

MASTERARBEIT

LITHOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG DER
800 M TIEFEN GEOTHERMIEBOHRUNG HEUBACH
(BÖLLSTEINER ODENWALD): VERGLEICH
GEOPHYSIKALISCHER BOHRLOCHMESSUNGEN
MIT PETROLOGISCHEN EIGENSCHAFTEN

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften
der Leibniz Universität Hannover

von

Nadine Peichert

Matrikelnummer: 2989000

1. Prüfer: Prof. Dr. Francois Holtz (Leibniz Universität Hannover)
2. Prüfer: Dr. Thomas Wonik (Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik)

Hannover
September 2014



CUM MENTE ET MALLEO

DANKSAGUNG

Zunächst möchte ich mich bei all denjenigen bedanken, die mich während der Anfertigung dieser Masterarbeit unterstützt und motiviert haben.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Thomas Wonik vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) für die Vergabe des Themas, die intensive und motivierende Betreuung, sowie die Möglichkeit die Geräte und Einrichtungen des Instituts nutzen zu dürfen.

Daneben gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. Francois Holtz für die engagierte Übernahme der Betreuung an der Leibniz Universität Hannover und für die hilfreichen Diskussionen am Mikroskop.

Weiterhin bedanke ich mich beim Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) für die Bereitstellung der Daten und die Zusammenarbeit. Frau Anne Kött bin ich sehr dankbar für ihre Hilfsbereitschaft und Unterstützung.

Allen Mitarbeitern der Sektion Gesteinsphysik und Bohrlochgeophysik des LIAG möchte ich herzlich für die gute Zusammenarbeit danken. Besonders danke ich Henrike Baumgarten für zahlreiche Ratschläge sowie Dr. Thomas Günther für die Unterstützung bei MATLAB®.

Herrn Julian Feige möchte ich für die schnelle Erstellung der Dünnschliffe danken.

Ganz besonders danken möchte ich meinem Freund Sebastian für sein Verständnis, seine Geduld, sein gedankliches Mitwirken und die kritische Durchsicht meiner Arbeit.

Schließlich möchte ich meinen Eltern für das Ermöglichen meines Studiums und gleichzeitig auch für eine schöne Studienzeit besonders danken. Ohne ihre Unterstützung wäre mein Studium und damit auch das Gelingen der Masterarbeit nicht möglich gewesen.

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS	6
1 ZUSAMMENFASSUNG.....	8
2 EINLEITUNG	10
2.1 ZIELSETZUNG DER ARBEIT	10
2.2 GEOTHERMIEBOHRUNG HEUBACH	11
2.3 ENTSTEHUNG DES BÖLLSTEINER ODENWALDS.....	15
2.4 DIE WICHTIGSTEN VORARBEITEN	19
<i>Lithologie der Kernbohrung KB8.....</i>	<i>19</i>
<i>Lithologie der Geothermiebohrung Heubach.....</i>	<i>21</i>
2.5 RELEVANTE GESTEINE IM BÖLLSTEINER ODENWALD	22
<i>Gneise.....</i>	<i>23</i>
<i>Schiefer.....</i>	<i>24</i>
<i>Aplit und Pegmatit.....</i>	<i>24</i>
<i>Rhyolith</i>	<i>25</i>
<i>Metapelit</i>	<i>25</i>
3 METHODEN	26
3.1 BOHRLOCHMESSUNGEN.....	26
<i>Messbedingungen.....</i>	<i>28</i>
<i>Spezifischer elektrischer Widerstand in fokussierter Anordnung - DLL.....</i>	<i>29</i>
<i>Spezifischer Widerstand der Bohrflüssigkeit - SAL.....</i>	<i>30</i>
<i>Magnetische Suszeptibilität - Susz.....</i>	<i>31</i>
<i>Natürliche Gammastrahlung - SGR</i>	<i>32</i>
<i>Dichte – DEN</i>	<i>34</i>
<i>Schall-Laufzeit - Sonic</i>	<i>35</i>
<i>Chemische Elementbestimmung - NG.....</i>	<i>36</i>
<i>Bohrlochdurchmesser - CAL.....</i>	<i>36</i>
<i>Bohrlochtemperatur - Temp.....</i>	<i>37</i>
3.2 CLUSTERANALYSE.....	38
<i>borecluster.....</i>	<i>39</i>
<i>Crossplots.....</i>	<i>40</i>
3.3 PROBENMATERIAL.....	40
<i>Cutting-Problematik.....</i>	<i>41</i>
3.4 MINERALOGISCHE ANALYSE.....	42
<i>Polarisations-Mikroskopie</i>	<i>42</i>
4 ERGEBNISSE	44
4.1 GEOPHYSIKALISCHE BOHRLOCHMESSUNGEN	44

4.2	CLUSTERANALYSE.....	45
	<i>Input-Parameter</i>	45
	<i>Teilung der Daten</i>	46
	<i>Dendrogramm</i>	50
	<i>Grobgliederung</i>	52
	<i>Geophysikalische Eigenschaften der Cluster</i>	55
4.3	ERGEBNISSE DER MINERALOGISCHEN ANALYSE.....	59
	<i>Cluster O1 (rot)</i>	61
	<i>Cluster O2 (grün)</i>	62
	<i>Cluster O3 (dunkelblau) und O4 (hellblau)</i>	63
	<i>Cluster O5 (rosa)</i>	63
	<i>Cluster U1 (rot)</i>	65
	<i>Cluster U2 (grün)</i>	67
	<i>Cluster U3 (dunkelblau)</i>	67
	<i>Cluster U4 (hellblau)</i>	68
	<i>Cluster U5 (rosa)</i>	70
	<i>Cluster U6 (gelb)</i>	72
4.4	VERGLEICH DER CLUSTERANALYSE MIT DER LITHOLOGIE.....	74
4.5	ERSTELLEN DER CLUSTERLITHOLOGIE.....	76
4.6	LITHOLOGIE UND SCHICHTMÄCHTIGKEITEN.....	78
5	DISKUSSION.....	80
5.1	CLUSTERANALYSE.....	80
	<i>Input-Parameter</i>	80
	<i>Clusteranzahl und Erklärbarkeit</i>	81
5.2	CLUSTERLITHOLOGIE.....	82
	<i>Erweiterung und Modifikation der lithologischen Legende</i>	82
	<i>Abweichungen der lithologischen Einheiten</i>	83
	<i>Unterschiede in den Teufengrenzen</i>	87
6	FAZIT.....	92
7	LITERATURVERZEICHNIS.....	93
	ANHANG.....	96
	<i>Abbildungsverzeichnis</i>	97
	<i>Tabellenverzeichnis</i>	101

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

Am	Amphibol
API	Einheit des American Petroleum Institute/Houston, Texas
Bt	Biotit
Cal	Bohrlochdurchmesser
Cal	Calcit
CPS	Counts per second
DEN	Dichte
DLL	Dual-Laterolog
GBq	Gigabecquerel
GRS	natürliche Gammastrahlung
Grt	Granat
HLUG	Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie
KB8	Kernbohrung 8
kWh	Kilowattstunde
LIAG	Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik
LPL	linear polarisiert
Ma	Millionen Jahre
Mt	Muscovit
NG	Neutron-Gamma-Spektrometrie
Ox	Oxide
PEF	photoelektrischer Effekt
Pl	Plagioklas
Px	Pyroxen
Qz	Quarz
Rdeep	spezifischer elektrischer Widerstand (tief eindringend)
RSha	spezifischer elektrischer Widerstand (flach eindringend)
SAL	elektrische Leitfähigkeit der Bohrspülung
Susz	magnetische Suszeptibilität
Temp	Bohrlochtemperatur
Vp	seismische Geschwindigkeit
XPL	gekreuzt polarisiert
ρ_b	„bulk-“Dichte
ρ_f	Dichte der Porenflüssigkeit
ρ_{ma}	Matrixdichte
ϕ	Gesamtporenvolumen

Chemische Elemente

Al	Aluminium
B	Bor
C	Kohlenstoff
Ca	Calcium
Cl	Chlor
Cs	Caesium
Fe	Eisen
H	Wasserstoff
K	Kalium
Mg	Magnesium
Na	Natrium
O	Sauerstoff
Pb	Blei
S	Schwefel
Si	Silizium
Th	Thorium
U	Uran
W	Wolfram

1 ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsprojektes der mitteltiefen Geothermiebohrung Heubach, wurde die Bohrung im Kristallinen Odenwald niedergebracht. Die Bohrung erreichte eine Endteufe von 775 m und durchörtert hauptsächlich metamorphes Gestein, das sich in seiner mineralischen Zusammensetzung unterscheiden. Da nur ein Kerngewinn von insgesamt 7 m zur Verfügung steht, kommt den geophysikalischen Bohrlochmessungen bei der Einhängung der Ergebnisse der Bohrkleinuntersuchungen, eine besondere Bedeutung zu.

Mit Hilfe der geophysikalischen Bohrlochmessungen, die mit der Clusteranalyse bearbeitet wurden, konnte ein synthetisches lithologisches Profil erstellt werden. Eine besondere Rolle spielte dabei der Bohrlochdurchmesser, der andere Messgrößen beeinflusst und deshalb möglichst konstant sein sollte. Dafür wurde der vermessene Teufenbereich in zwei Abschnitte unterteilt, die jeweils ein gleiches Kaliber aufweisen. Der obere Abschnitt umfasst die Teufenstrecke von 35 bis 248 m und der untere Abschnitt die Teufenstrecke von 248 bis 772 m.

Zunächst wurden für den oberen Abschnitt fünf verschiedene Elektrofazies-Gruppen unterschieden und sechs für den unteren Abschnitt. Anhand der durchschnittlich geophysikalischen Bohrlochparameter und unter Einbeziehung der bestehenden Lithologie von Kött et al. (2014) wurden diese Elektrofazies-Gruppen charakterisiert. Zusätzliche Analysen an Dünnschliffen von Bohrkleinproben dienten zur Unterstützung der Interpretation der unterschiedlichen Elektrofazies. Bei der Übertragung der Ergebnisse von der Clusteranalyse auf eine Clusterlithologie, wurden die ähnlichen Elektrofazies-Gruppen des oberen und unteren Abschnitts zusammengefasst. Dennoch ergänzen drei Elektrofazies-Gruppen die lithologischen Einheiten, da es sich um Variationen von bestehenden lithologischen Einheiten handelt. Außerdem ist eine Einheit der lithologischen Sequenz von Kött et al. (2014) zusätzlich aufgenommen worden, obwohl sie erst bei der Betrachtung von sieben Elektrofazies-Gruppen im oberen Abschnitt auftritt.

Die klassifizierten Elektrofazies-Gruppen bestehen aus Gneisen mit unterschiedlichen Anteilen an typischen Mineralen wie Quarz, Glimmer, Feldspat sowie Hornblende und Granat. In der Clusterlithologie wurden Bereiche mit zusätzlichen Anteilen an Mylonit, Magnetit, Monzogranit und Granodiorit, sowie Bereiche aus Rhyolith und Aplit unterschieden.

Während es sich bei den meisten Gesteinen um magmatische Gesteine mit einer mehr oder weniger deutlichen metamorphen Überprägung handelt, gehört der Rhyolith zu den Vulkanitgesteinen. Die metamorph überprägten magmatischen Gesteine erreichen hohe Werte des elektrischen Widerstandes und vergleichsweise niedrige Werte der Uran- und Kaliumgehalte. Der Rhyolith ist dagegen durch niedrigere Formationswiderstände und höhere Werte der Uran- und Kaliumgehalte charakterisiert.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde ein lithologisches Profil erstellt, welches eine genauere Lage der lithologischen Grenzen der durchteuften Formation widerspiegelt. Dabei erbrachte die Kombination aus den Logs, den Ergebnissen der Clusteranalyse, der bestehenden Lithologie und zusätzlichen mineralogischen Analysen an Dünnschliffen, ein optimiertes Ergebnis. Weiter wurden Informationen über weitere Unterteilungen der lithologischen Einheiten gewonnen. Schließlich konnte eine Clusterlithologie als Faziesmodell für die Geothermiebohrung Heubach konstruiert werden.

2 EINLEITUNG

Geophysikalische Bohrlochmessungen liefern Erkenntnisse über die Eigenschaften von Gesteinsformationen in einem Bohrloch, in dem sie durch Messgeräte aufgenommen werden (Ellis & Singer 2007). Diese Informationen der Bohrlochgeophysik werden in geologische Aussagen transformiert, mit Erkenntnissen anderer Forschungsbereiche korreliert und dienen so dem Zweck der Erforschung des Untergrundes.

Im Rahmen dieser Arbeit werden die geophysikalischen Messergebnisse der 775 m tiefen Geothermiebohrung im hessischen Heubach bei Groß-Umstadt (R 34 96 800, H 55 22 750, 179 m über NN) untersucht. Die Bohrung für die mitteltiefe Erdwärmesonde wurde geologisch gesehen im Kristallinen Odenwald abgeteuft. Das Forschungsprojekt dient dazu, neue Erkenntnisse zur Geologie des Odenwaldes, zur tektonischen Beanspruchung und zu geothermischen Parametern des kristallinen Untergrundes in Hessen und den angrenzenden Bundesländern zu gewinnen. Das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) hat an Bohrklein- und Vollkernproben mineralogische Analysen durchgeführt und eine lithologische Sequenz erstellt. Da bis auf 7 m Bohrkernstrecke die Teufenzuordnung auf Bohrklein beruht, ist die Einhängung der Schichtgrenzen mit einem Fehler von ± 10 m belastet. Eine genauere Schichtengliederung wird anhand von geophysikalischen Bohrlochmessungen vorgenommen, da hier der Fehler in der Teufenzuordnung mit $\pm 0,5$ m erheblich geringer ist. Über die gesamte Strecke der Bohrung wurden vom 29. bis 31. Mai 2012 umfangreiche Bohrlochmessungen durch das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) durchgeführt.

2.1 ZIELSETZUNG DER ARBEIT

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Festlegung der Formationsgrenzen der durchörterten Lithologie in der Geothermiebohrung Heubach. Durch eine stochastische Interpretation der geophysikalischen Bohrlochdaten mithilfe einer Clusteranalyse werden Bereiche gleicher Faziestypen identifiziert und der bestehenden Lithologie zugeordnet. Neben den Bohrlochmessungen stehen Bohrkleinproben zur Verfügung. Mineralogische Analysen an Dünnschliffen dieser Bohrkleinproben dienen der Unterstützung bei der Zuordnung der Gesteinstypen in die lithologischen Einheiten.

2.2 GEOTHERMIEBOHRUNG HEUBACH

In Heubach (Regierungsbezirk Darmstadt) wird seit 2010 an dem Pilotprojekt zur ersten Nutzung der Geothermie mit einer fast 800 m tiefen Erdwärmesonde in Hessen gearbeitet. Das Ziel des Forschungs- und Entwicklungsprojektes ist zu zeigen, wie ein Industriebetrieb durch eine mitteltiefe Erdwärmesonde ökonomisch mit Wärme versorgt werden kann (Fritsche et al. 2012).



Abbildung 2.1 Die neuen Produktionshallen des Unternehmens Frenger Systemen BV GmbH in Heubach, die mit Erdwärme geheizt bzw. gekühlt werden (HLUG online).

Das Vorhaben wird im Zusammenhang mit einem Produktionsneubau des mittelständischen Unternehmens Frenger Systemen BV GmbH (Abbildung 2.1), einem Hersteller energiesparender Deckenstrahlungsheizungen und Kühldecken, umgesetzt. Das Neubauprojekt umfasst eine Fläche von circa 6.000 m² für Produktionshallen sowie circa 1.400 m² Bürofläche und wurde mit einer Gebäudedämmung nach neuestem energetischen Stand errichtet. Der Energiebedarf beträgt im Jahr circa 58 kWh/m² auf der beheizten Fläche und circa 22 kWh/m² für die Kühlung der Büroräume (Appel et al. 2012). Zu diesem Zweck wurden neben der tiefen Erdwärmesonde zum Heizen der Produktionsgebäude auch acht flache Erdwärmesonden mit Tiefen von 90 bis 138 m, insgesamt circa 900 Sondenmeter, zur Bereitstellung der Wärme- und Kühlleistung von Bürogebäuden errichtet.

Durch die Nutzung einer geschlossenen coaxialen Tiefen-Erdwärmesonde kommt es zu keinem Kontakt mit hydrothermalen Grundwasser oder dem Gebirge und mögliche Risiken, die üblicherweise bei der tiefen Geothermie auftreten können, werden vermieden. So wird bei der Verwendung dieser Erdwärmesonde weder Grundwasser entnommen oder injiziert, wie dies bei hydrothermalen Nutzung der tiefen Erdwärme mit einer so genannten Dublette geschieht. Es stellt sich lediglich ein leichtes Temperaturgefälle im Umfeld der Sonde ein. Auch das Risiko künstlich ausgelöster schwacher Erdbeben, das unter ungünstigen Umständen durch das Umpumpen großer Wassermengen zwischen Förder- und Injektionsbohrung gegeben sein kann, ist hier ausgeschlossen. Probleme mit der Förderung hoch mineralisierten Wassers aus großen Tiefen gibt es nicht (HLUG online). Ein weiterer Vorteil einer mitteltiefen Erdwärmesonde wie in Heubach gegenüber flacheren Systemen (< 400 m Tiefe), sind die hohen Quelltemperatur (hier circa 38 °C in 770 m Tiefe) und der deutlich reduzierte Platzbedarf durch nur eine Bohrung. Im Vergleich zu den bislang üblichen tiefen Erdwärmesonden, wirken sich der Einsatz einer platzsparenden mobilen Bohranlage mittlerer Größe (eine herkömmliche Brunnenbohranlage) zur Niederbringung der Bohrung und der geringere Bohrdurchmesser günstig auf die Bohrkosten aus (Fritsche et al. 2012).

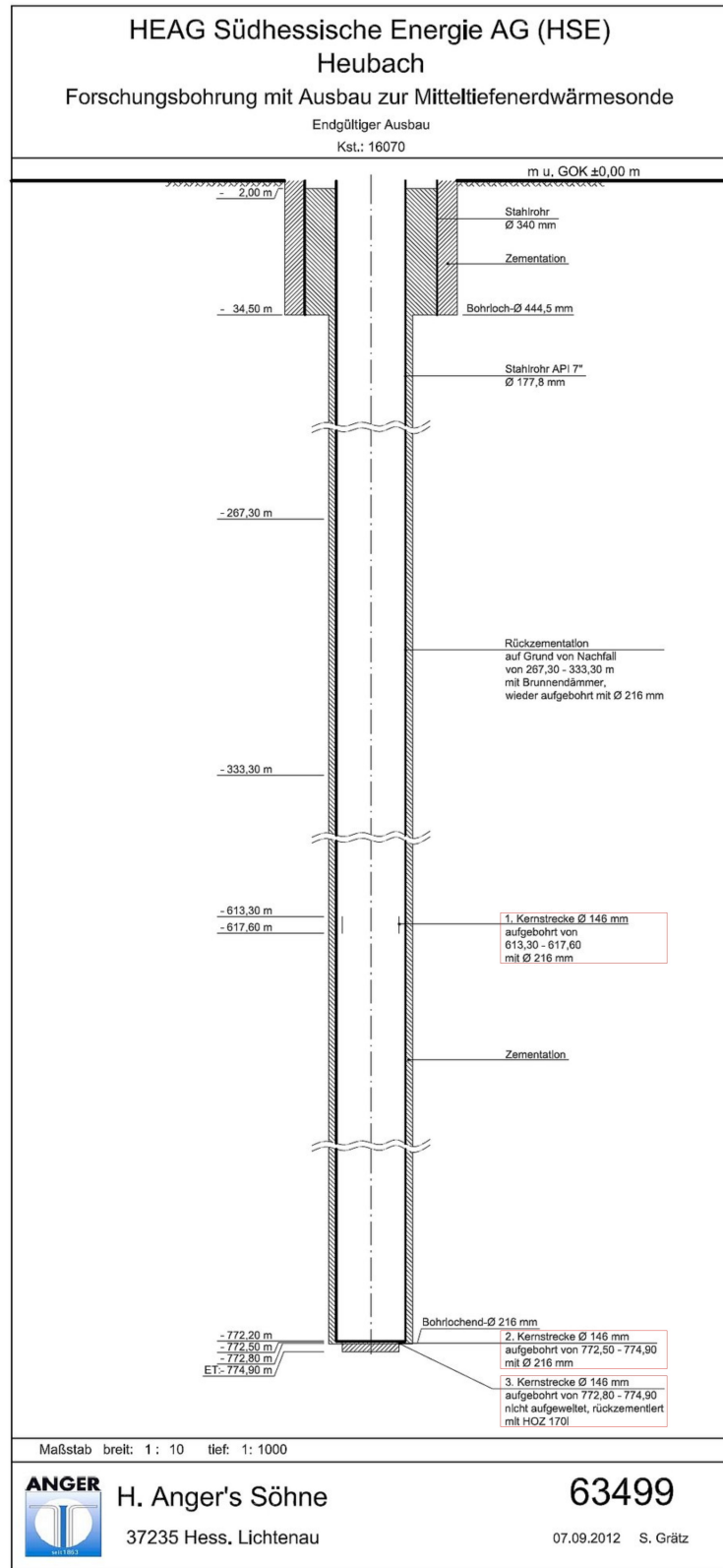


Abbildung 2.2 Technische Zeichnung des Endausbaus der tiefen Koaxialsonde Heubach. Kernstrecken sind durch rote Kästchen hervorgehoben (nach Schneider 2012). Eine größere Version befindet sich im Anhang.

Die Bohrung wurde am 12. Januar 2012 begonnen und mit verschiedenen Verfahren niedergebracht (Abbildung 2.2). Von der Geländeoberkante bis in eine Teufe von 35 m hat die Bohrung einen Durchmesser von 444 mm (17 ½“). Gebohrt wurde mit einem Rollenmeißel. Bis in 248 m wurde dann das schnellere Imlochhammerverfahren genutzt. Hier hat das Bohrloch einen Durchmesser von 305 mm (12“). Bis zur Bohrlochsohle in 775 m wurde sowohl das Lufthebeverfahren als auch der Meißel eingesetzt. Die Bohrung hat hier einen Durchmesser von 216 mm (8 ½“). Dabei kam es zu einer Nachfallzone in 320 m, die durch Aufbohren und Rückzementation beseitigt wurde (Schneider 2012).

Bei der Komplettierung der Tiefbohrung wurde in den obersten 35 m, dem grundwasserführenden Bereich, eine Schutzverrohrung eingebracht. Es handelt sich um ein Stahlrohr mit einem Durchmesser von 340 mm, das einzementiert wurde um einen qualitativen oder quantitativen Einfluss der Bohrung auf das Grundwasser auszuschließen (Fritsche et al. 2012).

Nach der Durchführung der geophysikalischen Bohrlochmessungen wurde das Bohrloch für die geothermische Nutzung aufbereitet. Beim Ausbau zur Koaxial-Sonde wurden für die äußere Verrohrung auf der gesamten Bohrlochteufe mit 177,8 mm (7“) API-Stahlrohre eingebracht. Die Förderrohrtour wurde bis circa 769 m eingebaut und besteht aus GfK-Steigrohren mit Durchmessern von 87,8 mm (3.46“) bzw. 116,8 mm (4,60“) (HLUG online, Schneider 2012). Die API-Stahlrohre haben einen höheren Wärmeleitkoeffizienten als die GfK-Steigrohre, was zu einer verbesserten Wärmeaufnahme beim Niederbringen des Wassers führt. Das Material der inneren Steigrohre hingegen kann eine Abkühlung des bereits erwärmten Wassers beim Aufstieg weitgehend vermindern.

Im November 2012 wurde in der fertig ausgebauten Bohrung mittels eines „Geothermal Response Tests“, der geothermische Gradient und der Wärmefluss über die Gesamtstrecke der Bohrung ermittelt. Der geothermische Gradient liegt bei 3,7 °C/100 m; der Wärmefluss ist mit circa 0,85 W/m² leicht erhöht (HLUG online). Die etwas geringere Endteufe von 775 m gegenüber der Planung von 800 m kann durch die hohen gemessenen Wärmeleitfähigkeiten hinsichtlich des möglichen Wärmeentzugs mehr als kompensiert werden.

2.3 ENTSTEHUNG DES BÖLLSTEINER ODENWALDS

Die Bohrung Heubach wurde im nordöstlichen Bereich des kristallinen Teils des Böllsteiner Odenwalds abgeteuft (Abbildung 2.3). Der Odenwald gehört zum varistischen Mittelgebirge und wird in Kristallinen Odenwald und Buntsandstein-Odenwald unterschieden (Rothe 2009).

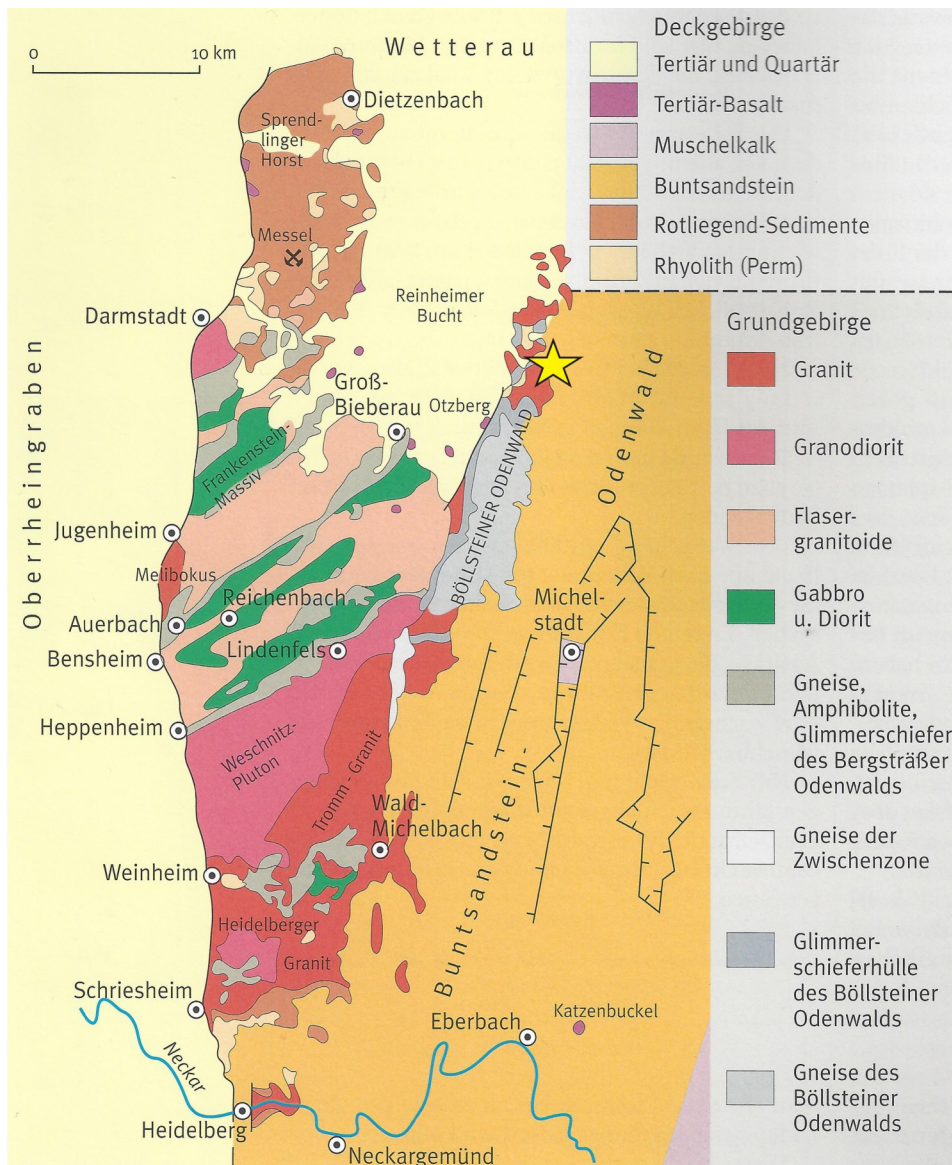


Abbildung 2.3 Geologische Übersichtskarte des Odenwalds. Der gelbe Stern kennzeichnet die Lage der Geothermiebohrung Heubach (nach Rothe 2009).

Der Kristalline Odenwald gehört zu einer bedeutenden Kristallinzonen, die sich – durch jüngere Ablagerungen weitgehend verhüllt – am Nordwestrand des Saxothuringikums in Südwest-Nordost-Richtung von Lothringen bis Südbrandenburg erstreckt (Henningsen & Katzung 2006). Der Nordrand des Saxothuringikums – die sogenannte

Mitteldeutsche Kristallinschwelle – besteht aus einer vielfältigen Gesteinsvergesellschaftungen, die viele magmatische Gesteine enthält (Stein et al. 2001). Entstanden ist das kristalline Mittelgebirge in West- und Zentraleuropa während der varistische Orogenese vor 380 bis 300 Ma durch die Konvergenz und Kollision der Palaeokontinente Baltica, Laurentia und Gondwana (Stein 2001). Bei der Kollision der Mikrokontinente Avalonia und Armorica, wird ein magmatischer Inselbogen am Nord-Rand des aktiven Kontinents Armorica angelegt, dessen magmatische Anteile überall als Teile der Mitteldeutschen Kristallinschwelle nachgewiesen werden können (Stein 2001). Das Odenwald Kristallin ist der größte, zusammenhängende Aufschluss solcher Inselbogen-Gesteine in der Mitteldeutschen Kristallinzone. Er wird im Westen vom tertiären Rheingraben und im Norden von der permischen Saar-Selke Senke begrenzt. Im Osten und Süden werden die Kristallingesteine von mesozoischen Sedimenten überlagert (Stein 2001).

Eine große, wahrscheinlich schon frühvaristisch angelegte und während der varistischen Orogenese (vor 330 Ma) als Seitenverschiebung aktive, etwa Nord-Süd verlaufende tektonische Scherzone aus Myloniten und Brekzien, die Oetzberg-Zone, teilt den Kristallinen Odenwald in zwei ungleiche Teile: den kleineren östlichen Böllsteiner und den flächenmäßig größeren Bergsträßer Odenwald (Henningsen & Katzung 2006). Die beiden Einheiten unterscheiden sich hinsichtlich ihrer radiometrischen Daten, der Strukturentwicklung, der geochemischen Struktur und ihrer Druck-Temperatur-Entwicklung signifikant voneinander (Stein et al. 2001). Der Böllsteiner Odenwald besteht aus einer in Nordnordost-Richtung streichenden, flach abtauchenden Antikline mit einem Orthogneiskern, dessen Ausgangsgesteine – Granodiorite und Granite sowie untergeordnet Gabbros und Amphiboliten – zu Beginn des Devons (vor 415 – 405 Ma) intrudierten (Stein et al. 2001, Henningsen & Katzung 2006). Die Haupt- und Spurenelementchemie der Kerngesteine weist die Edukte als korundnormative S-Typ Granitoide aus, die zum Beispiel typisch sind für Inselbögen oder synorogene Intrusionen während einer Kontinent-Inselbogen Kollision (Tabelle 2.1) (Stein et al. 2001).

Altersbestimmungen haben gezeigt, dass der sattelförmigen Kernbereich vor etwa 400 Ma entstanden ist, was aber noch ältere Gesteine voraussetzt, in die er eingedrungen ist. Die Gneiskuppel ist von einer Schieferhülle umgeben, die damit die ältesten Gesteine im gesamten Odenwald darstellen (Rothe 2009). Die Schieferhülle besitzt eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 600 m und setzt sich überwiegend aus Metasedimentserien (Biotitgneise und -schiefer, Hornblendegneise und Quarzit) sowie Amphiboliten zusammen (Stein et al. 2001). Die Paragesteine der Schieferhülle zeigen ebenso wie der Gneiskern eine frühvaristische (vor 375 Ma) Deformations- und Metamorphoseentwicklung (Stein 2001, Henningsen & Katzung 2006). Als sedimentäre

Edukte der Schieferhülle lassen sich überwiegend Grauwacken bestimmen, untergeordnet auch Tonsteine, Arkosen und basische Magmatite, die eine tholeiitische Zusammensetzung mit wahrscheinlichen Edukten aus Inselbogenbasalten haben (Stein et al. 2001). Das Minimalalter der Schieferhüllengesteine wird als präunterdevonisch (413 ± 26 Ma) bestimmt (Stein et al. 2001). Heute diskutiert man einen vorausgegangenen Inselbogen-Vulkanismus verbunden mit Sedimentation in einen Akkretionskeil, als ein alter Ozean auf einen Kontinent stieß und eine Subduktionszone bildete (Tabelle 2.1) (Rothe 2009). Es fand eine frühe Schließung des Rheinischen Ozeans im Silur oder frühen Unterdevon mit einer erneuten Öffnungsphase eines Rhenohercynischen Ozeans ab dem späten Unterdevon und mit der finalen Schließung im Unterkarbon statt (Stein et al 2001).

Uran-Blei-Datierungen an Zirkonen aus der Schieferhülle (375 ± 2 Ma) und aus dem Böllsteiner Odenwald (375 Ma) werden sowohl als Intrusionsalter der Granitoide als auch als Metamorphosealter der penetrativen, amphibolitfaziellen Metamorphose im gesamten Böllsteiner Odenwald interpretiert. Obwohl es sich demnach um die ältesten datierten Intrusionen und die älteste datierte Regionalmetamorphose im gesamten Odenwald handelt, verläuft die nachfolgende Abkühlungsgeschichte extrem langsam, wie Kalium-Argon-Datierungen an Hornblenden (326 Ma) und Biotiten (309 Ma) belegen (Stein et al. 2001).

Insgesamt muss der Böllsteiner Odenwald eine Vielfalt an Bewegungen und Metamorphosen durchlaufen haben, zuletzt noch während der varistischen Gebirgsbildung. Da er sich im Aufbau und in der vorherrschenden Richtung seiner Gesteine vom Bergstädter Odenwald beträchtlich unterscheidet, ist schon früh vermutet worden, dass es sich um eine von Süden herangeschobene Decke handeln könnte (Rothe 2009). Die strukturelle und metamorphe Entwicklung des Böllsteiner Odenwaldes ist zusammenfassend in der tabellarischen Übersicht (Tabelle 2.1) dargestellt.

Tabelle 2.1 Die tektono-metamorphe Entwicklung des Böllsteiner Odenwaldes mit den Druck- (P) und Temperaturbedingungen (T) (nach Stein et al. 2001). HP = hoher Druck, LT = niedrige Temperaturen

Alter [Ma]	Event	P/T-Bedingung	Tektonische Prozesse
>> 413 ± 26	ozeanischer Inselbogen Vulkanismus		Ozean-Ozean-Kollision
> 413 ± 26	Sedimentation vor einem kontinentalen Inselbogen mit Anlage eines Akkretionskeiles und mit Subduktionserosion an der abtauchenden ozeanischen Platte	subaquatisch	Ozean-Kontinent-Kollision
413 ± 26	Intrusion der sauren Granitoide, Intrusion der basischen Magmen, HP/LT-Metamorphose (Einschlüsse in Plagioklas-Kernen), Isobare granulitfazielle Metamorphose mit Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektiten und Klinopyroxen-Porphyroblasten in Metabasiten	Intrusion 1 – 1,5 kbar, Intrusion circa 1 kbar, 8 kbar / ~ 545 °C, 8,2 kbar / ~ 785 °C, T > 700 °C	synkollisionale Intrusionen bei Ozean-Kontinent-Kollision, Krustenstapelung
380	Abkühlung auf Temperaturen < 100°C, Anlage der 1. Schieferung, Anlage eines tektono-metamorphen Lagenbaus durch Hydrationsreaktionen und metamorphe Differentiation unter amphibolitfaziellen Bedingungen während einer Isoklinalfaltung mit zugehöriger penetrativer 2. Schieferung	T ~ 700 °C, 4 kbar / ~ 650 °C bis 3,5 kbar / 540 °C	polyphase Kompressionstektonik
325 ± 8	Bildung von Teilschmelzen	~ 3,2 kbar / 645 °C	Heraushebung
322 ± 10, 318 ± 9, 316 ± 16	Abkühlung nach dem Höhepunkt der amphibolitfaziellen Metamorphose mit statischer Equilibrierung der Paragenesen, Anlage der Antiklinalstruktur mit Ausbildung der ecc-Gefüge und Tieftemperatur-Myloniten	T ≥ 300 °C	Heraushebung und Extension
328 ± 7	Abkühlungsalter unter 300°C in posttektonischen Lamprophyren	T ~ 300 °C	
293	Abkühlungsalter unter 300°C in Pegmatiten, Ausgestaltung der Antiklinalstruktur durch weitspannige Faltung und Störungstektonik mit Ausbildung von Horst-Graben-Struktur	T ≤ 300 °C	

In Folge einer spätvaristischen Dehnungstektonik begann ein von sauren Schmelzen geprägter Vulkanismus, der vor allen im südlichen Odenwald seine Spuren hinterlassen hat. Neben Lavaströmen sind auch Lapilli- und Aschentuffe und sogar Ignimbrite im Böllsteiner Odenwald nachgewiesen worden. Die Eruption der früher als Quarzporphyr bezeichneten Gesteine, die man heute Rhyolithe nennt, scheint an Spalten gebunden. Die Vorkommen sind durch Störungen gegen ihre Nebengesteine deutlich abgegrenzt (Rothe 2009).

2.4 DIE WICHTIGSTEN VORARBEITEN

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Geologie und Petrologie dargestellt, die vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), das die wissenschaftliche Begleitung des Projektes übernommen hat, zusammengestellt worden sind.

Um Erkenntnisse über die geologischen Verhältnisse im Untergrund zu erlangen, wurde im April 2011 eine der acht Bohrungen für die flachen Erdwärmesonden komplett als Kernbohrung (KB8) abgeteuft. Die Gesteinsproben dieser 90 m Bohrung, sowie stark verwitterte Aufschlüsse im Ortsbereich Heubach zeigen, dass im Untergrund überwiegend metamorphe Gesteine, hier vor allem Gneise, anstehen, die gelegentlich von härteren pegmatitischen Ganggesteinen durchzogen werden (HLUG online). Östlich und westlich in der weiteren Umgebung von Heubach wird das kristalline Grundgebirge von jüngeren Sedimenten (Rotliegend, Zechstein und Unterer Buntsandstein) überlagert (Fritsche & Kött 2012).

LITHOLOGIE DER KERNBOHRUNG KB8

Der Bohransatzpunkt der flachen Kernbohrung KB8 liegt im Tal des Pferdsbachs. Die Gesteinsbeschreibung erfolgte direkt am Bohrkern und wurde dann im Labor petrografisch durch Dünnschliffe sowie geochemisch überprüft und verfeinert. Die Kernbohrung KB8 erbrachte folgendes Profil (Abbildung 2.4):

Bis 9,6 m steht zunächst eine quartäre Überdeckung aus Tonen, (Löß-) Lehmen und Sanden mit Kiesen (Bachschottern), im unteren Bereich mit Holzresten und Torf sowie bis circa 11 m Hangschutt aus Buntsandsteinmaterial an. Diese Lockergesteine ließen sich auch in Vorerkundungen durch geoelektrische Messungen des HLUG nachweisen (Fritsche & Kött 2012). Im Liegenden folgen (Augen-) Gneise, die im oberen Bereich bis zu einer Teufe von 15,9 m grusig verwittert sind und dann allmählich (bis 17,6 m) in festes Gestein übergehen (Fritsche & Kött 2012).

