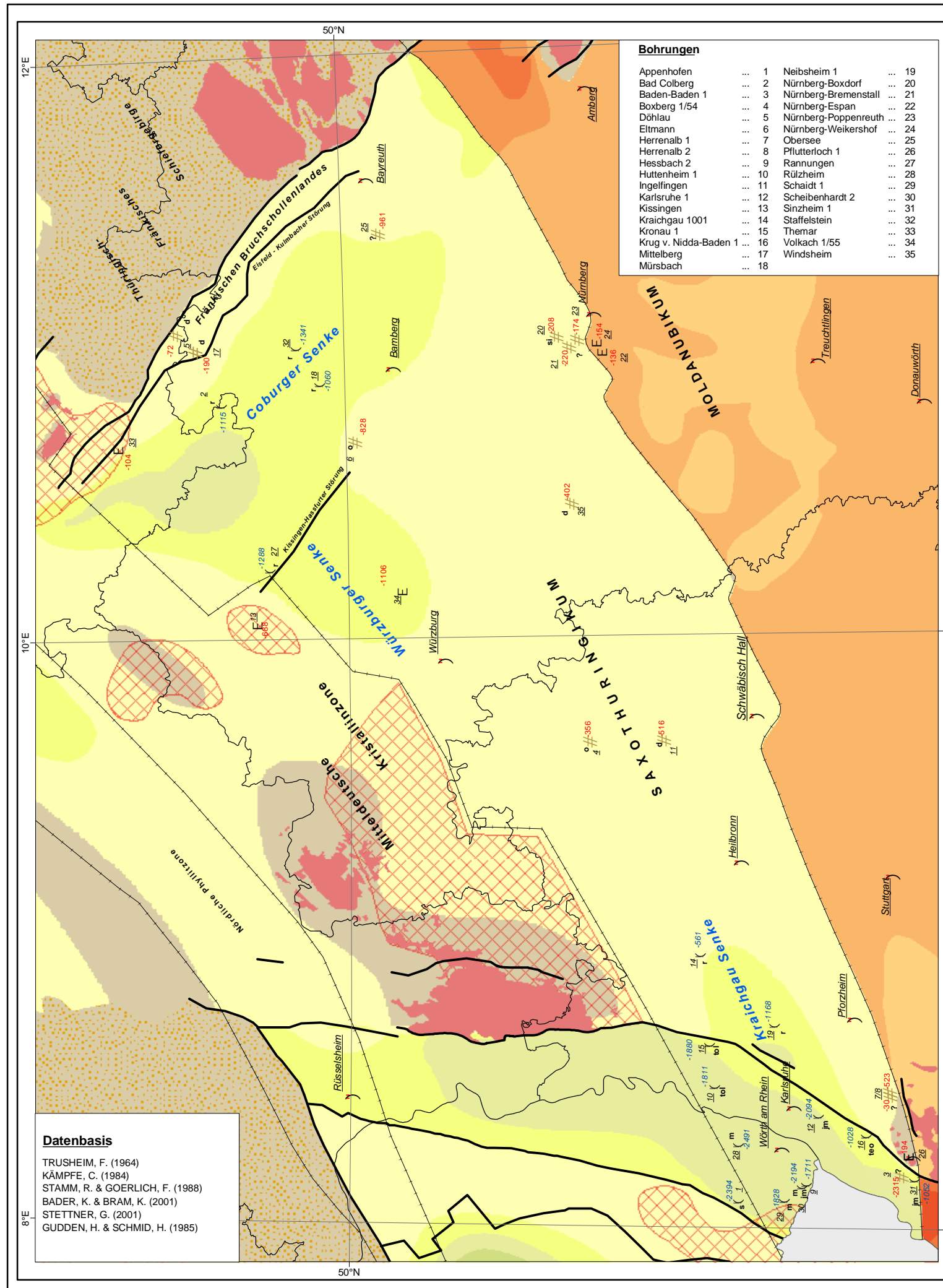
mann 1 und Boxberg 1 erfassten Schichten des Ordoviziums. Die Bohrungen nahe Nürnberg am südöstlichen Randbereich der Mulde haben silurisch bis ordovizische Sedimente erbohrt (vgl. Abb. 16).

Die markantesten morphologischen Strukturen der „Kristallin - Oberfläche“ sind die Würzburger Senke und die Coburger Senke. Die Würzburger Senke ist eine SW-NE streichende Struktur, in der das Grundgebirge Teufen bis zu -1400 m NN erreicht. Sie ist Teil der paläogeographischen Kraichgau-Saale-Struktur. Die sich im geomagnetischen Potentialfeld als ein Minimum abzeichnende Würzburger Senke wird als Fortsetzung der Vesser Synklinale angesehen, eine eigenständige paläozoische und präkambrische Struktur der Südlichen Phyllitzone im nordwestlichen Randbereich des Thüringischen Schiefergebirges (BANKWITZ & BANKWITZ 1997). Die an der Oberfläche bekannte NW-SE streichende Kissingen-Hassfurter Störungszone begrenzt diese Struktur im Osten. Parallel zum Streichen der Fränkischen Linie und der Kissingen-Haßfurter Störungszone hat sich die Coburger Senke herausgebildet. Hier ist die Grundgebirgsoberfläche in Teufen von über 1200 m zu erwarten. Das Richtung NE aufsteigende Grundgebirge wird im Gebiet des Fränkischen Bruchschollenlandes in Blöcke zerlegt, was auf eine treppenartig versetzte Grundgebirgsoberfläche schließen lässt.

3.2.1.4 Oberrheingraben (Saxothuringikum)

Die Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche im saxothuringischen Anteil des Oberrheingrabens ist weitgehend unbekannt. Lediglich die Bohrung Baden-Baden 1 am unmittelbaren Grabenrand hat mit einer Teufe von -2315 m NN das Grundgebirge in Form von Phylliten erreicht.

Die Entwicklung des Oberrheingrabens führte zu einer Gliederung der Grundgebirgsoberfläche in einzelne Senken und Schwellen, wobei das Grundgebirge in den Senken z.T. Teufen von über 3000 m erreicht (SAUER & MUNCK 1979). Diese Angabe lässt sich auch durch die Konstruktion der postvariszischen Sedimentmächtigkeiten belegen (BOIGK & SCHÖNEICH 1968). Gegenüber der Entwicklung des Oberrheingrabens verliert die paläomorphologische Struktur der Kraichgau-Senke ihre Bedeutung.



Bohrungen

Appenhofen	...	1	Neibshiem 1	...	19
Bad Colberg	...	2	Nürnberg-Boxdorf	...	20
Baden-Baden 1	...	3	Nürnberg-Bremenstall	...	21
Boxberg 1/54	...	4	Nürnberg-Espan	...	22
Döhlau	...	5	Nürnberg-Poppenreuth	...	23
Eltmann	...	6	Nürnberg-Weikershof	...	24
Herrenalb 1	...	7	Obersee	...	25
Herrenalb 2	...	8	Pflutterloch 1	...	26
Hessbach 2	...	9	Rannungen	...	27
Hüttenheim 1	...	10	Rülzheim	...	28
Ingelfingen	...	11	Schaidt 1	...	29
Karlsruhe 1	...	12	Scheibhardt 2	...	30
Kissingen	...	13	Sinzheim 1	...	31
Kraichgau 1001	...	14	Staffelstein	...	32
Kronau 1	...	15	Themar	...	33
Krug v. Nidda-Baden 1	...	16	Volkach 1/55	...	34
Mittelberg	...	17	Windsheim	...	35
Mülsbach	...	18			

LEGENDE

Bohrungen

- E-369** Bohrung: "Kristallin-Oberfläche" erreicht
 - 12 Lokationsnummer
 - 369 Teufe der "Kristallin-Oberfläche" [mNN]
- si-210** Bohrung: "Grundgebirgs-Oberfläche" erreicht
 - 46 Lokationsnummer
 - 210 Endteufe [mNN]
 - d Endstratigraphie
- jm-978** Bohrung: "Grundgebirgs-Oberfläche" nicht erreicht
 - 46 Lokationsnummer
 - 978 Endteufe [mNN]
 - m Endstratigraphie

Tiefenangaben

- kristallines Grundgebirge, anstehend
(Magmatite und katazonale Metamorphe)
z.T. unter geringer sedimentärer Bedeckung
- 1 Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges [km] NN (Moldanubikum)
- 0
- 1
- 2
- >3
- Sedimentäres Grundgebirge, anstehend
(gefaltete und epi- bis mesozonale Einheiten)
z.T. unter geringer sedimentärer Bedeckung
- 1 Tiefenlage der Präperm - Oberfläche [km] NN
- 0
- 1
- 2
- >3

Verbreitung von Magmatiten innerhalb gefaltete und / oder metamorphe Einheiten des Variszikum

Strukturen

- Grenzen tektonischer Einheiten des Variszikum
- Störungen

Stratigraphische Kürzel

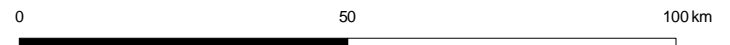
- Tertiär
 - tol Oligozän
 - teo Eozän
- Jura
 - jm Mittlerer Jura
- Trias
 - m Muschelkalk
 - s Buntsandstein
- Perm
 - r Rotliegend
- Prävariszisch
 - d Devon
 - si Silur
 - o Ordovizium
 - ? fragliche stratigr. Zuordnung

Datenbasis
 TRUSHEIM, F. (1964)
 KÄMPFE, C. (1984)
 STAMM, R. & GOERLICH, F. (1988)
 BADER, K. & BRAM, K. (2001)
 STETTNER, G. (2001)
 GUDDEN, H. & SCHMID, H. (1985)



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
 Dienstbereich Berlin

Saxothuringikum - SW der Fränkischen Linie



Projekt: **Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland**

Sachbearbeiter: K. REINHOLD

3.3 Mitteldeutsche Kristallinzone

Die Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ) ist durch das Vorkommen verschiedenartiger Plutonite (Granite, Granodiorite, Diorite, Gabbros) und Metamorphite der Amphibolitfazies (Para- und Orthogneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzite) geprägt. Jungproterozoische, im Wesentlichen aber altpaläozoische Sedimentserien, wurden teilweise bereits kaledonisch von granitoiden Magmen intrudiert. Im Unterdevon erfolgte eine Regionalmetamorphose der Gesteine, die von syn- bis spätorogenen granitoiden Intrusionen begleitet wurde. Diese Intrusionen reichen lokal bis an die Wende Unter-/ Oberkarbon (vgl. Kap. 2.3). Der Randbereich der MKZ ist durch die Nördliche und Südliche Phyllitzone gekennzeichnet, eine Zone mit vorwiegend phyllitischen Gesteinen. Diese zeichnen sich durch markante magnetische Anomalien aus, wodurch eine relativ genaue regionale Abgrenzung der z.T. untertage streichenden Strukturen möglich ist.

Spätestens seit Beginn des Oberdevons war die Mitteldeutsche Kristallinzone als Teil der paläogeographisch wirksamen Mitteldeutschen Schwelle Hebung- und Abtragungsgebiet (BRINKMANN 1948). Dies führte zu einer tiefgründigen Erosion und zum Anschnitt ehemals tiefliegender Grundgebirgsstockwerke, die heute diskordant vom sedimentären Deckgebirge überwiegend permischen, z.T. auch oberkarbonischen Alters überlagert werden.

Durch die spätvariszische Inversionstektonik und die mesozoisch-känozoische Bruchtektonik wurde die Mitteldeutsche Kristallinzone in mehrfach aktivierte Teilblöcke zerlegt, was zur Herausbildung von Schwellen (z.B. Spessart-Rhön Schwelle) und Senken (z.B. Saar-Nahe Senke) und deren saxonische Zerblo- ckung führte.

3.3.1 Tiefenlage des Grundgebirges der MKZ

3.3.1.1 Saar-Nahe Senke

Die Saar-Nahe Senke (SNS) ist eine jungpaläozoische Inversions- Senkungszone der MKZ, welche von Marne (Frankreich) im SW bis zum Oden- wald im NE und im SE bis an den Nordrand der Vogesen reicht. Die südöstlich anschließende Haardt-Odenwald-Spessart-Schwelle setzte die Hebungsten-

denz der MKZ bis zum Ende des Oberkarbons fort. Sie wurde erst im Stefan (fraglich) und Rotliegend in die Inversion und damit in die Sedimentation einbezogen.

Die Morphologie im nordöstlichen Teil der SNS ist durch zwei tiefenseismische Profile DEKORP 9N und DEKORP 1C näher bekannt (HENK 1991). Die seismischen Daten deuten auf eine ausgeprägte asymmetrische Senkenfüllung mit einer typischen Halbgrabengeometrie. Die maximalen Sedimentmächtigkeiten befinden sich unmittelbar südlich der Hunsrück-Südrand Störung (HENK 1993) und betragen heute etwa 7,5 km (SCHÄFER & KORSCH 1998).

Die Tiefenlage der „Kristallin -Oberfläche“ steht im direkten Bezug zu dieser Senken/ Schwellen Gliederung. Während an dem Rheingrabenstörungssystem der Haardt lokal Kristallin der MKZ ausstreicht (z.B. südlich von Landau) ist es in der Saar-Nahe Senke mehrere tausend Meter tief versenkt. Die Bohrung Saar 1, die im NE des Saarbrücker Hauptsattels abgeteuft wurde, hat unter 5616 m mächtigem Oberkarbon bis Mittel- und Oberdevon, in 5662 m Teufe einen Albit-Granit erbohrt (LANG 1976).

