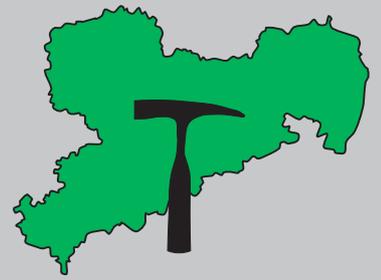


Geo



Die Forschungsbohrungen Baruth

PROFIL

Freistaat  Sachsen

Landesamt für Umwelt und Geologie

ISSN 0863 – 2200

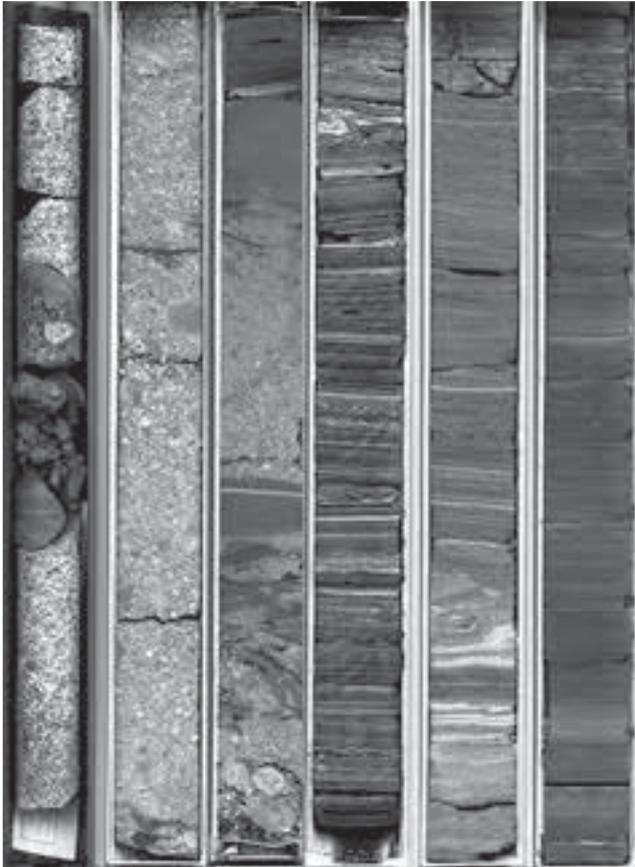
Geoprotectio, Freiberg

12 (2005)

Impressum

Geoprofil Nr. 12

Die Forschungsbohrungen Baruth



Titelbild:

Bohrkern der Forschungsbohrung 1/98
Scan-Aufnahmen, Zusammenstellung: Dr. K. Goth

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Öffentlichkeitsarbeit
Zur Wetterwarte 11, 01109 Dresden
E-Mail: Abteilung1@lfug.smul.sachsen.de
(kein Zugang für elektronisch signierte sowie für verschlüsselte elektronische Dokumente)

Redaktion:

Dr. Harald Walter, Astrid Engelhardt-Sobe
Abteilung Geologie

Redaktionsschluss: Juli 2004

Gestaltung, Satz, Repro:
saxoprint GmbH
Enderstraße 94, 01277 Dresden

Druck und Versand:

saxoprint GmbH
Enderstraße 94, 01277 Dresden
Fax: 0351/20 44 366
E-Mail: versand@saxoprint.de
(kein Zugang für elektronisch signierte sowie für verschlüsselte elektronische Dokumente)

Auflage: 300

Bezugsbedingungen:

Diese Veröffentlichung kann von der Saxoprint für 12,50 EUR bezogen werden.

Hinweis:

Diese Veröffentlichung wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (LfUG) herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von Wahlhelfern im Wahlkampf zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Druckschrift nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme des Landesamtes zugunsten einzelner Gruppen verstanden werden kann. Den Parteien ist es gestattet, die Druckschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu verwenden.

Für den Inhalt der Einzelbeiträge tragen grundsätzlich die Autoren die Verantwortung.

Copyright:

Diese Veröffentlichung ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte, auch die des Nachdrucks von Auszügen und der fotomechanischen Wiedergabe, sind dem Herausgeber vorbehalten.

Gedruckt auf 100% Recyclingpapier

März 2005

Artikelnummer: L VI-4-2/12

Das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie ist im Internet (www.umwelt.sachsen.de/lfug).