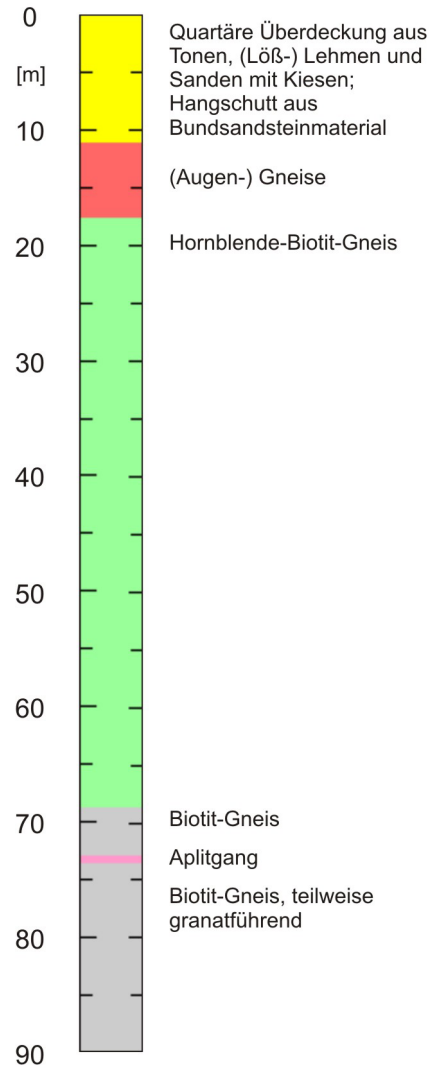


Abbildung 2.4 Lithologische Sequenz der 90 m tiefen Bohrung KB8 (nach HLUG online).

Bis zu einer Tiefe von 68,8 m handelt es sich um grobkörnige Hornblende-Biotit-Gneise mit vereinzelt feldspatreicheren Lagen (bei 21,6 m sowie mehrere dünne Lagen von 51 bis 54 m), feinkörnige Zonen (bei 44,5 bis 44,8 m und 45 bis 45,1 m) und einem Pegmatitgang bei 60,6 m (HLUG online). Bis 82,7 m folgen mittelkörnige Biotit-Gneise (ohne Hornblende) mit einem Aplitgang von 72,9 bis 73,5 m und feldspatreiche Lagen bei 73,6 m und bei 73,9 m. Bis zur Endtiefe von 90 m unter Geländeoberkante stehen mittelkörnige Granat-Biotit-Gneise mit sehr feinkörnigen Zwischenlagen an. Unterbrochen werden die relativ eintönigen Gesteinsserien gelegentlich von geringmächtigen feinkörnigen Myloniten (entstanden durch Gesteinsbewegung an Verwerfungen), von hellen, grobkörnigen Pegmatiten (entstanden durch Auskristallisation von Restschmelzen) und von hellen, feinkörnigen Apliten (Ganggesteine) (Fritsche & Kött 2012).

LITHOLOGIE DER GEOTHERMIEBOHRUNG HEUBACH

Die Tiefbohrung erschließt als erste das kristalline Grundgebirge in Hessen über eine Bohrlänge von fast 800 m (Abbildung 2.5). Durch die Bohrung wurden neue Daten zur Geologie des Odenwaldes, zur tektonischen Beanspruchung und zu geothermischen Parametern des kristallinen Untergrundes in Hessen und den angrenzenden Bundesländern gewonnen und bildet somit eine wichtige Grundlage für zukünftige Geothermieprojekte. Dies betrifft nicht nur Erdwärmesondenprojekte, sondern auch hydrothermale Projekte der tiefen Geothermie (mit Nutzung natürlichen Thermalwassers) und ist auch für petrothermale Projekte (Erzeugung eines künstlichen Wärmetauschers durch Fracking) gerade hinsichtlich des Gebirgsverhaltens in größeren Tiefen des Kristallins bedeutsam (HLUG online).

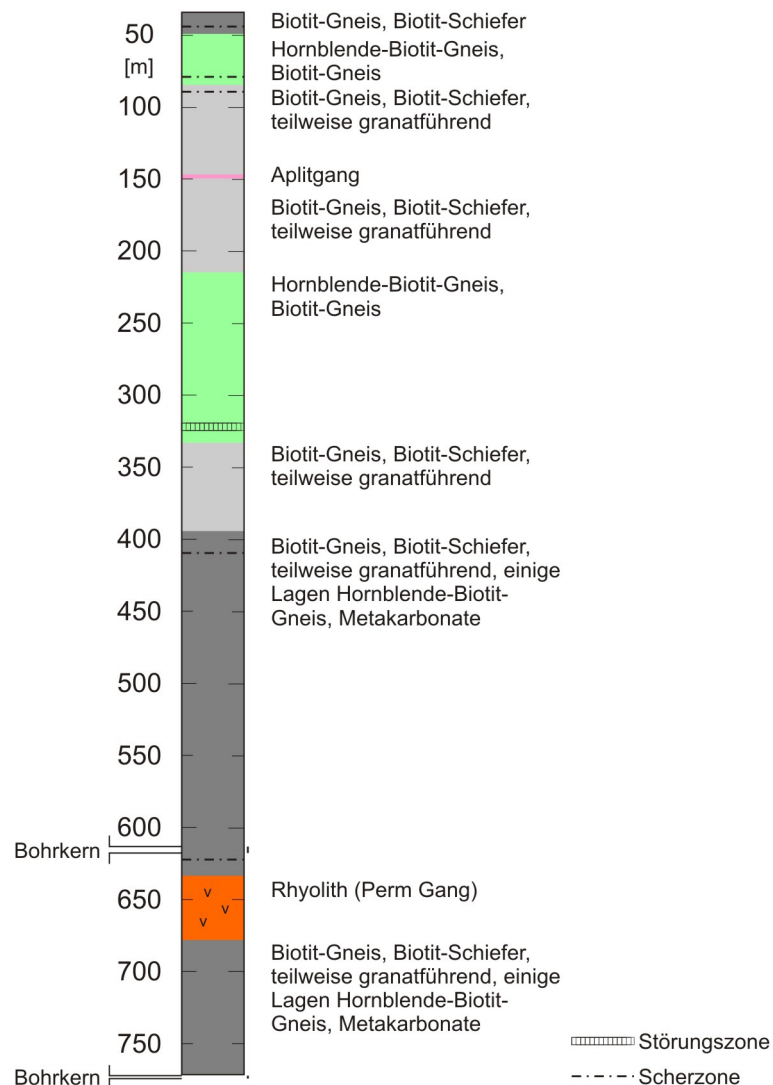


Abbildung 2.5 Lithologische Sequenz der 775 m tiefen Geothermiebohrung Heubach mit Lage der Bohrkern (nach Kött et al. 2014).

Das HLUG hat umfangreiche geowissenschaftliche Untersuchungen des Bohrkleins und der insgesamt 7 m umfassenden Kernstrecken (Abbildung 2.5) aus den unteren Bereichen ab 613 m Teufe durchgeführt (Kött et al. 2013). Das Bohrgut wurde über die gesamte Bohrung in Tiefenabständen von 1 m beprobt, die Kerne stammen aus den Teufen 613,3 bis 617,8 m, und 772,5 bis 774,9 m.

Die lithologische Sequenz ist in Abbildung 2.5 gezeigt und im Folgenden beschreiben:

Bis 19 m steht zunächst eine quartäre Überdeckung aus Tonen und Sanden sowie Ablagerungen des Pferdsbachs und Hangschutt an (HLUG online). Im Liegenden folgen Biotit-Gneise und Biotit-Schiefer, die bis zu einer Teufe von 49 m anstehen und in Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis übergehen. Ab einer Teufe von 85 bis 214,5 m steht Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer an, die teilweise granatführend sind, und im Teufenbereich von 146,5 bis 150 m von einem hellen Aplitgang durchsetzt wird. Bis 333 m steht wieder Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis an, der eine Störungszone in 319,5 bis 323,5 m aufweist. Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind stehen bis 394 m an. Im Liegenden befindet sich bis in 633,5 m Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind, sowie einige Lagen Hornblende-Biotit-Gneis und Metakarbonate. Bis 678,5 m folgt ein Rhyolith und bis zur Endteufe von 775 m unter Geländeoberkante stehen Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind, sowie Quarzlagen an. Unterbrochen werden die Gesteinsserien gelegentlich von Scherzonen in 45,5 m, 79,5 m, 89,5 m, 409,5 m und 621,5 m Teufe (Kött et al. 2014).

Ab einer Teufe von circa 560 m bis zur Endteufe zeigt das Bohrloch eine Neigung von 12° in Richtung Südwesten. Daraus resultiert eine Abweichung der Bohrung, die vom Ansatzpunkt mehr als 100 m beträgt. Begründet wird die Bohrlochabweichung durch die dominierende Einfallrichtung der Schieferung der Gesteine nach Nordosten. Der Bohrlochverlauf richtet sich senkrecht zur Schieferung aus und ist damit ein Indiz für die Schieferungsrichtung, die mit obertägigen Messungen in diesem Gebiet übereinstimmt (Kött et al. 2013). Ein weiterer Faktor sind die bohrtechnischen Gegebenheiten, die auf die im Projekt beabsichtigte Verwendung des „kleinen“ Bohrgeräts zurückzuführen sind.

2.5 RELEVANTE GESTEINE IM BÖLLSTEINER ODENWALD

Bei den anstehenden Gesteinen handelt es sich vor allem um Gneise mit unterschiedlichen Anteilen an typischen Mineralen wie Quarz, Glimmer, Feldspat sowie Hornblende und Granat. Die geologisch-mineralogischen Untersuchungen zeigen, dass die erbohrten Gesteine eine komplexe metamorphe Geschichte hinter sich haben. In 20

bis 30 km Tiefe wurden zunächst magmatische Gesteine unter hohen Drücken und Temperaturen (obere Amphibolitfazies bis untere Granulitfazies: $T > 700\text{ °C}$, $P > 6 - 10\text{ kbar}$) metamorph umgewandelt (Abbildung 2.6). Im Gegensatz zu den Gesteinen des südlicheren Böllsteiner Odenwalds (um 410 Ma) sind die Gesteine mit 360 – 370 Ma jung (Reischmann et al. 2001). Scherzonen und Myloniten zeigen eine spätere Heraushebung des Gebirges an. Typische Minerale der unteren Grünschieferfazies ($T: 350 - 400\text{ °C}$, $P: 2 - 3\text{ kbar}$, Bildungstiefe 6 – 10 km) in den Myloniten zeigen geringe metamorphe Bedingungen an (Abbildung 2.6). Im Perm drangen schließlich rhyolitische Vulkanitgesteine in das Grundgebirge ein (Kött et al. 2013).

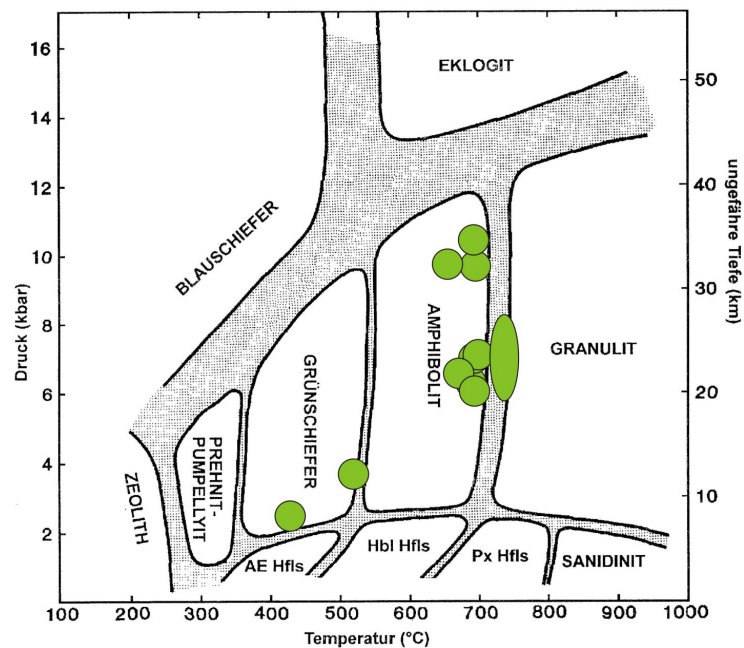


Abbildung 2.6 Druck-Temperatur-Diagramm mit Proben der Geothermiebohrung Heubach (grün) in der unterschiedlichen metamorphen Fazies (nach Kött et al. 2014 und Yardley 1997).

Im Folgenden werden die Gesteine des Böllsteiner Odenwalds, die in der Bohrung Heubach auftreten, kurz dargestellt.

GNEISE

In der Lithologie von Kött et al. (2014) tritt Biotit-Gneis mit unterschiedlichen Mineralzusammensetzungen auf. Gneise sind mittel- bis grobkörnige feldspatreiche Gesteine (Anteil $> 20\%$) mit den Feldspattypen Plagioklas (Ca-Na-Feldspäte) und Alkalifeldspat (K-Na-Feldspäte) (Markl 2008). Sie zeigen ein ausgeprägtes Gneis-Gefüge (Murawski & Meyer 2004, Okrusch & Matthes 2014), das durch eine Regionalmetamorphose oberhalb von 600 °C entsteht. Typisch ist ein Lagengefüge, bei dem sich helle, granoblastische Bereiche aus Quarz und Feldspäten von dunkleren

Lagen separieren. Diese bestehen vorwiegend aus Glimmern (auch Chlorit) oder Amphibolen und können als charakteristische Nebengemengeteile unter anderem Granat oder Sillimanit führen. In den Gneisen tritt sowohl der dunkle Glimmer Biotit als auch Hellglimmer (wie beispielsweise Muskovit) auf.

Biotit-Gneis bezeichnet also einen Gneis, der einen erhöhten Gemengeanteil an Biotit ($\text{K}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_6\text{Al}_{2-3}\text{Si}_{6-5}\text{O}_{20}(\text{OH})_4$) aufweist. Eine weitere Gesteinfazies bildet der Hornblende-Biotit-Gneis, der neben dem Biotit auch viel Hornblende ($\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_5\text{Al}_{2-1}\text{Si}_{6-7}\text{O}_{22}(\text{OH})_{22}$) führt. Hornblende gehört zur Amphibol-Gruppe. Tritt Granat als untergeordnete Anteile in den metamorphen Gesteinen auf (Markl 2008), wird er in der Lithologie von Kött et al. (2014) als granatführend bezeichnet.

SCHIEFER

Während Gneise durch die Anwesenheit von Feldspäten definiert sind, sind Schiefer so gut wie feldspatfrei und zeigen eine Einregelung der Minerale als Resultat eines gerichteten Drucks (Markl 2008). Glimmerschiefer sind mittel- bis grobkörnige Gesteine mit plattigen Bruch, die bei der Regionalmetamorphose von Tonstein und Mergel zwischen 300 und 650 °C entstehen. Sie enthalten immer Hellglimmer, Quarz und nur wenig Feldspat (Markl 2008). Ebenso wie Gneise werden auch bei Schiefnern metamorphe Minerale im Gesteinsnamen erwähnt, wie beispielsweise der Biotit-Schiefer. Biotit-Schiefer sind nahezu monomineralische ultramafische Metamorphite und können durch metasomatischen Stoffaustausch zwischen Serpentiniten einerseits und Pegmatiten, Graniten oder Granitgneisen andererseits entstehen (Okrusch & Matthes 2014).

APLIT UND PEGMATIT

Aplite und Pegmatite sind subvulkanische Ganggesteine, die als magmatische Gänge in oberflächennahe Bereichen der Erdkruste intrudiert sind und stets kompakt und holokristallin sind (Okrusch & Matthes 2014). Aplit ist ein vorwiegend aus Feldspat und Quarz zusammengesetztes, helles feinkörniges Gestein (Murawski & Meyer 2004). Im Gegensatz zum grobkörnigen Pegmatit, der aus dem wasserreichen Rest einer granitischen Schmelze mit sehr geringen Schmelztemperaturen (circa 450 – 600°C) kristallisiert ist (Markl 2008).

RHYOLITH

Der Rhyolith gehört zu den subalkalinen Vulkaniten mit $> 20\%$ Quarz und Alkalifeldspat. Es handelt sich um ein leukokrates, extrem feinkörniges Gestein mit gelegentlichen Einsprenglingen, wenn er porphyrisch ausgebildet ist. Der Mineralbestand besteht zum einen aus den Einsprenglingskristallen von Quarz, Plagioklas sowie spärlich Biotit und der Grundmatrix, die häufig ein Fließgefüge aufweist.

METAPELIT

Metapelite sind die metamorphen Äquivalente von Tonsteinen und haben keine oder nur geringe Gehalte an Plagioklas (Markl 2008). Typische Minerale von Metapeliten sind beispielsweise Hellglimmer, Chlorit, Biotit und Granat. Kalifeldspat entsteht erst bei höherem Metamorphosegrad aus Muskovit (Okrusch & Matthes 2014).

3 METHODEN

Die Datengrundlage für diese Arbeit bilden bohrlochgeophysikalische Messungen. In den folgenden Unterkapiteln werden die Methoden aufgeführt, die für die Gewinnung der geophysikalischen Bohrlochdaten notwendig sind. Des Weiteren wird die Clusteranalyse vorgestellt, mit der die geophysikalischen Daten bearbeitet werden. Außerdem wird die mineralogische Analyse beschrieben, die an ausgewählten Dünnschliffen durchgeführt wird. Ziel der mineralogischen Analyse ist eine Verknüpfung der Ergebnisse der Clusteranalyse und der bestehenden Lithologie (Kött et al. 2014) sowie den Bohrklein- und Dünnschliffbeschreibungen der Bohrung Heubach (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013).

3.1 BOHRLOCHMESSUNGEN

Bei Bohrlochmessungen werden geophysikalische Messwerte kontinuierlich aufgenommen und anschließend als Funktion der Tiefe grafisch dargestellt. Diese Messkurve oder Log repräsentiert die physikalischen Eigenschaften des durchteuften Gebirges. Die Vielzahl der Messverfahren werden unterschieden in passive Messungen, bei der eine natürlich vorhandene physikalische Größe erfasst wird (z.B. natürliche Radioaktivität), und aktive Messungen, bei der ein Signal ins Gebirge eingebracht und jene physikalische Größe gemessen wird, die sich als „Antwort“ darstellt (z.B. Akustiklogmessungen) (Fricke & Schön 1999).

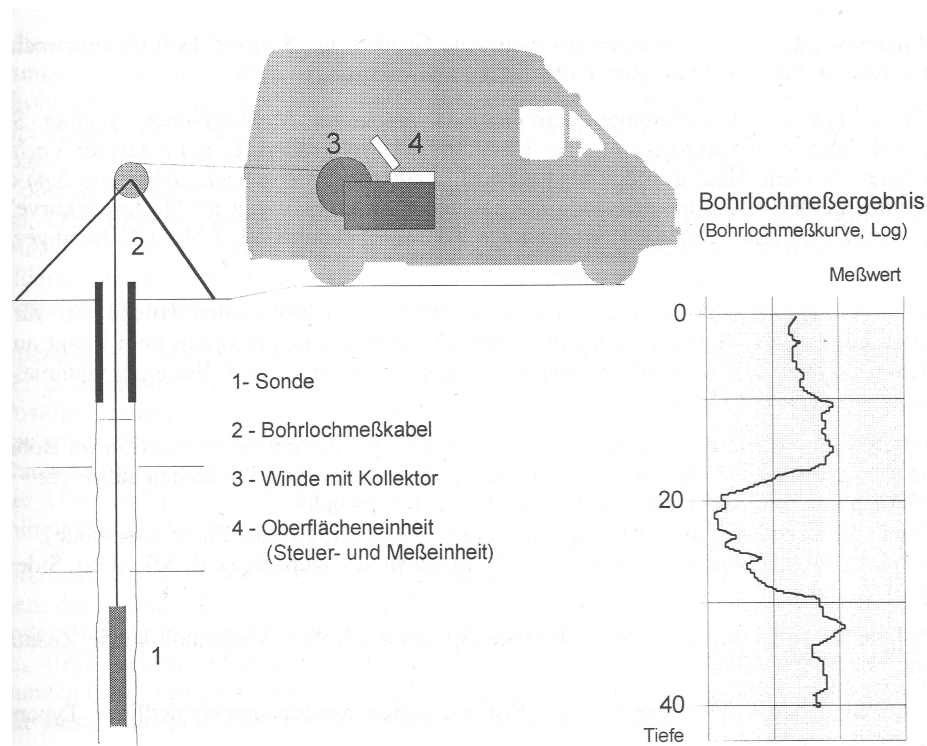


Abbildung 3.1 Die Hauptkomponenten für Bohrlochmessungen und ein Log, das die Messdaten grafisch darstellt (Fricke & Schön 1999).

In Rahmen dieser Arbeit wurden Wireline Logs gewonnen, die nach dem Bohren im offenen Bohrloch gemessen wurden. Diese Bohrlochmessanlagen bestehen aus der Oberflächeneinheit, einer Winde, dem Bohrlochmesskabel und der Sonde (Abbildung 3.1). Die obertägige Bohrlochmessapparatur ist für die Steuerung des Messvorgangs, der Bewegung und Energieversorgung der Sonde und die Aufnahme, Darstellung und Speicherung der Messwerte nötig. Ein Bohrlochmesskabel, das sich auf der Kabeltrommel befindet, verbindet die Messapparatur mit der Sonde. Die Sonde wird mit dem Kabel, das über Teufengeber und Umlenkrolle läuft, in das Bohrloch eingeführt. Das Kabel erfüllt dabei die Funktion der Messwertübertragung, der mechanischen Halterung und Energieversorgung der Sonde. Außerdem liefert das Kabel Informationen über die Teufenposition der Sonde (Fricke & Schön 1999).

Normalerweise wird die Sonde zur Sohle des Bohrlochs herabgelassen und anschließend während des Messvorganges mit einer Geschwindigkeit von 5 – 20 m/min nach oben gezogen. Die Temperaturmessung bildet hierbei eine Ausnahme, da diese Messung bereits während der Einfahrt mit der Sonde durchgeführt wird. Eine Beeinflussung der Temperatur im Bohrloch in Form von Verwirbelungen und Vermischungen der unterschiedlich warmen Spülung durch die Sondeneinfahrt wird so minimiert (Fricke & Schön 1999).

Besonders bei einer Tiefbohrung nehmen die Bohrlochmessungen einige Zeit in Anspruch, was zu Verzögerungen der weiteren Bohrarbeiten führt. Um die Messzeit so minimal wie möglich zu halten und somit die Kosten, die unabhängig vom Betrieb einer Bohranlage anfallen, zu senken, werden häufig mehrere Tools zu einer Messeinheit kombiniert (so genanntes Sonden-Array).

MESSBEDINGUNGEN

Der Messwert wird hauptsächlich von den Eigenschaften des durchteuften Gebirges beeinflusst. Aber auch die Bohrlochgeometrie, die Bohrspülung, die Infiltrationsverhältnisse, der Bohrlochausbau, die herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen sowie die Sonde im Bohrloch beeinflussen die Messung (Fricke & Schön 1999). Normalerweise werden Bohrlochmessungen in Sedimenten durchgeführt, wo der hydrostatische Druck im Bohrloch den Fluiddruck im Porenraum der Formation übersteigt (Ellis & Singer 2007). Die Druckbedingungen liegen meist bei 150 – 1000 kg/cm² und die Drucktoleranz der Sonden üblicherweise bei 1050 – 1750 kg/cm² (Rider & Kennedy 2011).

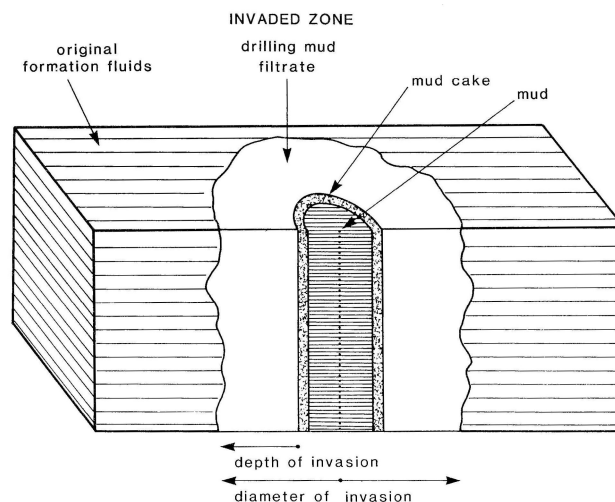


Abbildung 3.2 Infiltration der Bohrspülung in eine Formation und Bildung eines Filterkuchens (Rider & Kennedy 2011).

Der Formationsüberdruck im Bohrloch führt dazu, dass die Bohrspülung in den Porenraum des Gesteins infiltriert. Nach kurzer Zeit beendet der Aufbau eines Filterkuchens aus den Tonpartikeln der Bohrspülung dieses Eindringen in die Formation (Abbildung 3.2) und bildet einen nahezu impermeablen Überzug an der Bohrlochwand (Filterkuchen) aus und weitere Spülungsinfiltration wird vermindert (Ellis & Singer 2007, Rider & Kennedy 2011). Bei Bohrungen im Festgestein treten diese Probleme mit der Infiltration und der Bildung eines Filterkuchens nicht auf, da die Bohrlochstabilität

nicht durch hohen Druck aufrecht erhalten werden muss. Außerdem kann eine Bohrspülung ohne oder mit wenig Spülungszusätzen verwendet werden.

Bei der Tiefbohrung Heubach wurden folgende Parameter gemessen: natürliche Gammastrahlung (GRS, sowie K, Th und U), Kaliber (Cal13 und Cal24), Bohrlochtemperatur (Temp), elektrische Leitfähigkeit der Bohrspülung (SAL), spezifischer elektrischer Widerstand (RSha und Rdeep), seismische Geschwindigkeit (V_p), magnetische Suszeptibilität (Susz), Dichte (DEN), photoelektrischer Effekt (PEF) und chemische Elementbestimmung (C, O, Ca, Si, H und Fe). Die Abtastrate für alle Parameter war 0,1 m und es wird von einer Tiefenabweichung von $\pm 0,5$ m ausgegangen. Die Beschreibungen der Funktionsweise der wichtigsten Messapparate und die physikalischen Grundlagen sind im Folgenden kurz dargestellt. Weiterführende Informationen sind zum Beispiel in Fricke & Schön (1999) und Rider & Kennedy (2011) nachzulesen.

SPEZIFISCHER ELEKTRISCHER WIDERSTAND IN FOKUSSierter ANORDNUNG - DLL

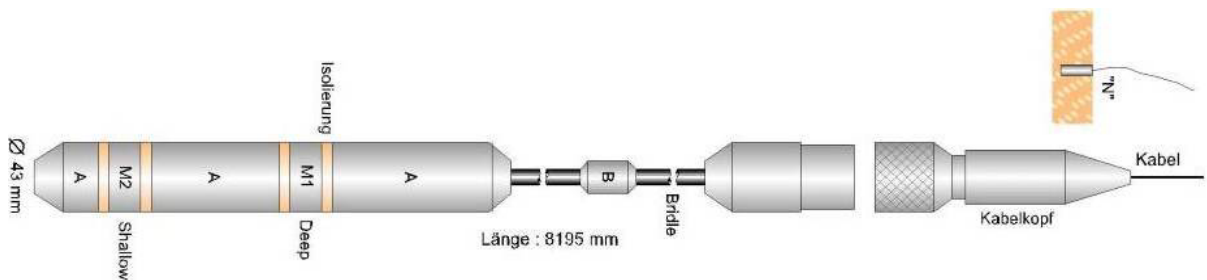


Abbildung 3.3 Dual-Laterolog-Sonde zur Messung des spezifischen Widerstandes [Ωm] (Wonik et al. 2000).

Mit der Widerstands-Messsonde (Abbildung 3.3) wird die elektrische Leitfähigkeit des Gesteins gemessen und Unterschiede in den Formationswiderständen erkannt. Das Verfahren beruht auf einer direkten galvanischen Stromeinführung in das Gebirge über Elektroden und der Messung der dadurch hervorgerufenen Potentialdifferenzen ebenfalls über Elektroden (Fricke & Schön 1999). Dafür wird der Stromfluss einer einzelnen Bohrlöchelektrode durch oberhalb und unterhalb angeordnete Zusatzelektroden (Hilfs- oder Schutzelektroden, die als "Guards" bezeichnet werden) zu einer schmalen horizontalen Scheibe fokussiert, wodurch die vertikale Auflösung und die seitliche Aufschlusstiefe deutlich erhöht wird. Die wahren spezifischen Widerstände der durchteuften Schichten können mit Hilfe von relativ einfachen Korrekturdiagrammen ermittelt werden.

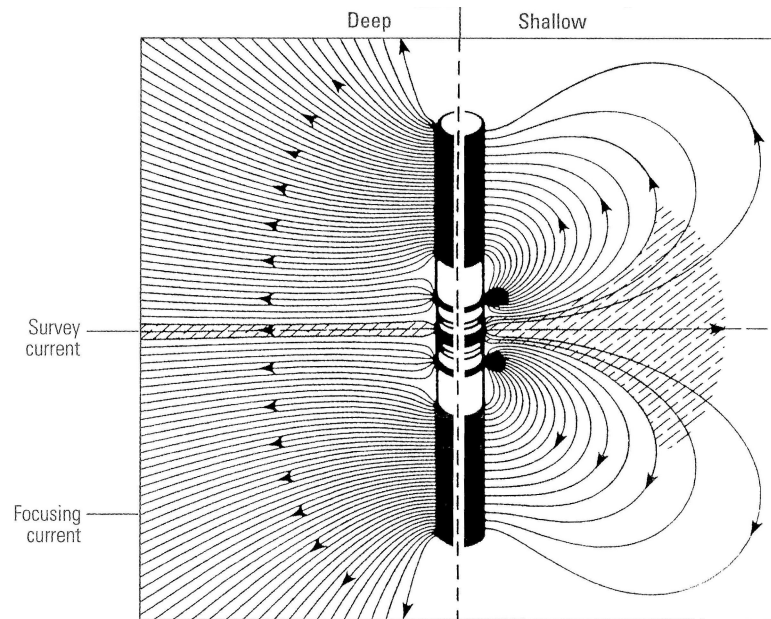


Abbildung 3.4 Dual Laterolog-Sonde mit dem Verlauf der Stromlinien für das tief eindringende (links) und flach eindringende Laterolog (rechts) (Ellis & Singer 2007).

Das Dual Laterolog (DLL) ist die Kombination von zwei Laterolog-Systemen mit unterschiedlichen Eindringtiefen, die gemeinsam aufgezeichnet werden (Abbildung 3.4). Das weniger tief eindringende System (Rsha) misst den Widerstand der infiltrierten Zone, das tief eindringende System (Rdeep) wird hauptsächlich vom Widerstand der ungestörten Formation beeinflusst.

Das Dual Laterolog kann in plastikverrohrten Bohrungen zur Kontrolle von Schäden innerhalb der Verrohrung eingesetzt werden (Wonik et al. 2000).

SPEZIFISCHER WIDERSTAND DER BOHRFLÜSSIGKEIT - SAL

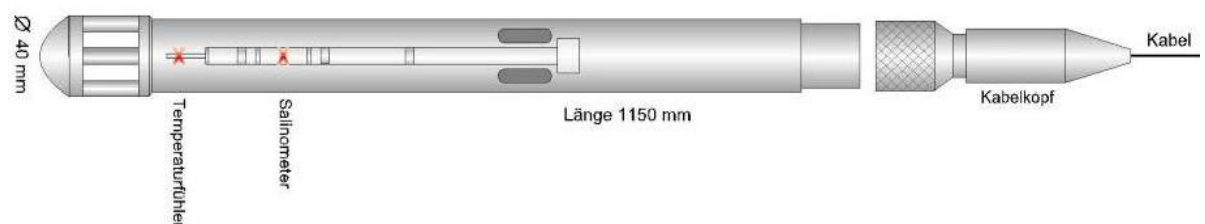


Abbildung 3.5 Temperatur-Leitfähigkeits-Sonde zur Messung der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit und der Temperatur von der Bohrspülung (Wonik et al. 2000).

Eine Mehrelektrodensonde (Abbildung 3.5) mit sehr kleinen Elektrodenabständen (5 cm) misst den spezifischen Widerstand des in der Bohrung befindlichen Fluids. Die gesamte Elektrodenanordnung befindet sich hierfür in einem isolierten zylinderförmigen metallischen Gehäuse, durch das die Bohrlochflüssigkeit ungehindert

hindurchströmen kann. Der Einfluss des Gesteinswiderstandes auf das Messergebnis wird so eliminiert (Fricke & Schön 1999).

Soll der Spülungswiderstand unter ungestörten Bedingungen gemessen werden, wird das SAL-Log während des Einfahrens der Sonde in das Bohrloch aufgezeichnet.

Die Hauptanwendung von Salinometermessungen ist die Korrektur von Messergebnissen bei der Ermittlung des wahren spezifischen Gesteinswiderstandes. In ausgebauten Brunnen oder Festgesteinsbohrungen unterstützt die Messung bei der Lokalisierung von Wasserzuflüssen oder -abflüssen (Wonik et al. 2000).

MAGNETISCHE SUSZEPTIBILITÄT - SUSZ

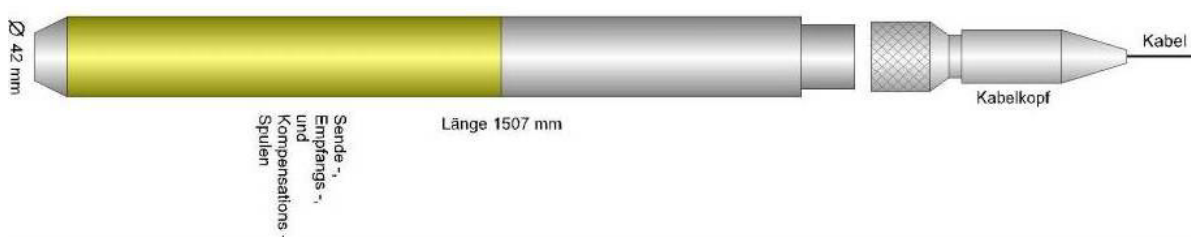


Abbildung 3.6 Suszeptibilitäts-Sonde zur Messung der magnetischen Suszeptibilität [10^{-4} SI] (Wonik et al. 2000).

Zur Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität werden hauptsächlich Mehrspulen-Induktions-Systeme eingesetzt, indem eine Sendespule mit einem hochfrequenten konstanten Wechselstrom (1 kHz) gespeist wird (Fricke & Schön 1999). Es entsteht ein elektromagnetisches Wechselfeld, das Sekundärströme ins Gebirge induziert, die konzentrisch zur Achse des Gerätes bzw. des Bohrlochs verlaufen. Die Sekundärströme erzeugen ein weiteres elektromagnetisches Wechselfeld, das in einer 0,2 m entfernten Empfängerspule registriert wird. Das Signal am Empfänger wird in zwei Anteile, einen gleichphasigen und einen phasenverschobenen, zerlegt. Der gleichphasige Anteil des Empfangssignals ist proportional zur magnetischen Suszeptibilität (Wonik et al. 2000). Dieses magnetische Bohrlochmessverfahren erfasst die magnetischen Gesteins- bzw. Materialeigenschaften, also die Magnetisierbarkeit von Stoffen. Eine erhöhte Gesteinssuszeptibilität weisen Gesteine mit ferro- und ferrimagnetischen Mineralen (z.B. Magnetit) auf (Fricke & Schön 1999). Sedimentäre Gesteine zeigen geringere Suszeptibilitäten als magmatitische Gesteine. Magnetische Erze und Erzlagerstätten sind daher gut mit einer Suszeptibilitäts-Sonde (Abbildung 3.6) detektierbar. Kalibriert wird die Sonde mittels Gesteinsproben bekannter magnetischer Suszeptibilitäten.

Aufgrund ihres Wirkungsprinzips kann die Sonde auch in plastikverrohrten und trockenen Bohrungen eingesetzt werden (Wonik et al. 2000).

NATÜRLICHE GAMMASTRAHLUNG - SGR

Bei der Messung der natürlichen Gammastrahlung wird die radioaktive Strahlung im Bohrloch mittels Detektoren gemessen. Die natürliche Radioaktivität des Gebirges wird verursacht durch den Zerfall der Radionuklide

- der Uran-Zerfallsreihe (^{238}U und $^{235}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ und ^{205}Pb)
- der Thorium-Zerfallsreihe ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$)
- des Kalium-Isotopes ($^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$)

(Fricke & Schön 1999).

Während des Zerfalls der Isotope wird Energie freigesetzt, die das Bohrloch durchläuft und von der Sonde (Abbildung 3.7) mit Hilfe eines Detektors aufgenommen wird. Meist wird ein Kristall als Szintillationsdetektor verwendet, der die Strahlungsaktivität in elektrische Impulse umwandelt. Die elektrischen Impulse können integral, also oberhalb einer bestimmten Energieschwelle, gemessen werden und als Impulsrate (cps) oder in API-Einheiten (API – American Petroleum Institute/Houston, Texas) aufgenommen und dargestellt werden. Bei der spektralen Gammamessung wird ein größerer Szintillationskristall eingesetzt, der sensitiver ist (Rider & Kennedy 2011). Die Impulse der Strahlungen werden in spezifischen Energiebereichen separat gezählt und nach Kalibrierung mit Standards ist es möglich die Konzentrationen von K, U und Th in % bzw. ppm anzugeben (Wonik et al. 2000).

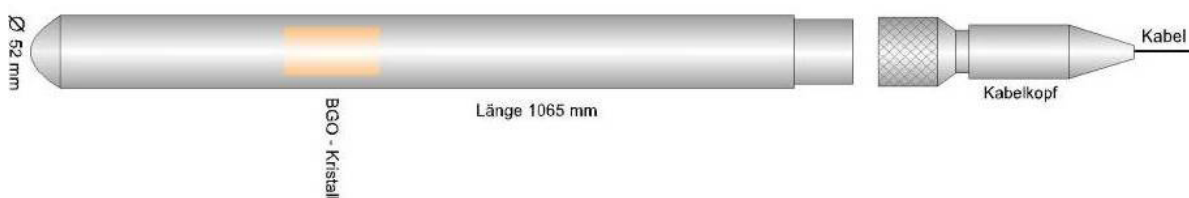


Abbildung 3.7 Spektral-Gamma-Ray-Sonde zur Messung von Uran-, Kalium-, Thoriumgehalten [ppm] und des Summen-Gamma-Ray [API] (Wonik et al. 2000).

Klassische Anwendungsbereiche der Gammamessung ist die lithologische Gliederung von sedimentären Formationen, Ermittlung des Tongehaltes, Korrelation von Bohrungen und die Bestimmung von Wärmeproduktionsraten (Fricke & Schön 1999). Uran, Thorium und Kalium sind in den Mineralen und Gesteinen in unterschiedlichen Konzentrationen enthalten (Tabelle 3.1).