3.3.1.2 Oberrheingraben, Mainzer Becken

Die Struktur des Grundgebirges in dem Teil des Oberrheingrabens, der zur MKZ gehört, wurde durch die Grabenbildung überprägt, so dass die paläogeographisch aktiven Senken und Schwellen (Nahe-Mulde, Pfälzer Sattel, Vorhaart-Mulde) ihre morphologische Bedeutung verloren haben. Das Mainzer Becken ist eine bruchtektonisch stark gegliederte randliche Hochscholle des Oberrheingrabens.

Das Grundgebirge des Mainzer Beckens befindet sich maximal in 1000 m Tiefe und ist am Westrand des Oberrheingrabens zwischen Neustadt an der Weinstraße und Weissenburg aufgeschlossen. Die Vorkommen der präpermischen Einheiten belegen die westliche Fortsetzung der Mitteldeutschen Kristallinzone (KUHN 2001). Unter Beachtung der postvariszischen Mächtigkeiten im Oberrheingraben sinkt die Grundgebirgsoberfläche auf mehr als 3000 bis 4000 m uNN ab (BOIGK & SCHÖNEICH 1968).

3.3.1.3 Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle / Thüringer Wald

Zwischen Odenwald und Spessart wird die Grundgebirgsoberfläche von nur wenigen hundert Meter mächtigen mesozoischen Sedimenten bedeckt. Westlich des Odenwaldes wurde durch die Bohrung Groß Wallstadt ab 330 m Teufe unter Gelände Glimmerschiefer und Granit erbohrt.

Die Grundgebirgsoberfläche der Spessart-RhönTeilschwelle liegt bei ca. 200 m NN. Die Südostflanke ist durch steile, SE fallende Störungen gekennzeichnet, die zum Kraichgau-Saale-Trog überleiten (vgl. Kap. 3.2.1.3). Die kristallinen Hochgebiete Spessart und Rhön werden durch die Schlüchtener Senke separiert, die ebenso wie der Rhön-Block N-S orientiert ist. Die variszisch angelegte Schwellenzone war bereits im Perm eine Hochlage, gekennzeichnet durch fehlende bzw. geringmächtige Rotliegendablagerungen sowie Karbonate und Riffbildungen im Zechstein.

In den Grundgebirgsbohrungen Brückenau-Mohrenmühle, Geroda und Hettenhausen wurden Dolomit/ Marmor und Glimmerschiefer aufgeschlossen, in weiteren Bohrungen wurden dagegen überwiegend Gneise und Granite nachgewiesen.

Zwischen dem Rhön-Block und dem Ruhlaer Kristallin liegt die NW-SE verlaufende Südthüringische Senke. Die Grundgebirgsoberfläche sinkt in der Südthüringischen Senke auf mehr als -2400 m NN ab. Die überlagernden permokarbonen Ablagerungen erreichen mehr als 1700 m Mächtigkeit.

Zwischen der Südweststrandstörung des Thüringer Waldes und der Kulmbach-Störung steigt die Grundgebirgsoberfläche von NE nach SW steil an und steht im Kleinen Thüringer Wald übertage an.

Die horstartig herausgehobene Scholle des Thüringer Waldes ist durch Brüche scharf gegen die nordöstlichen und südwestlichen mesozoischen Einheiten abgegrenzt. Die Hebungsstruktur besitzt eine variszische Mulden- und Sattelquergliederung. Dadurch sind Teile des Grundgebirgsstockwerkes fensterartig aufgeschlossen (Ruhlaer Kristallin), in anderen Regionen erreicht die Sedimentbedeckung maximal 1000 m (Oberhofer Mulde).

Die südlichen Granitvorkommen unter den permokarbonischen Ablagerungen werden als Thüringer Hauptgranit zusammengefasst, der bei Zella-Mehlis (Suh-

ler Granit), bei Schmiedefeld, im oberen Ilmtal, bei Ilmenau und im „Kleinen Thüringer Wald“ ausstreicht.

3.3.1.4 Thüringer Senke

Im Gebiet der Thüringer Senke erfolgte der Nachweis des Grundgebirges der MKZ in der ersten Hälfte der 60er Jahre, seit dieser Zeit sind keine weiteren Tiefenaufschlüsse mehr hinzugekommen. Die im Randbereich bekannten geologischen Einheiten setzen sich nach dem Kenntnisstand unter dem mesozoischen Deckgebirge der Thüringer Senke fort. Anhand der Tiefbohrungen konnte die Verbreitung von anatexitischen Graniten und Granodioriten im zentralen Bereich der Thüringer Senke belegt werden (BEHR 1966).

Für das heutige Strukturbild ist eine Aufteilung in mehrere NW-SE ausgerichtete Leistenschollen charakteristisch. Die Grundgebirgsoberfläche erreicht maximal eine Teufe von ca. -2500 m und steigt zur Hochscholle des Thüringer Waldes auf -1000 m an.

Als markante Leistenscholle tritt die ca. 15-20 km breite Hermundurische Scholle in Erscheinung, die im SW von der Finne-Störung (Versatz ca. 1 km) begrenzt wird (vgl. Profil 6). Das Grundgebirge der Hermundurischen Hochscholle liegt in Teufen zwischen -1000 und -1500 m NN, im nordwestlichen Streichen befinden sich die Grundgebirgsaufschlüsse des Kyffhäusers.

Nordöstlich der Hermundurischen Scholle liegt die NE-SW streichende Saale-Senke, eine variszische Inversions-Senkungszone mit mächtigen permokarbo-nischen Ablagerungen. Die größten Tiefen (mehr als -3000 m) der Grundgebirgsoberfläche werden südwestlich von Halle erreicht, während die Grundgebirgsoberfläche nach SE allmählich ansteigt. Die halbgrabenförmige Morphologie des Beckens wird im NW durch den Hornburger Störung und im NE durch die Halle- Störung begrenzt (RAPPSILBER 2003).

3.3.1.5 Halle-Wittenberg Scholle

Nordöstlich der Halle- Störung ist das Grundgebirge der Halle-Wittenberg Scholle um mehr als 1000 m angehoben. Diese Grundgebirgsscholle ist durch das Auftreten der Kristallinkomplexe teilweise schon unter der Tertiärbasis charakterisiert (Hohendorfer und Dessauer Kristallin) und wurde im tiefenseismischen Profil FLELAU (vgl. Profil 6) erfasst (BORMANN et al. 1986).

Im südwestlichen Bereich der Halle-Wittenberg-Scholle erreicht die Grundgebirgsoberfläche Teufen von ca. -1500 m NN, in Richtung NE steigt diese bis auf wenige hundert Meter bis zum Wittenberg-Abbruch an (BREMER & SÄRCHINGER 1967).

Nordöstlich der Halle-Wittenberg Scholle erfolgt ein Umbiegen der MKZ in E-W-Richtung. NW-SE streichende Störungen (Wittenberger Abbruch, Schönwalder Störung, Lausitzer Hauptabbruch) führen zu einem treppenartigen Absinken der Grundgebirgsoberfläche Richtung E bis NE (-2450 m NN der Bohrung Guben 2), was durch das tiefenseismische Profile GRIMBU belegt werden konnte (FRISCHBUTTER & LÜCK 1997).

Die Hochlagen der Kristallinkomplexe Pretzsch-Prettin und Schönwalde befinden sich direkt unter känozoischer Bedeckung, die durch Störungen scharf begrenzt werden. Weitere Kristallinvorkommen wurden durch die Bohrungen Luckenwalde (ca. -2000 m), Staakow (ca. -1737 m) und Luckau (ca. -920 m) im SE Brandenburgs nachgewiesen.

3.3.1.6 Nördliche Phyllitzone

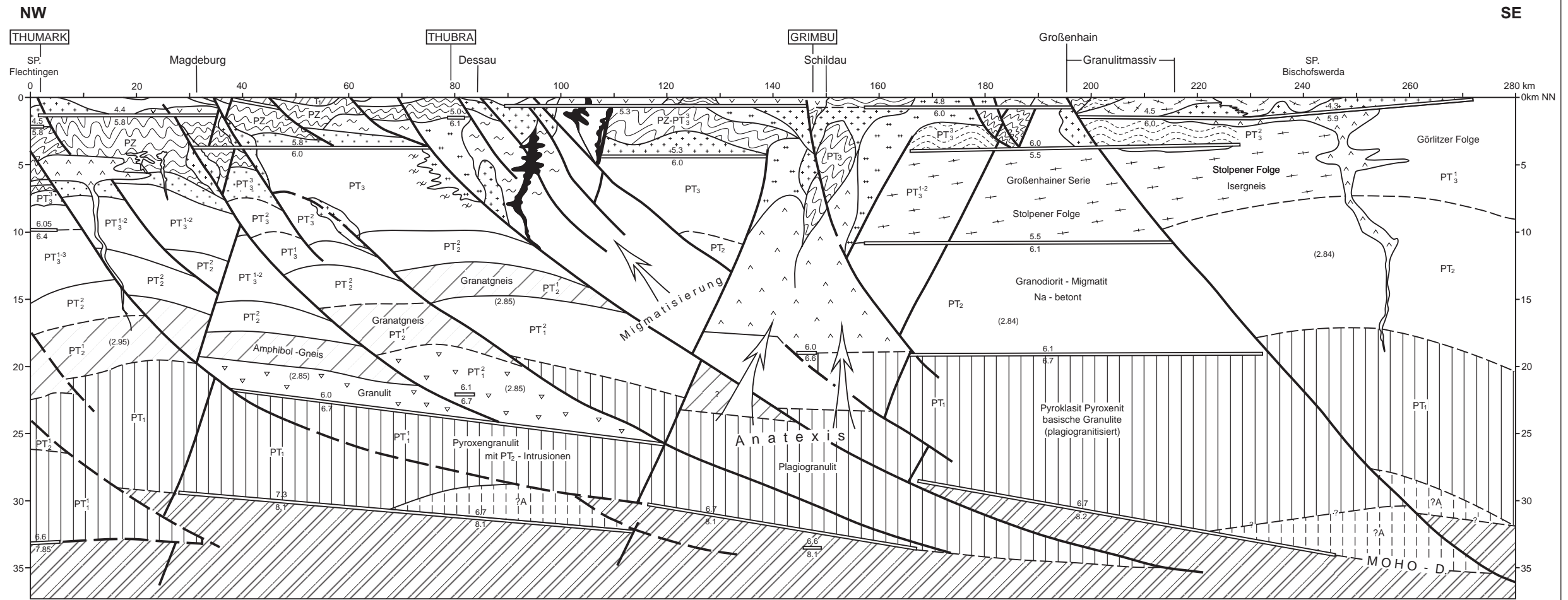
Nordwestlich der Mitteldeutschen Kristallinzone erstreckt sich zwischen Eschwege und Frankfurt Oder auf über 300 km Länge und maximal 50 km breite eine Zone mit überwiegend phyllitischen Gesteinen, die teils übertage ausstreichen (Wippraer Zone, Südlicher Hunsrück) bzw. unter permisch-mesozoischer Bedeckung liegen. Die Teufen der Grundgebirgsoberfläche liegen in der streichenden Verlängerung der Wippraer Zone im Bereich der Subherzynen Senke bei wenigen hundert Metern bis maximal einem Kilometer. Auf der nordöstlich anschließenden Flechtingen-Roßlau Scholle reicht die Grundgebirgsoberfläche teilweise wenige zehner Meter bis ca. 500 Meter unter Gelände (BURMANN et al. 2001).

3.3.1.7 Südliche Phyllitzone

Spiegelbildlich zur Nördlichen Phyllitzone befindet sich im Bereich der Synklinalezone Vesser-Delitzsch-Torgau-Doberlug die Südliche Phyllitzone der Mitteldeutschen Kristallinzone. Östlich des Lausitzer Hauptabbruchs fehlen direkte Nachweise der Südlichen Phyllitzone, die Fortsetzung nach SW wird in der Struktur der Würzburger Senke (max. Teufe ca. 1400 m) vermutet (CONRAD et

al. 1996). Aufgeschlossen ist das Grundgebirge der Südlichen Phyllitzzone in der Vesser Zone sowie durch Bohrungen zwischen den Orten Delitzsch und Drehna. Die Grundgebirgsoberfläche befindet sich zwischen den Orten Delitzsch und Torgau in Teufen von ca. 1000 m. Dagegen liegt sie in der Region des Granitkomplexes Pretzsch- Prettin bei ca. 150-200 m uGOK, das auf eine Gliederung in Schwellen- und Senkenregionen hindeutet.