Die Forschungsbohrungen Baruth

**und weitere Beiträge zur Regionalen Geologie
von Sachsen**

Freiberg, März 2005

Vorwort

Im Sommer 1998 wurden im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie und des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben zwei Forschungsbohrungen in der Lausitz abgeteuft. Sie sollten einen verdeckten vulkanischen Krater erkunden, das Maar von Baruth. Heute kann man mit Recht sagen, dass dieses Ziel erreicht wurde. Die Auswertung der Bohrkerne hat inzwischen viel zum grundsätzlichen Verständnis solcher Maarstrukturen beigetragen. In diesem Heft werden nun die Bilder der erbohrten Gesteinssäulen publiziert, Meter für Meter. Allen Wissenschaftlern eröffnet sich so die Möglichkeit, den Ablauf der geologischen Prozesse in dem Baruther Maar nachzuvollziehen.

Der Beitrag von K. Goth und P. Suhr zur Visualisierung des Bohrprofils der Forschungsbohrungen Baruth wird im vorliegenden Heft 12 der Reihe „Geoprofil“ durch weitere Ergebnisse zur Regionalen Geologie von

Sachsen ergänzt. K. Huhle berichtet über fröheisterzeitliche Schotter der Freiburger Mulde bei Meißen. J. Klöber; H. Lindner und C. Oelsner erläutern die Ergebnisse geophysikalischer Vermessungen zur Kartierung eines Lamprophyrganges im Elbsandsteingebirge. U. Lehmann dokumentiert die geologischen Verhältnisse, die durch die Auffahrung eines Abwasserstollns im Westerzgebirge freigelegt werden. M. Schade untersucht das Vorkommen von Seifengold in Bächen und Flüssen des Lausitzer Berglandes. M. Schauer und H. Walter zeigen neue Erkenntnisse zum Rotliegend des Briesnitzer Beckens bei Dresden auf. W. Pälchen und E. Geißler fassen die geowissenschaftlichen Arbeiten im Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie für den Berichtszeitraum von 1997 bis 2003 in einem Tätigkeitsbericht zusammen. Die Ergebnisse der Beiträge liefern Grundlagen für künftige geologische Arbeiten im Freistaat Sachsen und informieren über die Aktivitäten im Umfeld unseres Hauses.

Ich wünsche dem Heft eine interessierte Leserschaft.



Hartmut Biele
Präsident des Sächsischen Landesamtes
für Umwelt und Geologie

Inhalt

	Seite
GOTH, K. & SUHR, P.: Die Forschungsbohrungen Baruth 1998. Dokumentation der Entwicklungsgeschichte eines oberoligozänen Maarsees	5
HUHLE, K.: Neue Daten zum Fundort der frühestzeitlichen Schotter der Freiburger Mulde in der ehemaligen Ziegeleigrube Drosselgrund in Meißen	41
KLÖBER, J.; LINDER, H. & OELSNER, C.: Ergebnisse magnetischer Messungen am Zeughausgang, Sächsische Schweiz	55
LEHMANN, U.: Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Abwasserstollns Schönheiderhammer - Wolfsgrün bei Eibenstock (Sachsen)	59
SCHADE, M.: Gold im Lausitzer Bergland	79
SCHAUER, M. & WALTER H.: Das Briesnitzer Becken bei Dresden (Sachsen)	99
PÄLCHEN, W. & GEIßLER, E.: Tätigkeitsbericht des Bereiches Boden und Geologie/ Geologischer Dienst des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie für den Zeitraum 1997-2003	109
Buchbesprechung	142

Die Forschungsbohrungen Baruth 1998

Dokumentation der Entwicklungsgeschichte eines oberoligozänen Maarsees

Kurt GOTH & Peter SUHR, Freiberg

1 Einleitung

Bei der gravimetrischen Regionalvermessung der DDR wurden nordöstlich von Bautzen zwei starke Anomalien der Erdschwere nachgewiesen (LINDNER 1963). In die größere der beiden Anomalien bei der Ortschaft Kleinsaubernitz wurde 1970 eine Kartierungsbohrung abgeteuft (MAGALOWSKI & LI 1974). Erwartet hatte man einen varistischen Stockgranit (LINDNER & BRAUSE 1967). Die Bohrung traf bis 529 m Tiefe sedimentäres Tertiär an. Nach einer erneuten Kernaufnahme interpretierten SUHR & GOTH 1994 das Profil als Maarfüllung, die von einem mehr als 200 m mächtigen miozänen Sedimentpaket überlagert ist.