Tabelle 3.1 Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte einiger Minerale (nach Fricke & Schön 1999)

Mineral	U-Gehalt in ppm	Th-Gehalt in ppm	K-Gehalt in %
Chlorit		3 ... 5	0 ... 0,35
Hornblende	1 ... 30	5 ... 50	< 0,5
Biotit	1 ... 40	0,5 ... 50	6,2 ... 10,1
Muskovit	2 ... 8	10 ... 25	7,9 ... 9,8
Plagioklas	0,2 ... 5	0,5 ... 3	
Zirkon	300 ... 3000	100 ... 2500	

Die Isotope sind Bestandteile strahlungsaktive Mineralien, wie z.B. Glaukonit und Glimmer, und machen sich im Log bemerkbar. Eine eindeutige Entscheidung, um welche Minerale es sich tatsächlich handelt, kann nur mit einer Spektral-Gamma-Ray-Sonde getroffen werden (Wonik et al. 2000). Tabelle 3.2 zeigt mittlere API-Werte für verschiedene Minerale und Gesteine. Die Gammaintensitäten von kristallinen Gesteinen nimmt von basisch zu sauer zu, ebenso nimmt die natürliche Radioaktivität bei Sedimentgesteinen von tonfreien zu tonhaltigen Gesteinen zu (Fricke & Schön 1999).

Tabelle 3.2 Wertebereiche der Gammaaktivität einiger Minerale (nach Fricke & Schön 1999)

Mineral, Gestein	Gammaaktivität in API
Quarz, Kalzit	0
Plagioklas	0
Alkalifeldspat	220
Glimmer	270
Chlorit	180 ... 250

DICHTE – DEN

Die Messung der Dichte gehört zu den aktiven Verfahren bei der eine Quelle, die Gammastrahlung emittiert, ins Bohrloch eingebracht wird. An der Sonde befinden sich die Gammaquelle, eine Bleiabschirmung und der Detektor in einer linearen Anordnung. Die gammastrahlende $^{137}\text{Caesium}$ -Quelle mit einer Aktivität von circa 3,6 GBq befindet sich am unteren Ende der Sonde. Darüber befinden sich zwei Gammadetektoren (Szintillationszähler), die gegen die direkte Strahlung der radioaktiven Quelle durch eine Bleisäule abgeschirmt sind. Durch den Einsatz von $^{137}\text{Caesium}$ (^{137}Cs) als radioaktive Quelle werden mittlere Energien erzielt. Hierbei kommt es durch die Kollision der Gamma-Quanten und den Elektronenhüllen der Atome im Gestein und je nach deren Dichte zu einer Energieerniedrigung und Streuung der Gammastrahlen (Compton-Effekt). Ist die Energie der Gamma-Quanten auf ein bestimmtes Niveau reduziert, werden sie von der Materie, mit der sie kollidieren, absorbiert.

Zur Dichtemessung wird der Compton-Effekt genutzt, wobei ein Teil der Streustrahlung zum Detektor der Sonde gelangt und mit dem Szintillationszähler registriert wird. Es wird also nicht die Materialdichte, sondern die Elektronendichte des Materials bestimmt, die jedoch bei konstantem Verhältnis von Elektronen- zur Kernmassenzahl bis auf einen Faktor identisch ist. Bis auf eine Ausnahme (H, Wasserstoff mit der Ordnungszahl $Z = 1$) ist diese konstant bis zur Ordnungszahl $Z = 26$ (Fe, Eisen) und damit für die wichtigsten Gesteinselemente gegeben. Der Abstand zwischen Quelle und Detektor sowie die Dichte des Gesteins sind bei der Messung im Wesentlichen bestimmend für das erfasste Volumen. Beispielsweise beträgt die horizontale Maximalausdehnung bei einem Quelle-Detektor-Abstand von circa 40 cm und einer Gesteinsdichte von $1,8 \text{ g/cm}^3$ ungefähr 15 cm (Wonik et al. 2000).

Nach entsprechender Kalibrierung lässt sich die Dichte des umgebenden Gesteins ermitteln. Im Bohrloch liegt der Fehler in der Dichtemessung bei 2 – 4 %. Bei bekannter Matrixdichte (ρ_{ma}) und bekannter Dichte der Porenflüssigkeit (ρ_{f}), lässt sich aus der gemessenen „bulk-“Dichte (ρ_{b}) das Gesamtporenvolumen (φ) nach folgender Formel bestimmen (Rider & Kennedy 2011):

$$\text{Porosität } \varphi = (\rho_{\text{ma}} - \rho_{\text{b}}) / (\rho_{\text{ma}} - \rho_{\text{f}}).$$

SCHALL-LAUFZEIT - SONIC

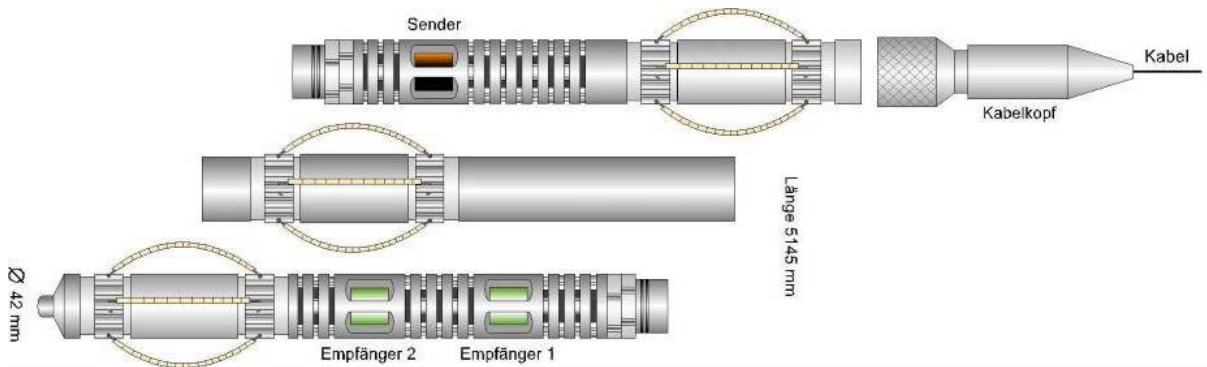


Abbildung 3.8 Sonic-Sonde zur Messung der akustischen Formationslaufzeit [m/s] (Wonik et al. 2000).

Bei akustischen Bohrlochmessungen werden vorrangig die elastischen Gesteinseigenschaften untersucht. Dabei wird von der Sonde (Abbildung 3.8) fortlaufend die Laufzeit des Schalls im Gebirge aufgezeichnet. Die Schallsender erzeugen die seismische Welle, die sich mit einer entsprechenden Fortpflanzungsgeschwindigkeit in den Gesteinen der Bohrlochwand ausbreitet. Gemessen wird die kürzeste Zeit, die die Longitudinalwelle dafür braucht (Wonik et al. 2000).

Tabelle 3.3 Überblick zur Größenordnung der seismischen Geschwindigkeiten für einige Gesteinsgruppen (nach Fricke & Schön 1999)

Gesteinsgruppe	V _p in m/s
Saure kristalline Gesteine	4500 – 6050
Metamorphe Gesteine	3800 – 6200
Sandstein	2000 – 6000

Bestimmt wird also die Laufzeit t der seismischen Wellen, die direkt von der Ausbreitungsgeschwindigkeit v des Gesteins abhängt. Der mittlere Wertebereich der Ausbreitungsgeschwindigkeit für kristalline Gesteine liegt bei 4500 bis 6300 m/s (Tabelle 3.3) (Fricke & Schön 1999). Mit den gemessenen Schall-Laufzeiten lässt sich durch Integration die Laufzeit über die gesamte Messstrecke bestimmen. Ein Störfaktor stellt das Bohrloch selbst dar: das Sonic Log reagiert besonders empfindlich auf plötzliche Durchmesseränderung und Schräglagen der Sonde im Bohrloch. Diese

Bohrlocheinflüsse lassen sich durch Sonden mit mehreren Schallsendern und -empfängern und entsprechende Verarbeitung der damit gemessenen Laufzeiten, weitgehend kompensieren. Darüber hinaus ermöglicht die Aufzeichnung der gesamten Wellenzüge eine Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit (Wonik et al. 2000).

CHEMISCHE ELEMENTBESTIMMUNG - NG

Mit der Neutron-Gamma-Spektrometrie-Sonde können wichtige chemische Elemente, die in Gesteinen vorkommen, ermittelt werden. Es werden schnelle Neutronen mittels eines Deuteron-Tritium-Neutronengenerators in die Formation ausgesendet. Die ausgestrahlten Neutronen treffen auf die Formation und es entsteht durch inelastische Kollisionen der Neutronen und Atomkerne eine sekundäre Gammastrahlung, die von der Sonde durch einen eingebauten Szintillationsdetektor spektral registriert wird. Zusätzlich wird das Gamma-Energiespektrum unmittelbar vor und während des Neutronen-Pulses registriert. Die bei diesen Wechselwirkungsprozessen entstehenden Gammastrahlungsenergien sind charakteristisch für die beteiligten chemischen Elemente (Wonik et al. 2000).

Im Spektrum, das durch inelastische Kollisionen verursacht wird, lassen sich die Gehalte der Elemente Silizium (Si), Calcium (Ca), Kohlenstoff (C) und Sauerstoff (O) bestimmen. Im ‚Einfang‘-Spektrum sind die Elemente Wasserstoff (H), Eisen (Fe), Silizium und Calcium gut erkennbar. Und die Gehalte an Chlor (Cl), Bor (B), Schwefel (S) und Wolfram (W) lassen sich aus der Auswertung der Abklingkurve für die thermischen Neutronen bestimmen.

Das Verfahren der Neutron-Gamma-Spektrometrie ermöglicht somit in-situ Aussagen zum Mengenverhältnis ausgewählter Elemente der Gesteinsmatrix. Die Ableitung der Zusammensetzung von Mineralen und Gesteinen aus den Elementgehalten bedürfen einer aufwendigen Kalibrierung und Interpretation (Wonik et al. 2000).

Bei der Messung wird die Sonde mit einer Geschwindigkeit von 1 m/s gefahren und somit ist der Einsatz sehr zeitintensiv.

BOHRLOCHDURCHMESSER - CAL

Kontinuierliche Kalibermessungen geben Auskunft über die Bohrlochgeometrie und eventuelle Abweichungen vom Sollwert (Meißeldurchmesser). Bei der Messung werden sowohl akustisch, wie auch elektromechanische Messsysteme angewandt. Im Folgenden wird die elektromechanische Kalibermessung erläutert. So besitzt das mechanische Kalibergerät des LIAG vier Federarme (Schirmkaliber), die am Sondenkörper befestigt sind und je nach Durchmesser der Bohrung eine entsprechende Spreizung erfahren. Die

Spreizungen dieser Arme sind ein Maß für den Bohrlochdurchmesser im entsprechenden Azimut. Die Umsetzung der Spreizung in ein Messsignal, erfolgt mit elektrischen Wandlern. Die sich ergebenden Messwerte werden zu einem mittleren Durchmesser zusammengefasst (Fricke & Schön 1999).

Kaliberdaten können bei Zementations- und Verfüllungsarbeiten sowie beim Absetzen von Verrohrungen nützlich sein. Ferner dienen sie zu Korrekturzwecken bei der Auswertung von nahezu allen übrigen Messmethoden. Sie geben zusätzliche Hinweise auf die Lithologie. Kalibererweiterungen, sogenannte Auskesselungen, deuten unter anderem auf Lockermaterial oder Nachfallzonen in klüftigem Gebirge hin. Bohrlochverengungen hingegen treten bei quellenden Tonen und bei starker Filterkuchenbildung auf (Wonik et al. 2000).

BOHRLOCHTEMPERATUR - TEMP

Bei der Temperaturmessung wird im Bohrloch der Temperaturverlauf als Funktion der Tiefe aufgenommen. Der Temperaturverlauf ist durch den geothermischen Gradient geprägt, der wiederum ist im ausgeglichenen ungestörten Zustand bestimmt vom terrestrischen Wärmefluss q (Wärmestromdichte) und der Wärmeleitfähigkeit. Der Temperaturgradient wird in $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ angegeben und häufig zusätzlich zum Temperaturlog als Funktion der Tiefe dargestellt (Fricke & Schön 1999).

Das hier verwendete elektrische Widerstandsthermometer vom Typ Pt100 ermöglicht die kontinuierliche Temperaturregistrierung mit einer Genauigkeit von $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Temperaturmessungen werden stets zu Beginn während des Einfahrens der Sonde in das Bohrloch durchgeführt, um Störungen des Temperaturfeldes minimal zu halten.

Da der obere Abschnitt der Bohrung noch von der Jahrestemperaturwelle beeinflusst wird, kann der natürliche Temperaturanstieg mit der Tiefe (geothermische Tiefenstufe beträgt im Mittel $3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) erst ab etwa 20 m Tiefe beobachtet werden. Brunnen können vertikalen Wasserbewegungen im Bohrloch verursachen, was zu Abweichungen vom normalen Temperaturverlauf führen kann. In solchen Fällen zeigt die Temperaturkurve besonders bei Wasserein- und Wasseraustrittsstellen anormale Werte an (Wonik et al. 2000). Um einen unverfälschten Temperaturverlauf zu messen, müssen die durch den Bohrvorgang hervorgerufenen Temperaturstörungen abgeklungen sein. Hierfür nimmt man als Richtwert die gleiche Zeit an, die die Bohrarbeiten selbst beansprucht haben (Wonik et al. 2000).

3.2 CLUSTERANALYSE

Bei geophysikalischen Bohrlochmessungen erhält man eine große Datenmenge, die für Interpretationen leicht unübersichtlich scheint. Mit determinierten mathematischen Modellen können Daten für die Interpretation anschaulich vorbereitet werden (Fricke & Schön 1999).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Messwerte mit Hilfe der statistischen Methode der Clusteranalyse bearbeitet. Aber alle mathematischen Interpretationsmodelle können die komplizierten Verhältnisse im Bohrloch und in der Bohrlochumgebung nur vereinfacht wiedergeben und nehmen Messwerte als fehlerfrei an. Eine genaue Vorbereitung der Daten ist deshalb essentiell. Sie beginnt mit dem Preprocessing der Rohdaten, eine optische Analyse, dem Entfernen von Messfehlern und dem Schließen von Datenlücken.

Unter dem Begriff „Clusteranalyse“ versteht man ein Verfahren zur Entdeckung von Ähnlichkeitsstrukturen in großen Datenbeständen. Das durch die Clusteranalyse zu verarbeitende Datenmaterial besteht aus einer Vielzahl von Merkmalen. Die Zielsetzung dieser Analyse besteht in der Zusammenfassung der Merkmale zu Gruppen, die weitgehend verwandte Eigenschaftsstrukturen aufweisen; das heißt sich möglich ähnlich sind. Die so gefundenen Gruppen von gleichen physikalischen Eigenschaften werden als Cluster bezeichnet. Es wird angestrebt, dass zwischen den Gruppen möglichst keine Ähnlichkeiten bestehen (Backhaus et al. 2010).

Ein westliches Charakteristikum der Clusteranalyse ist die gleichzeitige Heranziehung aller vorliegenden Eigenschaften zur Gruppenbildung (Backhaus et al. 2010). Im Gegensatz zur Klassifikation, bei der Daten bestehenden Klassen zugeordnet werden, ist das Ziel der Clusteranalyse, neue Gruppen in den Daten zu identifizieren. Dabei werden zunächst die ähnlichsten Objekte vereinigt, dann die dazu ähnlichen hinzugezogen. Für die Auswahl der Objekte wird das Ward-Verfahren angewandt. Sein Ziel besteht darin, jeweils diejenigen Objekte zu vereinigen, die die Streuung in einer Gruppe möglichst wenig erhöhen. Dadurch werden möglichst homogene Cluster gebildet. Die Analyse endet, wenn alle Objekte zu einer gesamten Gruppe vereinigt sind.

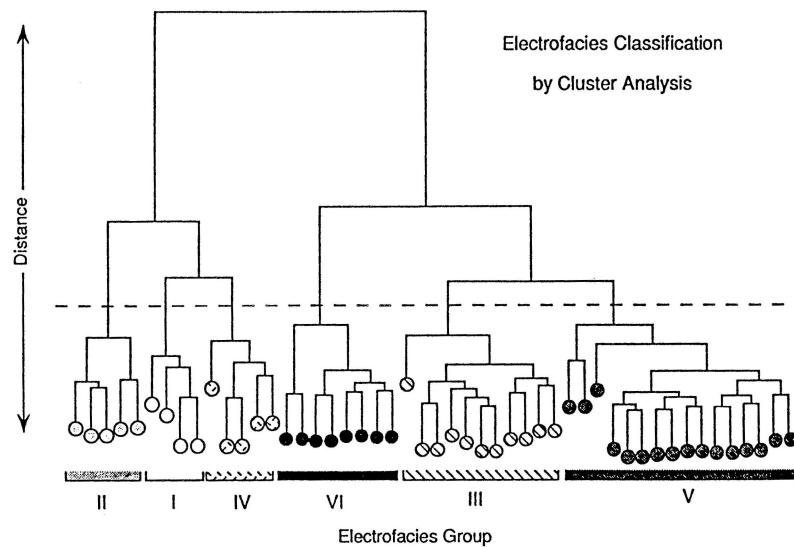


Abbildung 3.9 Dendrogramm als Ergebnis einer Clusteranalyse mit sechs Clustern, die sich durch die Wahl des Ähnlichkeitsniveaus (gestrichelte Linie) ergeben (Fricke & Schön 1999).

Um die Vereinigung der Cluster sichtbar zu machen, wird eine Dendrogramm erstellt (Abbildung 3.9). Seine baumartige Struktur zeigt die jeweiligen Fusionen der Objekte und Cluster auf. Der hierarchische Abstand (Distance in Abbildung 3.9) gibt die Ähnlichkeit der Wertegruppe zueinander an. Je größer der Abstand zwischen den vereinigten Gruppen oder Clustern ist, umso weniger ähnlich sind sie sich. Bei einem Schnitt in einem willkürlich gewählten Ähnlichkeitsniveau (gestrichelte Linie in Abbildung 3.9) ergeben sich eine bestimmte Anzahl an Cluster, die auch als Elektrofazies-Gruppen bezeichnet werden (Fricke & Schön 1999).

Im Falle der Bohrlochgeophysik dienen als Objekte die Daten in konkreten Teufenpunkten und die Merkmale sind die Messwerte oder die daraus abgeleiteten petrophysikalischen Größen (Fricke & Schön 1999). So liefert die Clusteranalyse Gruppen von Objekten mit ähnlichen Eigenschaften, die allein auf Bohrlochmessungen basieren. Den einzelnen Clustern können lithologische Eigenschaften zugeordnet werden und sogenannte Elektrofaziesgruppen erstellt werden. Für die Zuordnung dieser Cluster in lithologischen Klassen ist ein Interpretationsprozess notwendig. Außerdem kann der Mittelwert und die Streuung der Merkmale innerhalb des Clusters angegeben werden.

BORECLUSTER

Für die Clusteranalyse wurde das auf MATLAB[®] basierende Programm „borecluster“ (programmiert von Dr. Thomas Günther, LIAG) verwendet. Um eine Clusteranalyse

durchzuführen werden zunächst die Daten eingeladen und eine Übersicht der Parameter wird in einem neuen Fenster angezeigt.

Für die Clusteranalyse wird die quadrierte euklidische Distanz (seuclidean) und das Ward-Verfahren ausgewählt, da sie bei der Clusteranalyse von Bohrlochmessdaten am häufigsten benutzt werden und sie sich durch gute Ergebnisse bewährt haben (Hübner et al. 2012, Bücken et al. 2001). Die quadrierte euklidische Distanz ist die Länge eines Vektors zwischen der geometrischen Darstellung der Objekte im euklidischen Raum, die in diesem Falle quadriert wird. Das Ward-Verfahren als Algorithmus fusioniert Cluster, deren Ähnlichkeiten am höchsten sind und es so zu einer minimalen Erhöhung der Varianz innerhalb des neuen Clusters kommt.

In einem neuen Fenster wird das Dendrogramm dargestellt um die Zahl der Cluster festzulegen. Die Clusteranzahl wird im Programm bei „clusters“ eingestellt, wobei die Wahl von eins bis zwölf Cluster möglich ist. Durch Klicken des „Show“-Buttons wird in einem Fenster eine Säule der Clustergruppen in Form einer Elektrofazies angezeigt und die dazugehörigen Clusterdaten gleichzeitig gespeichert.

CROSSPLOTS

Für zwei Merkmale lassen sich die Zusammenhänge anschaulich in der Fläche in Form eines Crossplots (Streudiagramms) darstellen. Um den Datensatz in Clustern zu gliedern, werden die Wertepaare in dem Crossplot als Punkte dargestellt. Bereiche, in denen sich Punkte anhäufen (Punktwolke), werden Cluster genannt und die Abstände der Punkte zueinander dienen als Maß der Ähnlichkeit zwischen den Clustern. Bei mehr als zwei oder drei Merkmalen geht die Übersicht jedoch verloren und eine visuelle Clusterung ist nicht mehr möglich.

3.3 PROBENMATERIAL

Bohrkleinproben (Cuttings) aus der Bohrspülung wurden der Geothermiebohrung Heubach kontinuierlich entnommen, gesäubert und für weitere Analysen (wie die mineralogische Analyse von Dünnschliffproben) vorbereitet. Das HLUG hat geowissenschaftliche Untersuchungen am Bohrklein und der insgesamt 7 m umfassenden Kernstrecken aus dem unteren Bereich ab 613 m Teufe (613,3 bis 617,8 m, 772,5 bis 774,9 m) durchgeführt. Außerdem wurden Gesteine aus der Umgebung der Bohrung im Böllsteiner Odenwald sowie die 90 m Kernbohrung KB8 untersucht. Weitere Untersuchungen fanden durch die Universitäten Frankfurt (Mikrogefüge und Altersbestimmung) und Potsdam (Petrologie) statt. Zu Fragestellungen im Zusammenhang mit gesteinsphysikalische und geothermische Eigenschaften wurden am

Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt mit den Bohrkernen Versuche in einer Thermo-Triax-Zelle durchgeführt (Kött et al. 2013).

Für die 775 m tiefe Bohrung wurden unterschiedliche Bohrlochmessungen durch das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) vorgenommen. Die Messungen fanden vom 2. bis 4. April 2012 bis in die bis dahin erbohrte Teufe von 320 m statt und umfangreiche Messungen wurden vom 29. bis 31. Mai 2012 über die gesamte Bohrstrecke durchgeführt.

CUTTING-PROBLEMATIK

Ganze Formationsproben, die eindeutig einer Tiefe zugeordnet werden können, werden in Form von Bohrkernen an die Oberfläche gebracht. Aber da dies viel Zeit in Anspruch nimmt und teuer ist, werden nur wenige Bohrkernkerne genommen. Bei der Heubachbohrung stehen lediglich 7 m Bohrkernstrecke zur Verfügung.

Während des Bohrens wird das anfallende Bohrklein (Cuttings) mithilfe der zirkulierenden Bohrspülung kontinuierlich von der Bohrsohle aus dem Bohrloch transportiert und Übertage in Tiefenabständen von 1 m beprobt. Die ungefähren Tiefenabstände lassen sich aus der Umlaufzeit der Bohrspülung berechnen. Die Transportzeit an die Oberfläche ist je nach Größe der Cuttings und den Eigenschaften der Bohrspülung unterschiedlich. Bohrklein kann sich beispielsweise im Ringraum zwischen Bohrgestänge und Bohrlochwand verklemmen oder aus der Bohrlochwand ausbrechen. So ist eine exakte Tiefenzuordnung nicht möglich und führt zu einer Unsicherheit, die bei der Datenauswertung berücksichtigt werden muss. Das untersuchte Bohrklein ist folglich eine Mischprobe und bei der Bearbeitung muss zu der angegebenen Tiefe ein Bereich von ± 10 m mitberücksichtigt werden. Zudem besteht bei Bohrkleinproben immer die Möglichkeit des Nachfalls von Material aus oberhalb liegenden Schichten.

Geophysikalische Bohrlochmessungen sind also notwendig, weil geologische Proben, die während des Bohrens genommen werden (Bohrklein bzw. Cuttings), eine sehr ungenaue Aufzeichnung der Formationsgrenzen liefern. Bohrlochmessungen sind präziser, aber mehrdeutig, deshalb müssen sie interpretiert werden um sie geologisch zu nutzen. Die Bohrlochmessungen stellen die Verbindung zwischen Bohrklein und Bohrkernen her (Rider & Kennedy 2011).

3.4 MINERALOGISCHE ANALYSE

Die Mikroskopie ist eine wichtige diagnostische Methode für die Untersuchung von Gesteinsproben. Für die durchlichtmikroskopische Analyse muss die Dicke der Kristalle in den Dünnschliffen bei circa 30 µm liegen, damit sie ausreichend durchsichtig oder durchscheinend sind um im Durchlicht untersucht zu werden. In der Petrografie wird die Untersuchung von Dünnschliffen eingesetzt, da sie wesentliche Anhaltspunkte über den Mineralbestand sowie Gefügeelemente für die Rekonstruktion gesteins- und lagerstättenbildender Prozesse liefern (Okrusch & Matthes 2014). In der vorliegenden Arbeit wurden die Dünnschliffe mit dem Polarisationsmikroskop Axio Scope.A1 der Firma Zeiss, in dem eine Digitalkamera integriert ist, durchgeführt.

Die Wellentheorie betrachtet Licht als Strahlungsenergie, die in Form von elektromagnetischen Wellen von Punkt zu Punkt wandern. Die optischen Erscheinungen, die beim Mikroskopieren im Dünnschliff entstehen dadurch, dass das Licht beim Durchgang durch Kristall gebeugt und polarisiert wird, wobei es zu Interferenzerscheinungen kommt (Okrusch & Matthes 2014).

POLARISATIONS-MIKROSKOPIE

Beim Polarisations-Mikroskop wird mit linear polarisiertem Licht gearbeitet, das durch ein Polarisationsfilter erzeugt wird. Die elektromagnetischen Wellen des Lichtes schwingen in verschiedenen Ebenen. Mit dem Polarisationsmikroskop wird die Schwingungsrichtung so beeinflusst, dass die Ausbreitung nur noch in einer Richtung erfolgt. Das Licht wird somit linear polarisiert (LPL).

Beim Durchgang des einfach linear polarisierten Lichtes durch einen Kristall vermindert sich in der Regel die Amplitude der Lichtwelle und es kommt zur Absorption. Dies erfolgt für die unterschiedlichen Wellenlängen des sichtbaren Lichts selektiv. Dadurch entsteht die Eigenfarbe (Absorptionsfarbe), die ein wichtiges Erkennungsmerkmal für Minerale darstellt (Okrusch & Matthes 2014). Stark absorbierende, metallisch oder halbmatt glänzende Kristalle sind wegen ihrer starken Lichtabsorption undurchsichtig (opak) und erscheinen in LPL dunkel bis schwarz. Eisenfreie Minerale (wie Feldspäte und Quarz) sind in Dünnschliffdicke farblos, während eisenreichere (z.B. Amphibole, Biotit und Chlorit) mehr oder weniger intensiv gefärbt sind. Bei optisch isotropen Mineralen ist die Eigenfarbe in jeder Schnittlage gleich. Optisch anisotrope Minerale dagegen zeigen bei der Drehung des Mikroskopisches eine Farbänderung (Pleochroismus), die auf die unterschiedliche starke Lichtabsorption je nach der Durchstrahlungsrichtung zurückzuführen ist.

Tritt ein Lichtstrahl von einem optischen dünneren in ein optisch dichteres Medium ein, wird er zum Einfallslot hin gebrochen oder umgekehrt. Diese Tatsache ist bedingt durch die Veränderung, die die Wellenlänge des Lichts beim Eintritt in ein anderes Medium erleidet. Im Durchlicht werden die relativen Unterschiede in der Lichtbrechung zweier Minerale oder zwischen einem Mineral und dem Einbettungsmittel erkennbar (Okrusch & Matthes 2014). Minerale mit einer höheren Lichtbrechung haben ein sogenanntes höheres Relief und erscheinen optisch gegenüber ihrer Umgebung heraus gehoben.

Beim Polarisations-Mikroskop wird das linear polarisierte Licht durch einen Polarisationsfilter (Polarisator) erzeugt. Zusätzlich kann ein weiterer Polarisationsfilter (Analysator) eingeschaltet werden, dessen Schwingungsrichtung senkrecht zu der des Polarisators ist (Okrusch & Matthes 2014). Mit diesen gekreuzten Polarisatoren (XPL) können die Interferenzfarben anisotroper Minerale sichtbar gemacht werden. Tritt linear polarisiertes Licht in den Kristall ein, wird dieses in zwei senkrecht zueinander schwingende, linear polarisierte Wellen aufgespalten (Doppelbrechung), die sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit bewegen und deren Schwingungsebenen senkrecht zueinander stehen. In Abhängigkeit der Stellung zu den Polarisatoren erfolgt entweder eine Überlagerung (Interferenz) der Lichtwellen, wobei die meist bunten Interferenzfarben sichtbar werden, oder ein vollständiges Auslöschen durch eine Änderung der Schwingungsrichtung der Lichtwellen. Isotrope Minerale mit kubischer Symmetrie (z.B. Granate) zeigen keine Interferenzfarben und bleiben dunkel.

Bei der Auswertung von Dünnschliffen muss berücksichtigt werden, dass es sich um einen zweidimensionalen Schnitt durch einen dreidimensionalen Körper handelt. Dies limitiert die Aussagekraft von Abschätzungen der Mineralanteile, da je nach der Schnittlage deutliche Variationen auftreten können. Die Übertragbarkeit der Beobachtungen auf eine Gesteinsformation ist nur begrenzt möglich, da im Dünnschliff ein sehr kleiner Ausschnitt analysiert wird, der nicht zwingend repräsentativ für das Gesamtgestein ist (Yardley et al. 1992).

4 ERGEBNISSE

Die Ergebnisse der geophysikalischen Bohrlochmessungen dienen als Input-Daten für die Clusteranalyse. Darauf folgt eine Präsentation der Ergebnisse der Clusteranalyse unter Betrachtung der geophysikalischen Daten. Bei dem Vergleich mit der Lithologie (Kött et al. 2014), die durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) erstellt worden ist, werden die Elektrologs als Ergebnis der Clusteranalyse unter Berücksichtigung der Ergebnis der eigenen mineralogischen Analyse abgeglichen. Schlussendlich erfolgte eine Angleichung des Elektrologs an die Lithologie durch Ansprechen und Umfärben der Elektrofazies-Gruppen in eine Clusterlithologie.

4.1 GEOPHYSIKALISCHE BOHRLOCHMESSUNGEN

Die Qualität der geophysikalischen Bohrlochmessung hängt von den Konditionen im Bohrloch ab. Das Dichte-Log reagiert beispielsweise sensibel auf Vergrößerungen des Bohrlochdurchmessers. Abbildung 4.1 zeigt die Logs der geophysikalischen Bohrlochmessungen, die für die Clusteranalyse ausgewählt worden. Es handelt sich um die Messkurven der chemischen Elemente Kohlenstoff und Calcium, der Dichte, des spezifischen elektrischen Widerstands, der magnetischen Suszeptibilität, der Kalium-, Thorium- und Urangehalte, sowie der seismischen Geschwindigkeit.

Die Werte der seismischen Geschwindigkeit sind mit durchschnittlich 3000 bis 3500 m/s erstaunlich niedrig. In der Literatur sind 3500 bis 6000 m/s für Festgestein beschrieben (Tabelle 3.3). Obwohl die gemessenen Absolutwerte niedriger als zu erwarten sind, ist dies bei der Clusteranalyse von untergeordneter Bedeutung, da die Cluster nicht anhand von Referenzwerten sondern ausschließlich basierend auf den gemessenen Absolutwerten gebildet werden.

Für eine genauere Betrachtung befinden sich die Messdaten in 100 m-Abschnitten im Anhang.

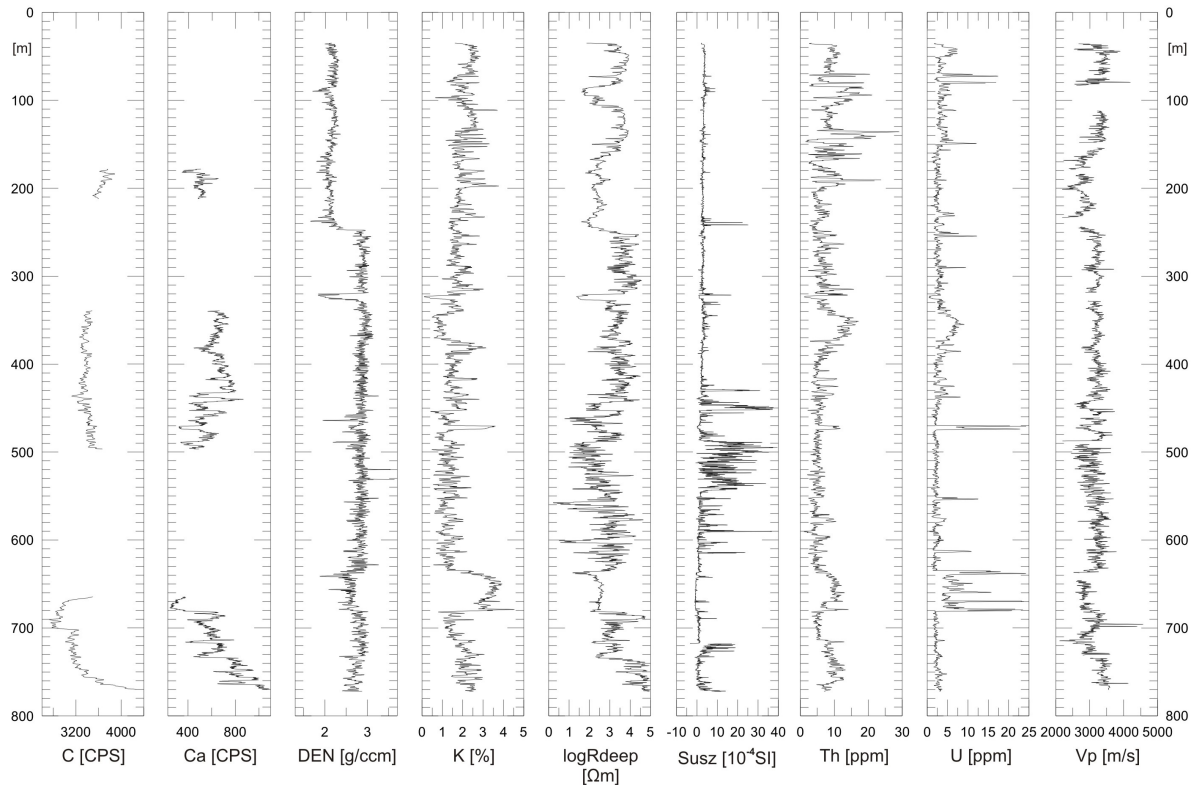


Abbildung 4.1 Logs der geophysikalische Bohrlochmessungen von C, Ca, DEN, K, Rdeep, Susz, Th, U und Vp. Diese Daten befinden sich für eine genauere Betrachtung im Anhang.

4.2 CLUSTERANALYSE

INPUT-PARAMETER

Für die Clusteranalyse wurden die Input-Parameter Kohlenstoff (C), Calcium (Ca), Dichte (DEN), Kalium (K), Widerstand (logRdeep), Magnetisierbarkeit (Susz), Thorium (Th), Uran (U) und seismische Geschwindigkeit (Vp) ausgewählt. Die Widerstandsdaten werden logarithmiert, damit die Datenverteilung der physikalischen Eigenschaften in dem großen Wertebereich normal ist. Die Summen-Gamma-Ray-Daten wurden nicht in die Clusteranalyse aufgenommen, da die Sonde die Spektralanteile der natürlichen Gamma-Strahlungsaktivität der Zerfallsreihen $^{40}\text{Kalium}$, $^{238}\text{Uran}$ und $^{232}\text{Thorium}$ misst und die abgeleiteten Konzentrationen von K, U und Th bereits in die Analyse eingebracht wurden. Würde man die Summen-Gamma-Ray-Daten mit aufnehmen, wären diese physikalischen Eigenschaften überpräsentiert. Aus der gleichen Motivation wurden bei der chemischen Elementbestimmung Sauerstoff (zeigt ähnlichen Kurvenverlauf wie Kohlenstoff) und Silizium, Wasserstoff und Eisen (alle drei Messdaten ähneln Calcium) nicht in die Analyse eingebracht. Es wurden nur die tief eindringenden Widerstandsdaten (Rdeep) verwendet, da diese hauptsächlich

vom Widerstand der ungestörten Formation beeinflusst werden. Das weniger tief eindringende System (Rsha) und die Bohrlochtemperatur wurden nicht ausgewählt, da ihre Aussagen bei der Gesteinscharakterisierung zu gering sind.

Einige Input-Parameter weisen Lücken in den Daten auf. Diese Datenlücken können durch technische Probleme bedingt sein oder auch in der Planung festgelegt worden sein. So misst das geochemische Log mit einer Geschwindigkeit von 1 m/s und es mussten aus Zeitgründen einige Bereiche ausgewählt werden, die mit dieser Sonde gemessen wurden (178,3 – 212 m, 339,3 – 496,6 m und 664,5 – 770 m). Um sicher zu stellen, dass die Aussage der Clusteranalyse nicht durch diese Datenlücken verfälscht wird, wurde die Analyse für den oberen Abschnitt (35 – 248 m) mit unterschiedlich vollständigen Parametern durchgeführt. Für die Clusteranalyse wurden einmal nur Parameter mit kompletten Datensätzen ausgewählt (GRS, K, logRdeep, Susz, Th und U) und dann kombiniert mit Parametern, die Lücken aufweisen (rechts mit Vp und links mit C und Ca). In Abbildung 4.2 sind die Ergebnisse der Clusteranalyse in Form von Elektrologs dargestellt. Grau unterlegt sind die jeweiligen Datenlücken. Ein durch die Datenlücken begründeter Clusterwechsel ist in den Elektrologs nicht zu erkennen. Die Unterschiede sind lediglich durch die unterschiedlichen Input-Parameter bedingt. Eine Beeinflussung der Clusteranalyse durch Lücken in den Daten kann also praktisch ausgeschlossen werden.

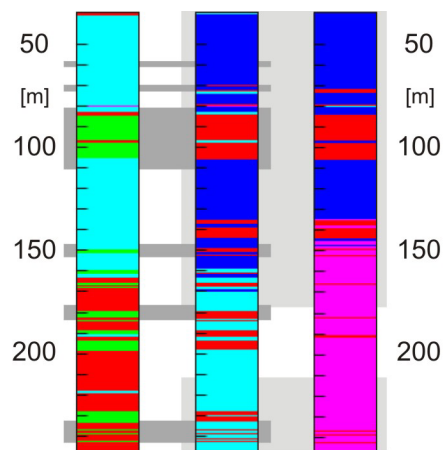


Abbildung 4.2 Elektrologs des oberen Abschnitts mit den kompletten Datensätzen (mitte) und jeweils kombiniert mit lückenhaften Datensätzen (rechts und links). Die Datenlücken sind jeweils grau hinterlegt.