ZENTROSEIS - Profil FLELAU



- | | | | | |
|--------------------------------|--|---|--------------------------|---|
| gefaltetes Altpaläozoikum (PZ) | Keratophyr | intermediäre Magmatite (hpts. Syenodiorite) | Ultrabasite | spät - postvariszische Störung |
| Anatexit, granodioritisch | Förderkanäle von Vulkaniten (z.T. ignimbritisch) | Pyroxengranulit | oberer Mantel | vermutete Aufschübung (varisz.-prävariszisch) |
| Migmatite / Gneise | Granitoide | Basite / Rhyolithe | Refraktionshorizont, Vp. | |

Geologische Komplexinterpretation

Lageskizze



Bundesanstalt für
Geowissenschaften
und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

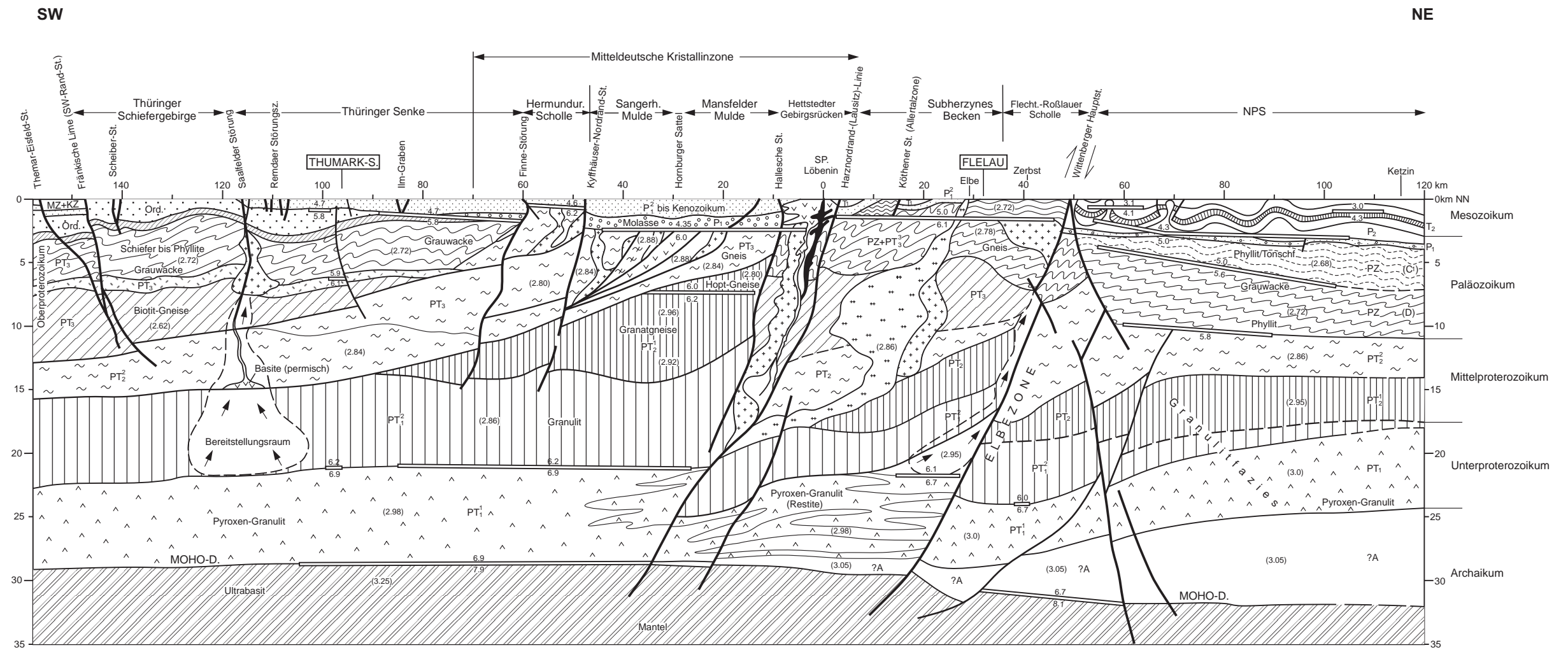
Geologischer Schnitt ZENTROSEIS - Profil FLELAU

(nach Bormann et al. 1986)

Projekt:

Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

ZENTROSEIS - Profil THUBRA



- | | | |
|------------|-------------------------|---|
| Granitoid | Basit | vermutete Aufschubung (varisz.-prävariszisch) |
| Diorit | Gneis | spät-bis postvariszische Störungen |
| Amphibolit | stark/schwach metamorph | Refraktionshorizont, Vp. |

Geologische Komplexinterpretation

Lageskizze

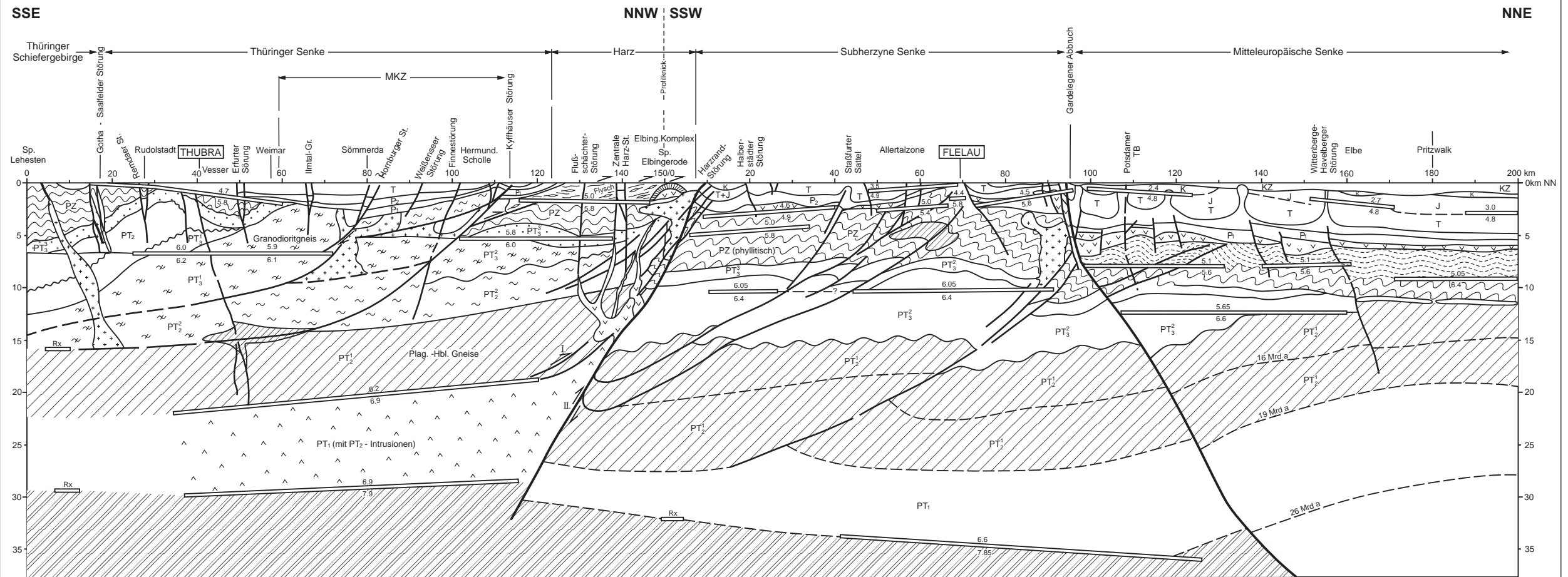


Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

Geologischer Schnitt ZENTROSEIS - Profil THUBRA (nach Bormann et al. 1986)

Projekt:
Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

ZENTROSEIS - Profil THUMARK



Geologische Komplexinterpretation

- | | | | |
|----------------------------------|-----------------------------|--|---|
| schwach deformiertes Paläozoikum | postkinematische Granitoide | Ultrabasite | steil orientierte spät - bis post-variszische Blocktektonik |
| stark deformiertes Paläozoikum | Vulkanite | Mantel | Refraktionshorizont, Vp. |
| Migmatite, Gneise | Basite | flach kompressive Störungen (prä - bis variszisch) | |

Lageskizze



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

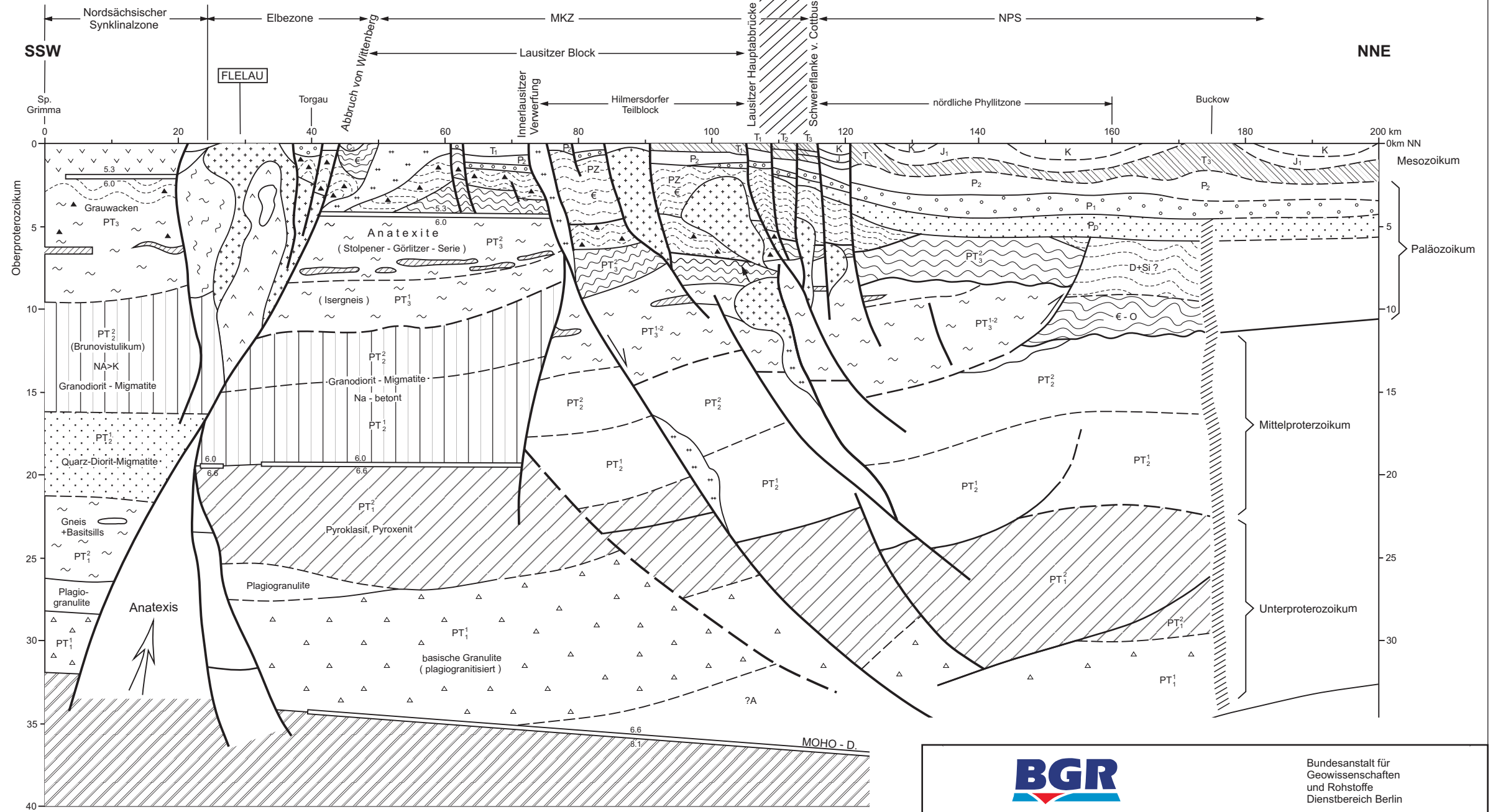
**Geologischer Schnitt
ZENTROSEIS - Profil THUMARK**

(nach Bormann et al. 1986)

Projekt:

Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

ZENTROSEIS - Profil GRIMBU



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Rhyolithe | | Basit |
| | Granitoide | | Paläozoikum, schwach deformiert |
| | Diorit | | Kamenzer Serie (PT ₃) schwach deformiert |
| | Einschaltungen Stolpener Serie (PT ₃) | | |
| | Granulit | | |
| | Mantel | | |
| | Phyllite Drehna | | |
| | Gneis | | |
| | Anatexit | | |
| | vermutete Aufschiebung (varisz.-prävariszisch) | | |
| | spät - bis postvariszische Störung | | |
| | Refraktionshorizont, Vp. | | |

Lageskizze



Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

**Geologischer Schnitt
ZENTROSEIS - Profil GRIMBU**

(nach Bormann et al. 1986)

Projekt:

Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

3.4 Rhenoherynikum & prävariszisches Vorland (Norddeutsches Becken)

Versuche den geologischen Bau des präpermischen Strukturstockwerkes in Nordostdeutschland zu erkunden, wurden in den Jahren 1963-1967 mit Hilfe von KMgW Sondierungen und von 1968-1971 mittels Semlja Messungen durchgeführt. Weitere Forschungsarbeiten erfolgten im Rahmen des refraktionsseismischen ZENTROSEIS Projektes des ZIPE Potsdam (BORMANN et al. 1986) sowie des reflektionsseismischen DEKORP BASIN´96 Projektes des GFZ Potsdam (DEKORP-BASIN 1998, 1999). Refraktionsseismische Messungen zur Erkundung des tieferen Untergrundes in Nordwestdeutschland wurden 1975 / 76 mit dem Profil NORDDEUTSCHLAND (REICHERT 1992) und mit dem Profil der Europäischen GeoTraverse [EGT] (BLUNDELL et al. 1992) durchgeführt. Diese genannten Forschungsarbeiten werden durch eine Vielzahl von seismischen Erkundungen der privaten Explorationsindustrie ergänzt.

Die häufig fehlende seismische Impedanz gerade des tieferen geologischen Stockwerksbaus (unterhalb der Zechsteinbasis) ist die Ursache der großen Schwierigkeiten bei der seismischen Erkundung Norddeutschlands. Daher besteht weiterhin nur ein geringer geologischer Kenntnisstand über die Tiefenlage des Grundgebirges (DOHR 1989).