Erst bei der Revision der vorhandenen geophysikalischen Messergebnisse erkannte WIEMEIER (unpublizierte Ergebnisse) die Bedeutung der zweiten Anomalie. Eine Forschungsbohrung in das Zentrum dieser Struktur sollte klären, ob hier ebenfalls ein verfülltes tertiäres Maar im Untergrund vorhanden ist. Zur Absicherung der optimalen Lage des Bohransatzpunktes führte das GGA-Institut Hannover und die Mitarbeiter des Instituts für Geophysik und Geologie (IGG) in Leipzig (Prof. JACOBS) eine Reihe von geophysikalischen Spezialuntersuchungen durch (Z. angew. Geol. 2003/1; BRUNNER et al. 1999; BRUNNER 2001).

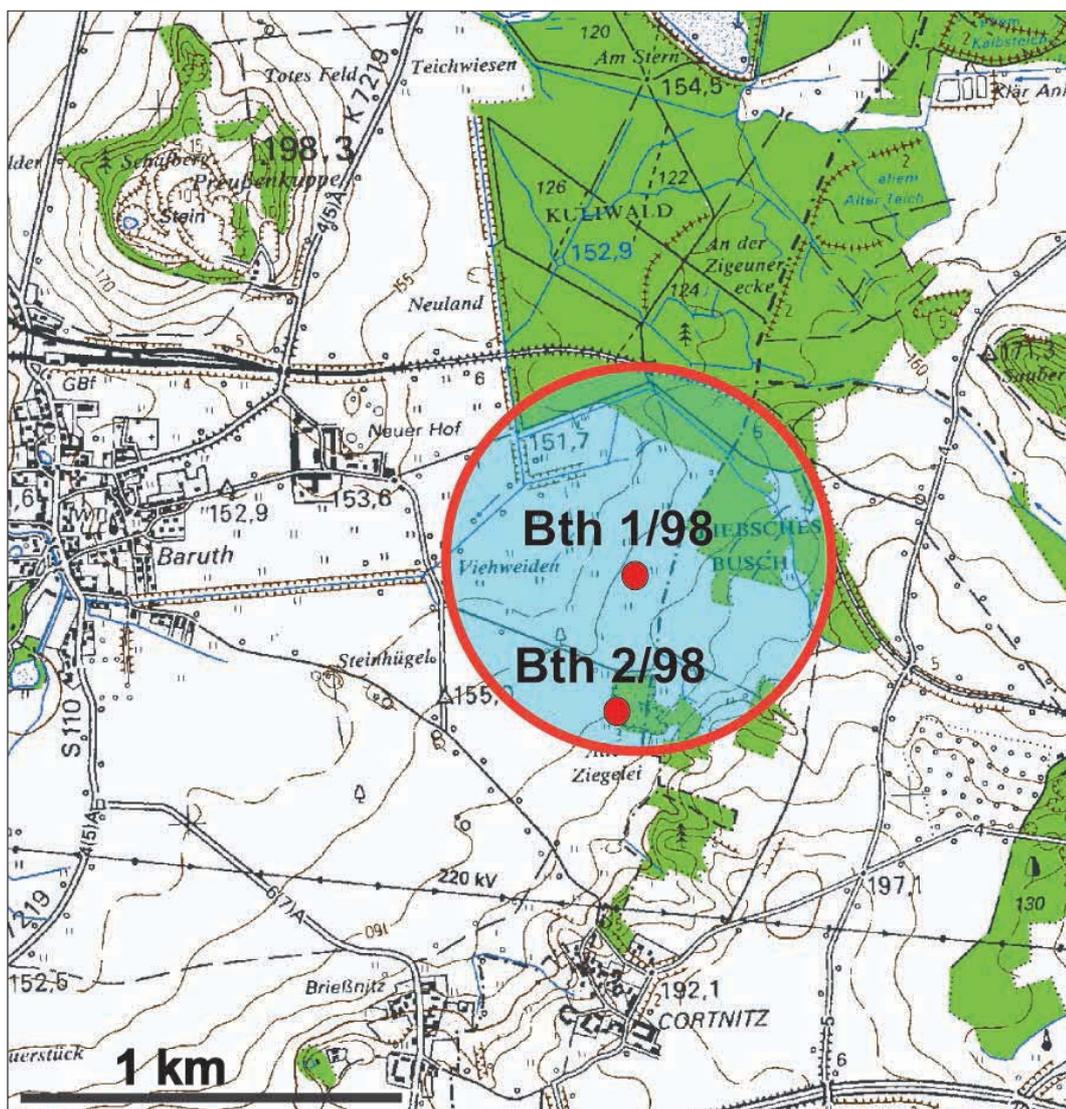


Abb. 1: Lage der beiden Forschungsbohrungen im Baruther Maar (blaue Fläche)