TEILUNG DER DATEN

Die Verrohrung macht die Daten der obersten 35 m unbrauchbar. Da der Bohrdurchmesser einen sehr großen Einfluss auf die Bohrlochdaten hat, wurde die Clusteranalyse für zwei Teufenabschnitte durchgeführt. Der Grund dafür ist der

unterschiedliche Bohrlochdurchmesser. Die Bohrung hat bis in die Teufe von 35 m einen Bohrlochdurchmesser von 444 mm, bis in 248 m 305 mm und bis zur Endteufe von 775 m 216 mm. Die Sonden reagieren auf den veränderten Abstand zur Bohrlochwand mit unterschiedlichen Intensitäten. In Abbildung 4.3 ist der Einfluss des unterschiedlichen Bohrlochdurchmessers (Cal) auf die Messdaten anderer Sonden zu sehen. Besonders sensitiv reagieren die Widerstands- und Dichtemessungen.

Die Clusteranalyse des oberen Abschnitts beginnt bei 35 m und endet bei 248 m. Das Analysenende des unteren Abschnitts liegt bei einer Teufe von 772 m. Bei der Benennung der Cluster wird ein „O“ für den oberen Abschnitt und ein „U“ für den unteren Abschnitt ergänzt. Durch diese Teilung muss bei der Übersetzung von der Elektrofazies in die Lithologie mit zwei Elektrologs gearbeitet werden.

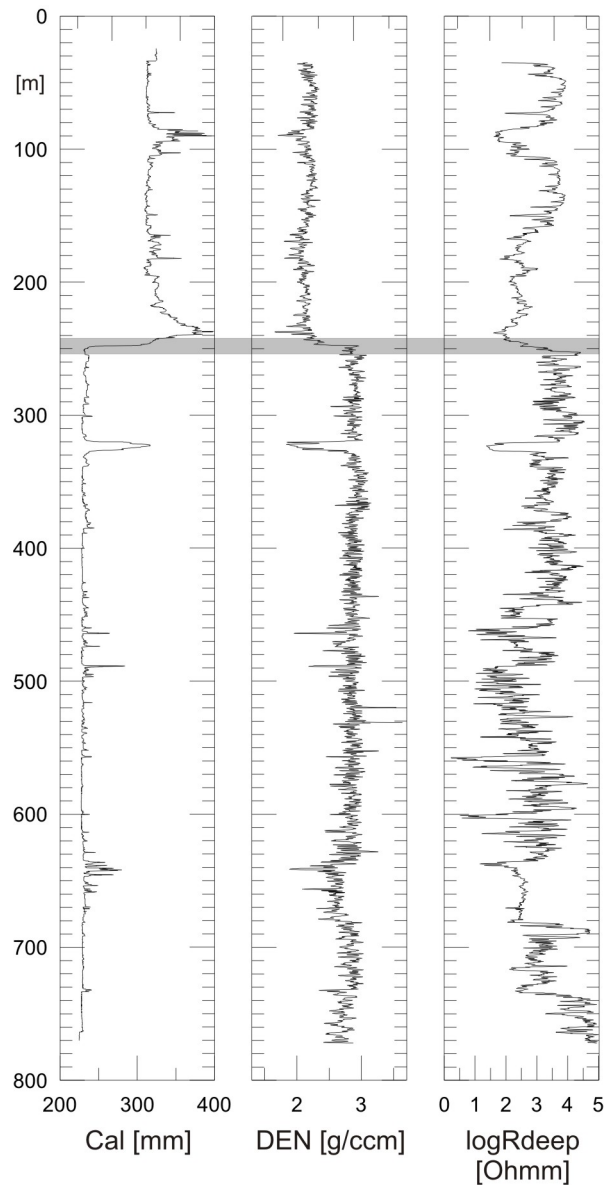


Abbildung 4.3 Reaktion der DEN- und logRdeep-Daten auf die Änderung des Bohrlochdurchmessers von 444 mm auf 305 mm. Der Übergangsbereich in 248 m Teufe ist grau hinterlegt.

Mit dem auf MATLAB[®] basierende Programm „borecluster“ wurde die Clusteranalyse mit den Parametern C, Ca, DEN, K, logRdeep, Susz, Th, U und Vp durchgeführt. Als Ergebnis wird je eine Säule mit der entsprechenden Clusteranzahl in Form einer Elektrofazies angezeigt und die Clusterdaten gespeichert. Dies wurde für jeweils den oberen und unteren Abschnitt mit Clusteranzahlen von eins bis zwölf berechnet. Abbildung 4.4 zeigt die Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts.

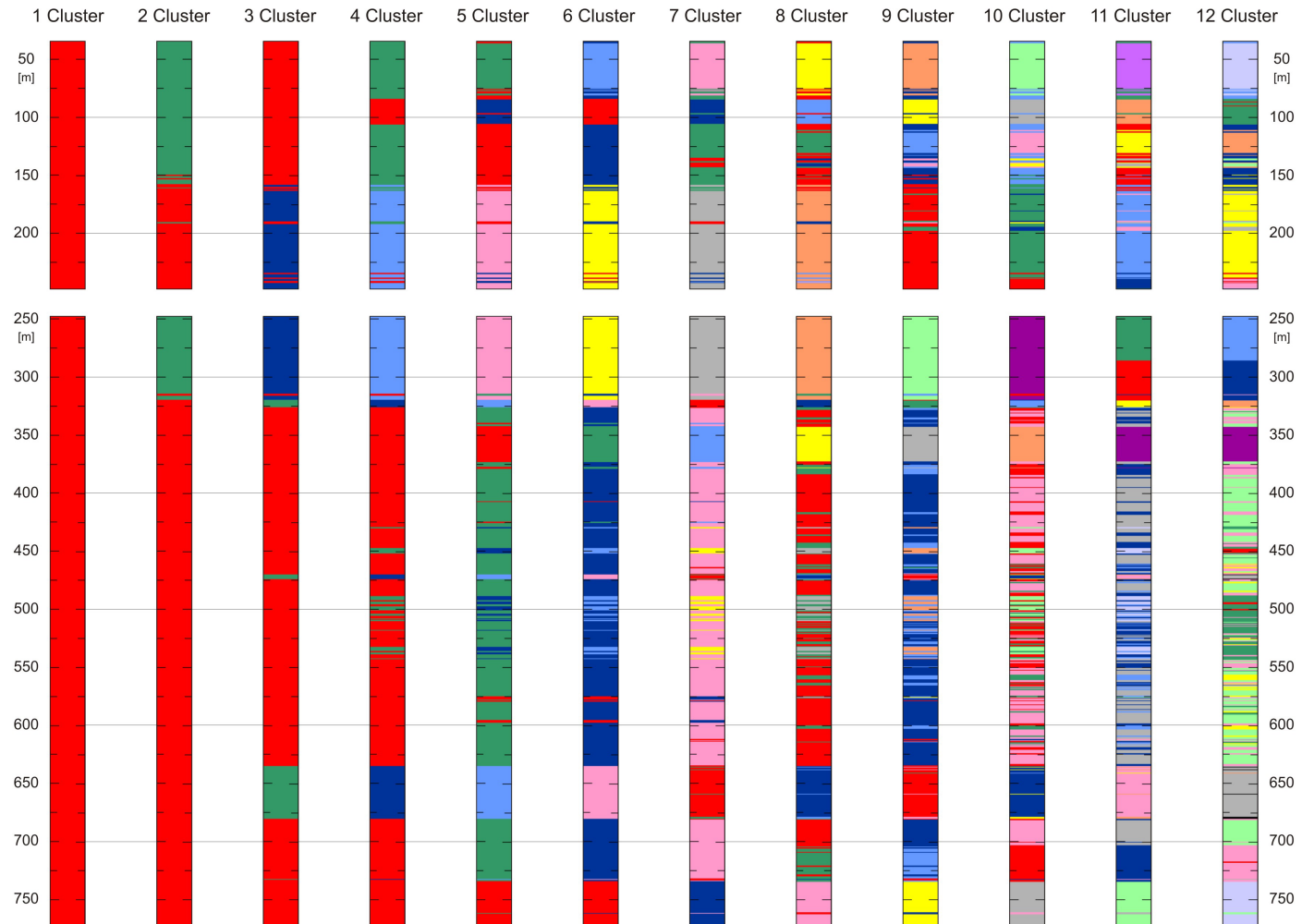


Abbildung 4.4 Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts als Ergebnisse der Clusteranalyse mit Clusteranzahlen von jeweils eins bis zwölf. Eine größere Version befindet sich Anhang.

DENDROGRAMM

Die Anzahl der Cluster wird bestimmt, indem in einem Dendrogramm eine möglichst gute Erklärungsrate ausgewählt wird und die Clusteranzahl mit den Ansprüchen der Aufgabenstellung übereinkommt. So hat eine Clusteranzahl von eins (also alle Daten in einem Cluster) eine Erklärbarkeit von 0 % und eine Clusteranzahl, die der Anzahl aller Daten entspricht, eine Erklärbarkeit von 100 %, dies ist jedoch nicht zweckdienlich. Die vom Programm borecluster erstellten Dendrogramme (Abbildung 4.5 und Abbildung 4.6) zeigen die Clusteranzahl in Abhängigkeit zur Nichterklärbarkeit, die Erklärbarkeit ist entsprechend die Differenz zu 100 %.

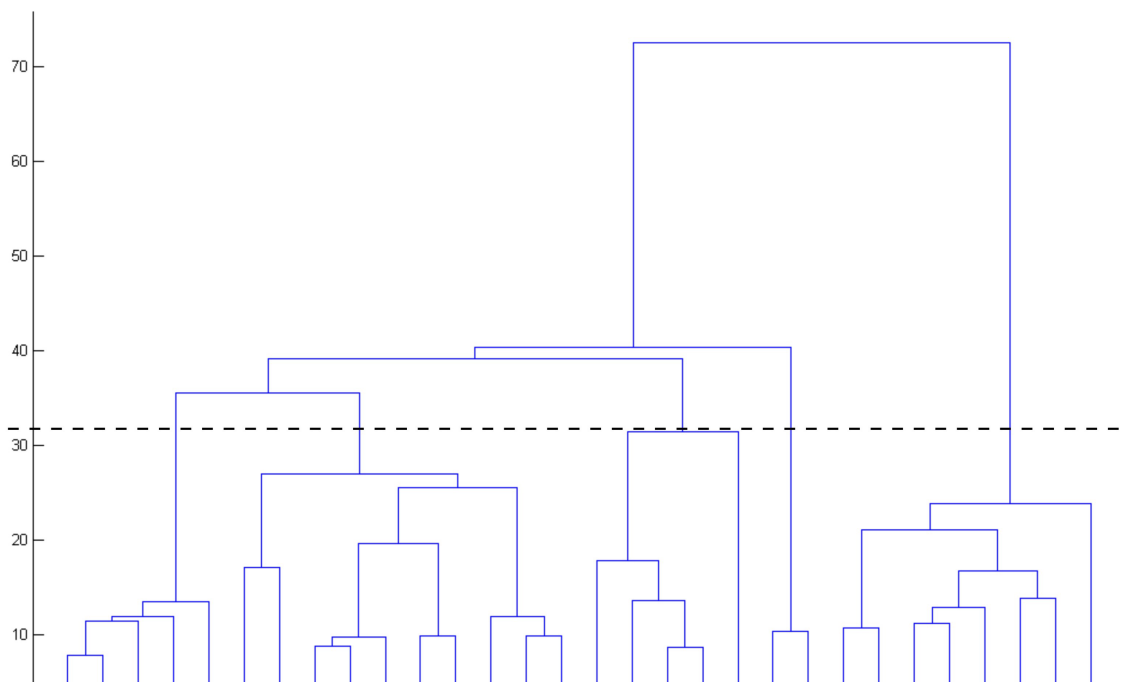


Abbildung 4.5 Dendrogramm als vorläufiges Ergebnis der Clusteranalyse des oberen Abschnitts mit fünf Clustern, die sich durch die Wahl des Ähnlichkeitsniveaus (gestrichelte Linie) und einer Nichterklärbarkeit von 32 % ergeben.

In der Lithologie werden insgesamt fünf Einheiten unterschieden (Abbildung 2.5). Um ein sinnvolles Ergebnis zu erzielen, muss die Clusteranzahl sich in dieser Größenordnung bewegen. Der obere Abschnitt umfasst in der Lithologie von Kött et al. (2014) vier Einheiten. Hierfür wurde eine Clusteranzahl von fünf ausgewählt, was eine Nichterklärbarkeit von etwa 32 % ausmacht und so eine Erklärbarkeit von 68 % (Abbildung 4.5). Beim unteren Abschnitt ist die Nichterklärbarkeit von 42 % (also eine Erklärbarkeit von 58 %) mit einer Clusteranzahl von sechs etwas besser zu der mit sieben Clustern (Nichterklärbarkeit von 41% und Erklärbarkeit von 59 %). Es wurde eine Clusteranzahl von sechs gewählt, weil in der vorhandenen Lithologie (Kött et al.

2014) lediglich vier Einheiten unterschieden werden und so die neue Gruppe bei sieben Clustern nicht dem Zweck dient (Abbildung 4.6).

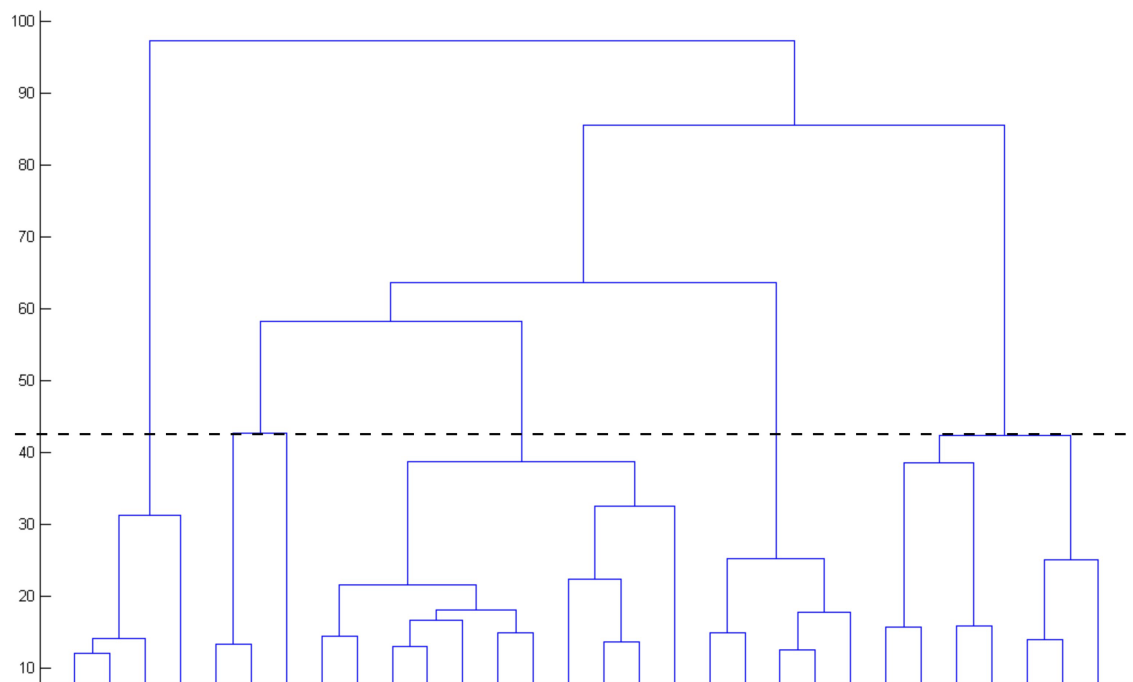


Abbildung 4.6 Dendrogramm als vorläufiges Ergebnis der Clusteranalyse des unteren Abschnitts mit sechs Clustern, die sich durch die Wahl des Ähnlichkeitsniveaus (gestrichelte Linie) und einer Nichterklärbarkeit von 42 % ergeben.

GROBGLIEGERUNG

Im Folgenden wurde eine grobe Gliederung an den Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts vorgenommen, dessen jeweilige Clusteranzahl mit Hilfe des Dendrogramms ausgewählt worden ist. In jedem Elektrolog stellt eine Farbe ein Cluster dar.

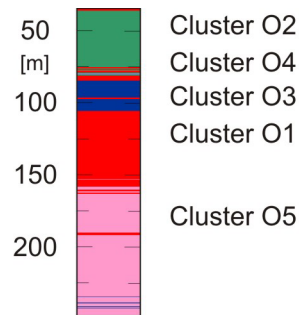


Abbildung 4.7 Elektrolog des oberen Abschnitts mit den fünf Elektrofazies-Gruppen Cluster O1 bis O5.

Abbildung 4.7 zeigt das Elektrolog des oberen Abschnitts von 35 bis 248 m mit fünf Clustern, die durch Farben in fünf Elektrofazies unterschieden werden. Unter Nichtbetrachtung des geringmächtigen 4. Clusters (80 m, hellblau) besteht eine grobe Einteilung in vier Hauptcluster: von 35 bis etwa 81 m ist die grüne Elektrofazies dominierend (Cluster O2), bis ungefähr 106 m die dunkelblaue (Cluster O3), dann bis knapp 160 m ist die Elektrofazies rot (Cluster O1) und bis zur Endteufe des Abschnitts bei 248 m rosa (Cluster O5). Diese Einteilung kann in etwa bis zur Clusteranzahl von zwölf beobachtet werden. Durch immer mehr Details mit ansteigender Clusteranzahl, wird es jedoch schwierig diese Clusterabgrenzungen genau zu identifizieren.

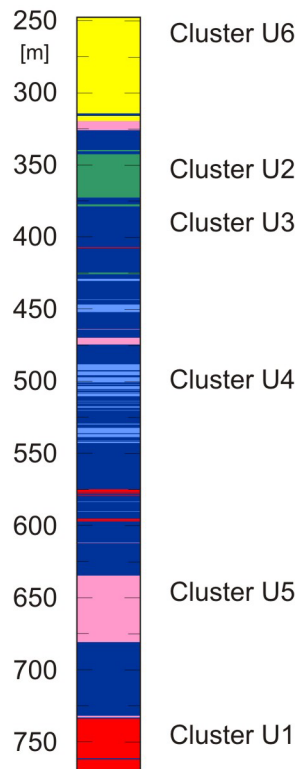


Abbildung 4.8 Elektrolog des unteren Abschnitts mit den sechs Elektrofazies-Gruppen Cluster U1 bis U6.

Wie auch beim oberen Abschnitt wird beim unteren Abschnitt eine grobe Einteilung vorgenommen. Hier an dem Elektrolog mit sechs Elektrofazies-Gruppen (Abbildung 4.8). Von 248 bis 320 m ist die gelbe Elektrofazies (Cluster U6) fast durchgängig präsent. Darunter bis fast zur Endteufe befindet sich eine dunkelblaue Fazies (Cluster U3), die durch mehrere andere Elektrofazies durchbrochen wird. Die rosa Fazies (Cluster U5) ist massiv in 635 bis 680 m, kommt aber auch in den Teufen 320, 470, 580 und 730 m vor. In 345 bis 370 m zeigt sich eine grüne Elektrofazies (Cluster U2). In den Teufen 450 m sowie im Bereich 490 bis 540 m gibt es immer wieder Clusterbereiche in Hellblau (Cluster U4), die wie in Wechsellagen mit den dunkelblauen Cluster auftreten. Der unterste Bereich von 735 m bis zur Endteufe wird durch eine rote Elektrofazies (Cluster U1) dominiert. Wie auch im oberen Abschnitt kann diese Einteilung fast bis zur Clusteranzahl von zwölf beobachtet werden. Durch die vielen zusätzlichen kleinen Cluster mit ihren Details ist es jedoch noch schwieriger diese Einteilung der Elektrofazies zu verfolgen.

Tabelle 4.1 Geophysikalische Eigenschaften (Mittelwert und Standardabweichung) der Cluster O1 bis O5 des oberen Abschnitts.

	Cluster O1 rot	Cluster O2 grün	Cluster O3 dunkelblau	Cluster O4 hellblau	Cluster O5 rosa
C [CPS]	3687 ± 33	-	-	-	3664 ± 89
Ca [CPS]	522 ± 14	-	-	-	501 ± 51
DEN [g/ccm]	2,19 ± 0,07	2,21 ± 0,07	2,09 ± 0,11	2,22 ± 0,04	2,11 ± 0,12
K [%]	2,2 ± 0,5	2,3 ± 0,3	2,0 ± 0,3	2,5 ± 0,3	2,0 ± 0,4
logRdeep [Ωm]	3,4 ± 0,4	3,5 ± 0,3	2,1 ± 0,3	3,4 ± 0,1	2,4 ± 0,3
Susz [10⁻⁴ SI]	3,1 ± 0,6	3,7 ± 0,4	4,4 ± 2,8	3,3 ± 0,7	2,9 ± 0,5
Th [ppm]	9,7 ± 6,8	9,0 ± 2,2	13,2 ± 3,3	15,9 ± 3,0	6,4 ± 2,6
U [ppm]	3,7 ± 1,3	4,6 ± 2,8	3,6 ± 0,9	64,2 ± 18,2	2,6 ± 0,9
Vp [m/s]	3249 ± 197	3344 ± 219	-	3167 ± 200	2790 ± 194

Tabelle 4.2 Geophysikalische Eigenschaften (Mittelwert und Standardabweichung) der Cluster U1 bis U6 des unteren Abschnitts.

	Cluster U1 rot	Cluster U2 grün	Cluster U3 dunkelblau	Cluster U4 hellblau	Cluster U5 rosa	Cluster U6 gelb
C [CPS]	3458 ± 296	3373 ± 52	3265 ± 197	3425 ± 82	3174 ± 235	-
Ca [CPS]	846 ± 106	657 ± 40	612 ± 93	511 ± 120	334 ± 65	-
DEN [g/ccm]	2,70 ± 0,11	2,96 ± 0,09	2,85 ± 0,12	2,82 ± 0,13	2,52 ± 0,23	2,88 ± 0,1
K [%]	2,7 ± 0,4	0,9 ± 0,3	1,5 ± 0,5	1,4 ± 0,4	2,9 ± 0,9	1,8 ± 0,3
logRdeep [Ωm]	4,3 ± 0,5	3,3 ± 0,3	3,0 ± 0,7	2,3 ± 0,5	2,4 ± 0,4	3,7 ± 0,4
Susz [10⁻⁴ SI]	1,3 ± 1,8	3,6 ± 1,0	3,0 ± 3,6	19,8 ± 10,8	0,3 ± 1,7	2,8 ± 0,6
Th [ppm]	9,6 ± 1,8	12,9 ± 1,8	5,6 ± 1,8	5,2 ± 1,1	8,9 ± 2,4	6,7 ± 1,8
U [ppm]	2,8 ± 0,6	6,3 ± 1,0	2,6 ± 1,2	2,4 ± 0,7	7,8 ± 6,9	3,0 ± 1,3
Vp [m/s]	3422 ± 136	3236 ± 80	3163 ± 213	2981 ± 241	2864 ± 151	3191 ± 124

GEOPHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN DER CLUSTER

Für die Ergebnisse der Clusteranalyse mit einer Clusteranzahl von fünf (oberer Abschnitt) und sechs (unterer Abschnitt) folgt eine Beschreibung mit Schwerpunkt aus den Bohrlochmessungen und den dazugehörigen geophysikalischen Eigenschaften (Tabelle 4.1 und Tabelle 4.2).

Oberer Abschnitt – 35 bis 248 m:

Das Cluster O1 in rot tritt als oberster Meter (35 - 36 m) auf, ebenso wie in vier gering mächtigen Schichten, die im Bereich von 76 und 85 m und bei 98 m liegen. Diese Elektrofazies grenzt sich von der umgebenen grünen Fazies (Cluster O2) durch niedrigere Kaliumwerte ab. In 80 m befindet sich eine hellblaue Elektrofazies (Cluster O4) mit einer Mächtigkeit von < 1 m, die in den Bohrlochmessungen durch einen Ausschlag in den K-, Th-, Vp-Daten und am markantesten in den U-Werten zu erkennen ist. Die Mittelwerte der chemischen Elemente des 4. Clusters in Tabelle 4.1 zeigen mit $2,5 \pm 0,3$ % K, $15,9 \pm 3$ ppm Th und besonders $64,2 \pm 18,2$ ppm U ein sehr hohes Niveau im Vergleich zu den anderen Clustern im oberen Abschnitt. Zwischen 85 und 107 m zeigt die Kalibermessung einen vergrößerten Bohrlochdurchmesser (Abbildung 4.3). Im Elektrolog wird dem Abschnitt eine eigene Fazies in Dunkelblau (Cluster O3) zugeteilt. Diese Anomalie ist auch als Minimum im mittleren Widerstand mit $2,1 \pm 0,3$ Ωm und in der mittleren Dichte mit $2,09 \pm 0,11$ g/ccm zu erkennen (Tabelle 4.1).

Bei circa 160 m Teufe gibt es einen Clusterübergang von Cluster O1 (rot) zu Cluster O5 (rosa). In den Bohrlochmessungen ist hier ein Niveauunterschied von höheren Geschwindigkeits-, Kalium-, magnetischen Suszeptibilitäts- und Widerstandswerten zu niedrigen zu erkennen. Kurzfristig ist auch eine Erniedrigung der Dichte zu sehen. Tabelle 4.1 zeigt, dass die Mittelwerte der Geschwindigkeit (Vp) von 3249 ± 197 m/s auf 2790 ± 194 m/s, des Kaliums von $2,2 \pm 0,5$ % auf $2,0 \pm 0,4$ %, der magnetischen Suszeptibilität von $3,1 \pm 0,6$ 10^{-4} SI auf $2,9 \pm 0,5$ 10^{-4} SI und des elektrischen Widerstands von $3,4 \pm 0,4$ Ωm auf $2,4 \pm 0,3$ Ωm fallen.

In den Teufen 234,5 m, 239 m 241,5 m, und 242,5 m treten gering mächtige Faziesschichten des Clusters O3 (dunkelblau) auf, die vor allem durch Ausschläge in der magnetischen Suszeptibilität zu erkennen sind. Das 3. Cluster hat mit einer mittleren magnetischen Suszeptibilität von $4,4 \pm 2,8$ 10^{-4} SI die höchste im oberen Abschnitt.

Übergang vom oberen zum unteren Abschnitt:

Ab einer Teufe von 248 m wurde der Kaliber von 305 mm auf 216 mm reduziert und die Ergebnisse des unteren Abschnitts mit einer Clusteranzahl von sechs werden betrachtet. Einige Parameter reagieren stark auf den Wechsel des Bohrlochdurchmessers, wie die Dichte, dessen Mittelwert vom 5. Cluster des oberen Abschnitts (O5) von $2,11 \pm 0,12$ g/ccm auf 2,88

$\pm 0,08$ g/ccm im obersten Cluster des unter Abschnitts (Cluster U6) steigt. Andere Parameter behalten ihr Wertenniveau in etwa bei. So sinkt beispielsweise die magnetische Suszeptibilität lediglich von $2,9 \pm 0,5 \cdot 10^{-4}$ SI (Cluster O5, oberer Abschnitt) auf $2,8 \pm 0,6 \cdot 10^{-4}$ SI (Cluster U6, unterer Abschnitt).

Unterer Abschnitt 248 bis 400 m:

Das gelbe Cluster U6 steht bis 320 m im Elektrolog an und zeichnet sich durch einen relativ hohen spezifischen elektrischen Widerstand von $3,7 \pm 0,4 \Omega\text{m}$ aus. Die rosa Elektrofazies, die das Cluster U5 darstellt, tritt in einer Teufe von 320 bis 326 m das erste Mal auf. In den Bohrlochmessungen ist genau in der Teufe eine Kalibererweiterung zu erkennen, auf die andere Parameter wie die Dichte, der Widerstand und auch die chemischen Elemente mit einem negativen Ausschlag reagieren. Im Liegenden folgt eine dunkelblaue Elektrofazies, die das 3. Cluster darstellt und im gesamten unteren Abschnitt bis in 762,5 m auftritt und immer wieder von anderen Lagen unterbrochen wird. Die Mittelwerte der geophysikalischen Parameter dieser Fazies zeigen weder Maximal- noch Minimalwerte. In einer Teufe von 343 bis 372,5 m steht die grüne Elektrofazies an, die das 2. Cluster ausmacht und durch eine hohe Dichte von $2,96 \pm 0,09$ g/ccm, einem niedrigen Widerstand von $3,3 \pm 0,3 \Omega\text{m}$ sowie erhöhten Uran- und Thoriumwerten von $12,9 \pm 1,8$ ppm und $6,3 \pm 1,0$ ppm charakterisiert ist.

400 bis 500 m:

Die rote Faziesseinheit mit einer Mächtigkeit von $< 0,5$ m steht in einer Teufe von 407 m an und gehört zum Cluster U1, das erst in einer Teufe von 734 m wieder auftritt. In 425 m steht ebenfalls eine etwa 50 cm mächtige Schicht an. Diese jedoch bildet die grüne Elektrofazies des Clusters U2 aus, die durch hohe Werte in den Elementen Uran und Thorium beschrieben wird. Das Cluster U4 (hellblaue im Elektrolog) ist in einer Teufe von 429 bis 430,5 m und von 447 bis 452 m anzutreffen, sowie von 488 bis 543 m im Wechsel mit der dunkelblauen Fazies (Cluster U3). Die mittleren geophysikalischen Parameter zeigen den höchsten absoluten Mittelwert in der magnetischen Suszeptibilität mit $19,8 \pm 10,8 \cdot 10^{-4}$ SI und die niedrigsten in den chemischen Elementen Uran ($2,4 \pm 0,7$ ppm) und Thorium ($5,2 \pm 1,1$ ppm). In 464 m steht die rosa Elektrofazies des Clusters U5 mit einer Mächtigkeit von etwa 1 m an und noch mal von 470 bis 474,5 m. In den Bohrlochmessungen ist ein positiver Ausschlag in den Messwerten der Elemente Uran und Kalium, sowie ein Verlangsamung der seismischen Geschwindigkeit und eine niedrigere Dichte zu erkennen.

500 bis 600 m:

Bis in 543 m ist die hellblaue Elektrofazies (Cluster U4) im Wechsel mit der dunkelblauen Fazies (Cluster U3) anstehend sowie als gering mächtige Schichten von $> 0,5$ m in 565 m und 590 m. Die rote Elektrofazies des Clusters U1 tritt in 575 und 596 m mit einem positiven Ausschlag in den Widerstandswerten auf. Mit einer Mächtigkeit von < 50 cm befindet sich in 578,5 m Teufe eine rosa Schicht des Clusters U5 mit niedrigen Dichte- und Geschwindigkeitswerten sowie hohen Werten der Element Uran und Thorium.

600 bis 700 m:

In diesem Teufenabschnitt ist das dunkelblaue Cluster (U3) nur einmal unterbrochen. Von 634,5 bis 681 m mit einer Mächtigkeit von circa 46,5 m steht die rosa Elektrofazies (Cluster U5) an, die sich durch niedrige mittlere Dichtewerte von $2,52 \pm 0,23$ g/ccm, einen niedrigen mittleren Widerstand von $0,3 \pm 1,7$ Ω m und eine niedrige mittlere seismische Geschwindigkeit von 2864 ± 151 m/s vom umgebenden Gestein unterscheidet. Außerdem weisen die Mittelwerte der chemischen Elemente Kalium ($2,9 \pm 0,9$ %) und U ($7,8 \pm 6,9$ ppm) die höchsten Werte aller Cluster auf.

700 bis 772 m:

Eine gering mächtige rosa Schicht ($< 1,5$ m) tritt auch in 732 m auf und ist in den Bohrlochmessungen mit einem niedrigen Dichte- und einem höheren Kaliumwert zu identifizieren. Ab 734 m bis zum Ende der Messungen bei 770 m ist die rote Elektrofazies (Cluster U1) im Log zu sehen. Charakteristisch für die Fazies ist ein hoher mittlerer Anteil der Elemente Kohlenstoff (3458 ± 296 CPS) und Calcium (846 ± 106 CPS) und eine hohe mittlere seismische Geschwindigkeit (3422 ± 136 m/s). Außerdem ist der mittlere Widerstand mit $4,3 \pm 0,5$ Ω m sehr hoch im Vergleich zum hangenden Gestein.

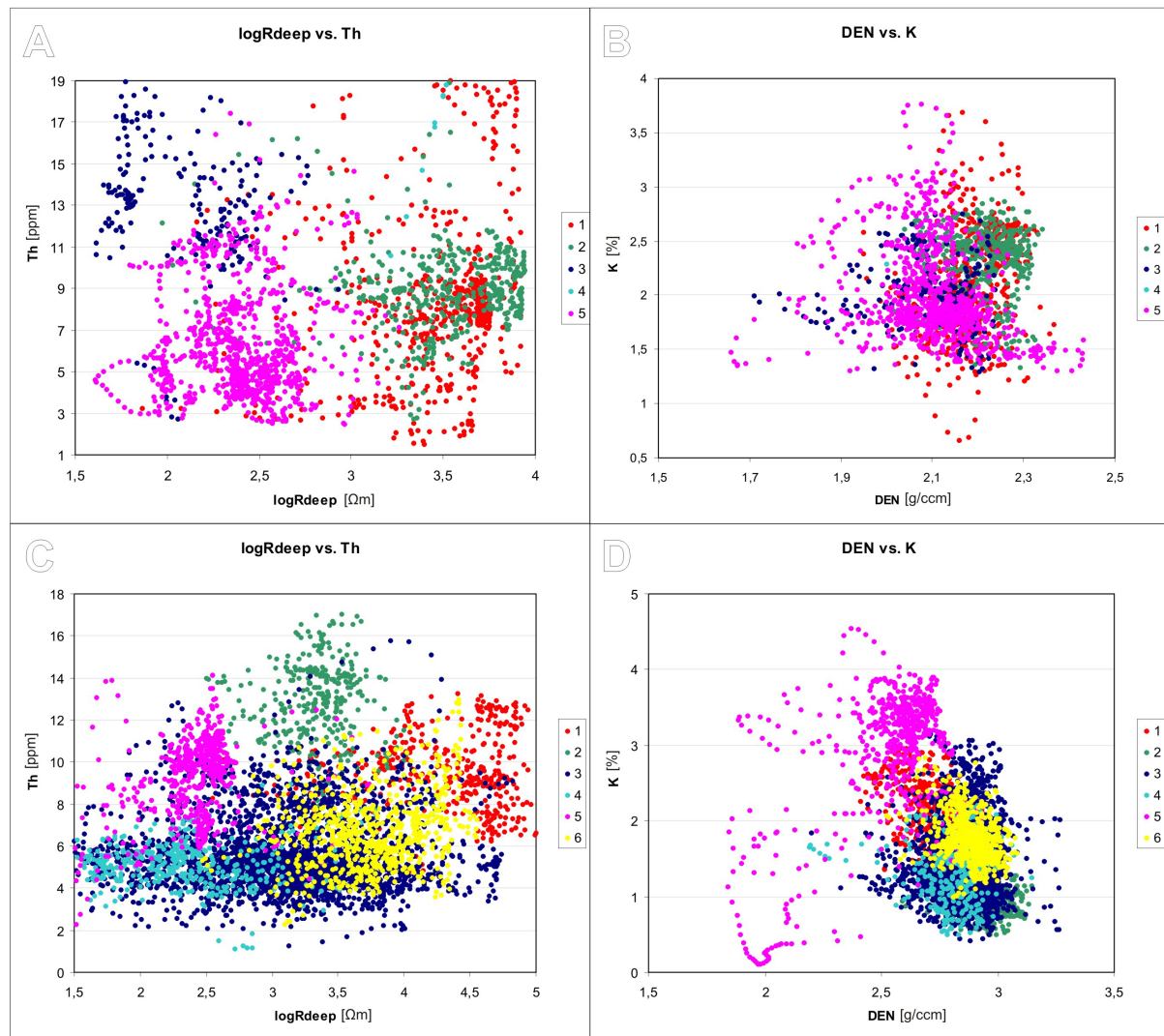


Abbildung 4.9 Crossplots des spezifischen elektrischen Widerstands versus Thorium-Gehalt (A, C) und der Dichte versus Kalium-Gehalt (B, D). Die Crossplots werden in die Clusterfazies O1 bis O5 für den oberen Abschnitt (A, B) und U1 bis U6 für den unteren Abschnitt (C, D) unterschieden.

Die Crossplots in Abbildung 4.9 zeigen den spezifischen elektrischen Widerstand in Abhängigkeit zu den Thorium-Gehalten des oberen Abschnitts (A) und des unteren Abschnitts (C). Das dunkelblaue Cluster O3 und das rosa Cluster O5 des oberen Abschnitts bilden Punktwolken, die den Unterschied der Cluster in diesen Parametern zu den anderen Clustern anzeigen. Das Crossplot des unteren Abschnitts zeigt, dass sich alle Cluster in dieser Parameterkombination unterscheiden und einzelne Punktwolken bilden mit Ausnahme des dunkelblauen Clusters U3.

Die Dichte im Vergleich zum Kalium-Gehalt zeigt Abbildung 4.9 für den oberen Abschnitt (B) und den unteren Abschnitt (D). Eine Clustertrennung ist bei dieser Parameterkombination im oberen Abschnitt kaum zu erkennen, da eine Punktwolke aller Cluster entstanden ist. Im unteren Abschnitt ist die Trennung der Cluster deutlicher, auch wenn das dunkelblaue Cluster U3 auch in dieser Parameterkombination keine eigene Punktwolke bildet. Sehr deutlich grenzt sich das rosa Cluster U5 von den anderen Clustern ab.

4.3 ERGEBNISSE DER MINERALOGISCHEN ANALYSE

Für die Bestimmung der genauen Lage der Schichtgrenzen wurden petrologische Analysen an Dünnschliffen und Bohrkleinproben durchgeführt, um die Ergebnisse der Clusteranalyse mit der bestehenden Lithologie zu korrelieren. Dabei fiel die Auswahl der Proben auf mit Unsicherheit belastet Bereiche. Also Teufen in denen die Ergebnisse der Clusteranalyse von der Lithologie abweichen. Für die mineralogische Analyse wurden Bohrkleinproben (Abbildung 4.10) aus 40, 115, 137, 241, 301, 353, 471, 688, 696, 715, 716, 731, 732, 750 und 754 m Teufe ausgewählt, sowie Dünnschliffe aus 65, 211, 223, 250, 404, 509, 613,55, 664, 695, 717, 725, 733 und 756 m Teufe, die bereits angesprochen worden sind (Abbildung 4.11). Zusätzlich wurden an der Leibniz Universität Hannover aus den Bohrkleinproben folgender Teufen Dünnschliffe erstellt: 40, 115, 137, 241, 301, 353, 688, 696, 715, 716, 731, 732, 750 und 754 m.

Für die Bestimmung der genauen Lage der Schichtgrenzen haben die mineralogischen Untersuchungen an den Bohrkleinproben eine geringere Aussagekraft, da es sich um Mischproben aus einem Tiefenintervall von bis zu ± 10 m handelt. Die Teufenzuordnung aus Analyse an den Kernproben unterliegt keinem oder kaum einem Fehler. Jedoch sind insgesamt nur 7 m Kernstrecken der gesamten Bohrung vorhanden.