Beruhend auf einen deutlich besseren geologischen Kenntnisstand konnten BRÜCKNER-RÖHLING & HOFFMANN (1998) die Tiefenlage der Präperm-Oberfläche ableiten (vgl. Abb. 18). Diese basiert auf geophysikalische Messungen (Seismik) und Bohrungen (vgl. Abb. 17) und wurde durch die Addition der Ablagerungen des Rotliegend zur Zechsteinbasis konstruiert (GERLING et al. 1999). Die Tiefenlage und Strukturen der Präperm- Oberfläche sind in der Abbildung 18 dargestellt. Besonders deutlich treten drei regionalen Beckenzentren im Rotliegenden des Norddeutschen Beckens hervor:

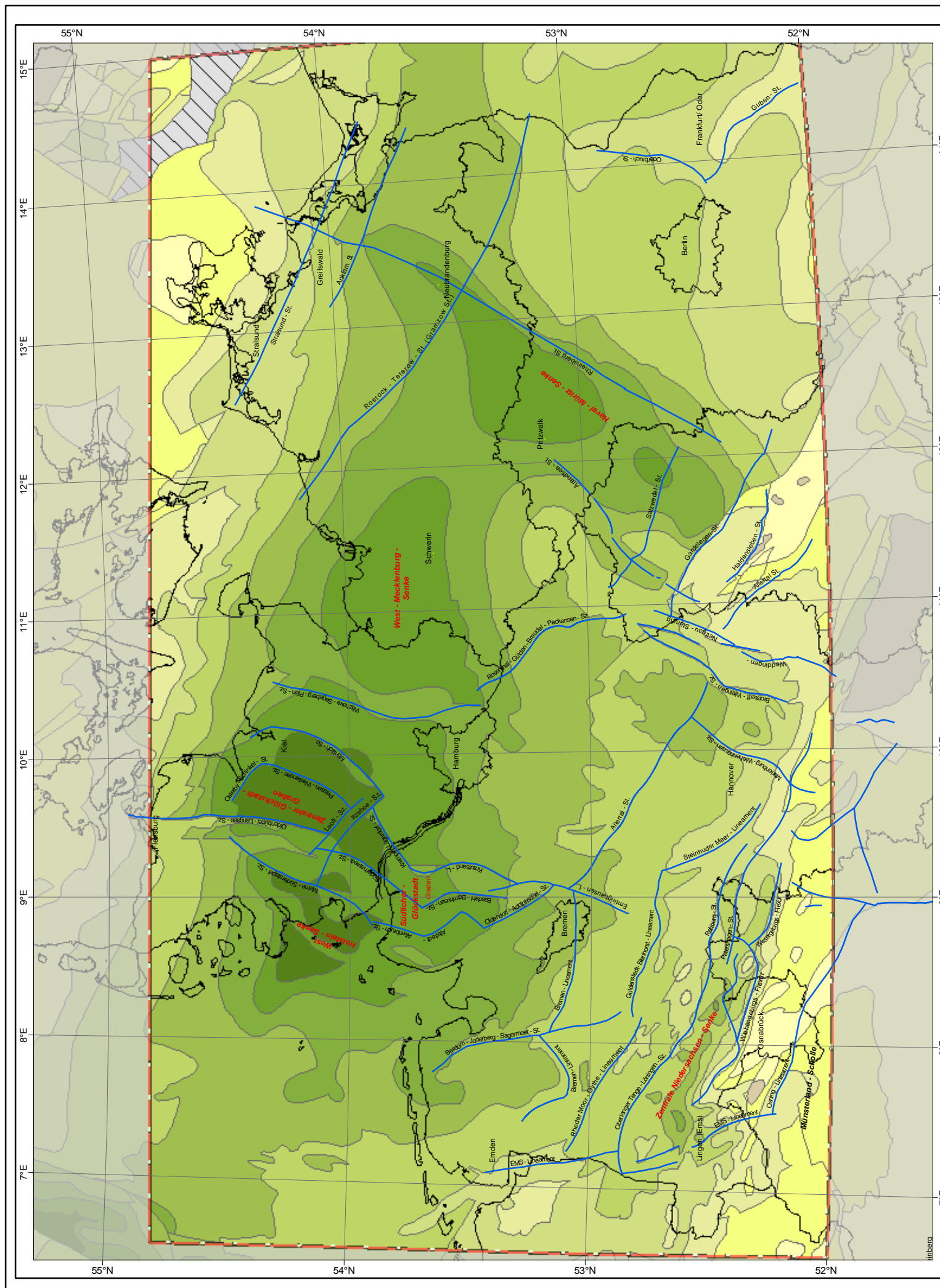
- der Havel - Müritz - Senke,
- der Westmecklenburg - Senke und
- dem Glückstadt - Graben.



Abb. 17: Auswahl bedeutender Präperm - Bohrungen in Norddeutschland mit der erbohrten Stratigraphie in der Endteufe, [m] unter Geländeoberkante nach FRANKE, 1990

Alternativ zur seismischen Erkundung wurden Modelle der Tiefenlage des Kristallins durch die Interpretation der geophysikalischen Potentialfeldanomalien (Magnetik, Gravimetrie) entwickelt. Erstmals flächendeckende Modelle des Norddeutschen Beckens erarbeiteten PUTZIGER et al. (1966) und SCHEIBE (1976) für Nordostdeutschland sowie HAHN et al. (1976) und PRATSCH (1979) für Nordwestdeutschland. Weitere Modelle wurden im Bereich des Niedersächsischen Tektogens durch GIEBELER-DEGRO (1986) auf der Basis einer 3D gravimetrischen Simulationsrechnung erstellt.

Eine aktuelle Modellierung der „Kristallin - Oberfläche“ erfolgte im Auftrag der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) 2003 anhand gravimetrischer und magnetischer Anomalien im Norddeutschen Becken (LINDNER et al. 2002, VORMBAUM et al. 2003).

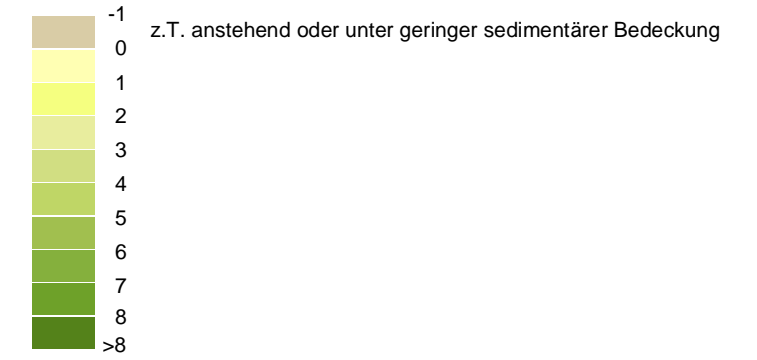


LEGENDE

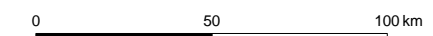
Strukturelemente (Auswahl)
nach BALDSCHUHN, R. et al. (1998), SÖLLIG, A. & RÖLLIG, G. (1989)

— bedeutende Bruchstörungen

Tiefenlage der Präperm - Oberfläche [km NN]
(nach BRÜCKNER-RÖHLING & HOFFMANN 1998, ergänzt durch DROZDZEWSKI 2005)



Gültigkeitsgrenze des Modells



Bundesanstalt für
Geowissenschaften
und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

**Tiefenlage und Strukturen der
Präperm - Oberfläche**

Projekt:
Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

Sachbearbeiter K. REINHOLD

BGR - Ref. B3.21

Abb. 18 S. 68

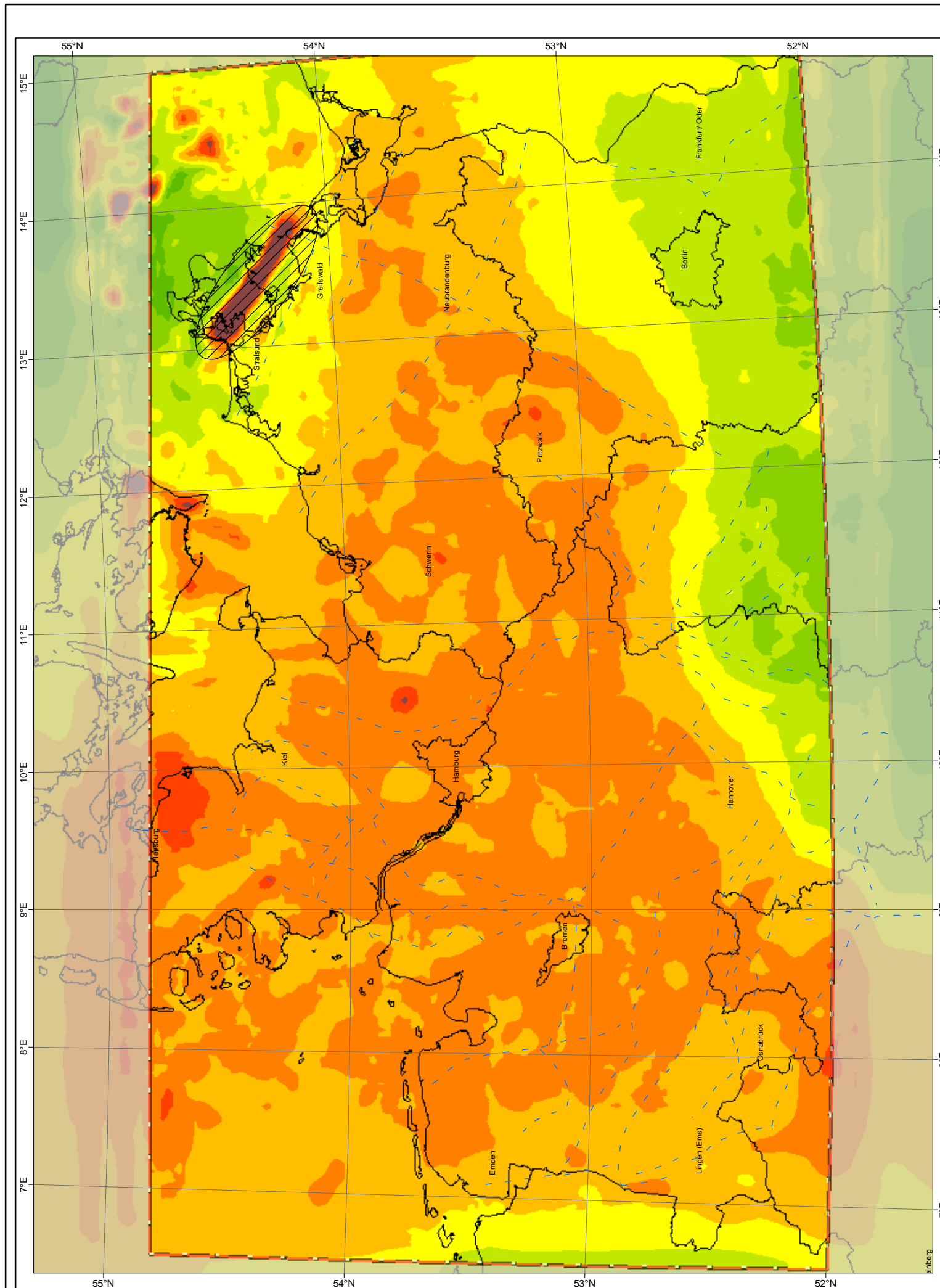
3.4.1 Tiefenlage des Kristallins in Norddeutschland

Die in der Karte dargestellte Oberfläche des „magnetisch wirksamen Kristallins“ des Norddeutschen Beckens basiert auf den Ergebnissen der Modellierungen der gravimetrischen und magnetischen Feldanomalien (LINDNER et al. 2002, VORMBAUM et al. 2003). Diese abgeleitete Fläche wird der „Kristallin-Oberfläche“ gleichgesetzt.

Für den Tiefenlinienverlauf der Oberfläche des „magnetisch wirksamen Kristallins“ wurde der Schwerpunkt der Modellierung auf die Anpassung der Suszeptibilitätswerte gelegt. Ausgehend von einem Startmodell wurde die magnetische Wirkung durch Unterschiede in der Suszeptibilitätsverteilung im Kristallin modelliert (LINDNER et al. 2002).

Geologisch entspricht diese Variante der Vorstellung, dass die wesentlichen Quellen der regionalen magnetischen Anomalien intermediäre bis ultrabasische Intrusiva sind, die in ein viel schwächer magnetisiertes kristallines Basement intrudiert sind.

Für das Modell der Gravimetrie wurde, ausgehend vom Startmodell (Relief des „magnetisch wirksamen Kristallins“), die Dichte variiert, um das Referenzschwerefeld abzubilden (VORMBAUM et al. 2003). Als Referenzschwerefeld diente eine bis zur Oberrotliegend-Basis abgedeckte Bouguer-Schwerekarte (BRINK et al. 1994). Am Ende konnte das Referenzschwerefeld mit dem Relief des „magnetisch wirksamen Kristallins“ – unter Annahme einer plausiblen Dichteverteilung – widerspruchsfrei gedeutet werden. Nach dem Ergebnis der Modellierung befindet sich die Teufe der Oberfläche des Kristallins im Norddeutschen Becken bei ca. 11 - 13 km.

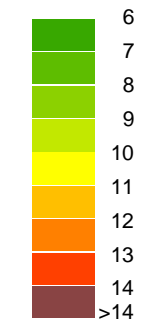


LEGENDE

Strukturelemente (Auswahl)
 nach BALDSCHUHN, R. et al. (1998), SÖLLIG, A. & RÖLLIG, G. (1989)

- - - bedeutende Bruchstörungen
- Bezeichnungen siehe Abb. 18

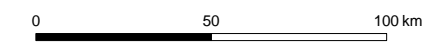
Tiefenlage der magnetisch wirksamen Kristallin - Oberfläche [km NN]
 (nach LINDNER et al. 2004)



Gültigkeitsgrenze des Modells



Gebiet mit eingeschränkter Aussage



Bundesanstalt für
 Geowissenschaften
 und Rohstoffe
 Dienstbereich Berlin

**Tiefenlage der magnetisch wirksamen Kristallin - Oberfläche
 (Norddeutsches Becken)**

(LINDNER et al. 2004)

Projekt:
Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

Sachbearbeiter K. REINHOLD

3.4.2 Diskussion der Tiefenlage des Kristallins in Norddeutschland

Die Ergebnisse der beiden o.g. Modellierungen konnten die auftretenden magnetischen und gravimetrischen Anomalien widerspruchsfrei durch die Variation der petrophysikalischen Eigenschaften der Tiefengesteine sowie der Teufenfestlegung der „Kristallin - Oberfläche“ deuten. Nach diesen Modellen besitzen Materialunterschiede einen größeren Einfluss auf das magnetische und gravimetrische Feld als theoretische Reliefunterschiede.