Abb. 2:
Bohrstelle der
Forschungsbohrung
Baruth 1/98

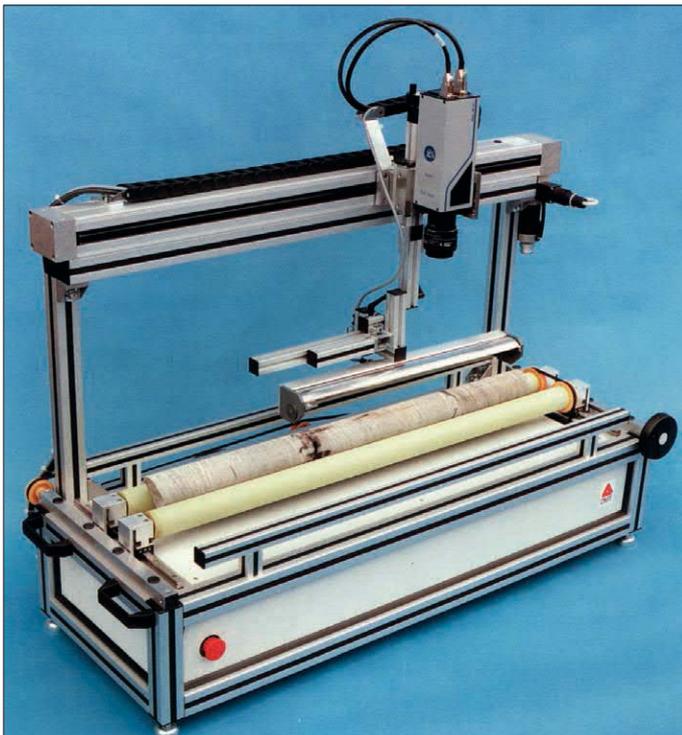


Abb. 3:
CoreScan-Gerät der Firma DMT;
aus einem Firmenprospekt der DMT

2 Die Bohrungen

Vom 4. Mai bis zum 14. Juni 1998 wurde die FB Bth 1/98 bis 279,60 m Teufe gebohrt. Zur Klärung der seitlich versetzten Magnetanomalie (PUCHER et al. 2003) wurde in den folgenden Wochen eine zweite Bohrung in den Randbereich der Struktur angesetzt und bis zu einer Endteufe von 99,9 m abgeteuft. Bei beiden Bohrungen lag der Kerngewinn zwischen 95 und 100%. Nur in bohrtechnisch problematischen Be-

reichen kam es zu größeren Kernverlusten. Die Bohrung Bth 1/98 ist von 0,0 bis 279,60 m voll gekernt worden. Bis 200 m Teufe beträgt der Kerndurchmesser 100 mm, darunter 80 mm. Bei der Bohrung Bth 2/98 ist nur von 30,0 bis 99,90 m das Seilkernverfahren mit 100 mm Kerndurchmesser zum Einsatz gekommen.

Für die Zielstellung der Bohrungen wurde bei den zur Verfügung stehenden finanziellen Mitteln bohrtechnisch ein optimales Ergebnis erreicht.

Diese Gliederung konnte auf die Forschungsbohrungen Baruth 1/98 und 2/98 problemlos übertragen werden. Die Bohrung Bth 1/98 erreichte die Lithozone A nicht, die Lithozone B nur in ihrem obersten Bereich. Wahrscheinlich wurden die Verlandungssedimente (Lithozone E) in der Zeit vom höheren Oberoligozän bis zum Mittelmiozän erodiert. Deshalb liegt heute der 2. Miozäne Flözhorizont (Mittelmiozän, HOTTENROT 2003) auf den oberoligozänen Seesedimenten.

Durch den Vergleich der bekannten Maarstrukturen (Messel, Eckfeld, Kleinsaubernitz etc.) zeigt sich immer deutlicher, dass die Verfüllung von Maaren generell einen ähnlichen Verlauf nimmt. Bis zur Stabilisierung der Struktur werden in relativ kurzer Zeit große Mengen klastischen Materials aus dem Ringwall und der Kraterwand in Form von Bergstürzen und Trümmerströmen in den entstehenden See geschüttet. Ist die Struktur mit Wasser voll gelaufen, entwickelt sich in der Regel eine meromiktische Dichteschichtung des Wasserkörpers. Die Überlieferung organischen Materials, die Erhaltung der Lamination und die Ausfällung von Siderit sind eine direkte Folge der Meromixis (GOTH 1990). In allen Maarseen entwickeln sich aufgrund ihrer Morphologie Sedimentströme, die als Ereignisse die Hintergrundsedimentation überlagern. Mit Verringerung der Reliefenergie im Verlauf der Entwicklung der Gesamtstruktur nimmt die Anzahl und das Volumen der Ereignissedimente ab.