Die Dünnschliffe haben eine Dicke von circa $30 \mu\text{m}$. Um die Textur darzustellen wurden die Schliffbilder mit einer 2,5-fachen Vergrößerung aufgenommen. In die Schliffbilder sind neben dem Maßstab mit $200 \mu\text{m}$ auch die Minerale als Kürzel eingetragen. Die Aufnahmen wurden mit und ohne gekreuzten Polarisatoren nebeneinandergestellt.



Abbildung 4.10 Bohrkleinaufnahmen von Proben aus der Teufe 115 m (A) 301 m (B), 353 m (C), 471 m (D), 716 m (E) und 732 m (F). Der Maßstab ist 10 mm.

Abbildung 4.10 zeigt Bohrkleinproben aus Biotit-Gneis aus 115, 353 und 732 m (A, C, E), Granodiorit aus 301 m (B), sowie Rhyolith aus 471 und 732 m Teufe (D, F).

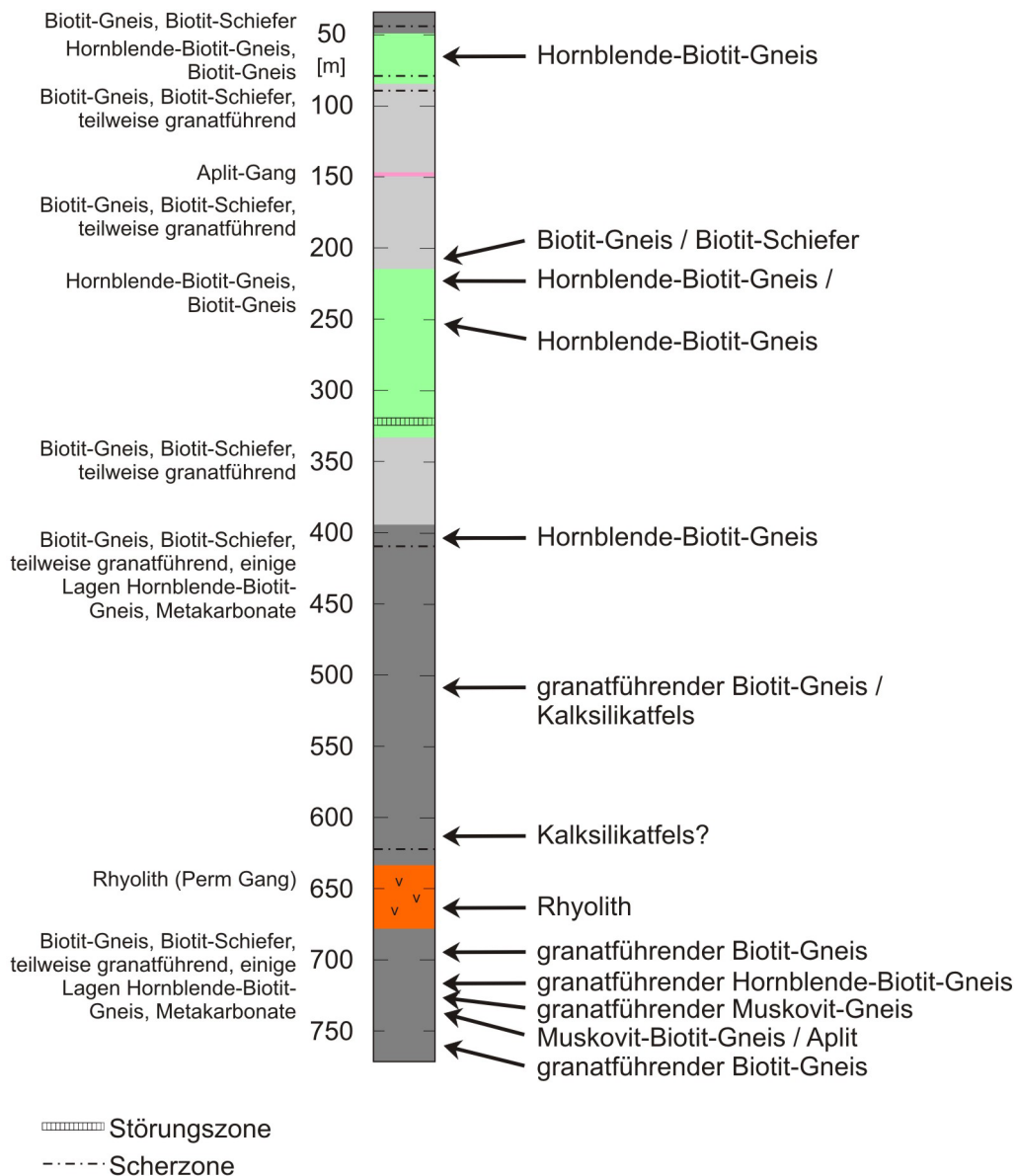


Abbildung 4.11 Lithologische Sequenz der Geothermiebohrung Heubach (nach Kött et al. 2014) (rechts der Lithologiesäule) mit Ansprache der ausgewählten Dünnschliffe (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013).

CLUSTER O1 (ROT)

In der Mikroskopieaufnahme aus der Teufe 115 m (Abbildung 4.12: A, B) lassen sich neben hellen Quarz und Feldspäten als Hauptgemengenteile, sowie Biotit (braun, der sich teilweise retrograd in grünlichen Chlorit umgewandelt hat) und dunklerer Amphibol erkennen. Hierbei handelt es sich um einen grobkörnigen Biotit-Gneis. Neben Quarz ist in dem Dünnschliff aus einer Teufe von 137 m (Abbildung 4.12: C, D) ein sehr großer Gemengenteil von altertierter Plagioklas zu erkennen. Bei diesem leukraten Ganggestein handelt es sich um einen Aplite.

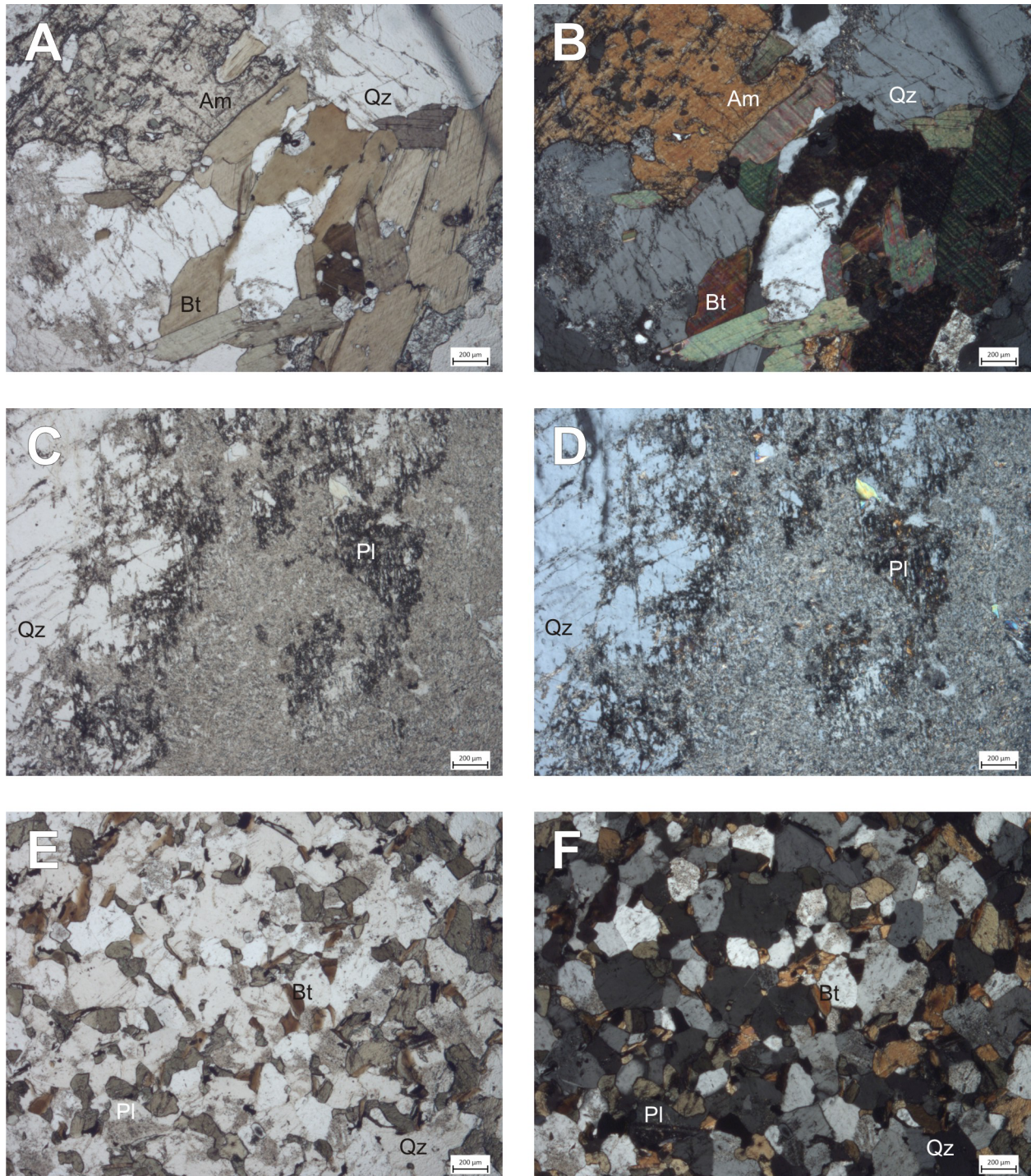


Abbildung 4.12 Mikroskopieaufnahmen des roten Clusters O1 und des grünen Clusters U2 von Proben aus der Teufe 115 m (A, B), 137 m (C, D) und 352 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Amphibol (Am), Biotit (Bt) und Plagioklas (Pl).

CLUSTER O2 (GRÜN)

Grobkörnige Biotit-Gneise, die aus Quarz, Feldspäten und Biotit (braun) und untergeordnet aus Amphibolen bestehen, sind in Abbildung 4.13 zu sehen. Die Abbildung zeigt Mikroskopieaufnahmen der Gesteine aus 40 (A, B) und 65 m (C, D) Teufe.

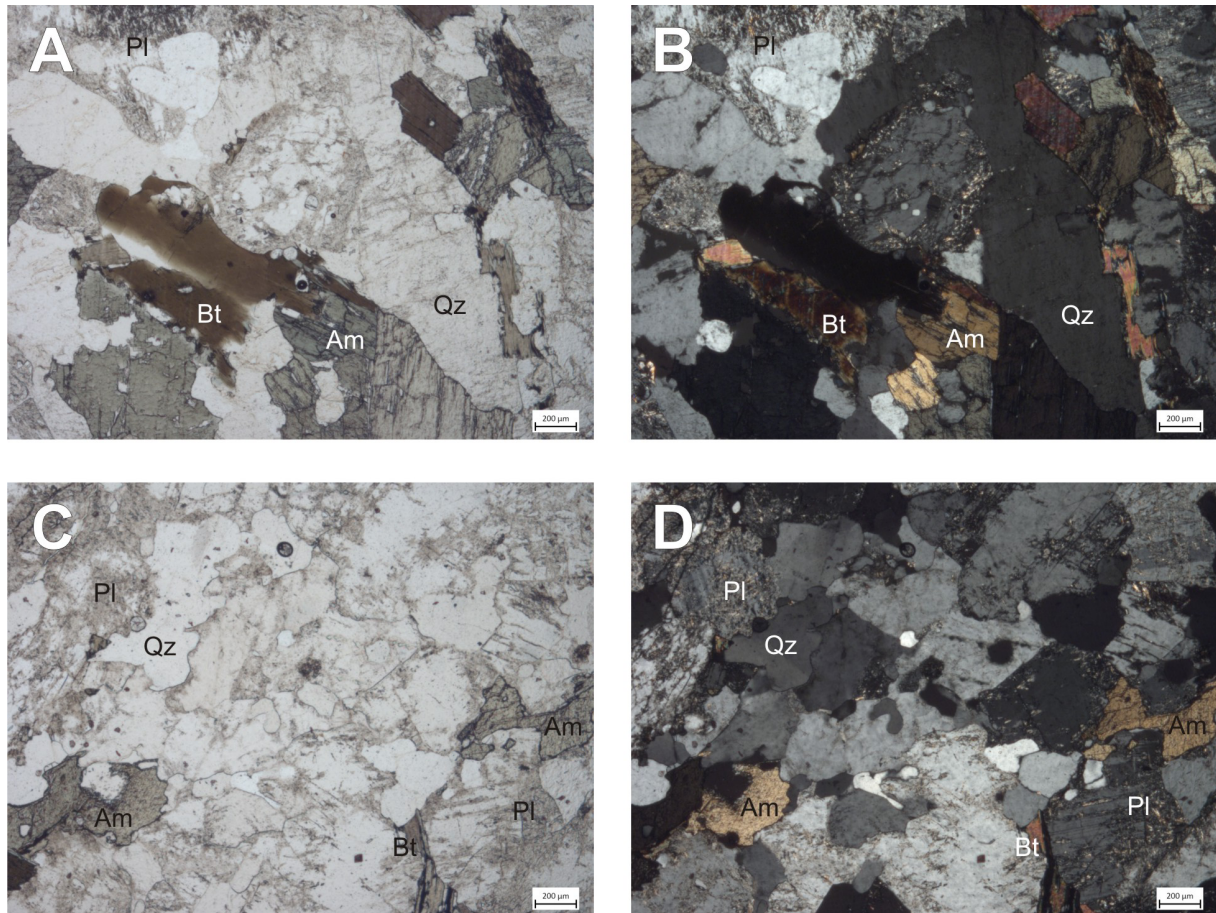


Abbildung 4.13 Mikroskopieaufnahmen des dunkelgrünen Clusters O2 von Proben aus der Teufe 40 m (A, B) und 65 m (C, D). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C) und links im polarisierten Licht (B, D) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Amphibol (Am) und Biotit (Bt).

CLUSTER O3 (DUNKELBLAU) UND O4 (HELLBLAU)

Zu den Clustern O3 und O4 wurden keine Dünnschliffe eingesehen.

CLUSTER O5 (ROSA)

Die Abbildung 4.14 A und B zeigen Mikroskopieaufnahmen aus 211 m Teufe von einem grobkörnigen plutonischen Gestein, der von einer Calcitader durchzogen ist. Es handelt sich wie auch in Abbildung 4.12 C und D um einen Granodiorit, der kaum Deformation erfahren hat. Dieser Granodiorit tritt ebenfalls in den Dünnschliffen aus 223 m (ohne Bild) und 241 m (Abbildung 4.15: A, B) auf. Außerdem befindet sich in dem Dünnschliff aus 211 m Teufe ein Bruchstück, das hauptsächlich aus Biotit und Quarz besteht, die in einem porphyrisches Gefüge sowohl als Einsprenglinge als auch in der feinkörnigen Matrix auftreten (Abbildung 4.14: C, D). Es handelt sich um einen Biotit-Schiefer mit einem ausgeprägten laminierten Schieferungsgefüge.

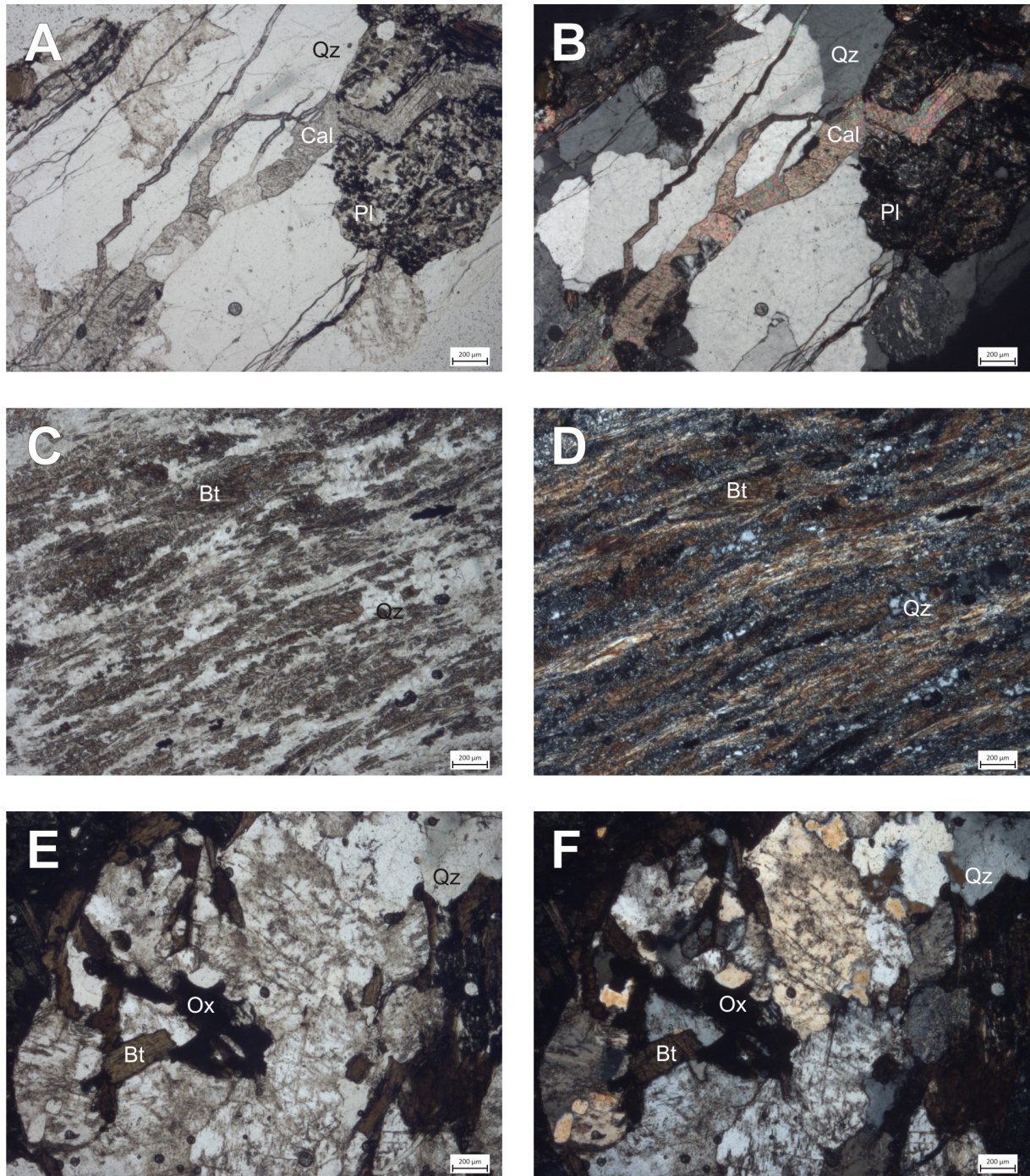


Abbildung 4.14 Mikroskopieaufnahmen des rosa Clusters O5 von Proben aus der Teufe 211 m (A bis D) und 223 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Calcitader (Cal), Biotit (Bt) und Oxide (Ox).

In 223 m ist in den Abbildung 4.14 E und F ein alterierter Biotit-Gneis zu erkennen, der neben Quarz (hell), alterierter Plagioklas und Biotit (braun) als Hauptgemengeanteile auch opake Oxidminerale aufweist.

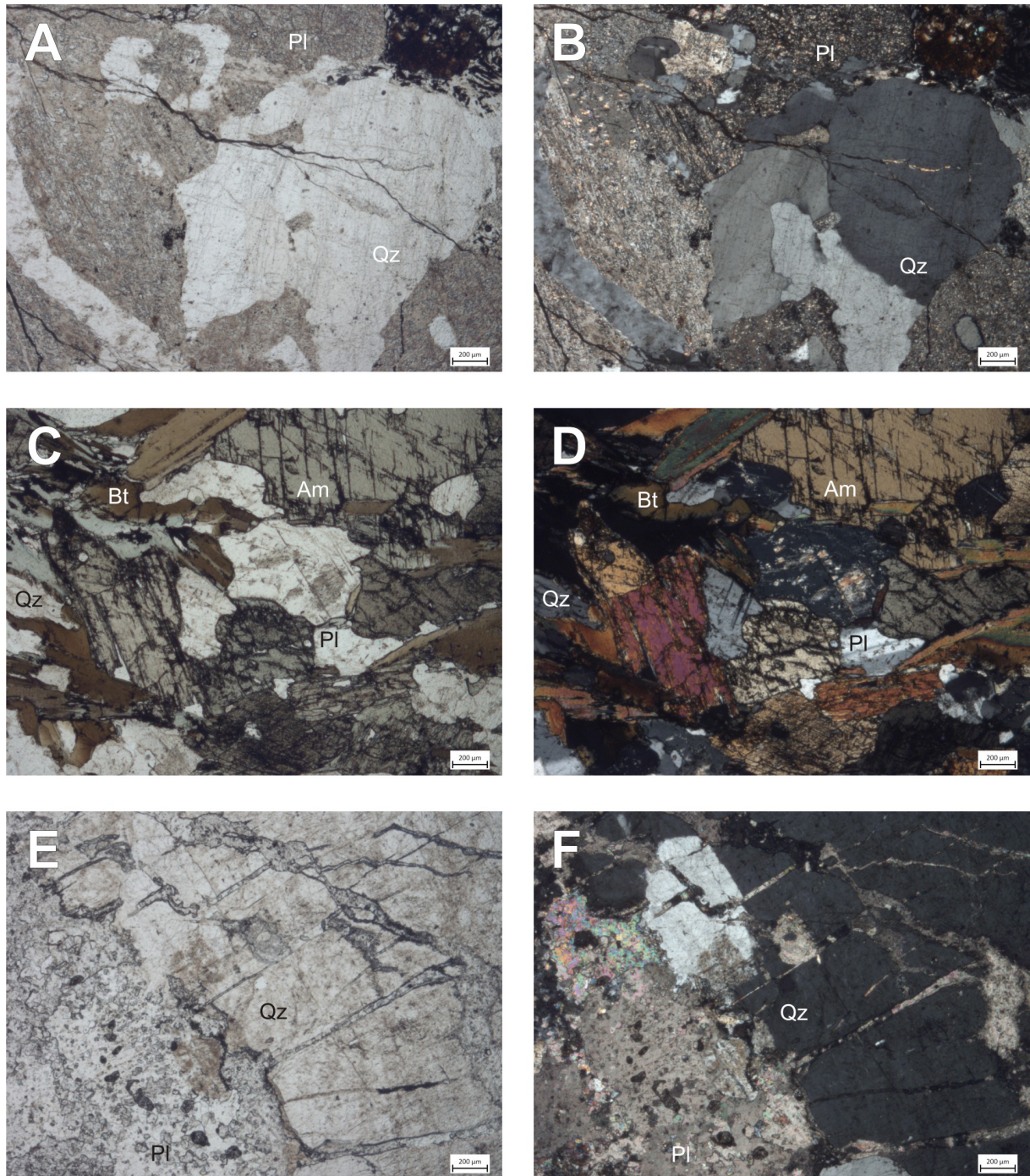


Abbildung 4.15 Mikroskopieaufnahmen des rosa Clusters O5 und des gelben Clusters U6 von Proben aus der Teufe 241 m (A, B), 250 m (C, D) und 301 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Amphibol (Am) und Biotit (Bt).

CLUSTER U1 (ROT)

Im Dünnschliff, der aus Bohrklein aus 750 m Teufe hergestellt wurde, sind Stücke eines Monzogranits, sowie Gneisstücke zu finden (Abbildung 4.16: A, B). Der Monzogranit enthält im Gegensatz zum Granit einen höheren Gemengeanteil an Plagioklasen, der dann etwa dem Anteil an Alkalifeldspat entspricht. Neben kleineren Gneisstücken ist auch ein Bruchstück

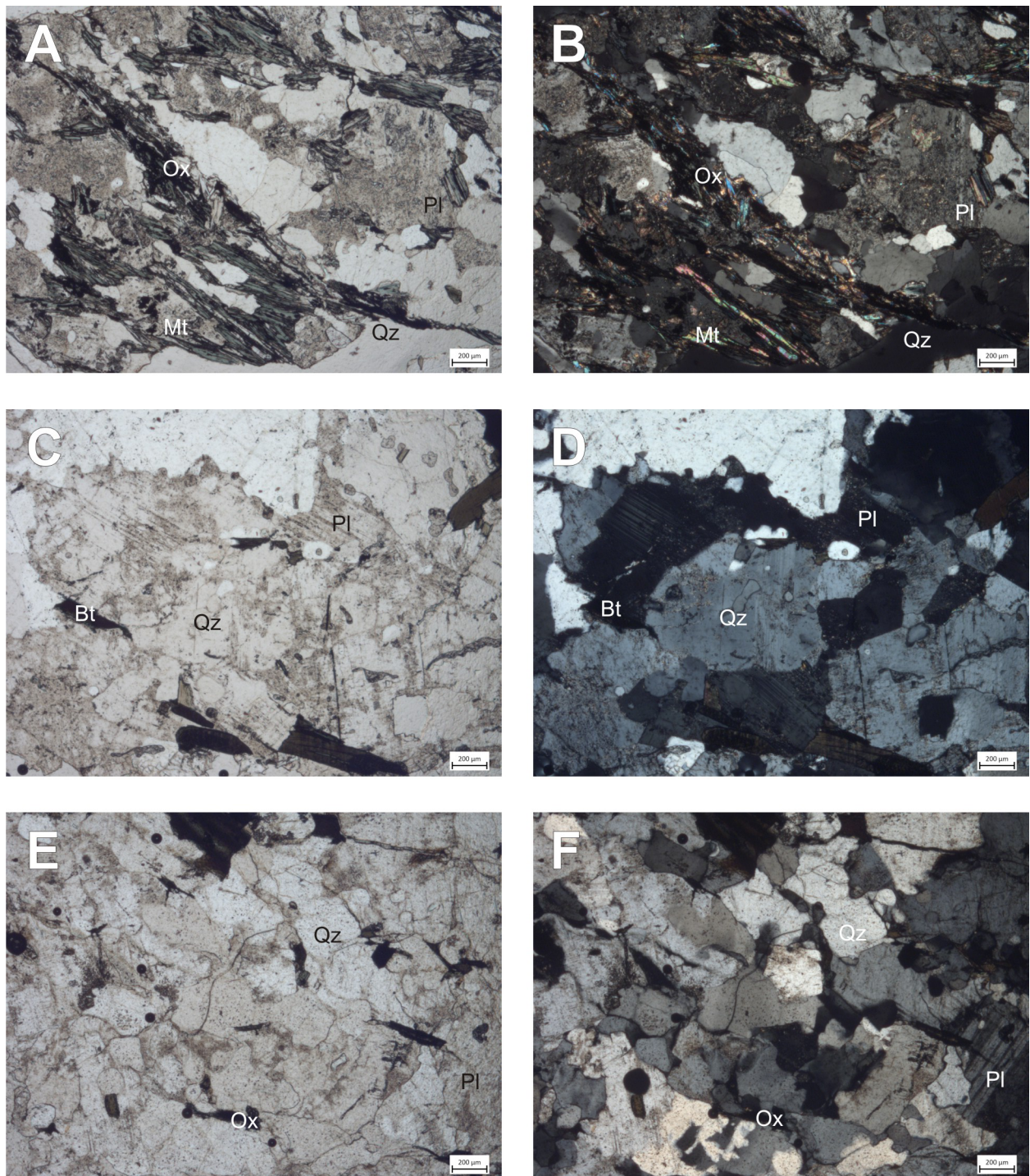


Abbildung 4.16 Mikroskopieaufnahmen des roten Clusters U1 von Proben aus der Teufe 750 m (A, B), 754 m (C, D) und 756 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Muscovit (Mt), Oxide (Ox) und Biotit (Bt).

dieses Monzagrants mit dem hohen Anteil an Plagioklas im Dünnschliff aus 754 m (Abbildung 4.16: C, D) enthalten. Im Dünnschliff aus 756 m (Abbildung 4.16: E, F) ist leukrater, sehr feinkörniger Gneis zu sehen, in dem Biotit metamorph zu grünen Chlorit zerfallen ist. Dieses helle Gestein wird als Leptinit bezeichnet und weist auch schwarze Oxidminerale und Granate auf.

CLUSTER U2 (GRÜN)

Bei dem Gestein, das im Dünnschliff aus 352 m Teufe zu sehen ist (Abbildung 4.12: E, F), handelt es sich ebenfalls um einen Biotit-Gneis, der jedoch nicht groß-, sondern mittelkörnig ist.

CLUSTER U3 (DUNKELBLAU)

Abbildung (Abbildung 4.10) zeigt Bohrklein aus 716 m Teufe und Mikroskopieaufnahmen sind in den Abbildung 4.17 bis Abbildung 4.21 dargestellt.

Der Dünnschliff aus 404 m Teufe beinhaltet Schiefer- und Gneisbruchstücke. In Abbildung 4.17 A und B ist ein mittelkörniger Hornblende-Biotit-Gneis zu sehen, der in heterogenen Lagen Hornblende und Biotit aufweist. In 509 m ist ebenfalls ein im Dünnschliff zu erkennen (Abbildung 4.17: C bis F). C und D zeigen ein mittelkörniges Bruchstück, das sehr viele Oxidminerale aufweist. E und F zeigen einen grobkörnigen Hornblende-Biotit-Gneis.

Ein stark verformter Quarzit mit alterierten Stücken eines Gabbros (weist viel Klinopyroxen auf) ist im Dünnschliff aus dem Kernstück in 613,55 m Teufe zu erkennen (Abbildung 4.18: A, B). Hier handelt es sich um alterierte Reste eines Gabbros in einem langgestreckten Quarzitgang. In den Dünnschliffen des Bohrkleins aus 688 (mit viel Oxidmineralen in Abbildung 4.18: C bis F), 695 (Abbildung 4.19: A, B), 696 (ohne Bild) und 715 (mit viel Oxidmineralen in Abbildung 4.19: E, F), 717 (Abbildung 4.20: E, F) und 725 m Teufe (Abbildung 4.21: A, B) sind granatführende Biotit-Gneise vorhanden. In den Dünnschliffen der Bohrkleinproben aus 716 (grobkörniger Gneis; Abbildung 4.20: A, B) und 733 m Teufe (mittelkörniger Gneis; Abbildung 4.21: C, D) wurden in den Biotit-Gneisen keine Granate erkannt. Außerdem befinden sich Bruchstücke von einem hellen, leicht verformten Aplit (Abbildung 4.21: E, F) und von einem Rhyolith mit typischer feinkörniger Matrix und Einsprenglingen in dem Dünnschliff aus 733 m Teufe. Oxidminerale treten in Dünnschliffen von Bohrkleinproben aus 688, 696, 715, 717, 725 und 733 m Teufe auf.

Metapelite sind in den Dünnschliffen aus den Bohrkleinproben aus 696 (Abbildung 4.19: C, D), 715 (kein Bild), und 716 m Teufe (Abbildung 4.20: C, D) vorhanden. In den rötlichen Metapeliten treten Granat und Sillimanit auf.

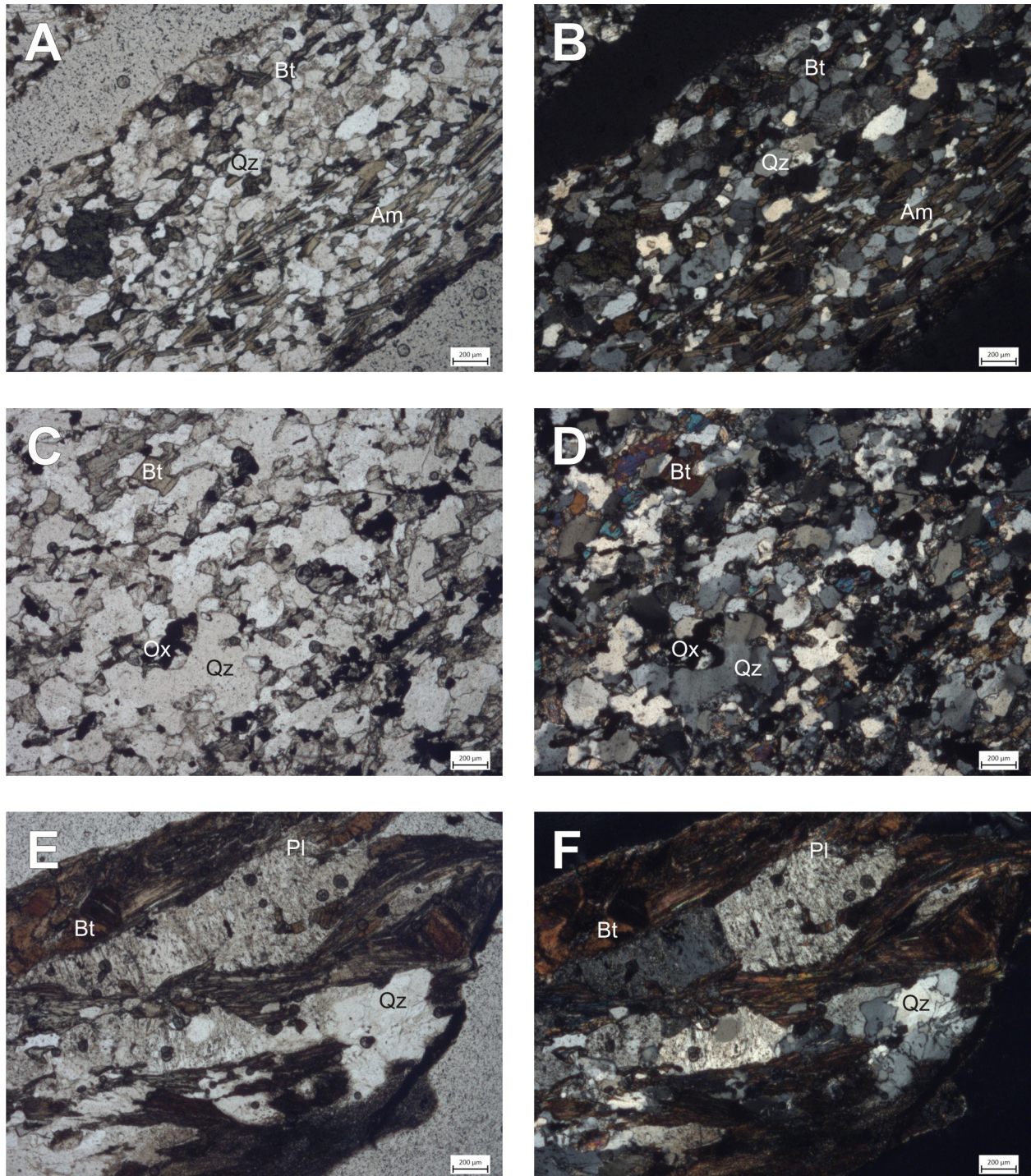


Abbildung 4.17 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 und des hellblauen Clusters U4 von Proben aus der Teufe 404 m (A, B) und 509 m (C bis F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Amphibol (Am), Biotit (Bt) und Oxide (Ox).

CLUSTER U4 (HELLBLAU)

Cluster U4 weist vergleichbare Parameter wie Cluster U3 auf, einzig die Suszeptibilität ist deutlich erhöht (Abbildung 4.1). Die Biotit-Gneise weisen teilweise einen hohen Anteil an

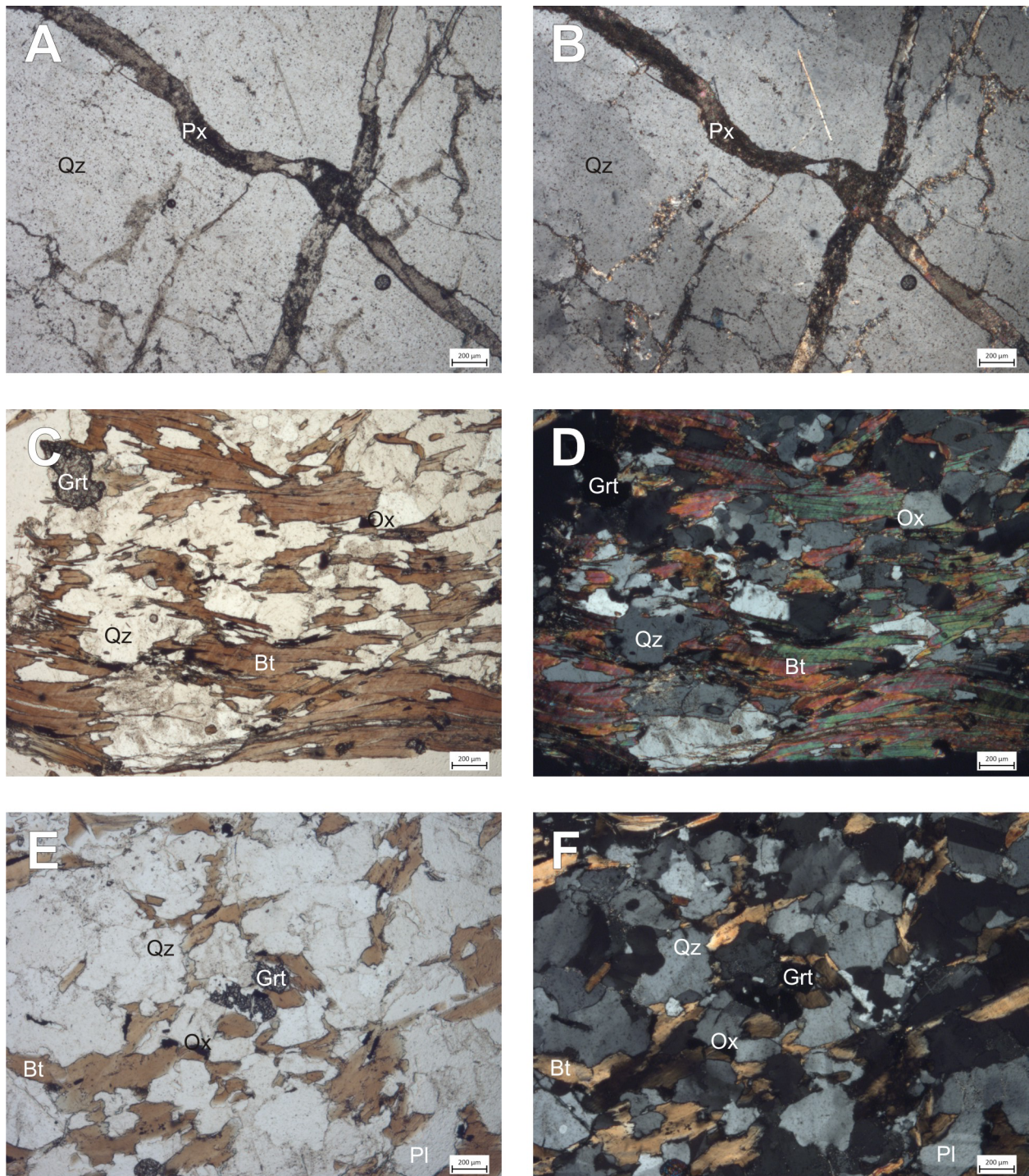


Abbildung 4.18 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 613,55 m (A, B) und 688 m (C bis F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Pyroxenadern (Px), Plagioklas (Pl), Biotit (Bt), Granate (Grt) und Oxide (Ox).