So konnte im zentralen Bereich Norddeutschlands eine morphologische Senke mit Teufen zwischen 12 und 13 km abgeleitet werden. Im Nordosten dominiert ein NW-SE Trend, der einen Anstieg der „Kristallin - Oberfläche“ parallel zur Grenze der Osteuropäischen Plattform andeutet. Ein SW-NE Trend ist im SE zu verfolgen, der zirka parallel der bogenförmig SW-NE verlaufenden Nördlichen Phyllitzone folgt (vgl. Abb. 3).

Weitere Strukturen im Relief der „Kristallin - Oberfläche“ sind die NW-SE Streichrichtung nordwestlich des Glückstadt- Grabens und die WNW-ESE Orientierung im Bereich der Zentralen Niedersachsen- Scholle (vgl. Abb. 19). Insgesamt zeichnet das Reliefmodell der „Kristallin - Oberfläche“ nur undeutlich die bekannten präpermischen Strukturelemente nach (vgl. Abb. 18 und Abb. 19).

Die Ableitung der Mächtigkeit präpermischer Sedimente erfolgte aus der Differenz der Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ und der Präperm- Oberfläche. Dies ergab eine stark reduzierte Mächtigkeit der präpermischen Sedimente im Bereich des Rotliegend-Depozentrums (vgl. Abb. 20). Für die Erklärung der Mächtigkeitsreduzierung sind strukturelle Faktoren, magmatische Ereignisse sowie Druck- und Temperaturverhältnisse zu diskutieren.

So muss lokal das Relief der Präperm- Oberfläche einer Revision unterzogen werden – wie im Bereich des Glückstadt-Grabens. Durch neuere integrative Messungen der Magnetotellurik konnte gezeigt werden, dass ein elektrisch gut leitender Horizont in 8,5-10 km Tiefe vorkommt, der stratigraphisch zu den unterkarbonischen Schwarzschiefern gestellt wird (HOFFMANN et al. 2005). Die durch BRÜCKNER-RÖHLING et al. (in GERLING et al. 1999) veröffentlichte Präperm- Oberfläche mit 10-11 km muss somit nach den neueren Erkenntnissen im Bereich des Glückstadt-Grabens auf flachere Teufen korrigiert werden.

Das relativ schwache Relief der „Kristallin - Oberfläche“ des „Ostelbischen Massivs“ stützt die Annahme, dass es sich bei den markanten erdmagnetischen und gravimetrischen Anomalien nicht um eine Kristallinhochlage handelt. Als Ursache der magnetischen Anomalie wird das Vorkommen eines ultrabasischen Intrusionskörpers angenommen (HOFFMANN & STIEWE 1994). Die Deutung der Region des „Ostelbischen Massivs“ als ein Liefergebiet für die ordovizischen Sedimente auf Rügen belegen eine langlebige Bewegung dieses magmatisch versteiften Blocks (BRAUSE et al. 1994).

Die geophysikalischen Anomalien in Nordostdeutschland können durch das Modell der „Kristallin - Oberfläche“ im Zusammenhang mit der Existenz eines magmatisch versteiften Blocks – vergleichbar mit einem kaledonischen Inselbogen – interpretiert werden. Es wird angenommen, dass ein magmatisch versteifter Block während des Altpaläozoikums bis zum Unterkarbon als stabiles Gebiet existierte und es im Devon (fraglich) bzw. im Unterkarbon zur Bildung einer Karbonatplattform kam. Die Ableitung der prävariszischen Mächtigkeit deutet auf eine deutliche Mächtigkeitsreduzierung dieser Region, was eine abweichende Bewegungstendenz im Unterschied zu den nordöstlichen Gebieten belegen würde (vgl. Abb. 20). Im Oberkarbon, aber besonders ab dem Rotliegend, entwickelte sich über diesem rigiden Block (?) das Depozentrum des Norddeutschen Rotliegend-Beckens (BACHMANN & HOFFMANN 1995).

Eine weitere Ursache für die Mächtigkeitsreduzierung der präpermischen Sedimente ist die Folge von Intrusionen variszischer Granitoide (Flechtinger Granit, Roxförde Granit, Velpke-Asse Granit). Im Raum Flechtingen und im südöstlichen Niedersachsen fehlt Devon zumindest gebietsweise, was den Einfluss von magmatischen Ereignissen auf die Verbreitung der paläozoischen Sedimentmächtigkeit belegt (FRANKE, D. 1990).

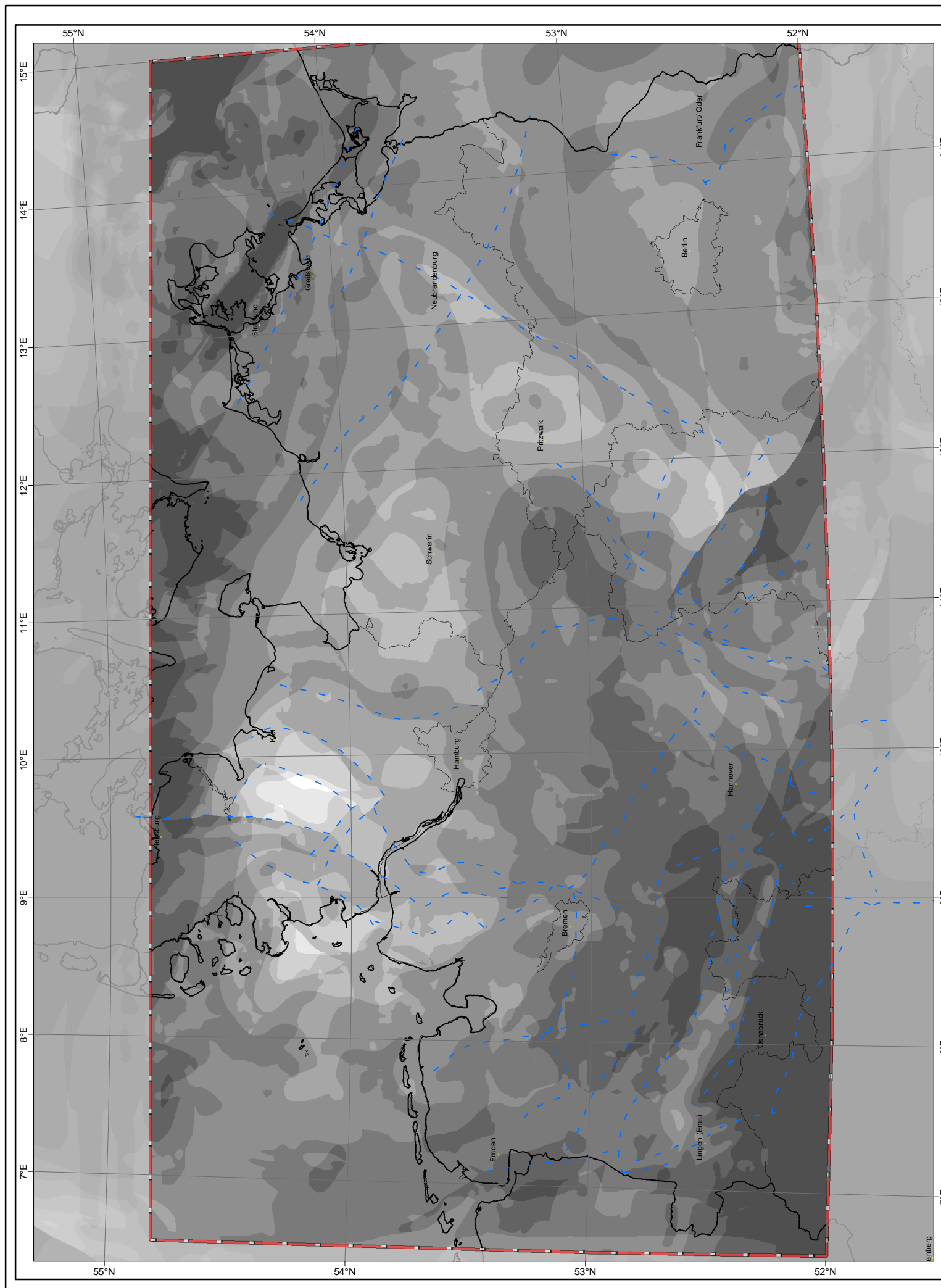
Höhere Temperaturen und Drücke sind im Bereich des Niedersächsischen Tektogens zu erwarten. Hier kam es während der Oberkreide zu intensiven Inversionsbewegungen innerhalb des Niedersachsen-Beckens, das sich besonders während des Juras und der Unterkreide als besonders mobiler Sedimentationsraum innerhalb des Norddeutschen Beckens auszeichnet (BALDSCHUHN et al. 2001). Bei der aktuell diskutierten Versenkung des Oberkarbons bis über 6000 m im Zeitraum Jura-Unterkreide (HOFFMANN et al. 2005) können die noch

wesentlich tiefer liegenden altpaläozoischen Sedimente Bedingungen ausgesetzt gewesen sein, die zu einer starken Kompaktion bis hin zur Metamorphose führten. Dadurch kann die „Kristallin - Oberfläche“ regional ein mesozoisches Druck- und Temperaturniveau darstellen.

Die Diskussion zum Modell der „Kristallin - Oberfläche“ verdeutlicht, dass die aus dem Randbereich bekannten Bedingungen mit mehreren Kilometer mächtigen altpaläozoischen Sedimenten nicht ohne Weiteres auf die zentralen Bereiche des Beckens übertragen werden können.

Auf Grund der Unsicherheiten des Modells der „Kristallin - Oberfläche“ wird in der abschließenden Karte die besser belegte Präperm - Oberfläche vollflächig dargestellt. Im Norddeutschen Raum handelt es sich dabei um die Grenzfläche der gefalteten und verschuppten paläozoischen Einheiten der externen variszischen Zone (Renoherzynikum), die sich bis zur variszischen Deformationsfront erstrecken (vgl. Abb. 5). Nördlich dieser Grenze folgen unterhalb der Präperm-Oberfläche nur schwach deformierte, diktyogenetisch bis germanotyp verformte paläozoische Sequenzen auf einer epikontinentalen Plattform.

Vorkommen von Intrusivgesteinen im präpermischen Grundgebirgsstockwerk des Renoherzynikums sind oberflächennah für das Gebiet der Flechtingen-Roßlau Scholle nachgewiesen. Durch die Bohrung Flechtingen 1/ 82 (575,5 m), Velpke-Asse D1 (4585 m) und Roxförde 2/ 62 (Kontaktaureole 2858 m) sind drei Granitoidkomplexe belegt. Weitere Intrusivkörper werden im Bereich des Niedersächsischen Tektogens auf Grund der Ergebnisse geophysikalischen Messungen vermutet (Massive von Bramsche, Uchte und Vlotho).

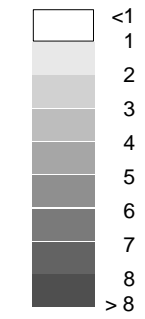


LEGENDE

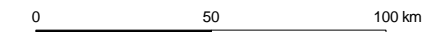
Strukturelemente (Auswahl)
 nach BALDSCHUHN, R. et al. (1998), SÖLLIG, A. & RÖLLIG, G. (1989)

- - - bedeutende Bruchstörungen
- Bezeichnungen siehe Abb. 18

Mächtigkeit der paläozoischen Sedimente [km]
 (Differenz Kristallin - Oberfläche / Präperm - Oberfläche)



Begrenzung der Gültigkeit des Modells



Bundesanstalt für
 Geowissenschaften
 und Rohstoffe
 Dienstbereich Berlin

**Mächtigkeit paläozoischer Sedimente
 (Differenz zwischen
 dem Modell "magnetisch wirksames Kristallin"
 und der Präperm - Oberfläche)**

Projekt:
Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

Sachbearbeiter K. REINHOLD

4 Zusammenfassung

Mit der vorliegenden Arbeit wird der Kenntnisstand zur Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ dokumentiert. Der Begriffsdefinition von Kristallin (vgl. Kap.1.1) folgend, erfolgt eine flächenhafte Darstellung der Tiefenlage des verdeckten Grundgebirges für Deutschland.

Das Grundgebirge zwischen alpidischer und variszischer Deformationsfront ist durch die variszische Orogenese letztmalig gefaltet und teilweise metamorphosiert worden. Nördlich der variszischen Deformationsfront besteht nur ein geringer Kenntnisstand über das Grundgebirge bzw. den tieferen geologischen Stockwerksbau. Nur im nördlichen Schleswig Holstein und in der vorpommerschen Küstenregion wurde mittels Bohrungen kaledonisch deformiertes Grundgebirge unter devonischem und postdevonischem Deckgebirge nachgewiesen. Für eine einheitliche und flächendeckende Darstellung in Norddeutschland bot sich alternativ die Präperm-Oberfläche als Grenzfläche an. Die Ableitung dieser stratigraphische Grenze ist durch zahlreiche Tiefbohrungen und geophysikalische Ergebnisse abgesichert und ermöglicht einen guten Anschluss der norddeutschen Region an die Oberfläche des südlich, variszisch geprägten Grundgebirges in der Gesamtdarstellung (vgl. Anl. 1).