Die individuellen Unterschiede in der Entwicklung der bisher untersuchten fossilen Maare entstehen durch den Einfluss der verschiedenen Nebengesteine (LORENZ et al. 2003) sowie die Dauer der Ausbrüche und der damit verbundenen Menge der Auswurfmassen. Von entscheidender Bedeutung für die biologische Entwicklung im Ökosystem eines Maarsees ist das Klima. So sind in den tertiären Maaren – im Gegensatz zu den minerogenen Laminiten der quartären Eifelmaare - Mikrolaminite ausgebildet, die von Algen dominiert sind.

Die Bohrungen Bth 1/98 und Bth 2/98 ermöglichen anhand der Scanbilder einen Gang durch die Geschichte eines oligozänen Maarsees von der Lithozone B bis zur Lithozone D.

5 Die Forschungsbohrung Bth 1/98

R: 5473311,3
H: 5676603,1
HN: +158,1m

Quartär

0,0 bis 0,4 m Mutterboden
0,4 bis 0,9 m Grobsand bis Feinkies, graubraun

Mittelmiozän

0,9 bis 18,25 m Wechsellagerung von tonigem Grobsand mit sandigem Ton, grau
18,25 bis 29,6 m fetter Ton, z. T. schwach sandig, beige; einzelne Xylit
29,6 bis 31,9 m kohliges Ton mit Markasitkongregationen, dunkelbraun
31,9 bis 32,0 m Braunkohle, dunkelbraun
32,0 bis 32,2 m stark kohliges Ton, braun, beige marmoriert
32,2 bis 32,9 m Braunkohle, dunkelbraun
32,9 bis 33,0 m kohliges Ton mit Xylit, graubraun
33,0 bis 33,6 m tonige Braunkohle mit Markasitkongregationen, dunkelbraun
33,6 bis 34,0 m kohliges Ton mit Xylit, braungrau
34,0 bis 34,6 m Braunkohle, dunkelbraun
34,6 bis 35,7 m fetter Ton, vereinzelt sandig, beige mit schwarzen Schlieren (Wurzelspuren)
35,7 bis 38,0 m feinsandiger Mittelsand, z. T. schluffig braun
38,0 bis 38,3 m kohliges Feinsand, schluffig, dunkelbraun

Oberoligozän

38,3 bis 48,0 m schluffiger Feinsand, z. T. mittelsandig, braun bis beige (?Lithozone D4)
48,0 bis 48,9 m toniger Schluff, sandig, hellbeige (?Lithozone D4)
48,9 bis 50,0 m fetter Ton, hellbeige (?Lithozone D4)

Die geschnittenen Kerne von 49,0 m bis 279,6 m liegen als digitale Bilder vor. Bis 200,0 m Tiefe haben die Kerne einen Durchmesser von 10,0 cm, darunter wurde mit einem Kerndurchmesser 8,0 cm gebohrt.

Jeweils 10 Kernmärsche sind in einer Abbildung zusammengefasst. Die Zahl am oberen Ende jedes Kernmärsches steht für die Tiefe: 69 zeigt also den Kern von 69,0 bis 70,0 m. Bei Kernverlust sind die noch erhaltenen Stücke im Hangenden angesetzt. Die Bilder geben nicht die Originalfarbtiefe wieder, da sie digital bearbeitet wurden, um die Strukturen besser sichtbar zu machen.