Oxidmineralen auf, was in dem Dünnschliffen der Bohrkleinprobe aus 509 m Teufe (Abbildung 4.17: C, D) zu sehen ist.

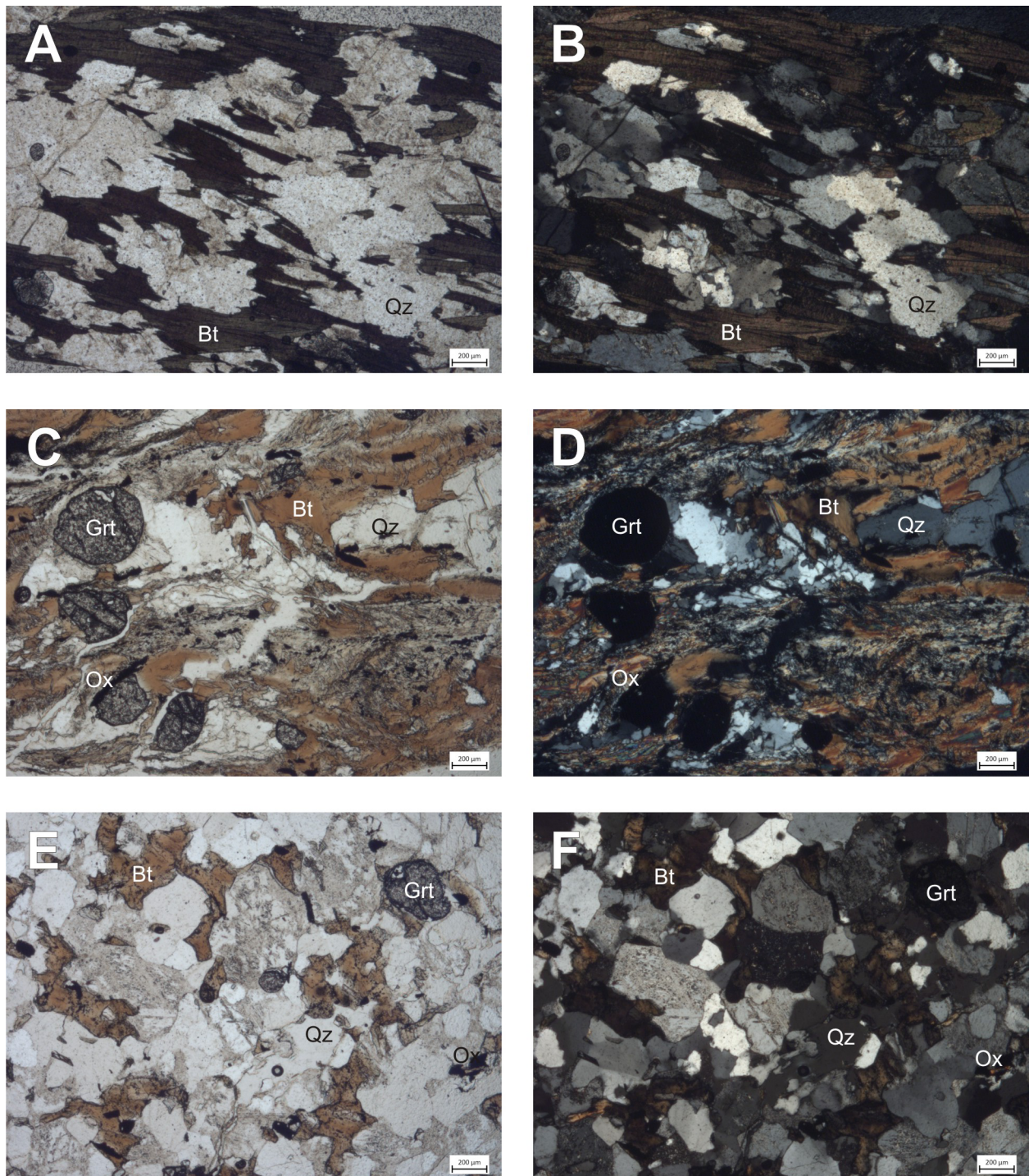


Abbildung 4.19 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 695 m (A, B), 696 m (C, D) und 715 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Biotit (Bt), Granate (Grt) und Oxide (Ox).

CLUSTER U5 (ROSA)

In Abbildung 4.22 (A, B) ist eine Mikroskopieaufnahme des Rhyoliths aus 664 m mit der typischen porphyrischen Gefüge mit einer feinkristallinen Grundmasse aus Quarz, Plagioklas und Biotit und großen Mineralen aus Quarz und Plagioklas als Einsprenglinge.

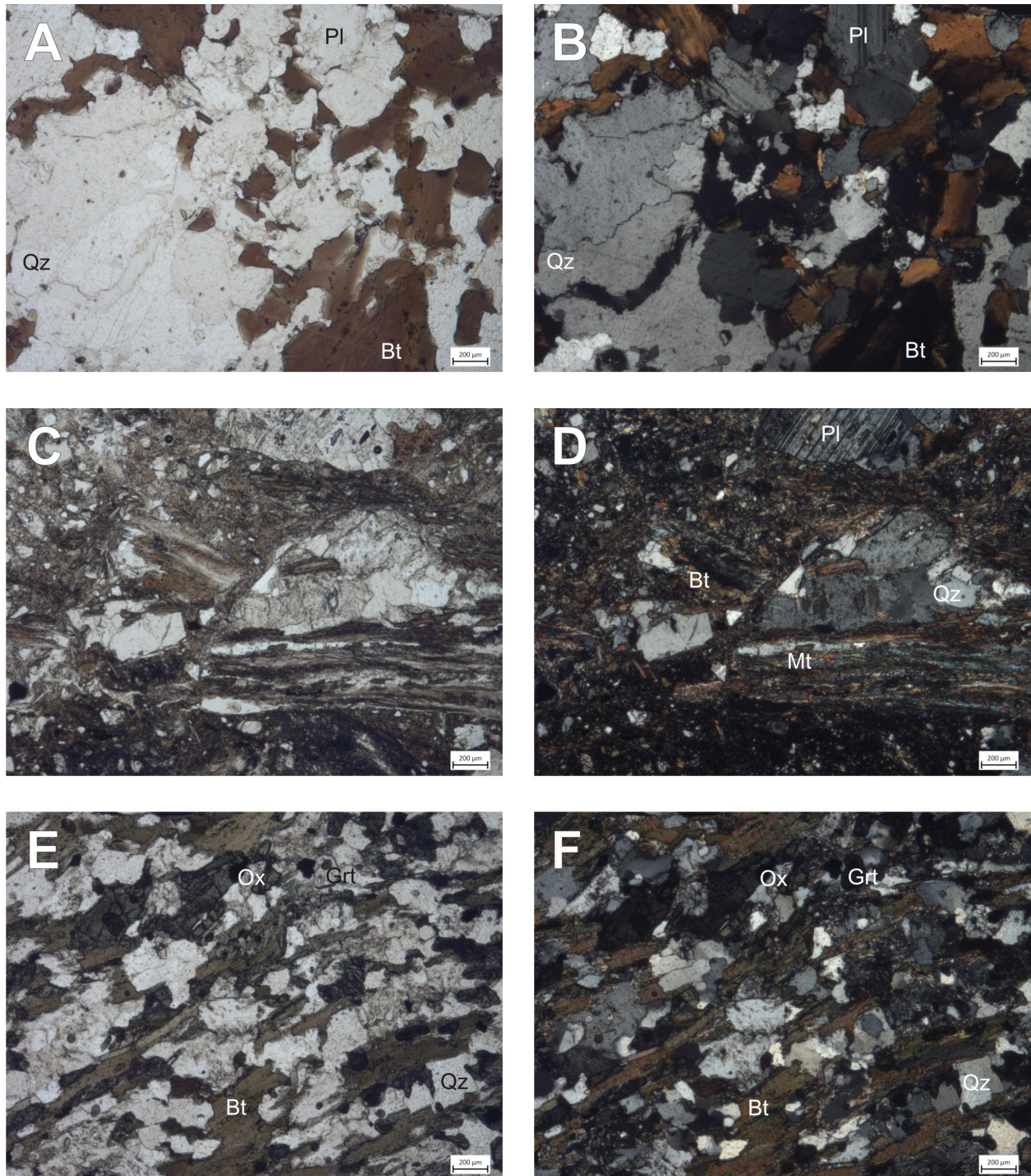


Abbildung 4.20 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 716 m (A bis D) und 717 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Biotit (Bt), Muscovit (Mt), Granate (Grt) und Oxide (Ox).

Die Mikroskopieaufnahmen aus 731 und 732 m Teufe (Abbildung 4.22: C bis F) zeigen ebenfalls einen Vulkaniten mit einem porphyrischem Gefüge, der aus Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas und Biotit in einer dunklen, feinkristallinen, zum Teil oxidierten Grundmasse besteht.

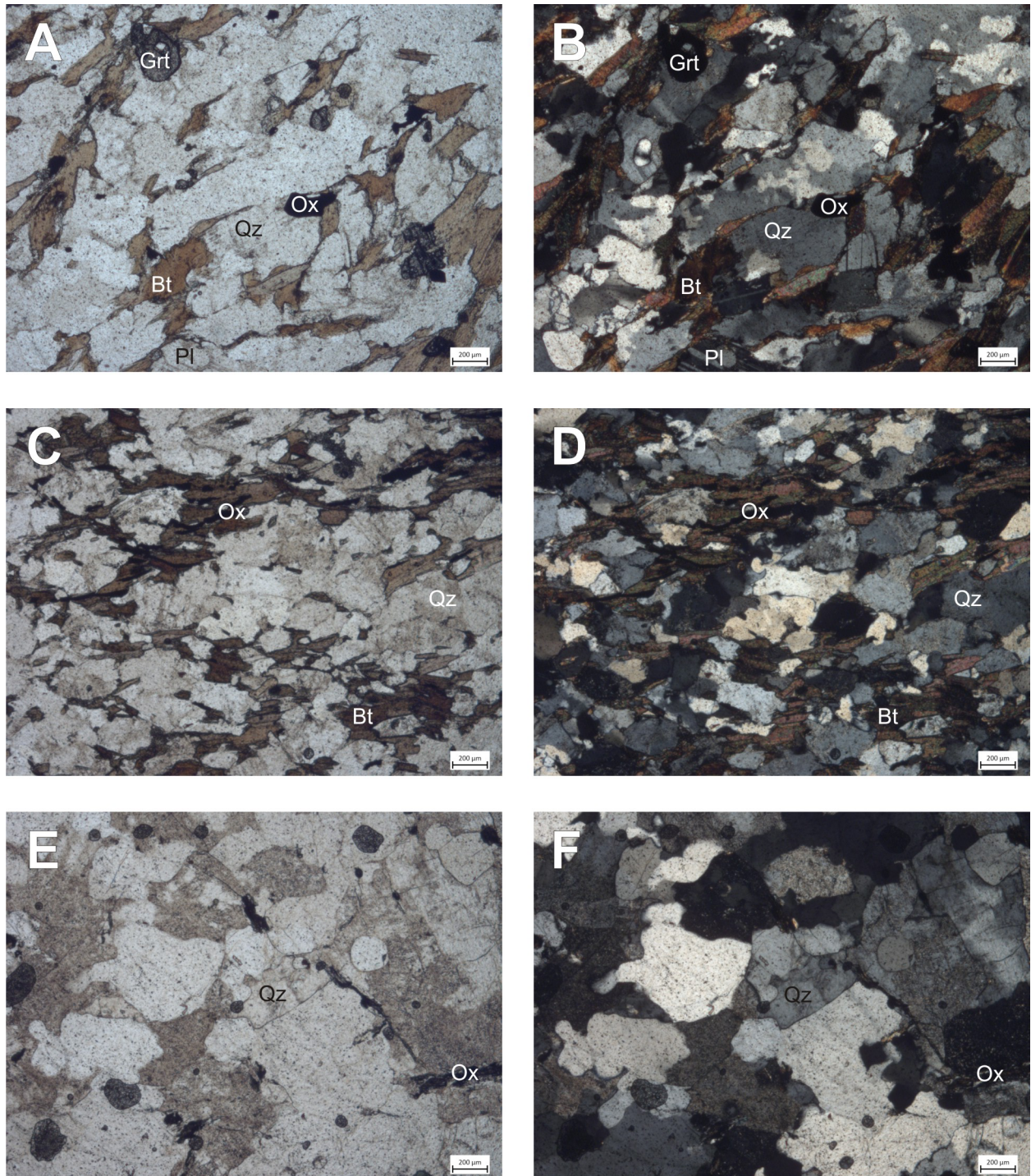


Abbildung 4.21 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 725 m (A, B) und 733 m (C bis F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Biotit (Bt), Granate (Grt) und Oxide (Ox).

CLUSTER U6 (GELB)

Das Gestein des Dünnschliffs aus 250 m Teufe (Abbildung 4.15: C, D) ist ein alterierter Hornblende-Biotit-Gneis, der Quarz, Feldspat, Amphibol (hohes Relief) und Biotit (braun) als Hauptgemengenteile hat.

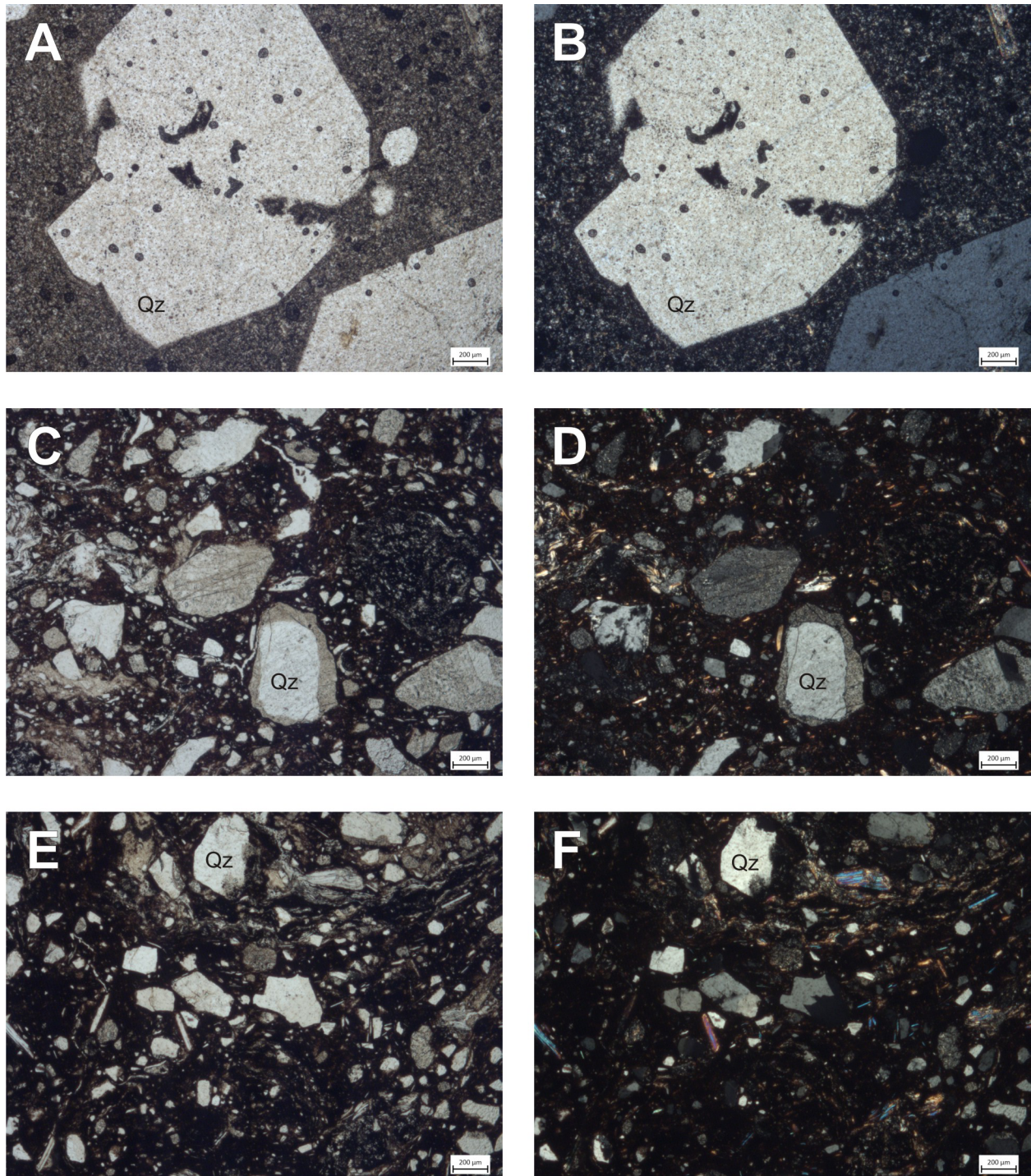


Abbildung 4.22 Mikroskopieaufnahmen des rosa Clusters U5 von Proben aus der Teufe 664 m (A, B), 731 m (C, D) und 732 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz).

Außerdem befinden sich Bruchstücke eines Granodiorits in diesem Dünnschliff (ohne Bild), der auch in 301 m (Abbildung 4.15: E, F) Teufe auftritt.

4.4 VERGLEICH DER CLUSTERANALYSE MIT DER LITHOLOGIE

Die Ergebnisse der Clusteranalyse mit der Clusteranzahl von fünf (oberer Abschnitt) und sechs (unterer Abschnitt) werden mit der lithologischen Sequenz der Heubachbohrung von Kött et al. (2014) verglichen (Abbildung 4.23). Betrachtet werden im Wesentlichen die Abgrenzungen der Schichten.

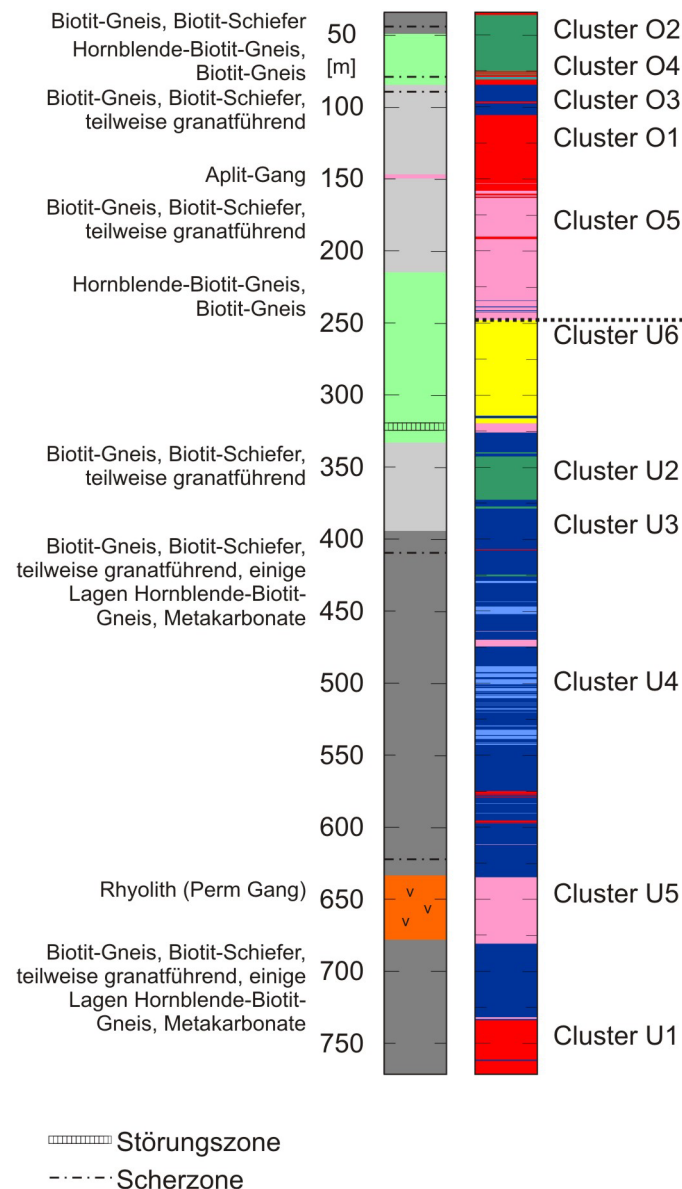


Abbildung 4.23 Lithologische Sequenz der Geothermiebohrung Heubach (nach Kött et al. 2014) im Vergleich mit den Ergebnissen der Clusteranalyse im Form von Elektrologs. Die Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts sind durch eine gestrichelte Linie getrennt und ihre Farben haben keine inhaltliche Verknüpfung.

Die Lithologie zeigt, dass bis in eine Teufe von 49 m Biotit-Gneis oder Biotit-Schiefer (dunkelgrau) ansteht. Diese Grenze ist im Elektrolog nicht vorhanden. Aber in einer Teufe zwischen 36 und 77 m befindet sich eine Schicht (Cluster O2; grün), in der ebenfalls Biotit-

Gneis in den Dünnschliffen vorhanden ist (Abbildung 4.13: A bis D). Im Liegenden befindet sich laut der Lithologie bis in 85 m Hornblende-Biotit-Gneis und ebenfalls Biotit-Gneis (mintgrün). Eine vergleichbare Einheit ist im Elektrolog nicht zu erkennen. Dort folgt dem grünen Cluster O2 das rote Cluster O1, das sich bis in 158 m Teufe erstreckt und nur in 80 m durch ein hellblaues Cluster O4 und in den Teufen 84,5 – 96 m sowie 97,5 – 106 m durch ein dunkelblaues Cluster O3 unterbrochen wird. Die Dünnschliffe des roten Clusters O1 enthalten Bruchstücke von Biotit-Gneis und Granodiorit (Abbildung 4.12) und die geophysikalischen Eigenschaften zeigen im Unterschied zum dunkelblauen Cluster O3 niedrigere Magnetisierbarkeit und einen höheren elektrischen Widerstand (Tabelle 4.1). In der Lithologie kann die hellblaue Schicht durch das Vorhandensein einer Scherzone in 79,5 m erklärt werden. Die weiteren Scherzonen aus der Lithologiesäule in 49 und 89 m sind jedoch nicht im Elektrolog zu erkennen.

In der Lithologie ist bis in 214,5 m Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer anstehend, der teilweise granatführend ist (hellgrau). Unterbrochen wird er lediglich in 146,5 m durch einen 3,5 m mächtigen Aplitgang (rosa). Bei der Betrachtung von fünf Clustern ist der Aplitgang nicht als eigenständiges Cluster abgegrenzt, erst bei der Betrachtung von 7 Clustern (Abbildung 4.4) sind in 135 – 137,5 m und in 139,5 – 143 m Teufe Cluster mit vergleichbarer Mächtigkeit und relativen Position gefunden worden. Bis zum Ende des oberen Abschnitts des Elektrologs steht das rosa Cluster O5 an. In den Dünnschliffen aus diesem Bereich wurden Granodiorit, Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis (Abbildung 4.14: A, B und D, F; Abbildung 4.15: A, B) erkannt. Die Unterbrechungen des rosa Clusters O5 durch gering mächtige Lagen des roten (O1 in 160, 162 und 191 m) und dunkelblauen Clusters (O3 in 239 und 241,5 m) sind in der Lithologie nicht beschrieben. Von 214,5 bis 333 m steht laut der lithologischen Sequenz nochmals der Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis (mintgrün) an mit einer Störungszone von 319,5 bis 323,5 m.

Der untere Abschnitt beginnt mit einem gelben Cluster U2, das sich bis in einer Teufe von 320 m erstreckt und lediglich in 315 m durch das dunkelblaue Cluster gestört wird und in den Dünnschliffen des gelben Clusters U6 wurden Granodiorit und Hornblende-Biotit-Gneis (Abbildung 4.15: C bis D) erkannt. Das rosa Cluster O5 und das gelbe Cluster U2 lassen sich dabei nicht direkt in ihren physikalischen Messgrößen vergleichen, die hier gezeigten Dünnschliffe deuten jedoch auf eine vergleichbare Lithologie in Einklang mit den Daten von Kött et al. (2014) hin. Im Elektrolog ist die Störungszone der Lithologie als rosa Cluster U5 in 320 bis 326 m erkennbar.

Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind (hellgrau), treten in der Lithologie von 333 bis 394 m auf. Mit einer geringeren Mächtigkeit von 343 bis 372 m Teufe tritt hier das grüne Cluster U2 auf, in dessen Dünnschliffe Biotit-Gneis erkannt worden ist. Umgeben wird es von dem dunkelblauen Cluster U3, das immer wieder von gering mächtigen anderen Clustern unterbrochen wird, aber bis in 734 m ansteht. Die Dünnschliffe des dunkelblauen Clusters U3 beinhalten Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend, Hornblende-Biotit-Gneis und Metapelite (Abbildung 4.17 bis Abbildung 4.21). In der

Lithologie sind Unterbrechungen einer Schicht durch einzelne Lagen nicht vorhanden. Jedoch ist ebenfalls eine Einheit für den unteren Abschnitt dominierend: der Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind, sowie einige Lagen Hornblende-Biotit-Gneis und Metakarbonate (dunkelgrau). In 409,5 m und 621,5 m befinden sich in der Lithologie weitere Scherzonen, von denen nur in 407,5 m ein rotes Cluster U1 aus der Analyse zugewiesen werden kann.

Mit einer Mächtigkeit von 45,5 m stellt die Lithologie in einer Teufe von 633 bis 678,5 m einen Rhyolith (orange) dar. Dieser ist im Elektrolog ebenso gut erkennbar. Das rosa Cluster U5 zeigt in der Teufe von 634,5 bis 681 m mit einer Mächtigkeit von 46,5 m eine Einheit, die mittels Dünnschliffe (Abbildung 4.22) als Rhyolith beschrieben werden kann. Das Elektrolog unterscheidet ab 734 m bis zur Endteufe noch einmal ein rotes Cluster U1, das wiederum nicht in der lithologischen Sequenz auftaucht. In den Dünnschliffen aus diesem Bereich ist Monzogranit (Abbildung 4.16: A bis D) zu erkennen, dies deckt sich mit deutlich erhöhten Calciumwerten in diesem Bereich.

4.5 ERSTELLEN DER CLUSTERLITHOLOGIE

Für die Erstellung der Clusterlithologie wird die bestehende lithologische Sequenz (Kött et al. 2014) mit den Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts zusammengeführt. Abbildung 4.24 zeigt diese Zusammenführung mit den bestehenden Dünnschliffansprachen (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013) und den Ansprachen von der eigenen Analyse.

Eindeutig ist die Zuordnung des rosa Clusters U5, das dem Rhyolith entspricht. Die enorme Mächtigkeit des Biotit-Gneis und Biotit-Schiefers (dunkelgrau) ist nur mit der des dunkelblauen Clusters U3 vergleichbar. Auch das grüne Cluster O2 gehört in diese Einheit. Hinzukommt das hellblaue Cluster U4, das besonders Magnetit-reiche Schichten des Biotit-Gneis charakterisiert. Um diese Eigenheit der Schicht mit in die Lithologie aufzunehmen, wurde die hellblaue Einheit nicht an die Lithologiefarbe angeglichen, sondern zusätzlich mit aufgenommen. Ebenfalls als eine Besonderheit dieser Schicht mit aufgenommen wurde das rote Cluster U1, das sich durch vermehrtes Auftreten an Monzograniten unterscheidet. Das grüne Cluster U2 und das rote Cluster O1 werden der hellgrauen Einheit des Biotit-Gneises und Biotit-Schiefers, der teilweise granatführend ist, zugewiesen.

Der Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis (mintgrün) wird noch ergänzt mit dem Auftreten von Granodiorit und deckt sich in der Teufenposition mit dem rosa Cluster O5 und dem gelben Cluster U6. Auch das grüne Cluster O2 hätte durch die ungefähre Teufenlage, die Mächtigkeit und die Ansprache des Bohrkleins als Hornblende-Biotit-Gneis die mintgrüne lithologische Einheit darstellen können. Da sich jedoch die geophysikalischen Eigenschaften der Cluster sehr unterscheiden, war es naheliegend das Cluster O2 als einige Lagen Hornblende-Biotit-Gneis in Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer (dunkelgrau) anzusprechen.

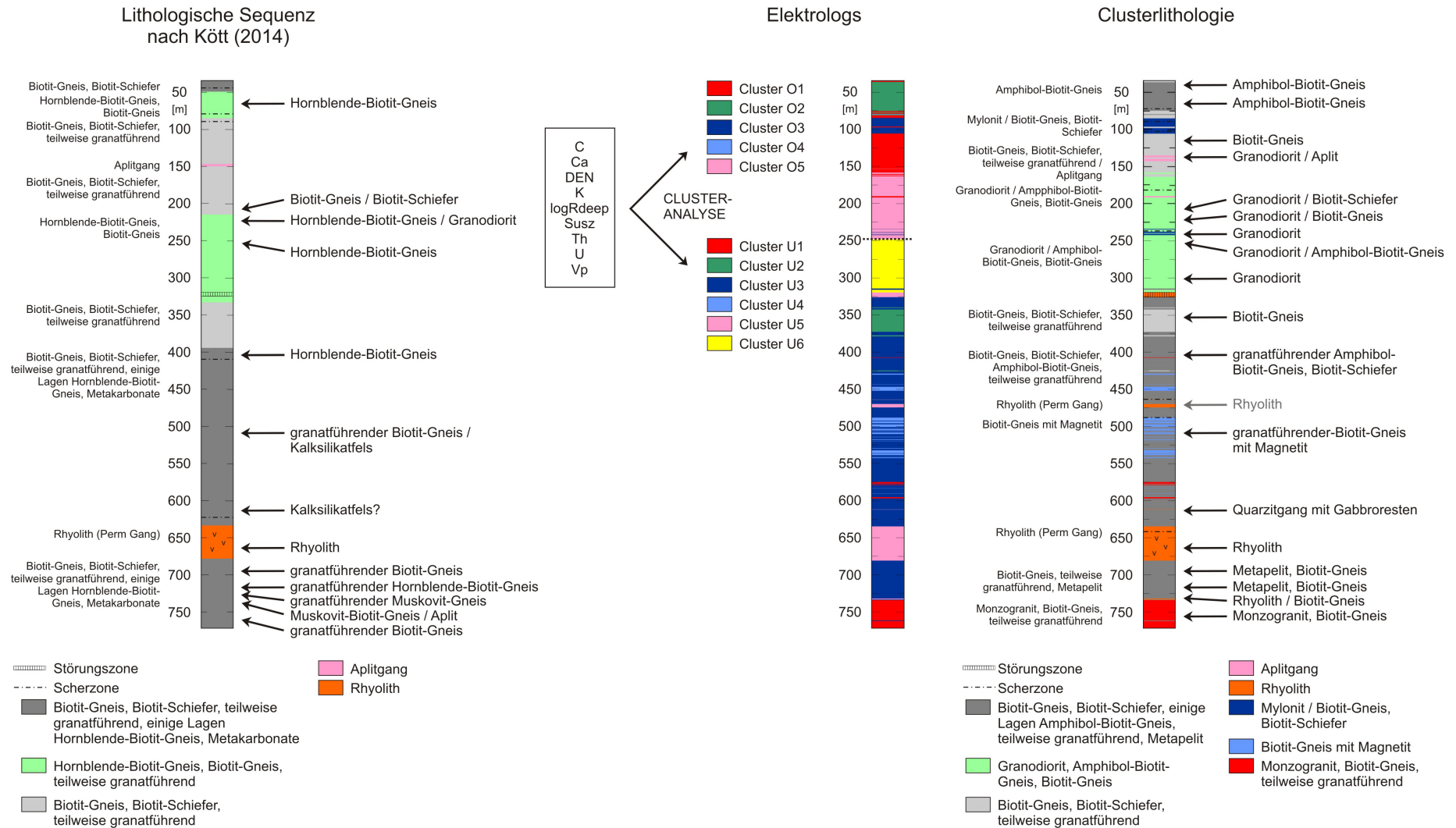


Abbildung 4.24 Zusammenstellung der lithologischen Sequenz (nach Kött et al. 2014) mit Dünnschliffansprache (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013), der Ergebnisse der Clusteranalyse in Form der Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts, und der Clusterlithologie mit Ansprache der Dünnschliffe von der eigenen Analyse.

Das dunkelblaue Cluster O3 wird auch zusätzlich aufgenommen, da es sich um Mylonit aus Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer handelt und so eine eigene Einheit darstellt. Das hellblaue Cluster O4 besitzt mit nur 0,8 m eine sehr geringe Mächtigkeit und da es um eine Scherzone handelt, wird es lediglich als eine solche mit aufgenommen.

4.6 LITHOLOGIE UND SCHICHTMÄCHTIGKEITEN

Bei der Betrachtung der Ergebnisse der Clusteranalyse, kann in den Elektrologs eine Trennung der lithologischen Einheiten mit aufsteigender Clusteranzahl erkannt werden (Abbildung 4.4). Die lithologischen Einheiten werden in der Reihenfolge ihres Auftretens in den Elektrologs mit ihren Mächtigkeiten (Tabelle 4.3) beschrieben.

Tabelle 4.3 Mächtigkeiten der Clusterlithologie getrennt in oberen und unteren Abschnitt

Cluster	Clusterlithologie	Mächtigkeit innerhalb der Abschnitte [%]	Mächtigkeit [m]
O1	Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend	28,9	61,6
O2	Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, Amphibol-Biotit-Gneis, teilweise granatführend, Metapelit	20	42,5
O3	Mylonit / Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer	10	21,2
O4	Scherzone	0,4	0,8
O5	Granodiorit, Amphibol-Biotit-Gneis, Biotit-Gneis	40,8	86,9
U1	Monzogranit, Biotit-Gneis, teilweise granatführend	7,6	39,8
U2	Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend	6,2	32,4
U3	Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, Amphibol-Biotit-Gneis, teilweise granatführend, Metapelit	53,1	278,5
U4	Biotit-Gneis mit Magnetit	8,1	42,5
U5	Rhyolith	11,6	60,6
U6	Granodiorit, Amphibol-Biotit-Gneis, Biotit-Gneis	13,4	70,2

Die erste Trennung der Cluster von einer Clusteranzahl eins zu zwei unterscheidet die Einheiten, die mit Granodiorit, Amphibol-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis (in der Clusterlithologie mintgrün) angesprochen wurden, von dem anderen Gestein. Im oberen Abschnitt hat diese Clusterfazies eine Gesamtmächtigkeit von 86.9 m und im unteren Abschnitt 70,2 m (Tabelle 4.3). Bei der Betrachtung von dem Elektrolog mit drei Clustern grenzt sich im oberen Abschnitt die geringmächtige Scherzone (0,8 m) ab,

während im unteren Abschnitt, der Rhyolith mit einer Gesamtmächtigkeit von 60,6 m auftritt. Bei der Clusteranzahl von vier grenzt sich im oberen Abschnitt der 21,2 m mächtige Mylonit / Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer und im unteren Abschnitt der 42,5 m mächtige Biotit-Gneis mit Magnetit ab. Im letzten Cluster des oberen Abschnitts wird Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind, mit einer Dicke von 61,6 m unterschieden. Auch im unteren Abschnitt grenzt sich diese Einheit mit einer Mächtigkeit von 32,4 m zusammen mit dem Monzogranit und Biotit-Gneis, die ebenso teilweise granatführend sind, mit einer Mächtigkeit von 39,8 m ab. Diese beiden Einheiten trennen sich bei der Clusteranzahl von sechs voneinander. Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, Amphibol-Biotit-Gneis, die teilweise granatführend sind, und Metapelit bilden das dominierende Hauptgestein mit einer Dicke von 42,5 für den oberen und 278,5 m für den unteren Abschnitt.

5 DISKUSSION

Das Ziel der Untersuchungen dieser Arbeit ist eine Charakterisierung der lithologischen Sequenz, die bei der Geothermiebohrung Heubach durchteuft worden ist, mithilfe geophysikalischer Bohrlochmessungen und petrophysikalischen Eigenschaften. Die Ergebnisse der geophysikalischen Bohrlochmessungen, die mithilfe einer Clusteranalyse bearbeiteten worden sind, wurden unter Betrachtung einer mineralogischen Analyse mit der bestehenden lithologischen Klassifikation verglichen und erlauben eine Einschätzung der genauen Lage der Schichtgrenzen.

5.1 CLUSTERANALYSE

Die Abgrenzungen der Schichten, die sich aus der Clusteranalyse ergeben und auf der lithologischen Klassifikation von Frau Kött basieren, müssen als endgültig angesehen werden. Die Abweichungen von den stratigrafischen Grenzen können subjektive visuelle Beschreibungen und Ungenauigkeiten in der exakten Teufenzuteilung der Probe zugeschrieben werden. Im Vergleich zur Lithologie von Kött et al. (2014) wurde eine höhere und deshalb verbesserte Schichtenauflösung mithilfe der Clusteranalyse erreicht.

INPUT-PARAMETER

Einige Sonden reagieren sensibel auf Änderungen des Bohrlochdurchmessers (Abbildung Kaliber/Daten). Um eine solche Beeinflussung auszuschließen, wurden die Daten, die für die Clusteranalyse ausgewählt worden sind, bei 248 m in zwei Abschnitte geteilt und getrennt eine Clusteranalyse durchgeführt. Eventuell hätte eine Kaliberkorrektur, die auf die anderen Messungen angewandt wird, eine solche Trennung überflüssig gemacht. Dadurch wären vielleicht auch Cluster, die sich aufgrund regionaler Scherzonen ausgebildet haben, eindeutiger einem Cluster zugewiesen worden. Dies wurde jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt, da nicht für alle Sonden Algorithmen für die Kaliberkorrektur existieren, weswegen Scherzonen gegebenenfalls als eigenständige Cluster identifiziert wurden.

Einige Input-Parameter weisen Datenlücken auf. Obwohl ein durch die Datenlücken begründeter Clusterwechsel in den Elektrologs ausgeschlossen worden ist, besteht die Möglichkeit, dass Cluster durch die fehlenden Daten nicht berechnet worden sind. So kann es passieren, dass stratigrafische Einheiten, die sich zum Beispiel nur durch einen sehr hohen Calciumgehalt vom umgebenden Gestein unterscheiden in einer Teufe, in

denen die Ca-Daten nicht aufgezeichnet worden sind, verpasst worden. Als Input-Parameter wurden alle verfügbaren Daten ausgewählt und nur einige nicht mit einbezogen um eine Überbewertung auszuschließen (wie beispielsweise Summen-Gamma-Ray). Je nach Wahl der Input-Parameter führt es wahrscheinlich zu kleinen oder auch größeren Abweichungen der Cluster im Elektrolog. Dies kann in weiterführenden Arbeiten untersucht werden.