Die Charakterisierung der Grundgebirgseinheiten erfolgt nach der klassischen Zonengliederung des Varizikums (vgl. Kap. 2.1 bis 2.5), die aus der unterschiedlichen tektonostratigraphischen Entwicklung abgeleitet wurde. Die unterschiedliche geologische Entwicklung führte dazu, dass die Grundgebirgsoberfläche des Moldanubikums und der Mitteldeutsche Kristallinzone besonders durch das Vorkommen von hochmetamorphen und magmatischen Einheiten gekennzeichnet ist. Das Grundgebirgsstockwerk des Saxothuringikums wird dagegen durch eine breite Gesteinspalette (Magmatite, unterschiedlich stark beanspruchte Metamorphite, intensiv gefaltete und geschieferte Ablagerungen des Präkambriums bis Unterdevons) aufgebaut. Das Rhenoherynykum ist gekennzeichnet durch gefaltete, geschieferte und z.T. sehr schwach metamorphosierte Gesteine.

Durch Bohrungen wurde die Tiefenlage des verdeckten Grundgebirges (inkl. Präperm-Oberfläche) von Deutschland fixiert. Ausgehend von diesen Fixpunk-

ten erfolgte die Konstruktion der Grundgebirgsoberfläche unter Berücksichtigung bedeutender Störungszonen und Strukturen. In Gebieten mit geringen bzw. fehlenden Informationen zur Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“ (z.B. Norddeutsches Becken) sind Arbeiten mit indirekter Ableitung (z.B. Potentialfeldmessungen) verwendet worden (vgl. Kap. 3).

Den Anforderungen an kristalline Endlager-Wirtsgesteine werden von den Gesteinen des Grundgebirges prinzipiell besonders Plutonite und hochmetamorphe Gesteine gerecht. Sie sind neben den anstehenden Vorkommen besonders aus dem verdeckten Moldanubikum und der Mitteldeutschen Kristallinzone bekannt. So wurde in der Anlage 1 die Tiefenlage des Grundgebirges im Moldanubikum besonders farblich gekennzeichnet, da hier die Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche gleich der „Kristallin - Oberfläche“ ist.

Weiterhin kommen Intrusivgesteine im Bereich der verdeckten Grundgebirgsoberfläche vom Saxothuringikum und Rhenoherynikum vor, die gesondert gekennzeichnet sind, da hier ebenfalls die Grundgebirgsoberfläche gleich einer „Kristallin - Oberfläche“ ist. In Norddeutschland verdeutlicht ein Modell zur Tiefenlage des „magnetisch wirksamen Kristallins“ (vgl. Anl. 1) die hier zu erwartende extrem große Tiefenlage der „Kristallin - Oberfläche“.

Im Bereich des verdeckten Grundgebirges des Moldanubikums konnten potentielle kristalline Endlager-Wirtsgesteine mit Teufen bis 1000 m im Bereich des Schwäbisch-Fränkischen Grundgebirgrückens, der Mittelfränkisch-Niederbayerischen Antiklinale, des Landshut-Neuötting Hochs und der Ostflanke des Schwarzwaldes ermittelt werden (vgl. Abb. 21). Die „Kristallin - Oberfläche“ wird, neben lokal auftretenden permokarbonen Ablagerungen, durch die klastischen Sedimente des Buntsandsteins bedeckt. Südlich der Verbreitungsgrenze des Buntsandsteins wird das Grundgebirge sukzessive von Ablagerungen des Muschelkalkes bis zum Malm bedeckt. Die Heraushebung des Landshut-Neuöttinger Hochs und des Aidenbach-Griesbach Hochs führte zur Erosion der Malmbedeckung, so dass diese Grundgebirgshochlagen heute durch tertiäre Sedimente bedeckt sind.

Relevante Tiefenlagen der „Kristallin - Oberfläche“ innerhalb der Mitteldeutschen Kristallinzone sind die Gebiete der Odenwald- Spessart- Rhön Schwelle, der Thüringer Hauptgranit, die Halle-Wittenberg-Scholle und der Granitoid von

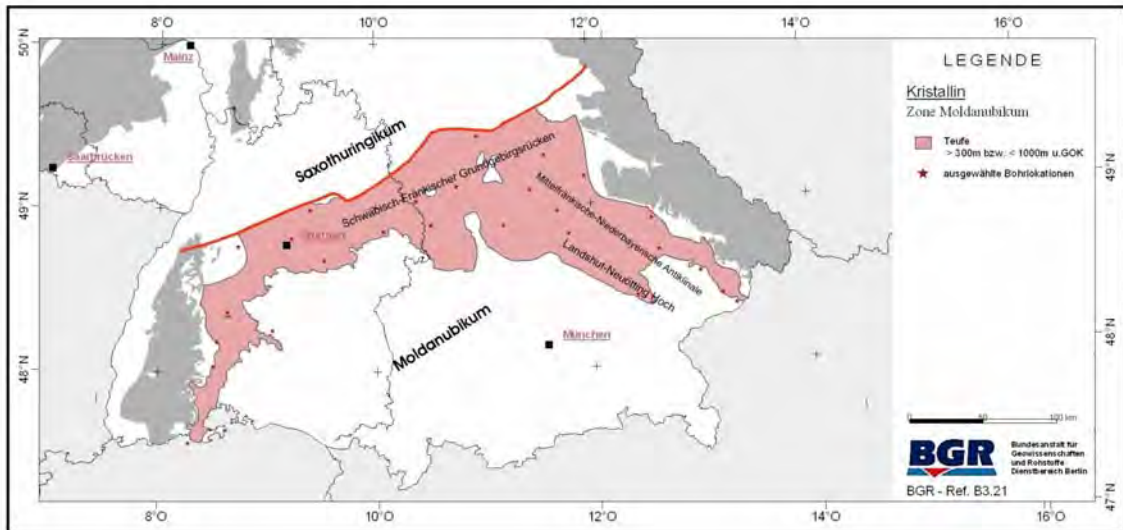


Abb. 21: Verbreitung der „Kristallin - Oberfläche“ im Moldanubikum (südlich der „Baden-Baden - Nürnberg-Erbendorf“ Linie) unter 300-1000 m mächtiger Sedimentbedeckung

Pretzsch-Prettin-Schönwalde. Relevante kristalline Endlager-Wirtsgesteine im verdeckten Saxothuringikum treten in der Elbesenke unter kreidezeitlichen Ablagerungen auf. Im Bereich der Thüringischen Senke befindet sich der Granit von Zeitz unterhalb der Ablagerungen des Zechsteins. In die paläozoischen Sedimente des nordöstlichen Rhenoherynikums ist der Granit von Roxförde, Flechtingen und Velpke-Asse intrudiert, der sich heute jedoch nur auf der Flechtinger Scholle in für die Endlagerung relevanten Teufen befindet.

**BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
UND ROHSTOFFE
HANNOVER**

Im Auftrag

DIENSTBEREICH BERLIN

Dr. M. Wallner
- Direktor und Professor -
Abteilungsleiter B2
Projektleiter Endlagerung

Dr. H.-R. Kudraß
- Direktor und Professor -
Abteilungsleiter B 3

Dr. P. Krull
- Geologiedirektor -
Referatsleiter B 3.21

K. Reinhold
- wiss. Angestellter -
Autor

5 Literatur

- AKEND (2002): Auswahlverfahren für Endlagerstandorte - Empfehlungen des AkEnd - Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte. - Abschlußbericht, 272 S.
- ANTHES, G. & REISCHMANN, T. (2001): Timing of granitoid magmatism in the eastern mid-German crystalline rise. - *Journal of Geodynamics*, **31**: S. 119-143.
- BACHMANN, G.-H. & GROSSE, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. - *Nds. Akad. Geowiss. Veröff.*, **2**: S. 23-47, Hannover.
- BACHMANN, G.-H. & MÜLLER, M. (1991): The Molasse basin. Germany evolution of a classic petroliferous foreland basin. In: Spencer, A. M. (Ed.): *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*. - Spec. Publ. Europ. Assoc. Petroleum Geoscient, **1**: S. 263-276.
- BACHMANN, G.-H. & HOFFMANN, N. (1995): Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend-Beckens. - *PLEIN: Norddeutsches Rotliegend-Becken. Rotliegend-Monographie, Teil II*, **183**: S. 18-22, 1 Tab, 1 Taf, Frankfurt a. M.
- BACHMANN, G.-H. & MÜLLER, M. (1996): Die Entwicklung des Süddeutschen Molassebeckens seit dem Variszikum: Eine Einführung. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, **24** (1/2): S. 3-20, Berlin.
- BACHMANN, G.-H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland). - *Tectonophysics*, **137**: S. 77-92.
- BADER, K. (2001): Der Grundgebirgsrücken in Mittelfranken (südlich von Nürnberg) nach refraktionsseismischen Messungen, *In: BRAM, K. [Hrsg.]: Der mittelfränkische Grundgebirgsrücken südlich Nürnberg*, **E 58**: S. 7-33, Hannover, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- BADER, K. & BRAM, K. (2001): Der mittelfränkische Grundgebirgsrücken südlich Nürnberg. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- BADER, K., MEYER, R. K. F. & BRUNOLD, H. (2003): Die Struktur des Landshut-Neuöttinger Hochs von Mainburg bis Neumarkt-St. Veit nach seismischen Messungen und Bohrungen. - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **53** (1-4): S. 1-44, Erlangen.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. [Hrsg.] (2001): *Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-*

- Sektor. - Geologisches Jahrbuch A, **153**: 95 S., Hannover, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1997): Synklinale von Vesser, *In*: DEUTSCHLANDS, S. K. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II (Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum), **200**: S. 355-362, Frankfurt a.M., Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg.
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A. & BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebietes 1:100.000. - *Geologica Bavarica*, **106**: S. 109-228, München.
- BEHR, H.-J. (1966): Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. -, Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, S. 39-56.
- BERTHELSEN, A. (1992): From Precambrian to Variscan Europe, *In*: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. [Hrsg.]: A Continent Revealed - The European Geotraverse: S. 153-164, Cambridge.
- BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. [Hrsg.] (1992): A continent revealed. - The European Geotraverse: 275 S., Cambridge, University Press.
- BOIGK, H. & SCHÖNEICH, H. (1968): Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. - *In*: ILLIES, J.-H. & MÜLLER, S. [Hrsg.]: International Rift Symposium, S. 45-55, Karlsruhe, Schweizerbart (1970).
- BORMANN, P., BANKWITZ, P., APITZ, E., BANKWITZ, E. & FRANZKE, H. J. (1986): Komplexinterpretation des Profilnetzes ZENTROSEIS - G4-Bericht der SAG Tiefenerkundung. - Abschl.-Bericht, ZIPE, Potsdam, S. 1-162.
- BRÄUER, V., REH, M., SCHULZ, P., SCHUSTER, P. & SPRADO, K. H. (1994): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands -Untersuchung und Bewertung von Regionen in nichtsalinaren Formationen. -, Hannover.
- BRAUSE, H., KÄMPF, H. & KORICH, D. (1994): Der Ostelbische Massivkomplex, ein Terrane im Vorfeld der Osteuropäischen Tafel. - *Z. geol. Wiss.*, **1/2**: S. 153-159, 3 Abb., Berlin.
- BREMER, H. & SÄRCHINGER, H. (1967): Komplexinterpretation - Tiefenlinienschema Oberkante Präsilens (Zwischenbericht). -, 28 S. (unveröffentlicht).
- BREYER, F. (1961): Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Variszikums. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (ZDGG)*, **113**: S. 21-36, Hannover.

- BRINK, G.-H., BACHEM, H.-C., LÜHRING, H.-J. & HELD, B. (1994): Erweiterte Prä-Zechstein-Bougueranomalie Norddeutschlands. - *Geowissenschaften*, **12** (3): S. 74-79, Berlin.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. - *Geol. Rdsch.*, **35**: S. 56-66, Stuttgart.
- BRÜCKNER-RÖHLING, S., HOFFMANN, N., KOCH, J., KOCKEL, F., KRULL, P. & STUMM, M. (1994): Die Struktur- und Mächtigkeitskarten des Nordeuropäischen Permbeckens und seiner Ränder 1:1,5 Mio. - Unveröff. Bericht, BGR, Hannover, 33 S., 10 Anl.
- BRUN, J.-P., WENZEL, F. & ECORS -DEKORP, T. (1991): Crustal scale structure of the southern Rhine Graben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. - *Geology*, **19**: S. 758-762.
- BURMANN, G., EHLING, B.-C., FRANZKE, H. J., HOTH, K., KOPP, J. & WUNDERLICH, J. (2001): Nördliche Phyllitzone (an der MKZ), *In: DEUTSCHLANDS*, S. K. [Hrsg.]: *Stratigraphie von Deutschland II (Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum)*, **235**: 11-67, Frankfurt a.M., Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg.
- CONRAD, W., BEHR, H.-J. & TRZEBSKI, R. (1996): Die LINSSER-Filterung des Schwerefeldes der Süddeutschen Großscholle und ihre Interpretation. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, **24** (1/2): S. 21-40, Berlin.
- DADLEZ, R. (1997): Seismic profile LT-7 (northwest Poland): geological implications. - *Geological Magazine*, **134**: S. 653-659.
- DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (1995): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. - Berlin, Heidelberg (Springer).
- DENNIS, J.-G. (1984): *International Tectonic Dictionary, English terminology*. The American Association of Petroleum Geologists.
- DOHR, G. (1989): *Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten zur Untersuchung des tieferen Untergrundes in Norddeutschland*. - *Nieders. Akad. Geowiss., Veröff.*, **2**: S. 4-22, 13 Abb., Hannover.
- DRONG, H.-J. (2003): Das kristalline Grundgebirge in Bohrungen des nordwestlichen Alpenvorlandes. - *Geologica Bavarica*, **108**: S. 13-110, München.
- DROZDZEWSKI, G., HENSCHIED, S., HOTH, P., JUCH, D., LITKE, R., VIETH, A. & WREDE, V. (2005): *Map of the Pre-Permian of NW-Germany: Depth, Structure, Coalification (1:500.000)*. - Krefeld.
- EDEL, J.-B. & FLUCK, P. (1989): *The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald): Main structural features deduced*