CLUSTERANZAHL UND ERKLÄRBARKEIT

Die Arbeit basiert im Kern auf fünf Clustern für den oberen Abschnitt und sechs Clustern für den unteren Abschnitt. Die Lithologie von Kött et al. (2014) unterscheidet für beide Abschnitte 4 unterschiedliche stratigrafische Einheiten (Abbildung 4.24). Bei der Wahl von nur je vier Clustern, wäre die Erklärbarkeit leicht verschlechtert worden. Im oberen Abschnitt wäre sie von 68 % auf 64 % gesunken (Abbildung 4.5) und im unteren Abschnitt sogar von 58 % auf 41 % (Abbildung 4.6). Die Ergebnisse in den Elektrologs wären weitgehend gleich gewesen, da viele der stratigrafischen Grenzen auch bei dieser Clusteranzahl bereits vorhanden waren (Abbildung 4.4). Im oberen Abschnitt ist lediglich das bei der Clusteranzahl von fünf differenzierte Cluster O1 und O2 gemeinsam in einem Cluster. Da diese aber unterschiedliche lithologische Einheiten präsentieren, ist es notwendig sie getrennt voneinander zu interpretieren. Im unteren Abschnitt fehlen bei einer Clusteranzahl von vier die Cluster U1 und U2. Das Cluster U1 teilt den untersten Abschnitt ab 734 m von dem überliegenden Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer. In den Proben, die hier vorlagen, konnte ein Vorhandensein von Monzogranit neben den typischen Biotit-Gneisen nachgewiesen werden. Ob das eine weitere Unterteilung der Lithologie nötig macht, müssten weitere Untersuchungen zeigen. Das Cluster U2 jedoch ist nötig, da es – wenn auch in einer geringeren Mächtigkeit – der lithologischen Einheit des Biotit-Gneises, Biotit-Schiefers, welcher teilweise granatführend ist, entspricht.

Die Wahl einer höheren Clusteranzahl ist nicht zweckdienlich, da es die Aufgabe war die lithologischen Grenzen genauer zu bestimmen und mit einer weiteren Unterteilung der Cluster nur mehr Details hinzukommen. Mit den hier ausgewählten Clusteranzahlen von fünf (oben) und sechs (unten) wurden fast alle Grenzen der lithologischen Einheiten abgebildet. Lediglich der Aplitgang in 146,5 m Teufe wurde nicht bei der Betrachtung von fünf Clustern (oberer Abschnitt) als eigenständiges Cluster identifiziert. Erst bei sieben Clustern (Abbildung 4.4) sind in 135 – 137,5 m und in 139,5 - 143 m Teufe Cluster mit vergleichbarer Mächtigkeit und relativen Position, die dem Aplitgang entsprechen könnten, zu sehen. Eine Messung von C und Ca in diesen Bereichen hätte gegebenenfalls zu einem eigenständigen Cluster bei niedrigerer Clusteranzahl führen

können. Unter Betrachtung des Elektrologs mit sieben Elektrofazies-Gruppen wurde der Aplit mit in die Clusterlithologie aufgenommen.

5.2 CLUSTERLITHOLOGIE

Im Folgenden werden die Modifikationen der lithologischen Sequenz nach Kött et al. (2014) bei der Erstellung der Clusterlithologie diskutiert. Dabei handelt es sich zunächst um Abweichungen bei der Ansprache der Gesteine als Modifikation der Legende. Des Weiteren ergänzen drei neue Lithologien die bestehende Lithologie, obwohl auch eine lithologische Einheit nicht mehr auftritt. Außerdem wurde eine Elektrofazies nicht mit in die Clusterlithologie aufgenommen. Teilweise befinden sich die Schichtgrenzen in anderen Teufen, was die Mächtigkeiten der lithologischen Einheiten beeinflusst.

ERWEITERUNG UND MODIFIKATION DER LITHOLOGISCHEN LEGENDE

Die dunkelgraue Einheit wurde in der lithologischen Sequenz als „Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend, einige Lagen Hornblende-Biotit-Gneis, Metakarbonate“ angesprochen (Abbildung 5.1). Anders als in der Lithologie von Kött et al. (2014) wurde in der Beschreibung der Clusterlithologie zusätzlich Metapelit aufgenommen, da diese metamorph überprägten Tonsteine besonders unterhalb des Rhyoliths auftreten (Abbildung 4.19: C, D und Abbildung 4.20: C, D). Dennoch bilden diese Gesteine bei einer Clusteranzahl von sechs keine eigene Clusterfazies. Ab einer Clusteranzahl von sieben entsteht eine weitere Schichtgrenze in 703 m durch Clustertrennung (Abbildung 4.4). Metapelite wurden sowohl oberhalb als auch unterhalb dieser Schichtgrenze in Dünnschliffen von Bohrkleinproben aus 696 bis 716 m Teufe gefunden. Im Rahmen dieser Arbeit kann nicht geklärt werden, ob das Auftreten von Metapelit Grund für die Schichtgrenze ist und, falls der Metapelit der Auslöser sein sollte, welchem Cluster er zuzuordnen wäre.

Außerdem wurde die Legende der mintgrünen Einheit, die in der lithologischen Sequenz (Kött et al. 2014) als Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis angesprochen wird, modifiziert (Abbildung 5.1). In die Beschreibung der Clusterlithologie wurde zusätzlich Granodiorit mit aufgenommen, da dieses plutonische Gestein in der gesamten lithologischen Einheit auftritt (Abbildung 4.19 und Abbildung 4.20).

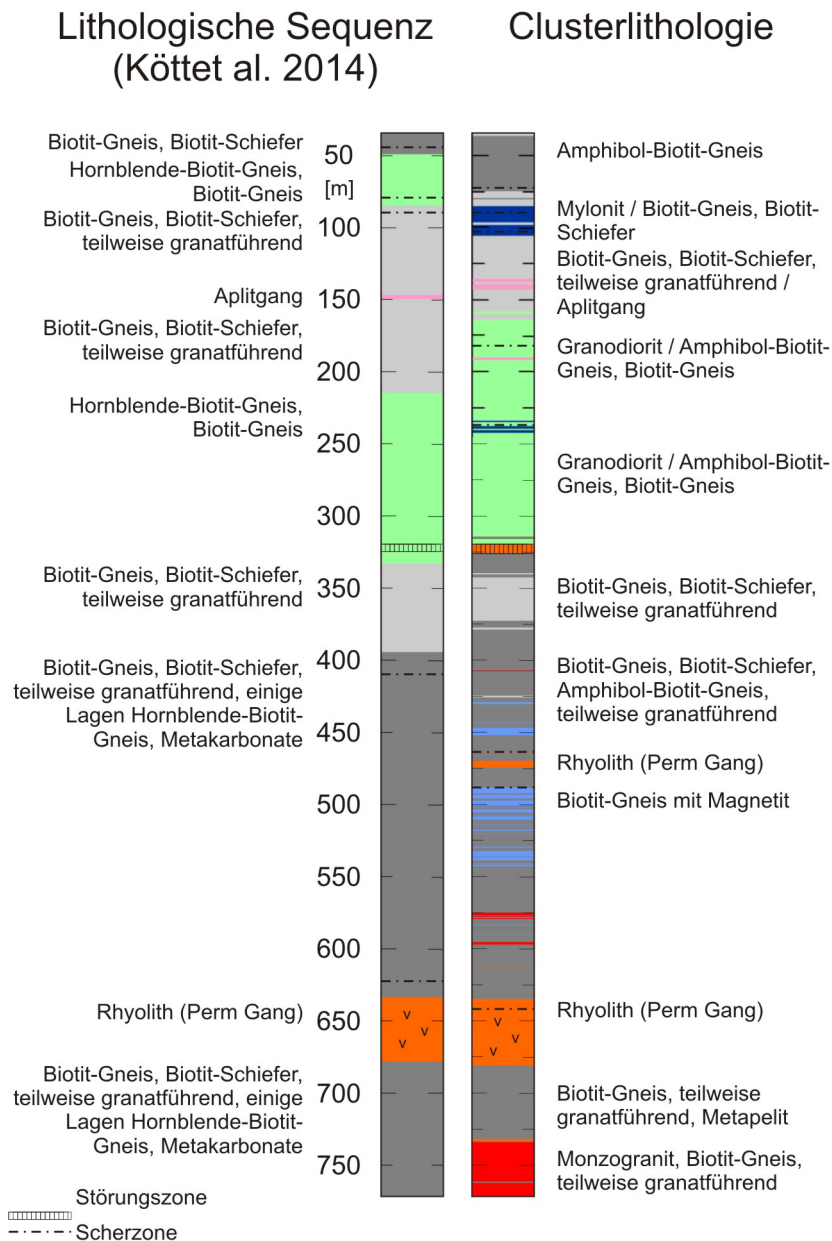


Abbildung 5.1 Lithologische Sequenz (nach Kött et al. 2014) im Vergleich zur Clusterlithologie.

ABWEICHUNGEN DER LITHOLOGISCHEN EINHEITEN

Nach der Übersetzung der Elektrologs in die Clusterlithologie fällt auf, dass drei neue lithologische Einheiten dazugekommen sind (Abbildung 5.1). Hierbei handelt es sich um kleine Variationen von bereits bestehen Einheiten, die jedoch durch die Clusteranalyse von den ursprünglichen Einheiten differenziert dargestellt wurden. Es handelt sich um „Mylonit / Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer“, „Biotit-Gneis mit Magnetit“ und „Monzogranit, Biotit-Gneis, teilweise granatführend“. Auch der Aplitgang aus der lithologischen Sequenz von Kött et al. (2014) wurde in der Clusterlithologie

aufgenommen, obwohl er erst ab einer Clusteranzahl von sieben im Elektrolog auftritt. Außerdem wurde das Cluster O4 nicht mit in die Clusterlithologie übernommen, da es sich um eine Störzone handelt und durch die geringe Mächtigkeit eine Ansprache der Lithologie nicht möglich ist.

Mylonit / Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer

Diese dunkelblaue Einheit wurde in der Clusterlithologie neu eingefügt, da sich dieser Bereiche von 84,5 bis 106 m klar in der Clusteranalyse abgrenzt (Abbildung 5.1). Obwohl laut der Ansprache von Frau Kött (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013) in der Teufe von 84,5 bis 106 m Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer anstehen, ist es hier zu einer Erweiterung des Bohrlochdurchmessers gekommen, da dort Mylonit auftritt. Dies führt zu niedrigen Werten im mittleren Widerstand und in der mittleren Dichte (Abbildung 4.3) und somit zur Bildung eines eigenen Clusters. Da bei weiterem Anstehen von Biotit-Gneis vergleichbare Gesteinseigenschaften zu erwarten gewesen wäre, ist es wahrscheinlich zu einer Änderung der Gesteinseigenschaften gekommen. Die geophysikalischen Daten sind aber auf Grund des erhöhten Bohrlochdurchmessers nicht direkt mit den anderen Daten vergleichbar. Die Dünnschliffe, die Frau Kött untersucht hat, wurden nicht erneut eingesehen, jedoch ist eine Veränderung des Gesteins als Ursache für die Scherzone möglich, müsste aber im Weiteren untersucht werden. Scherzonen treten in der lithologischen Sequenz häufiger auf und sind wahrscheinlich in Zuge der erneuten Heraushebung vor etwa 322 ± 10 Ma entstanden (Tabelle 2.1).

Biotit-Gneis mit Magnetit

Bei der hellblauen Einheit handelt sich um eine weitere lithologische Fazies, die der Clusterlithologie hinzugefügt worden ist und die Lithologie von Kött et al. (2014) erweitert (Abbildung 5.1). Es handelt sich um Biotit-Gneise, die sich weitgehend in den geophysikalischen Daten nicht von der umgebenden dunkelgrauen Lithologie unterscheiden (Tabelle 4.2). Nur in der Suszeptibilität weisen die Schichten der hellblauen Lithologie mit $19,8 \cdot 10^{-4}$ SI im Mittel sehr viel höhere Werte auf als die dunkelgraue Lithologie (mit durchschnittlich $3 \cdot 10^{-4}$ SI) und wird somit durch die Clusteranalyse klar abgegrenzt. In den Dünnschliffproben von Bohrklein beider lithologischen Einheiten treten eine Vielzahl an opaken Oxidmineralen auf. Vermutlich ist die Anzahl dieser Oxidminerale in den Schichten der hellblauen Einheit (Abbildung 5.2) höher als in den Schichten der dunkelgrauen Einheit.

Da diese Oxide wahrscheinlich aus einer Verbindung von Sauerstoff und Metallen bestehen, kommt es zu einer Erhöhung der Magnetisierbarkeit, was in den Logs mit Ausschlägen der Suszeptibilität zu sehen ist. Genau im Bereich dieser Ausschläge

wurden bei der Clusteranalyse die Teufenbereiche der hellblauen und dunkelgrauen Fazies unterschieden (Abbildung 5.2). Da Magnetit in großen Mengen durch sekundäre Prozesse entsteht, kann angenommen werden, dass die Gesteine der hellblauen Lithologie von sekundären Prozessen überprägt sind, und sich dadurch von dem primären Gestein der dunkelgrauen Einheit unterscheiden. Da es sich hier jedoch um viele geringmächtige Lagen handelt und Magnetit in beiden Einheiten auftritt, vermute ich, dass es sich um das gleiche Gesteine handelt, das sekundär überprägt ist, und sich Magnetite lediglich in den Gesteinsschichten der hellblauen Lithologie mehr anhäuft.

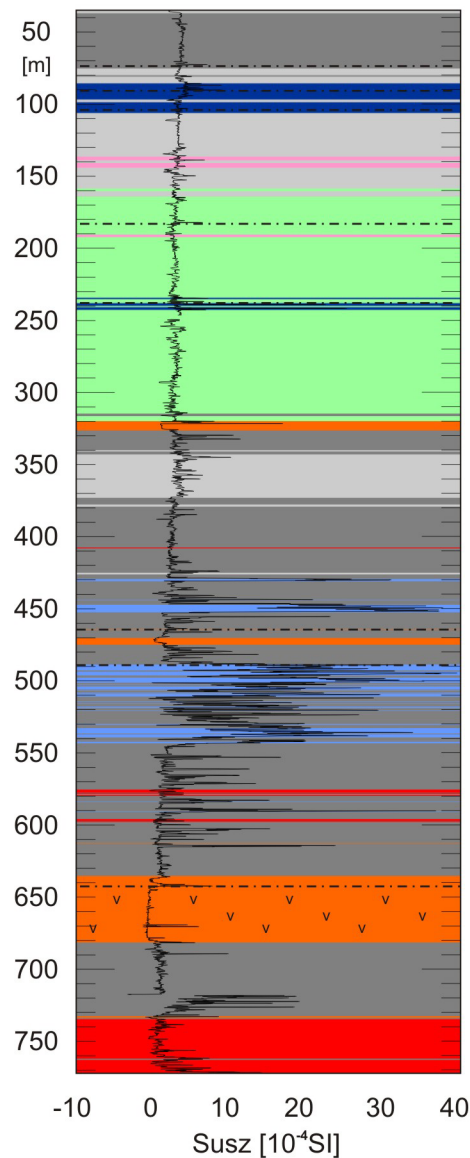


Abbildung 5.2 Zusammenstellung der gemessenen Suszeptibilität und der Clusterlithologie.

Monzogranit, Biotit-Gneis, teilweise granatführend

In 734 m wurde von der Clusteranalyse eine neue Clusterfazies gebildet (Abbildung 4.24). Betrachtet man Dünnschliffe aus diesem Bereich sieht man, dass dort wie in der Lithologie von Kött et al. (2014) Biotit-Gneis auftritt. Zusätzlich wurde in den Untersuchungen der eigenen Analyse in den Dünnschliffen Bohrkleinstücke aus Monzogranit erkannt. Monzogranit ist ein abyssisches Gestein in dem die Gemengeanteile an Alkalifeldspat und Plagioklas ungefähr gleich sind. Von Granit unterscheidet sich Monzogranit also durch einen höheren Anteil an Plagioklas. Da Plagioklas aus den Mischungsgliedern Albit ($\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) und Anorthit ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$) besteht (Murawski & Meyer 2004), enthält er erhöhte Calciumanteile, was im Teufenbereich von 734 bis 772 m der roten Clusterfazies in den Logs zu sehen ist (Abbildung 4.1). Der Mittelwert des Calciumgehalts im unteren Abschnitt liegt bei 618 CPS und der durchschnittliche Wert der roten Einheit bei 846 CPS. Die Bohrkleinstücke des Monzogranits sind kaum metamorph überprägt (Abbildung 4.16: C, D). In der makroskopischen Ansprache (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013) wurde in 772 m lediglich ein granitoider Gneis beschrieben. Möglich ist, dass auf Grund der zufälligen Probenwahl kein Monzogranit im untersuchten Material gefunden wurde. Außerdem ist es möglich, dass er bei der Erstellung der Lithologie für nicht relevant erachtet wurde.

In den Teufen 407 und 596 m, sowie im Bereich von 575 bis 579 m sind ebenfalls Lagen dieser Einheit zu sehen, jedoch lediglich in geringen Mächtigkeiten bis zu 1 m. Da hier nicht die Sonde für die chemische Elementbestimmung eingesetzt worden ist, lässt sich nur vermuten, ob auch dort Monzogranit im Gestein vorhanden ist. Würde sich Bruchstücke von Monzogranit in den Dünnschliffe aus diesen Teufenbereichen finden lassen, wäre das ein guter Hinweis auf die Validität der Clusteranalyse, da trotz Mangel des eindeutigen Ca-Parameters auf Grund der Ähnlichkeit der restlichen Werte auf ein eigenständiges Cluster geschlossen wurde. Dies könnte in weiterführenden Arbeiten untersucht werden.

Fraglich ist warum die Gesteine in diesem Bereich – wenn überhaupt – nur sehr schwach metamorph überprägt sind. Eventuell kann es sich um einen Druckschattenbereich handeln. Um eine Antwort zu finden, wären weitere Untersuchungen nötig, um die genaue Metamorphosegeschichte zu erklären.

Da Plagioklas eine Gammaaktivität von 0 (Tabelle 3.3) besitzt, wäre zu vermuten, dass ein Gestein, das einen hohen Anteil an Plagioklasen beinhaltet, eine niedrigere Gammaaktivität aufweist. Im Vergleich zu den anderen Clustern des unteren Abschnitts sind jedoch keine geringeren Werte in den Gammastrahlungs-Messungen zu erkennen.

Aplitgang

In 146,5 m Teufe steht in der Lithologie von Kött et al. (2014) ein 3,5 m mächtigen Aplitgang (rosa) an (Abbildung 5.1). Dieser scheint sich in seinen geophysikalischen Eigenschaften nicht ausreichend deutlich vom umgebenden Gestein zu unterscheiden, da er bei einer Clusteranzahl von fünf nicht im Elektrolog auftritt. Dass es jedoch einen Unterschied in den geophysikalischen Eigenschaften gibt, sieht man bei der Betrachtung des Elektrologs bei einer Clusteranzahl von sieben (rote Elektrofazies in Abbildung 4.4). In den Teufen 135 – 137,5 m und in 139,5 – 143 m bilden sich Cluster, die in ihrer Mächtigkeit und relativen Position mit dem Aplitgang vergleichbar sind. In diesem Teufenbereich gleichen alle geophysikalischen Parameter dem umgebenen Gestein, bis auf das Thorium-Log, das erhöhte Gehalte > 20 ppm anzeigt (Abbildung 4.1). Auf Grund der geringen Mächtigkeit und der Abweichung in einem einzigen Parameter wurde diese Einheit durch die Clusteranalyse bei der geringen Clusteranzahl jedoch nicht als eigenständige Clusterfazies ausgebildet. Im Dünnschliff der Bohrkleinprobe aus 137 m Teufe ist ein leukraktes, feinkristallines Gestein zu sehen, bei dem es sich um ein Aplit handelt. Also wurde der Aplitgang in dieser Arbeit in einem Teufenbereich von 135 bis 137,5 m, von 139,5 bis 143 m und von 190 bis 191,5 m mit in die Clusterlithologie aufgenommen.

Scherzone

In einer Teufe von 80 m befindet sich ein nur 0,8 m mächtiges hellblaues Cluster, das durch hohe Gehalte der Gammastrahlungs-Messungen charakterisiert ist (Abbildung 4.7). In der Lithologie von Kött et al. (2014) befindet sich in dieser Teufe eine Scherzone. Diese Scherzone tritt in den Kaliberdaten als Bohrlocherweiterung nicht auf. Auf Grund der geringen Mächtigkeit und da keine Bohrkleinproben in diesem Teufenabschnitt untersucht wurden, wird diese Clusterfazies nach Kött et al. (2014) als Scherzone in die Clusterlithologie aufgenommen (Abbildung 5.1).

UNTERSCHIEDE IN DEN TEUFENGRENZEN

Die Teufenlagen der Schichtgrenzen der Clusterlithologie weichen unterschiedlich stark von der bestehenden Lithologie (Kött et al. 2014) ab. Im Folgenden werden die Abweichungen der Teufengrenzen benannt und die Mächtigkeiten der lithologischen Einheiten verglichen.

Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend, einige Lagen Amphibol-Biotit-Gneis, Metakarbonate, Metapelite

Die Clusterlithologie zeigt, dass die untere Schichtgrenze der ersten dunkelgrauen lithologischen Einheit in einer Teufe von 81 m liegt. Diese Teufengrenze lag in der lithologischen Sequenz von Kött et al. (2014) bei 49 m (Abbildung 5.1). So hat diese Einheit in der Clusterlithologie eine Mächtigkeit von 42,5 m (Tabelle 4.3) und ist erheblich dicker als in der bestehenden Lithologie (Kött et al. 2014) mit 30 m (Abbildung 2.5). Aufgrund der Mächtigkeit und der ungefähren Teufenlage, hätte es sich bei dem Cluster O2 auch um die mintgrüne Lithologie des Hornblende-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis handeln können. In den Dünnschliffen der eigenen Analyse (Abbildung 4.13: A bis D) und in den Untersuchungen von Frau Kött (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013) wurden die Bohrkleinproben als Amphibol-Biotit-Gneis angesprochen, der in beiden lithologischen Einheiten enthalten ist. Die mintgrüne Lithologie tritt in einer Teufe ab circa 160 im oberen Abschnitt noch einmal auf und die Clusteranalyse hat den beiden Clustern durch ihre unterschiedlichen geophysikalischen Eigenschaften (Tabelle 4.1) in unterschiedliche Clusterfazies getrennt. Bei der Analyse der Dünnschliffe der mintgrünen Clusterlithologie ist auffällig, dass immer wieder granodiortisches Bohrklein auftritt, was in den Dünnschliffen des dunkelgrauen Clusters O2 nicht der Fall ist. Es muss deshalb davon ausgegangen werden, dass der Granodiorit-Anteil bei den geophysikalischen Messungen ausreichend war um als neues Cluster aufzutreten. Die Unterschiede traten vor allem in logRdeep, Th, U und Vp auf.

Die dunkelgraue Einheit tritt in der Clusterlithologie das zweite Mal in einer Teufe von 320 bis 345 m auf. In der Lithologie von Kött et al. (2014) tritt die dunkelgraue Einheit in diesem Teufenbereich nicht auf, sondern erst unter der hellgrauen Einheit in 394 m. In der Clusterlithologie befindet sich ebenfalls die dunkelgraue Einheit im Liegenden der hellgrauen Einheit, aber bereits in einer Teufe von 370 m. Hier treten einige gering mächtige Lagen von der hellblauen, der roten und der rosa Einheit auf, sowie eine Unterbrechung von 635 bis 680 m durch den Rhyolith. In der Lithologie sind diese gering mächtigen einzelnen Schichten nicht vorhanden (Abbildung 5.1). Wahrscheinlich, weil es sich bei den Bohrkleinproben dieser Schichten durch ihre geringe Mächtigkeit immer um heterogene Mischproben aus ± 10 m handelt sich. Man kann also davon ausgehen, dass in jeder Probe der gering mächtigen Schichten Bohrkleinstücke des dominierenden Gesteins, also beispielsweise Biotit-Gneis, und Biotit-Schiefer vorkommt und die gesamte Einheit als solches Gestein angesprochen wird. Außerdem sind die Variationen der lithologischen Einheiten zum Teil sehr gering und schwer in Dünnschliffproben zu erkennen. So liegt der Unterschied zwischen der dunkelblauen und der hellblauen Clusterfazies beispielsweise lediglich in einem vermehrten Auftreten an Oxidmineralen.

Da die hellblaue und rote Einheit nur Variationen der dunkelgrauen Einheit darstellen können sie beim Vergleich der Mächtigkeit mit zu der dunkelgrauen Einheit dazugezogen werden. Die hellblaue Einheit ist 42,5 m mächtig, die rote 39,8 m und die dunkelgraue 278,5 m. Das macht eine Gesamtmächtigkeit von 360,8 m in der Clusterlithologie im Vergleich zu 332 m der lithologischen Sequenz (Kött et al. 2014).

Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend

Die Schichtgrenzen des ersten Auftretens der hellgrauen Clusterfazies befindet sich in der Clusterlithologie in einer Teufe von 81 m bis 158 m und in der bestehenden Lithologie (Kött et al. 2014) in 85 bis 214 m. Die hellgraue Einheit der Clusterlithologie wird in 85 bis 106 m Teufe von der dunkelblauen Einheit unterbrochen. Da es sich wahrscheinlich nur um eine Variation des gleichen Gesteins handelt, das in Form von Mylonit auftritt, kann die dunkelblaue Einheit in den Mächtigkeitsvergleich einbezogen werden. Dennoch ist die Gesamtmächtigkeit der beiden Einheiten mit 82,8 m (Tabelle 4.3) deutlich geringer als in der bestehenden Lithologie (Kött et al. 2014) mit 126 m.

In dem Dünnschliff aus 137 m Teufe ist ein Bohrkleinstück eines Aplits enthalten (Abbildung 4.12: C, D). Dieser Aplit scheint nicht in die restliche Einheit zu passen, aber ein Aplitgang ist in der Lithologie von Kött et al. (2014) vorhanden, der jedoch erst bei einer Clusteranzahl von sieben im Elektrolog auftritt.

In der Clusterlithologie tritt die hellgraue Einheit das zweite Mal in einem Teufenbereich von 342 bis 374 m mit einer Gesamtmächtigkeit von 32,4 m auf. Auch hier ist die Schicht der Clusterlithologie deutlich geringer als in der Lithologie (Kött et al. 2014), die dort von 333 bis 394 m mit einer Mächtigkeit von 61 m ansteht (Abbildung 5.1).

Da sich die Gesteine der hellgrauen und der dunkelgrauen Lithologie mit Biotit-Gneis und Biotit-Schiefer, die teilweise granatführend sind, überschneiden, ist eine genaue Bestimmung der genauen Teufenposition der Schichtgrenzen schwierig. Durch die Cuttingproblematik kann Material, das eindeutig einer Lithologie zugeordnet werden kann (hier zum Beispiel Amphibol-Biotit-Gneis), in eine Probe aus einer anderen Teufe auftreten.

Granodiorit, Amphibol-Biotit-Gneis, Biotit-Gneis

Zunächst tritt die mintgrüne Einheit in der Lithologie von Kött et al. (2014) in einem Teufenbereich von 49 bis 85 m auf. In der Clusterlithologie ist diese Einheit in diesem Bereich nicht vorhanden, sondern wurde als Biotit-Gneis, Biotit-Schiefer, teilweise granatführend, einige Lagen Hornblende-Biotit-Gneis, Metakarbonate, Metapelite

benannt. Die Schichtgrenze zwischen der hellgrauen Einheit des Biotit-Gneis und Biotit-Schiefers, die teilweise granatführend sind, und dem zweiten Auftreten der mintgrünen Einheit des Hornblende-Biotit-Gneis, Biotit-Gneis befindet sich in der bestehenden Lithologie (Kött et al. 2014) in 214 m Teufe. In der Clusterlithologie tritt diese Einheit das erste Mal in 163 m Teufe auf. Die neue Lage der Schichtgrenze weicht also um > 50 m von der ursprünglichen Lage ab. Die untere Schichtgrenze der mintgrünen Einheit liegt in der ursprünglichen Lithologie von Kött et al. (2014) bei 333 m und in der Clusterlithologie bei 320 m Teufe. Die Gesamtmächtigkeit dieser mintgrünen Einheit in der Kött et al. (2014) Lithologie setzt sich aus 36 m des ersten Auftretens und 119 m des zweiten Auftretens zusammen und beträgt 155 m, während die Einheit in der Clusterlithologie mit 157 m eine sehr ähnliche Mächtigkeit aufweist. Dennoch ist fraglich, warum das erste Auftreten der mintgrünen Einheit nicht in der Clusterlithologie vorhanden ist.

In dem Dünnschliff aus 211 m Teufe ist ein Bohrkleinstück eines Biotit-Schiefers enthalten (Abbildung 4.14: C, D). Die mintgrüne Clusterfazies, in der dieses Biotit-Schiefer-Bruchstück auftritt, wurde als Amphibol-Biotit-Gneis und Biotit-Gneis angesprochen und der Biotit-Schiefer passt somit nicht in diese Einheit. Auch wenn man berücksichtigt, dass der Biotit-Schiefer durch die Cutting-Problematik aus 211 ± 10 m stammt, wäre sein Ursprung immer noch die gleiche Einheit. Entweder stammt dieses Bohrkleinstück aus einer anderen Einheit mit einer Tiefenabweichung von > 10 m, oder in dieser Einheit befinden sich doch Biotit-Schiefer-Schichten. Da es sich nur um ein Bohrkleinbruchstück handelt und die restlichen Bohrkleinstücke zu der gewählten Clusterlithologie passen, deutet dies auf eine Tiefenabweichung des Bohrkleinstücks von > 10 m.

Rhyolith

Die Lage des Rhyoliths aus der Lithologie (Kött et al. 2014) kann in dem Elektrolog eindeutig der Teufe von 634,5 bis 681 m zugeordnet werden, die mit 633,5 bis 678,5 m nur unwesentlich von der Teufenlage des Rhyoliths in der Lithologie von Kött et al. (2014) abweicht.

Charakteristisch für den Rhyolith sind hohe Uran- und Kaliumgehalte sowie ein niedriger elektrischer Widerstand. Weitere Einheiten der orangen Clusterfazies befinden sich in 320 bis 326 m, 463,5 bis 464 m, 470 bis 474,5 m, 612 m und in 732 bis 733,5 m Teufe. Die Lithologie zeigt in 319,5 bis 323,5 m eine Störungszone an (Abbildung 2.5), die auch als Durchmessererweiterung in den Kaliberdaten (Abbildung 4.3) zu sehen ist. Aus dem Bericht der Bohrung (HLUG online) ist zu entnehmen, dass von 321 bis 326 m ein grauer Ton mit Gneisgrus angetroffen worden ist. Man kann vermuten, dass es sich hierbei um ein porphyrisches Gefüge handelt, das typisch für einen Rhyolith ist. In

den geophysikalischen Bohrlochmessungen kann in 470 bis 474,5 m und in 612 m Teufe die charakteristischen hohen Uran- und Kaliumgehalte sowie ein niedriger elektrischer Widerstand ausgemacht werden. In 320 bis 326 m, 463,5 bis 464 und 732 bis 733,5 m Teufe beeinflusst der veränderte Bohrlochdurchmesser die anderen Messungen zu stark. Bohrklein aus 471 m Teufe (Abbildung 4.10: D), sowie das Bohrklein aus 732 m (Abbildung 4.10: F) zeigen nach makroskopischer Ansprache ebenfalls eine feinkörnige Matrix mit Einsprenglingen, bei denen es sich wahrscheinlich Rhyolith handelt. Dass es sich hier um Rhyolith handelt ist in den Dünnschliffe aus Abbildung 4.22 zu sehen, die den Rhyolith in 664 m (A, B), 731 m (C, D) und 732 m (E, F) Teufe zeigen.

Scherzonen

Auch die Teufenlage einiger Scherzonen hat sich bei Betrachtung des Kaliberlogs verändert (Abbildung 5.1). Aufgrund des häufigen Auftretens von Kalibererweiterungen, kann angenommen werden, dass es sich um klüftiges Gebirge handelt.

6 FAZIT

Grundlage der Arbeit war die lithologische Sequenz der Geothermiebohrung Heubach, die hauptsächlich auf die Ansprache von Bohrkleinproben basierte (Kött et al. 2014). Da die Tiefenzuordnung von Bohrkleinproben mit einem Fehler von bis zu ± 10 m belastet ist, wurde die Teufenlage der Schichtgrenzen anhand der geophysikalischen Parameter genauer bestimmt. Zu diesem Zweck wurde eine Clusteranalyse der Daten durchgeführt und das entstandene Elektrolog mit der bestehenden Lithologie, unter Zuhilfenahme von Dünnschliffproben in fraglichen Teufenbereichen, vereinigt.

Die Clusteranalyse liefert einen guten Ansatz mit Hilfe von geophysikalischen Eigenschaften eine Untergliederung zu erstellen, die dann zur Bestimmung der Teufenlage der Schichtgrenzen benutzt werden konnte.

Die Ansprache von zwei lithologischen Einheiten ist um je einen Gesteinstyp erweitert und die Lithologie durch drei lithologische Einheiten ergänzt worden. Die Lage der Schichtgrenzen und die Mächtigkeiten der lithologischen Einheiten haben sich dabei zum Teil stark verändert. Durch die Clusteranalyse konnte ein deutlich genaueres Teufenprofil der Geothermiebohrung Heubach erstellt werden.

7 LITERATURVERZEICHNIS

Appel G., Lemeš Z., Walker-Hertkorn S., Kuntz D. (2012): Erste hessische Tiefbohrung für koaxiale „Tiefen-Erdwärmesonde“. bbr – Sonderheft Geothermie.

Backhaus K., Erichson B., Plinke W., Weiber R. (2010): Multivariate Analysemethoden: Eine anwendungsorientierte Einführung (13. Auflage). Springer. ISBN: 3-64-216490-0

Bücker C., Jarrard R.D., Niessen F., Wonik T. (2001): Statistical analysis of wireline logging data of the CRP-3 drillhole (Victoria Land Basin, Antarctica). Terra Antarctica, 8 (4), S. 491-506

Ellis D.V., Singer, J.M. (2007): Well Logging for Earth Scientists (Second Edition). Springer. ISBN: 978-1-4020-37-38-2

Fricke S., Schön, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik. Enke im Georg Thieme Verlag, Stuttgart. ISBN: 3-13-118331-4

Fritsche J.-G., Kött A. (2012): Forschungs- und Entwicklungsprojekt mitteltiefe Erdwärmesonde Groß-Umstadt-Heubach. Jahresbericht 2011 des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie (HLUG), S. 119-124. Wiesbaden.

Fritsche J.-G., Kött A., Kracht M., Nesbor H.-D., Reischmann T. (2012): Geologische und geothermische Ergebnisse aus dem Projekt „Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach“. Hintergrundinformationen. 7. Tiefengeothermie-Forum Hessen, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt, 08.10.2012.

Henningsen D., Katzung G. (2006): Einführung in die Geologie Deutschlands (7. Auflage). Spektrum Akademischer Verlag. ISBN: 3827415861

HLUG online (abgerufen am 10.09.2014): Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach. <http://www.hlug.de/start/geologie/erdwaerme-geothermie/tiefe-geothermie/projekte-erdwaermesonde-heubach/mitteltiefe-erdwaermesonde-heubach.html>

Hübner W., Hunze S., Baumgarten H., Orilski J., Wonik T. (2012): Petrophysical and sedimentary petrographic characterisation of the Bückeberg Formation (German Wealden) in the geothermal well Groß Buchholz Gt-1 (Hanover, Germany). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 163 – 4, S. 483–492

Kött A., Altenberger U., Nesbor D., Reischmann T. (2014): Deep drilling „Heubach“ provides new insight on the metamorphic history of the Northern Böllstein Odenwald, Hessen“. Poster. 15. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie, Potsdam, 31.03. bis 4.04.2014.

Kött A., Fritsche J.-G., Kracht M., Nesbor D., Reischmann T. (2013): Geologische Ergebnisse zur geothermischen Tiefbohrung Heubach/Odenwald. Jahresbericht 2012 des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie (HLUG), S. 111-116. Wiesbaden.

Markl G. (2008): Minerale und Gesteine: Mineralogie – Petrologie – Geochemie (2. Auflage). Spektrum Akademischer Verlag. ISBN: 978-3-8274-1804-3

Murawski H., Meyer W. (2004): Geologisches Wörterbuch (11. Auflage). Elsevier. ISBN: 3-8274-1445-8

Okrusch M., Matthes S. (2014): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde (9. Auflage). Springer. ISBN: 978-3-642-34659-0

Reischmann T., Anthes G., Jaeckel P., Altenberger U. (2001): Age and origin of the Böllsteiner Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72, S. 29–44.

Rider M.H., Kennedy M. (2011): The geological interpretation of well logs (Third Edition). Rider-French Consulting Limited. ISBN: 978-0-954-19068-2

Rothe P. (2009): Die Geologie Deutschlands – 48 Landschaften im Portrait (3. Auflage). Primus Verlag. ISBN: 978-3-89678-684-5

Schneider S. (2012): 1. Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach/Südhessen. Vortrag - ppt. 8. Tiefengeothermie-Forum Hessen, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt, 01.10.2013

Stein E. (2001): The geology of the Odenwald Crystalline Complex. *Mineralogy and Petrology*, 72, S. 7-28.

Stein E., Altenberger U., Kreher-Hartmann B. (2001): Geologie des Kristallinen Odenwaldes – seine magmatische und metamorphe Entwicklung (Exkursion D1 am 19. und D2 am 20. April 2001). Jahresbericht und Mitteilung des Oberrheinischen Geologischen Vereins. Band 83, 89-111, Stuttgart 17.4.2001. DOI:10.1127/jmogv/83/2001/89

Wonik T., Große K., Hölscher F. (2000): Kurzbeschreibungen der vom GGA-Institut eingesetzten geophysikalischen Messmethoden in Bohrungen (8. Auflage). Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik.

Yardley B.W.D., MacKenzie W.S., Guilford C. (1992): Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen. Übers. von Franz L., Böhn B. – Stuttgart: Enke. ISBN: 3-432-25011-8

Yardley, B.W.D. (1997): Einführung in die Petrologie metamorpher Gesteine. Übersetzt von Willner A.P. Stuttgart: Enke. ISBN: 3-432-27741-5

ANHANG

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 2.1 Die neuen Produktionshallen des Unternehmens Frenger Systemen BV GmbH in Heubach, die mit Erdwärme geheizt bzw. gekühlt werden (HLUG online).....	11
Abbildung 2.2 Technische Zeichnung des Endausbaus der tiefen Koaxialsonde Heubach. Kernstrecken sind durch rote Kästchen hervorgehoben (nach Schneider 2012). Eine größere Version befindet sich im Anhang.....	13
Abbildung 2.3 Geologische Übersichtskarte des Odenwalds. Der gelbe Stern kennzeichnet die Lage der Geothermiebohrung Heubach (nach Rothe 2009).....	15
Abbildung 2.4 Lithologische Sequenz der 90 m tiefen Bohrung KB8 (nach HLUG online)..	20
Abbildung 2.5 Lithologische Sequenz der 775 m tiefen Geothermiebohrung Heubach mit Lage der Bohrkerne (nach Kött et al. 2014).....	21
Abbildung 2.6 Druck-Temperatur-Diagramm mit Proben der Geothermiebohrung Heubach (grün) in der unterschiedlichen metamorphen Fazies (nach Kött et al. 2014 und Yardley 1997).....	23
Abbildung 3.1 Die Hauptkomponenten für Bohrlochmessungen und ein Log, das die Messdaten grafisch darstellt (Fricke & Schön 1999).....	27
Abbildung 3.2 Infiltration der Bohrspülung in eine Formation und Bildung eines Filterkuchens (Rider & Kennedy 2011).....	28
Abbildung 3.3 Dual-Laterolog-Sonde zur Messung des spezifischen Widerstandes [Ωm] (Wonik et al. 2000).....	29
Abbildung 3.4 Dual Laterolog-Sonde mit dem Verlauf der Stromlinien für das tief eindringende (links) und flach eindringende Laterolog (rechts) (Ellis & Singer 2007).	30
Abbildung 3.5 Temperatur-Leitfähigkeits-Sonde zur Messung der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit und der Temperatur von der Bohrspülung (Wonik et al. 2000).	30
Abbildung 3.6 Suszeptibilitäts-Sonde zur Messung der magnetischen Suszeptibilität [10^{-4} SI] (Wonik et al. 2000).....	31
Abbildung 3.7 Spektral-Gamma-Ray-Sonde zur Messung von Uran-, Kalium-, Thoriumgehalten [ppm] und des Summen-Gamma-Ray [API] (Wonik et al. 2000).....	32
Abbildung 3.8 Sonic-Sonde zur Messung der akustischen Formationslaufzeit [m/s] (Wonik et al. 2000).....	35

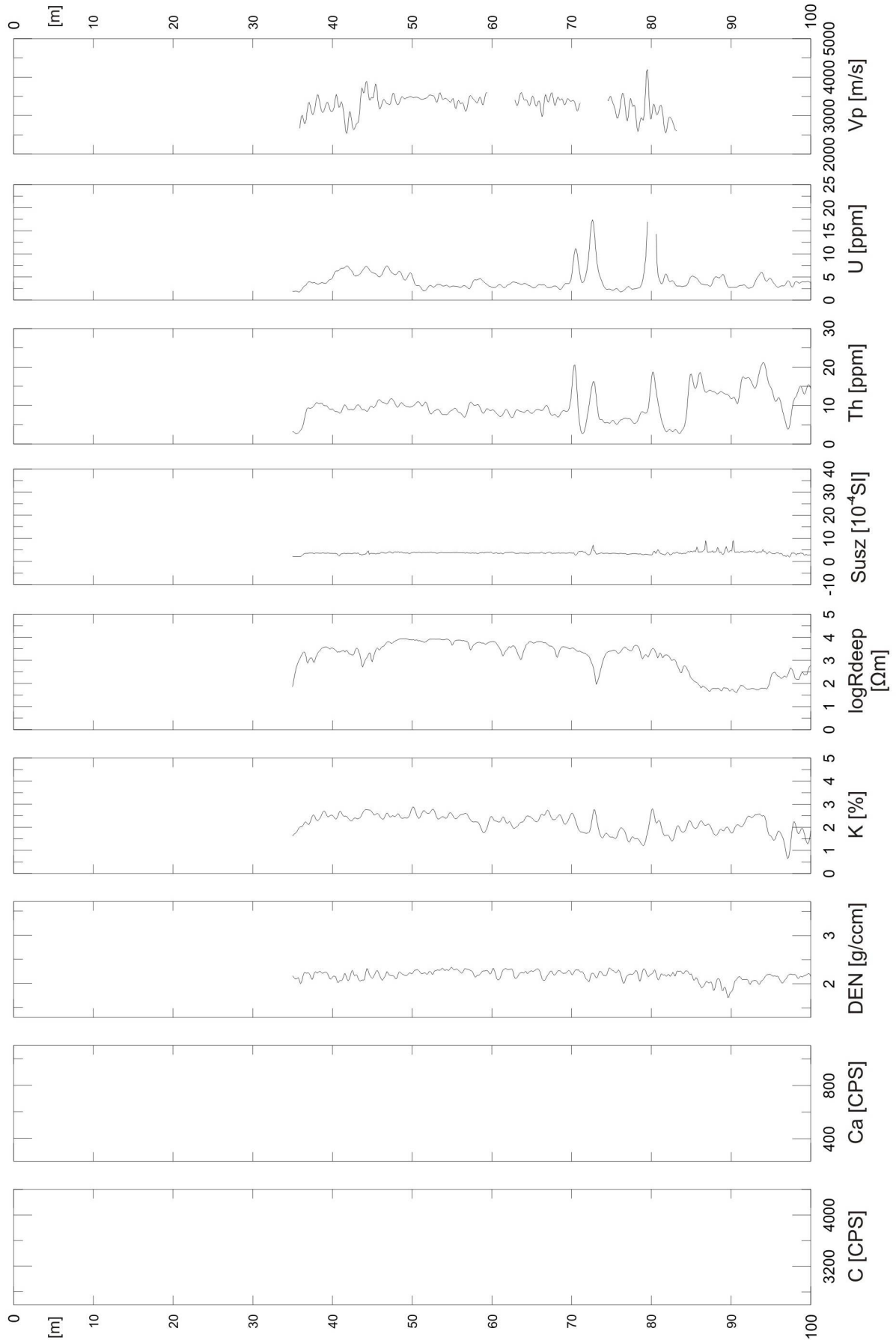
Abbildung 3.9 Dendrogramm als Ergebnis einer Clusteranalyse mit sechs Clustern, die sich durch die Wahl des Ähnlichkeitsniveaus (gestrichelte Line) ergeben (Fricke & Schön 1999).	39
Abbildung 4.1 Logs der geophysikalische Bohrlochmessungen von C, Ca, DEN, K, Rdeep, Susz, Th, U und Vp. Diese Daten befinden sich für eine genauere Betrachtung im Anhang..	45
Abbildung 4.2 Elektrologs des oberen Abschnitts mit den kompletten Datensätzen (mitte) und jeweils kombiniert mit lückenhaften Datensätzen (rechts und links). Die Datenlücken sind jeweils grau hinterlegt.	46
Abbildung 4.3 Reaktion der DEN- und logRdeep-Daten auf die Änderung des Bohrlochdurchmessers von 444 mm auf 305 mm. Der Übergangsbereich in 248 m Teufe ist grau hinterlegt.	48
Abbildung 4.4 Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts als Ergebnisse der Clusteranalyse mit Clusteranzahlen von jeweils eins bis zwölf. Eine größere Version befindet sich Anhang.....	49
Abbildung 4.5 Dendrogramm als vorläufiges Ergebnis der Clusteranalyse des oberen Abschnitts mit fünf Clustern, die sich durch die Wahl des Ähnlichkeitsniveaus (gestrichelte Line) und einer Nichterklärbarkeit von 32 % ergeben.	50
Abbildung 4.6 Dendrogramm als vorläufiges Ergebnis der Clusteranalyse des unteren Abschnitts mit sechs Clustern, die sich durch die Wahl des Ähnlichkeitsniveaus (gestrichelte Line) und einer Nichterklärbarkeit von 42 % ergeben.	51
Abbildung 4.7 Elektrolog des oberen Abschnitts mit den fünf Elektrofazies-Gruppen Cluster O1 bis O5.	52
Abbildung 4.8 Elektrolog des unteren Abschnitts mit den sechs Elektrofazies-Gruppen Cluster U1 bis U6.	53
Abbildung 4.9 Crossplots des spezifischen elektrischen Widerstands versus Thorium-Gehalt (A, C) und der Dichte versus Kalium-Gehalt (B, D). Die Crossplots werden in die Clusterfazies O1 bis O5 für den oberen Abschnitt (A, B) und U1 bis U6 für den unteren Abschnitt (C, D) unterschieden.	58
Abbildung 4.10 Bohrkleinaufnahmen von Proben aus der Teufe 115 m (A) 301 m (B), 353 m (C), 471 m (D), 716 m (E) und 732 m (F). Der Maßstab ist 10 mm.	60
Abbildung 4.11 Lithologische Sequenz der Geothermiebohrung Heubach (nach Kött et al. 2014) (rechts der Lithologiesäule) mit Ansprache der ausgewählten Dünnschliffe (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013).	61

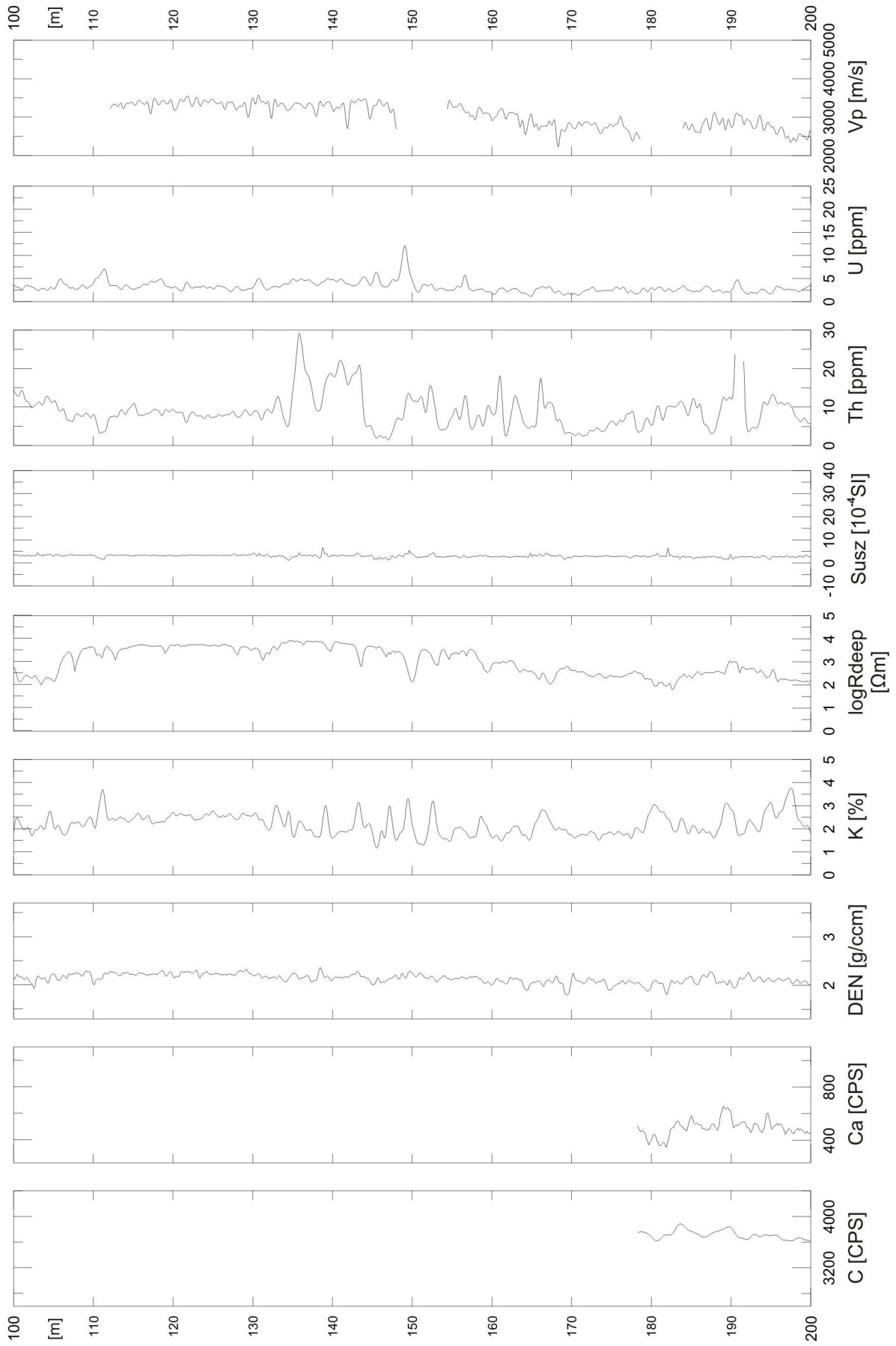
- Abbildung 4.12 Mikroskopieaufnahmen des roten Clusters O1 und des grünen Clusters U2 von Proben aus der Teufe 115 m (A, B), 137 m (C, D) und 352 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Amphibol (Am), Biotit (Bt) und Plagioklas (Pl). 62
- Abbildung 4.13 Mikroskopieaufnahmen des dunkelgrünen Clusters O2 von Proben aus der Teufe 40 m (A, B) und 65 m (C, D). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C) und links im polarisierten Licht (B, D) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Amphibol (Am) und Biotit (Bt). 63
- Abbildung 4.14 Mikroskopieaufnahmen des rosa Clusters O5 von Proben aus der Teufe 211 m (A bis D) und 223 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Calcitader (Cal), Biotit (Bt) und Oxide (Ox). 64
- Abbildung 4.15 Mikroskopieaufnahmen des rosa Clusters O5 und des gelben Clusters U6 von Proben aus der Teufe 241 m (A, B), 250 m (C, D) und 301 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Amphibol (Am) und Biotit (Bt). 65
- Abbildung 4.16 Mikroskopieaufnahmen des roten Clusters U1 von Proben aus der Teufe 750 m (A, B), 754 m (C, D) und 756 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Muscovit (Mt), Oxide (Ox) und Biotit (Bt). 66
- Abbildung 4.17 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 und des hellblauen Clusters U4 von Proben aus der Teufe 404 m (A, B) und 509 m (C bis F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Amphibol (Am), Biotit (Bt) und Oxide (Ox). 68
- Abbildung 4.18 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 613,55 m (A, B) und 688 m (C bis F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Pyroxenadern (Px), Plagioklas (Pl), Biotit (Bt), Granate (Grt) und Oxide (Ox). 69
- Abbildung 4.19 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 695 m (A, B), 696 m (C, D) und 715 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Biotit (Bt), Granate (Grt) und Oxide (Ox). 70
- Abbildung 4.20 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 716 m (A bis D) und 717 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Biotit (Bt), Muscovit (Mt), Granate (Grt) und Oxide (Ox). 71

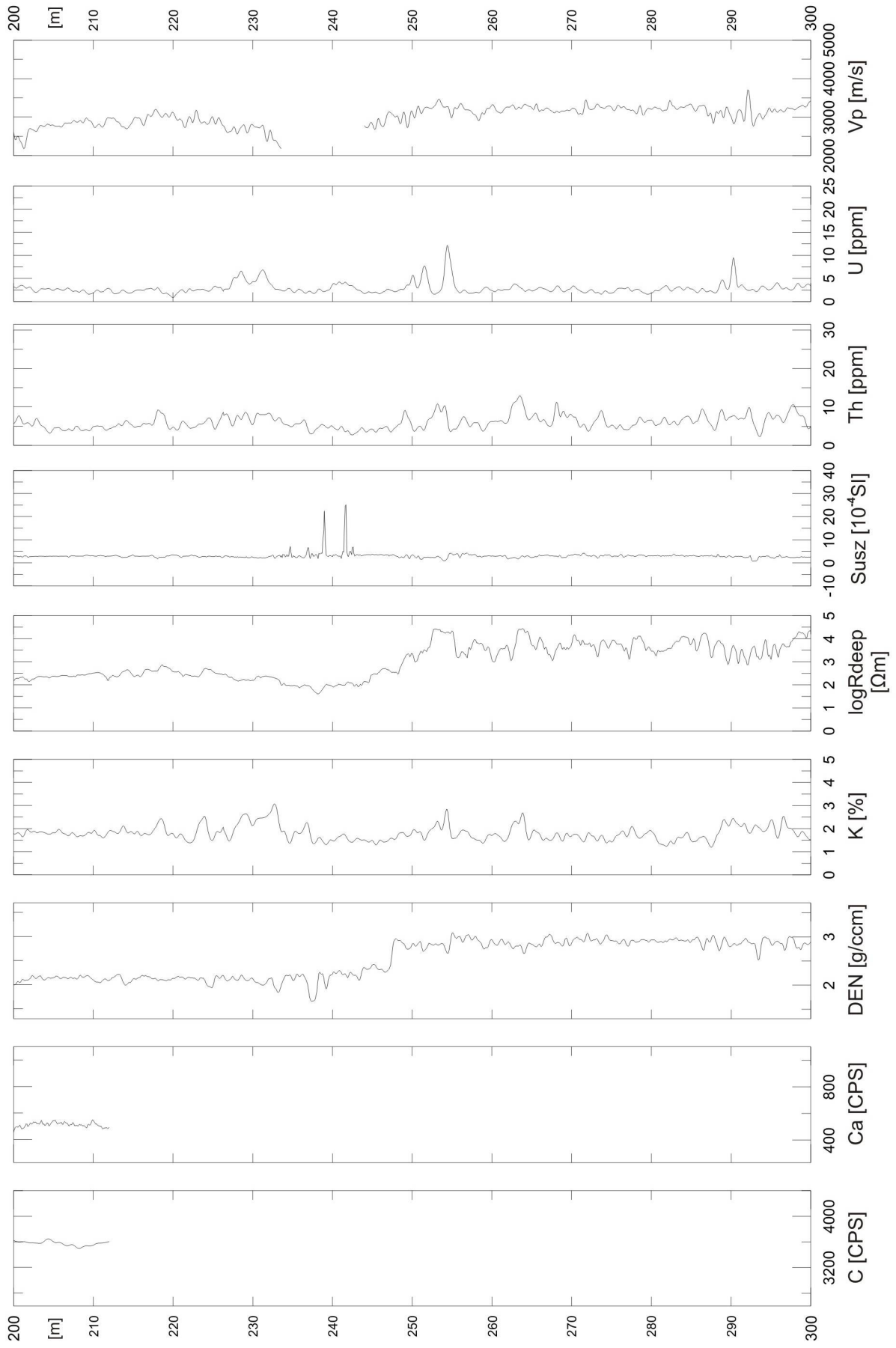
Abbildung 4.21 Mikroskopieaufnahmen des dunkelblauen Clusters U3 von Proben aus der Teufe 725 m (A, B) und 733 m (C bis F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz), Plagioklas (Pl), Biotit (Bt), Granate (Grt) und Oxide (Ox).....	72
Abbildung 4.22 Mikroskopieaufnahmen des rosa Clusters U5 von Proben aus der Teufe 664 m (A, B), 731 m (C, D) und 732 m (E, F). Die Aufnahmen rechts im Durchlicht (A, C, E) und links im polarisierten Licht (B, D, F) bei einer 2,5-fachen Vergrößerung. Quarz (Qz).....	73
Abbildung 4.23 Lithologische Sequenz der Geothermiebohrung Heubach (nach Kött et al. 2014) im Vergleich mit den Ergebnissen der Clusteranalyse im Form von Elektrologs. Die Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts sind durch eine gestrichelte Linie getrennt und ihre Farben haben keine inhaltliche Verknüpfung.	74
Abbildung 4.24 Zusammenstellung der lithologischen Sequenz (nach Kött et al. 2014) mit Dünnschliffansprache (Kött, persönliche Mitteilung, 13.11.2013), der Ergebnisse der Clusteranalyse in Form der Elektrologs des oberen und unteren Abschnitts, und der Clusterlithologie mit Ansprache der Dünnschliffe von der eigenen Analyse.....	77
Abbildung 5.1 Lithologische Sequenz (nach Kött et al. 2014) im Vergleich zur Clusterlithologie.....	83
Abbildung 5.2 Zusammenstellung der gemessenen Suszeptibilität und der Clusterlithologie.....	85

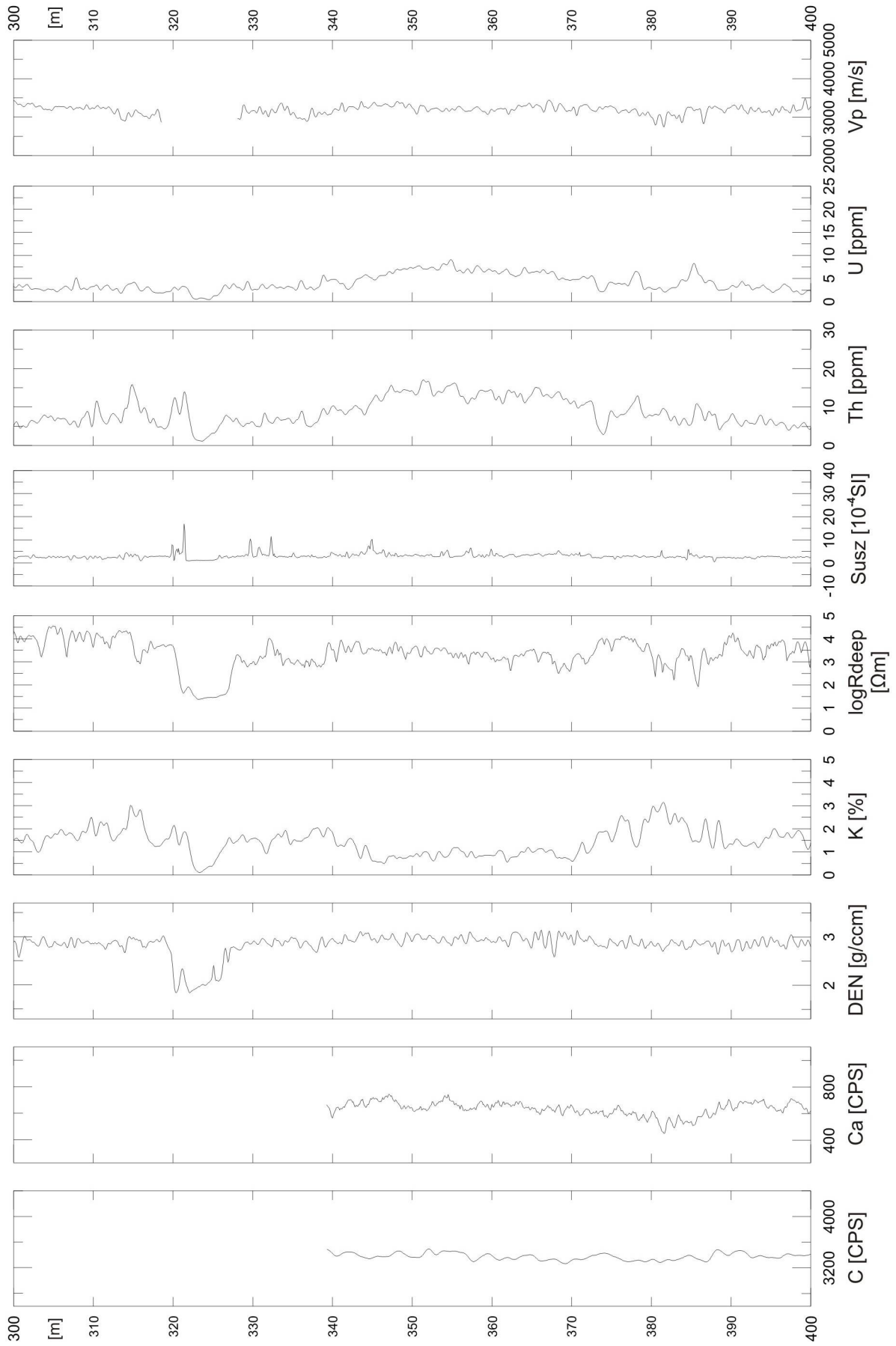
TABELLENVERZEICHNIS

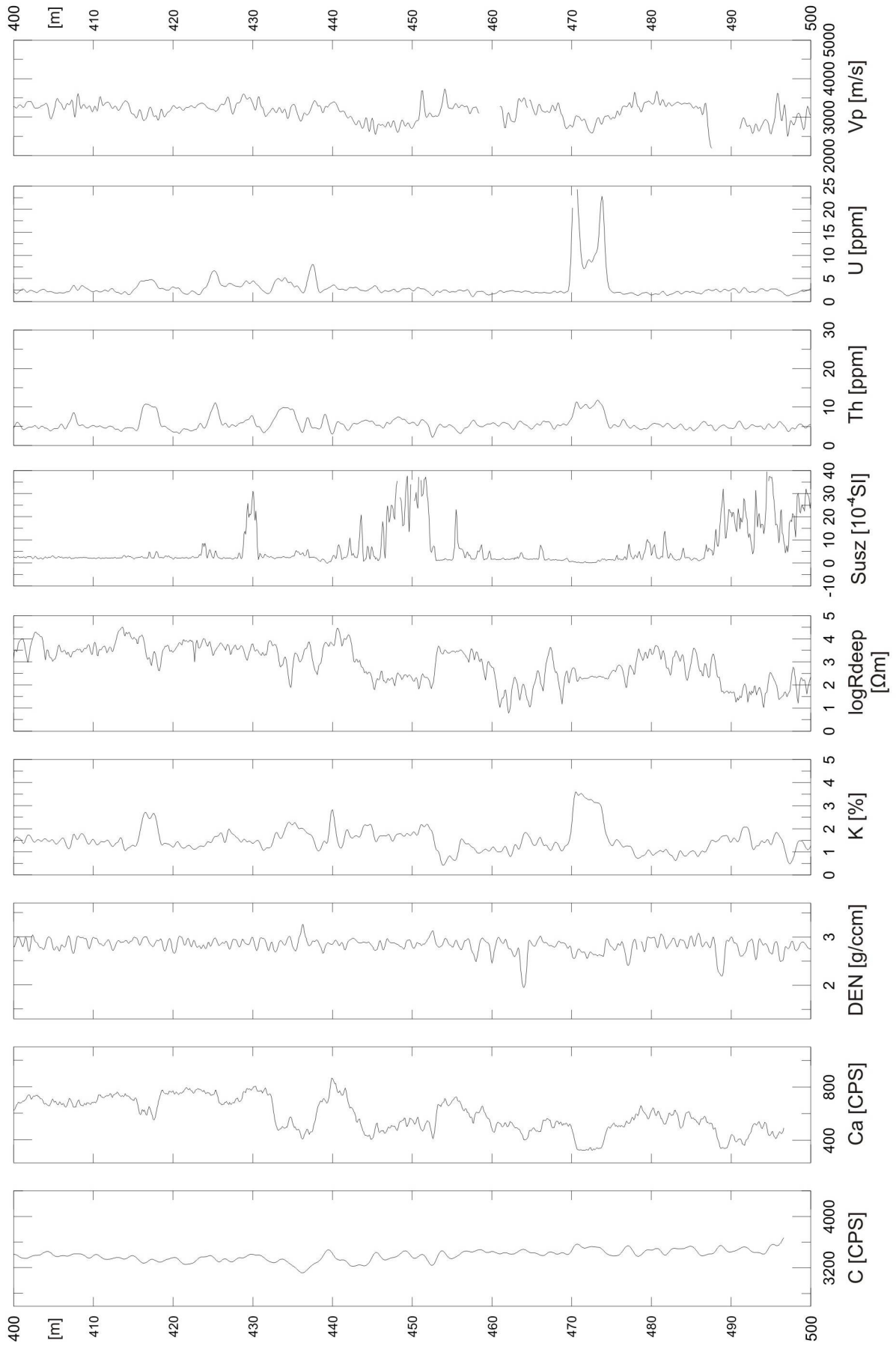
Tabelle 2.1 Die tektono-metamorphe Entwicklung des Böllsteiner Odenwaldes mit den Druck- (P) und Temperaturbedingungen (T) (nach Stein et al. 2001). HP = hoher Druck, LT = niedrige Temperaturen	18
Tabelle 3.1 Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte einiger Minerale (nach Fricke & Schön 1999) 33	
Tabelle 3.2 Wertebereiche der Gammaaktivität einiger Minerale (nach Fricke & Schön 1999)	33
Tabelle 3.3 Überblick zur Größenordnung der seismischen Geschwindigkeiten für einige Gesteinsgruppen (nach Fricke & Schön 1999)	35
Tabelle 4.1 Geophysikalische Eigenschaften (Mittelwert und Standardabweichung) der Cluster O1 bis O5 des oberen Abschnitts.....	54
Tabelle 4.2 Geophysikalische Eigenschaften (Mittelwert und Standardabweichung) der Cluster U1 bis U6 des unteren Abschnitts.	54
Tabelle 4.3 Mächtigkeiten der Clusterlithologie getrennt in oberen und unteren Abschnitt ...	78

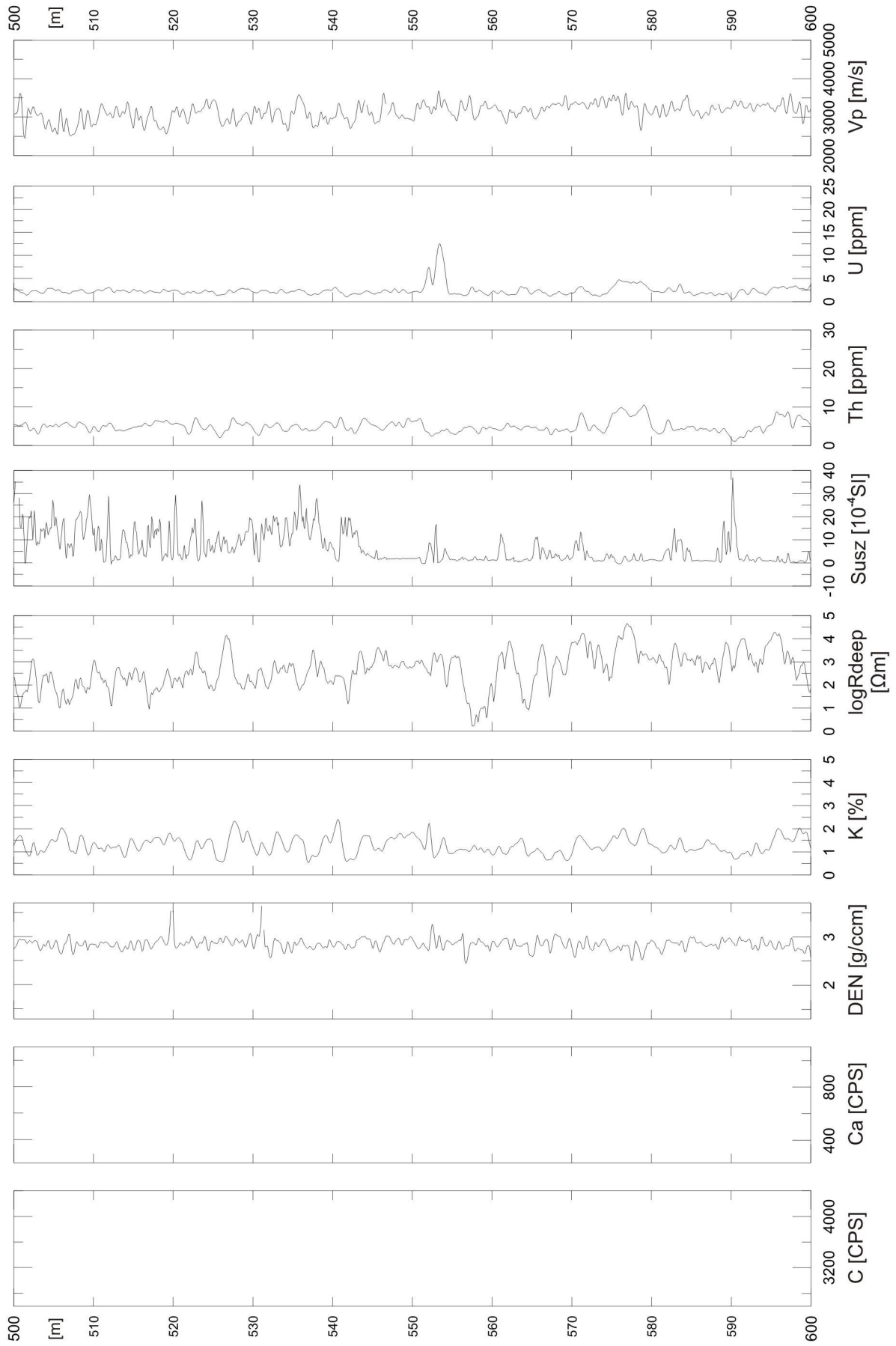


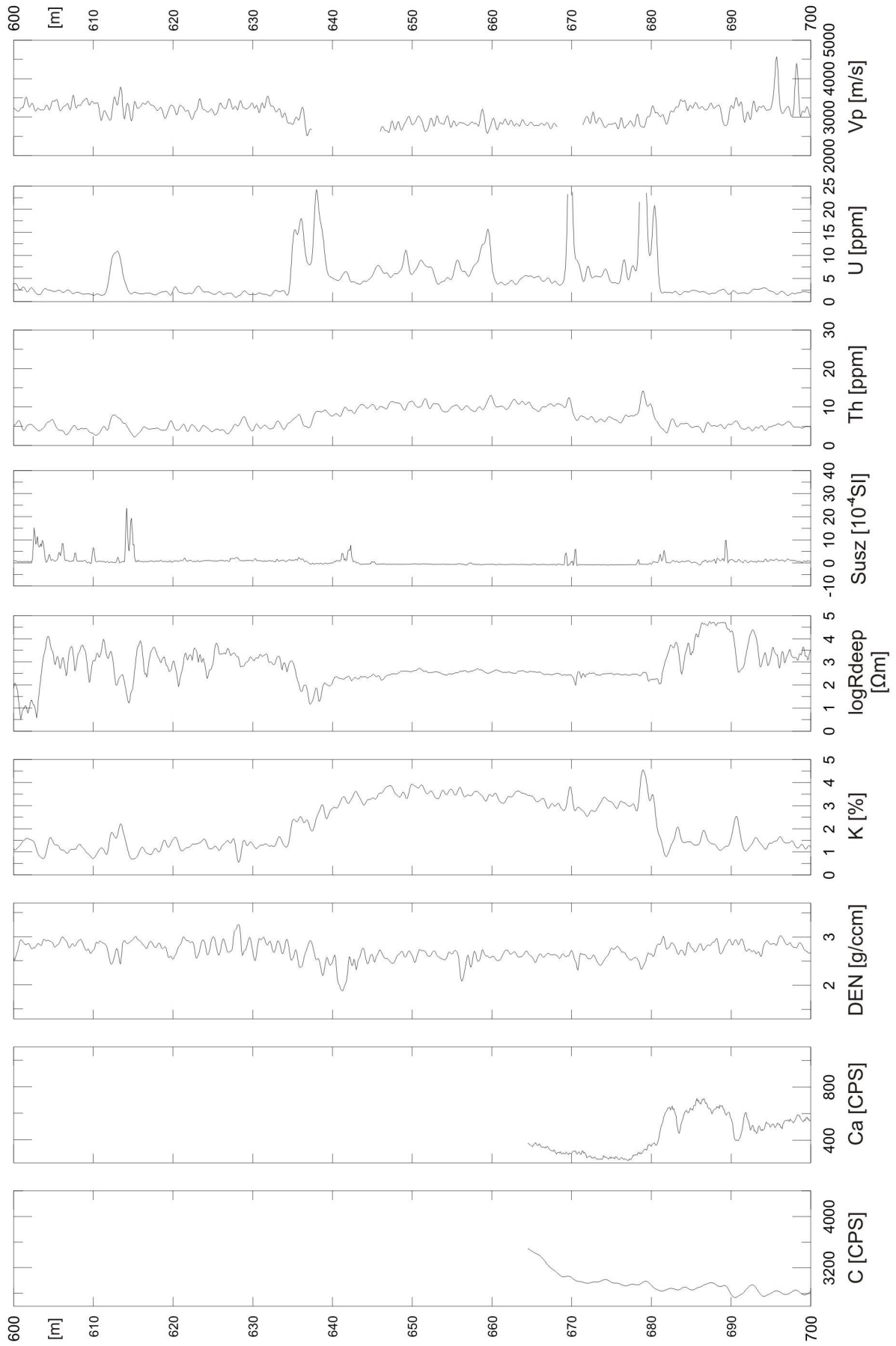


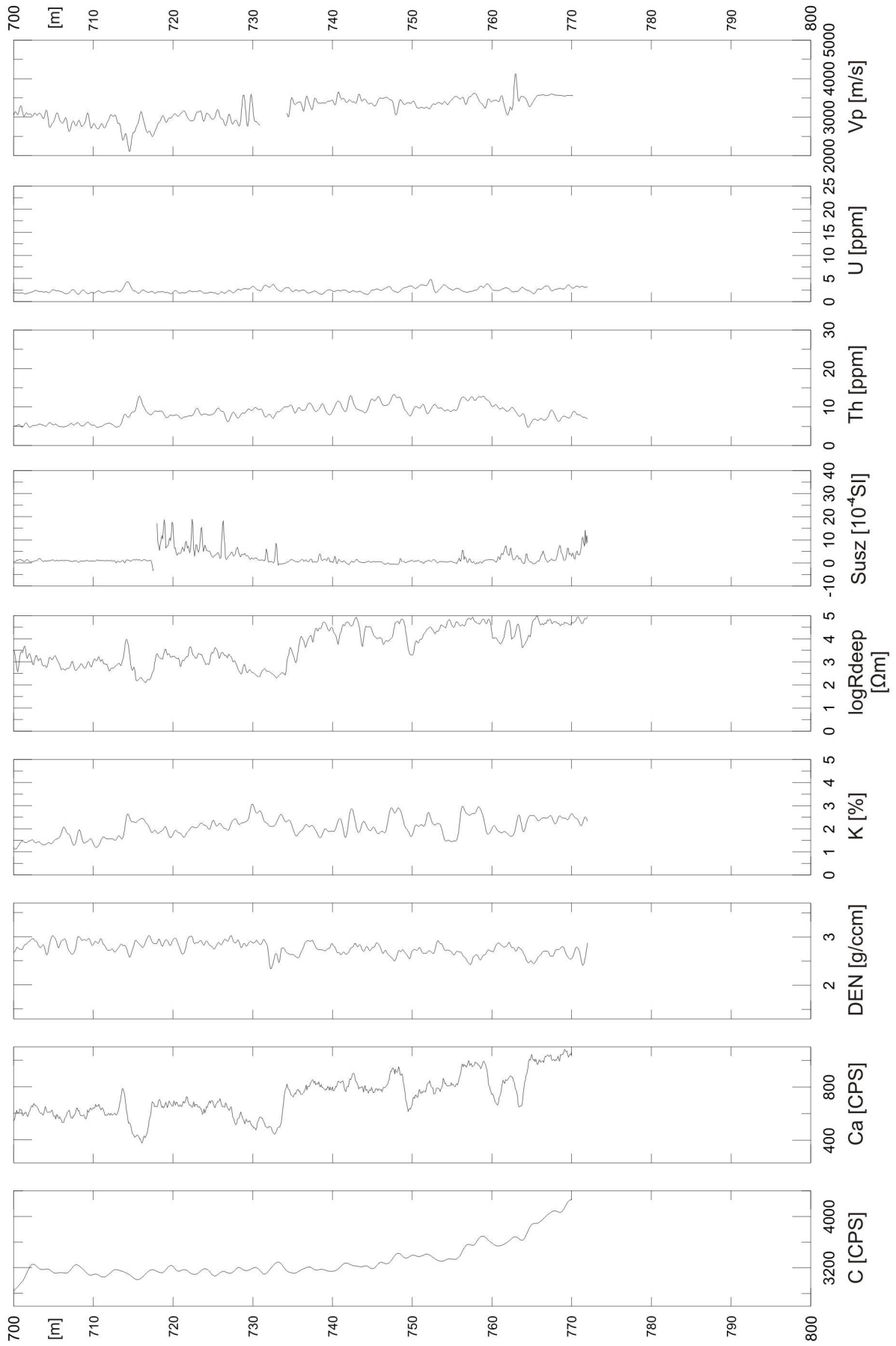












Ich versichere, dass ich die Masterarbeit selbständig verfasst habe und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, alle Stellen der Masterarbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Quellen übernommen wurden als solche kenntlich gemacht habe und die Masterarbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt habe.

Nadine Peichert