- from magnetic, gravimetric and geological data. - *Tectonophysics*, **169**: S. 303-316, Amsterdam.
- EHLING, B.-C. & BERGER, H.-J. (1997): Nordwestsachsen. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg (CFS 200), Stratigraphie von Deutschland II, Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum, Teil I Thüringen, Sachsen, Ostbayern: S. 343-354.
- EMMERT, U. (1981): Perm nördlich der Alpen, *In: JERZ, H. [Hrsg.]: Erläuterung zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000*, **3**: S. 34-38, München, Bayerisches Geologisches Landesamt.
- ESKOLA, P. (1915): On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. - *Comm. geol. Finlande Bull.*, **44**: S. 109-145.
- FELDRAPPE, H., HOTH, P. & KRULL, P. (2003): Untersuchung von Tongesteinen als Barriere für die Endlagerung radioaktiver Abfälle am Beispiel des Mittleren Jura (Dogger) von Nordost-Deutschland. - Zwischenbericht, BGR, Hannover/Berlin, 49.
- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen. - *Nieders. Akad. Geowiss. Veröff.*, **4**: S. 19-75, 22 Abb.
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, *In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. [Hrsg.]: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, **179**: S. 35-61, London, Geological Society of London, Special Publications.
- FRANKE, W. & ZELAZNIEWICZ, A. (2002): Structure and evolution of the Bohemian Arc, *In: WINCHESTER, J.-A., PHARAOH, T.-C. & VERNIERS, J. [Hrsg.]: Palaeozoic Amalgamation of Central Europa*, **201**: S. 279-293, London, The Geological Society, Special Publications.
- FRANKE, W., RAUCHE, H. & STEIN, E. (1995): Saxothuringian Basin - Structure, *In: WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: S. 235-248, Springer.
- FRANZKE, H.-J., RÖLLIG, G., KAMPE, A. & EHLING, B. (1990): Geologisch-strukturelle Analyse der Mitteldeutschen Kristallinzone (Zentralteil) - Abschlußbericht zum Wirtschaftsvertrag 63/85. - Unveröff. Bericht, ZGI, ZIPE, Potsdam, 43 S., 3 Anl.
- FREUDENBERGER, W. (1996): Gesteinsfolge des Deckgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund - Perm, *In: SCHWERD, K. [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000*, **4**: S. 55-65, München, Bayerisches Geologisches Landesamt.

- FRISCHBUTTER, A. & LÜCK, E. (1997): Eine überarbeitete Variante zum tiefenseismischen Profil Grimma-Buckow. - Z. geol Wiss., **25 (1/2)**: S. 15-28, Berlin.
- FUCHS, K.-H. (1979): Untersuchungen am Westabbruch der Böhmisches Einheit im Oberfränkischen-Oberpfälzischen Bruchschollenland mit Hilfe der Gravimetrie [Dissertation]. - 115 S., München, Ludwig-Maximilian-Universität.
- FÜHRER, F. & SOFFEL, H. (1975): Gravimetrische Messungen am Südwest-Rand der Böhmisches Masse. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **H5**: S. 293-300, Stuttgart.
- G.R.G.E.S. (1964): (GERMAN RESEARCH GROUP of EXPLOSION SEISMOLOGY) - Crustal Structure in Western Germany. - Zeitschrift für Geophysik, **30**: S. 209-234, Würzburg.
- GERLING, P., KOCKEL, F. & KRULL, P. (1999): Das Kohlenwasserstoff-Potential des Präwestfals im norddeutschen Becken - Eine Synthese. -, **433**: 107 S., Hamburg.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. -, **4**, Schweizerbart Stuttgart.
- GIEBELER-DEGRO, M. (1986): Zur Tiefenerkundung des Niedersächsischen Tektogens durch dreidimensionale Simulationsrechnung [Dissertation]. -, TU-Clausthal-Zellerfeld.
- GÖTHEL, M. (2001): Das autochthone und allochthone Paläozoikum des "Görlitzer Schiefergebirges" (Mittleuropäische Varisziden, Deutschland). - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **29 (1/2)**: S. 55-73, Berlin.
- GROSCHOPF, R. & VILLINGER, E. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:1.000.000. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg.
- GRUBENMANN, U. (1904): Die kristallinen Schiefer. - Berlin, Borntraeger.
- HAHN, A., KIND, F.-G. & MISHRA, D.-C. (1976): Depth estimation of magnetic sources by means of FOURIER amplitude spectra. - Geophys. Prosp., **24(2)**: S. 287-308.
- HANEL, M., KESSLER, G., SAWATZKI, G. & WIMMENAUER, W. (2001): Schwarzwald, *In*: SENCKENBERG, C. F. I. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II, Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum, Teil II, **234**: S. 13-64, Frankfurt a.M., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).

- HAUNSCHILD, H. (1997): Erläuterungen zum Blatt Nr. 6426. Bayer. Geol. Landesamt.
- HAUNSCHILD, H. & JERZ, H. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. - München.
- HENK, A. (1991): Structure of the Saar-Nahe-Basin (SW-Germany) from DEKORP profiles 1-C and 9N, *In*: MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. [Hrsg.]: Continental Lithosphere - Deep Seismic Reflections, **22**: S. 91-95, American Geophysical Union, Geodynamics Series.
- HENK, A. (1993): Das Saar-Nahe-Becken, eine geodynamische Beckenanalyse. - Die Geowissenschaften, **8**: S. 268-273, Berlin.
- HENNINGSSEN, D. & KATZUNG, G. (2002): Einführung in die Geologie Deutschlands. - Berlin, Spektrum Akademischer Verlag.
- HIRSCHMANN, G. (1995): Mid-German Crystalline High. Lithological characteristics, *In*: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: S. 155-163, 5 figs., Berlin, Heidelberg, Springer.
- HOFFMANN, N. & STIEWE, H. (1994): Neuerkenntnisse zur geologisch-geophysikalischen Modellierung der Pritzwalker Anomalie im Bereich des Ostelbischen Massivs. - Z. geol. Wiss., **22**: S. 161-171, Berlin.
- HOFFMANN, N. & FRANKE, D. (1997): The Avalonia-Baltica suture in NE Germany - New constraints and alternative interpretations. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **25**: S. 3-14.
- HOFFMANN, N., JÖDICKE, H. & HOREJSCHI, L. (2005): Magnetotellurische Sondierungen im Norddeutschen Becken – Ein Beitrag zur tektonisch-strukturellen und paläogeographischen Entwicklung des tieferen Untergrundes. - unveröffentlicht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 71 S.
- HOTH, K., RUSBÜLT, J., ZAGORA, K., BEER, H. & HARTMANN, O. (1993): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990. - Schriftenreihe f. Geowissenschaften, **2** (7): S. 1-145, 1 Abb., 2 Tab., Berlin (Ges. f. Geowiss. e.V.).
- HOTH, P., SCHULZ, P., KRULL, P. & FISCHER, M. (2001): Regionale Kartierung von Ton-/Tonsteinformationen als Grundlage zur Beurteilung der Eignung dieser Formationen für die Endlagerung radioaktiver Abfälle in Deutschland. - unveröff. Bericht, BGR, Hannover.

- HUNSCHE, U., SCHULZE, O., WALTER, F. & PLISCHKE, I. (2003): Projekt Gorleben - Thermomechanisches Verhalten von Salzgestein. - Abschlussbericht (unveröffentlicht), BGR, Hannover, 157 S.
- HÜTTNER, R. (1991): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens - Ein Überblick mit historischer Rückschau. - Geol. Jb., **E 48**: S. 17-42, Hannover.
- ILLIES, H. & MÜLLER, S. (1970): Graben problems. Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe (1968) - Int. Upper Mantle Project Sci. Rep., **27**, 316 S., Karlsruhe, Schweizerbart.
- JENTSCH, M., BAMFORD, D., EMTER, D. & PRODEHL, C. (1982): A Seismic-Refraction Investigation of the Basement Structure in the Urach Geothermal Anomaly, Southern Germany, *In*: HAENEL, R. [Hrsg.]: The Urach Geothermal Project (Swabian Alb - Germany), Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- KÄMPF, H., KORICH, D. & BRAUSE, H. (1994): Anorthosit-, Gabbro- und Ilmeniterz-Xenolithe in permischen Basalten der Tiefenbohrung Schwerin 1 - ein petrographisches Indiz für das Ostelbische Massiv. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, **22** (1/2): S. 115-128, Berlin.
- KÄMPFE, C. (1984): Tiefbohrungen in Baden-Württemberg und Umgebung. -, Stuttgart, Universität Stuttgart.
- KATZUNG, G. (2004): Regionalgeologische Stellung und Entwicklung, *In*: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 8-37, Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- KATZUNG, G., FELDRAPPE, H. & OBST, K. (2004): 3.1 Vorpalaäozoikum, *In*: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: S. 40-51, Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- KATZUNG, G., MALETZ, J. & FELDRAPPE, H. (2004): 3.2 Altpalaäozoikum, *In*: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: S. 51-69, Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- KEAREY, P. (2001): The New Penguin Dictionary of Geology.
- KETTEL, D. & HERZOG, M. (1988): Das Permokarbon der süddeutschen Westmasse - ein Muttergestein für Öl- und Gaslagerstätten? - Erdöl-Erdgas-Kohle, **4**: S. 154-157.
- KOCKEL, F. (1998): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Teil 18: Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung Nordwestdeutschlands, Bd. 1. - Unveröff. Bericht, BGR, Hannover.
- KOCKEL, F. & KRULL, P. (1995): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands - Untersu-

- chung und Bewertung von Salzformationen. -, BGR, Hannover/Berlin, 48 S., 4+1 Anh., 5 Abb., 16 Tab.
- KOPP, J., BANKWITZ, P. & KÖHLER, R. (2001): Die Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ) zwischen Saale und Neiße - Teil I Geologisches Erscheinungsbild und basischer Magmatismus. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **29** (1/2): S. 33-54, Berlin.
- KOSSMAT, F. (1927): Die Gliederung des varistischen Gebirges. - Abh. Sächs. Geol. Landesamt, **1**: S. 1-39, Leipzig.
- KRONER, U., LINNEMANN, U. & ROMER, R.-L. (2004): Synthese der geologischen Geschichte des Saxothuringikums: Vom cadomischen Akkretionsorogen zum variszischen Kollisionsgebirge, *In*: LINNEMANN, U. [Hrsg.]: Das Saxothuringikum: Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen, **48/49**: S. 147-150, Geologica Saxonica.
- KUHN, W. (2001): Pfälzer Wald, Haardt (19) - Teil MKZ, *In*: SKD [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II (Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum), **234**: 109-112, Frankfurt a.M., Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg.
- KURZE, M., FRISCHBUTTER, A., LINNEMANN, U. & TRÖGER, K.-A. (1997): Elbzone. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg (CFS 200), Stratigraphie von Deutschland II, Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum, Teil I Thüringen, Sachsen, Ostbayern: S. 267 -296.
- LANG, H.-D. [Hrsg.] (1976): Die Tiefbohrung Saar 1. - Geologische Jahrbuch, **Reihe A Heft 27**: 551 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- LEMCKE, K. (1961): Ein jungpaläozoischer Trog unter dem Süddeutschen Molassebecken. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (ZDGG), **113**: S. 176-181, Hannover.
- LINDNER, H., SCHEIBE, R. & SEIDEL, K. (2002): Norddeutschland, Relief des magnetisch wirksamen Kristallins. -, Geophysik GGD (Gesellschaft für Geowissenschaftliche Dienste mbH).
- LINDNER, H., SCHEIBE, R., SEIDEL, K. & HOFFMANN, N. (2004): Berechnung von Relief, Tiefenlage und Magnetisierung des magnetisch wirksamen Kristallins für das Norddeutsche Becken. - Z. Angew. Geol., **2004** (1): S. 65-73.
- LINNEMANN, U. & SCHAUER, M. (1999): Die Entstehung der Elbzone vor dem Hintergrund der cadomischen und variszischen Geschichte des Saxothuringischen Terranes - Konsequenzen aus einer abgedeckten Karte. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **27** (5/6): S. 529-561, Berlin.
- MARTIN, C. (2002): Lexikon der Geowissenschaften in sechs Bänden. - Heidelberg u.a., Spektrum Akad. Verl.

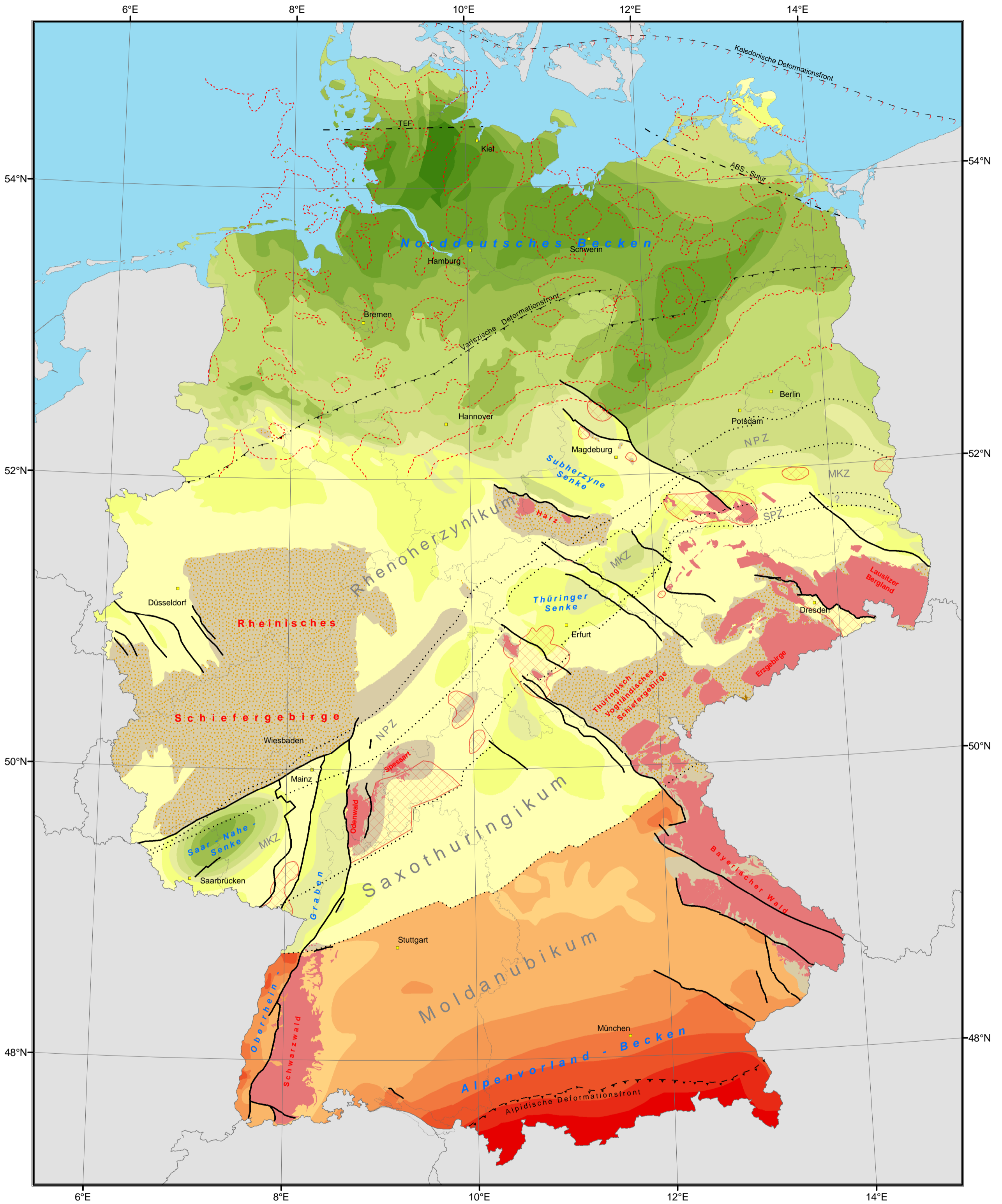
- MAURER, U. & BALZER, D. (2001): Fachinformationssystem (FIS), Geowissenschaften und Entsorgung von Abfällen (GEA) - datentechnische Grundlagen und Methoden. - unpubl., BGR, Berlin, 36 S., 1 Anl. graph. Darst.: 5 Z., 10 Darst.(Abbildungen).
- MÜLLER, K. (1988): Anwendung moderner gravimetrischer Interpretationstechniken zur Erkundung der Kruste von Süddeutschland [Dissertation]. -, Berlin, Freie Universität.
- MÜLLER, M. (1994): Neue Vorstellungen zur Entwicklung des Nordbayerischen Permokarbon-Trogs aufgrund reflexionsseismischer Messungen in der Mittleren Oberpfalz. - Erlangen, S. 195-224.
- MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. - Stuttgart, Enke Verlag, 254 S.
- NACHTMANN, W. & WAGNER, L. (1987): Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine forland in Upper Austria and Salzburg, Austria. - Tectonophysics, **137**: S. 61-76, Amsterdam.
- NAEF, H. & MÜLLER, W.-H. (2002): Struktureller Aufbau: NAGRA NTB 02-03 - Projekt Opalinuston - Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse: 79ff, NAGRA.
- NOWEL, W., BÖNISCH, R., SCHNEIDER, W. & SCHULZE, H. (1994): Geologie des Lausitzer Braunkohlereviere. Lausitzer Braunkohle AG, 102 S.
- PASTERNAK, M., BRINKMANN, S., MESSNER, J. & SEDLACEK, R. (2003): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland 2002. -, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLFb), Hannover.
- PETEREK, A., RAUCHE, H. & SCHRÖDER, B. (1996): Die strukturelle Entwicklung des E-Randes der Süddeutschen Scholle in der Kreide. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **24 (1/2)**: S. 65-77, Berlin.
- PFLUG, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. - Erträge der Forschung, **184**: 145 S., 43 Abb., 2 Tab., Darmstadt, Wiss. Buchges.
- PHARAOH, T. C. (1999): Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. - Tectonophysics, **314**: S. 17-41.
- PRATSCH, J.-C. (1979): Regional structural elements in Northwest Germany. - Journal of Petroleum Geology, **2 (2)**: S. 159-180, Beaconsfield.
- PRATSCH, J.-C. (1980): Basement deformation and basement structure in the Northwest German Basin. - Geologische Rundschau, **69 (3)**: S. 609-621, Berlin.

- PRODEHL, C. (1962): Die Kristallinoberfläche zwischen Donau und Inn abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen [Diplomarbeit (unveröffentlicht)]. - 67 S., München, TU München.
- PRODEHL, C. (1964): Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland (Steinbruchsprengungen bei Eschenlohe 1958 - 1961) im Hinblick auf die Tiefenlage des Grundgebirges. - Zeitschrift für Geophysik, **30** (H 5): S. 161-181, Würzburg.
- PUTZIGER, K., REINHARDT, H. G. & WEGERT, F. (1966): Geophysikalische Beiträge zur Erkundung des regionalen geologischen Baues in Norddeutschland. - Geophysik u. Geologie, **8**: S. 3-20, 19 Abb., Leipzig.
- RAPPSILBER, I. (2003): Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens (Sachsen-Anhalt): Geophysik und Geologie [Dissertation]. -, Halle, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.
- REICHEL, W. (1970): Abriss des Rotliegenden im Döhlener Becken. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, **15**: S. 67-74, Berlin.
- REICHERT, J.-C. (1992): Ein geophysikalischer Beitrag zur Erkundung der Tiefenstruktur des Nordwestdeutschen Beckens längs des refraktionsseismischen Profils NORDDEUTSCHLAND 1975/76 [Dissertation]. -, Berlin, FU-Berlin (FB Geowissenschaften).
- RESEARCH GROUP DEKORP-BASIN (1998): Survey provides seismic insights into an old suture zone (Research Group DEKORP-BASIN). - Eos, **79**.
- RESEARCH GROUP DEKORP-BASIN (1999): Deep crustal structure of the Northeast German basin: New DEKORP-BASIN'96 deep profiling results (Research Group DEKORP-BASIN). - Geology, **27**: S. 55-58.
- ROHRMÜLLER, J. (2003): Bohrungen in den kristallinen Untergrund der Süddeutschen Scholle - ein Überblick. - Geologica Bavarica, **108**: S. 5-12, München.
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund, *In*: FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, **4**: S. 16-54, München, Bayerisches Geologisches Landesamt.
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Tektonik - Grundgebirge, *In*: SCHWERD, K. [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, **4**: S. 252-258, München, Bayerisches Geologisches Landesamt.

- SAUER, K. & MUNCK, F. (1979): Geothermische Synthese des Oberrheingrabens - Bestandsaufnahme. - Freiburg, Baden-Württemberg / Geologisches Landesamt & Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine / Strasbourg, 51 S. & 23 Karten S.
- SCHÄFER, A. & KORSCH, R.-J. (1998): Formation and sediment fill of the Saar-Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany). - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **149**: S. 233-269, Stuttgart.
- SCHEIBE, R. (1976): Relief des magnetisch wirksamen Kristallins im Nordteil der DDR (unveröffentlicht). -, VEB Geophysik Leipzig, Leipzig, 18 S.
- SCHEIBE, R. (1996): Geomagnetische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1 : 400.000 - Karte der deltaT-Anomalien. - Karte mit Erläuterung, Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. & GANSS, O. (1955): Subalpine Molasse zwischen Bodensee und Salzach: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse, 1:300 000: S. 7-32, München.
- SCHRÖDER, B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. - Tectonophysics, **137**: S. 93-100, Amsterdam.
- SCHWARZMEIER, J. (1981): Tektonik der Süddeutschen Großscholle, *In*: JERZ, H. [Hrsg.]: Erläuterung zur geologischen Karte von Bayern 1:500.000, München, Bayerisches Geologisches Landesamt.
- SEHM, K. (1976): Lithologisch-petrofazielle und metallogenetische Untersuchungen der Grauwacken-Pelit-Folge des Nordsächsischen Antiklinoriums. - Freib. Forsch. H., **C311**: S. 6-135.
- SÖLLIG, A. & RÖLLIG, G. (1989): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik, Tektonische Karte 1:500000. - Berlin, Zentrales Geologisches Institut (ZGI).
- STAMM, R. & GOERLICH, F. (1988): Das Grundgebirge der Süddeutschen Großscholle. - Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **11/12**: S. 1403-1439, Stuttgart.
- STENGER, R. (1982): Petrology and Geochemistry of the Basement Rocks of the Research Drilling Project Urach 3, *In*: HAENEL, R. [Hrsg.]: The Urach Geothermal Project (Swabian Alb - Germany), Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- STETTNER, G. (2001): Untergrund Süddeutsche Scholle südlich der MKZ (16) / (Vorsilur unter dem Süddeutschen Deckgebirge), *In*: DEUTSCHLANDS, S. K. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II (Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum), **234**: S. 65-76, Frankfurt a.M., Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg.

- TONNDORF, H. (2000): Die Uranlagerstätte Königstein. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 208 S.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens - Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953-1960: *Geologica Bavarica*, Bayer. Geologisches Landesamt.
- UNGER, H.-J. & RISCH, H. (2001): Die Bohrung Simbach-Braunau Termal 1, Geologie, Mikrofaunen, paläogeographische Einbindung. - *Geologica Bavarica*, **106**: S. 33-58, München.
- VOLLMAYER, T. (1971): Zur Geologie des Feldes Pfullendorf-Ostrach. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, **37**: S. 1-20.
- VORMBAUM, M., SEIDEL, K. & RICHTER, J. (2003): Modellierung des Basement in Norddeutschland nach dem Bouguerschwerefeld. - unveröffentlicht, BGR Hannover.
- WALTER, R. (1995): *Geologie von Mitteleuropa*. - Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 565 S.
- WENZEL, F., BRUN, J.-P. & ECORS -DEKORP, W. G. (1991): A deep reflection seismic line across the Northern Rhine graben. - *Earth Planet Sci. Lett.*, **104**: S. 140-150.
- WINCHESTER, J.-A., PHARAOH, T.-C. & VERNIERS, J. (2002): Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigation, *In*: VERNIERS, J. [Hrsg.]: *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*, **201**: S. 1-18, London, The Geological Society.
- YARDLEY, B.-W.-D. (1997): *Einführung in die Petrologie metamorpher Gesteine*. Enke, 263 S.
- ZEH, A. & WUNDERLICH, J. (2003): Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ), *In*: SEIDEL, K. [Hrsg.]: *Geologie von Thüringen*: S. 24-52, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).

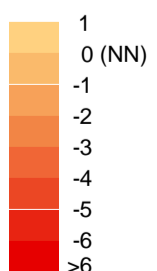
Tiefenlage des Grundgebirges



Legende

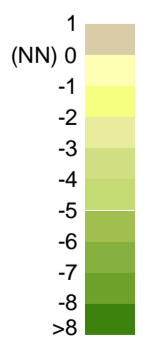
kristallines Grundgebirge, anstehend
(Magmatite und katazonale Metamorphite)
z.T. unter geringer sedimentärer Bedeckung

Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges [km]



Sedimentäres Grundgebirge, anstehend
(gefaltete und epi- bis mesozonale Einheiten)
z.T. unter geringer sedimentärer Bedeckung

Tiefenlage der Präperm - Oberfläche [km]



- a) im Saxothuringikum und Rhenoharzynikum gefaltete und / oder metamorphe Einheiten des Variszikum
- b) nördlich der variszischen Deformationsfront ungefaltete Sedimente des Präperm über Präkambrium
- c) nördlich der Avalonia-Baltica-Sutur Sedimente des Karbons und Devons sowie gefaltete Einheiten des Kaledonikums

- Isobathen des magnetisch wirksamen Kristallins [km u. NN]
- bedeutende Störungen
- Grenzen tektonischer Einheiten innerhalb des Variszikums
- Grenzen tektonischer Einheiten außerhalb des Variszikums
- Alpidische Deformationsfront
- Variszische Deformationsfront
- Kaledonische Deformationsfront

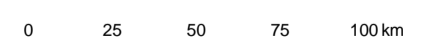
- Verbreitung von Magmatiten innerhalb schwachmetamorpher bzw. gefalteter Grundgebirgseinheiten

- ABS: Avalonia - Baltica - Suture
- TEF: Trans - Europäische - Störung
- NPZ: Nördliche Phyllitzone
- MKZ: Mitteleuropäische Kristallinzone
- SPZ: Südliche Phyllitzone



Bundesanstalt für
Geowissenschaften
und Rohstoffe
Dienstbereich Berlin

Tiefenlage des Grundgebirges



Projekt:
Tiefenlage der Kristallin - Oberfläche in Deutschland

Sachbearbeiter K. REINHOLD

BGR - Ref. B3.21

Stand: 10/2004

Anlage 1