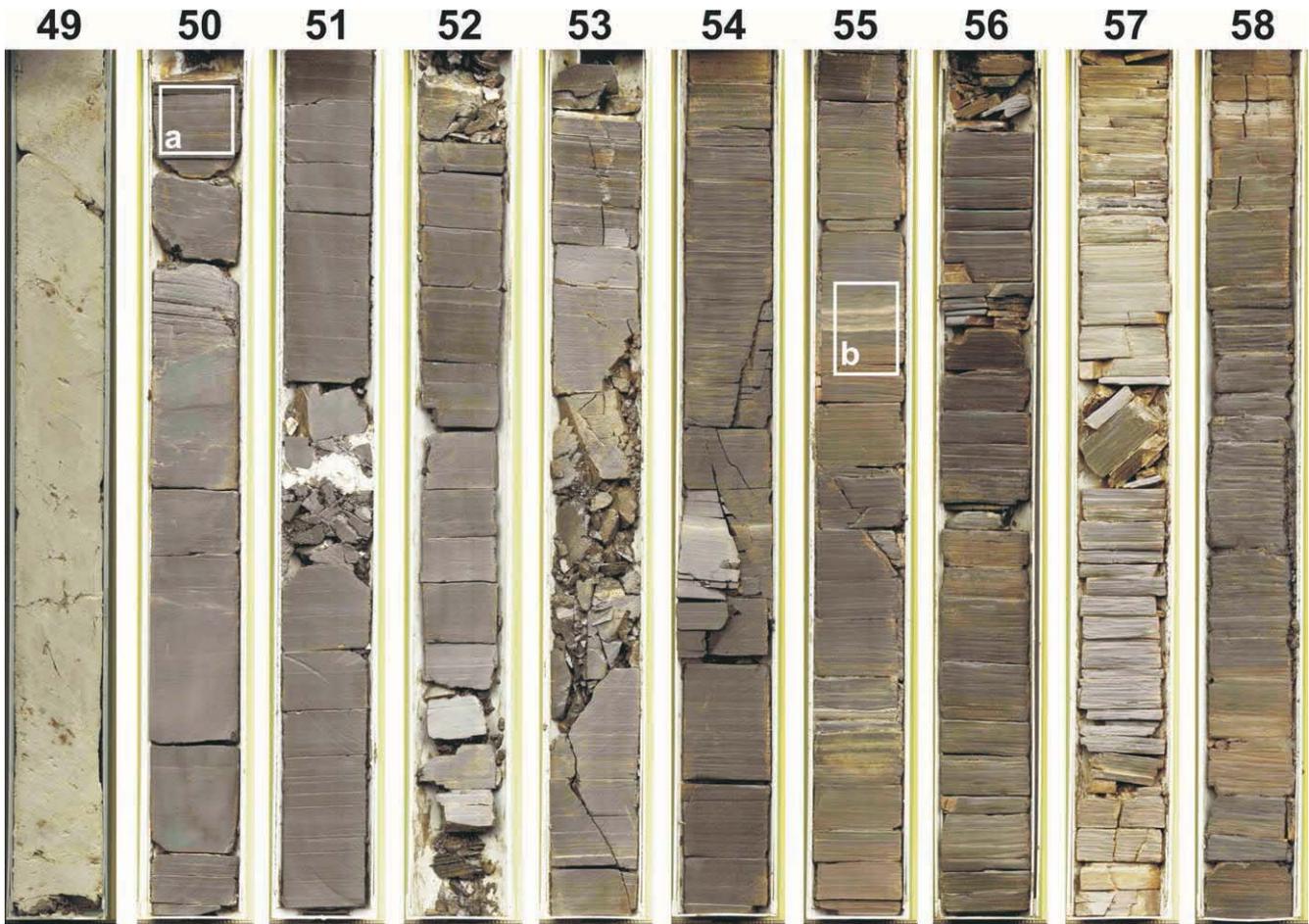


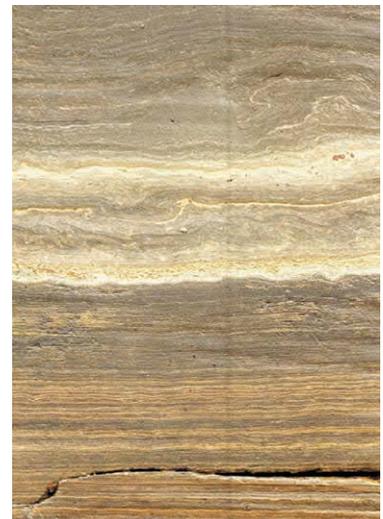
Abb. 5: Bohrkern Bth 1/98 49,0 bis 59,0 m.

49,0 bis 50,0 m: Fetter Ton, hellbeige, z. T. mit dunklen Schlieren. **50,0 bis 53,7 m:** Schwarzbrauner Diatomit, partienweise laminiert. Mehrere sehr dünne distale Turbidite (helle Kaolintonlagen): bei 51,42 m ein mehrere Zentimeter mächtiger weißer Kaolinton; Kern hier zerbrochen. Bei 52,03 m und bei 53,04 m je ein ca. 5 mm mächtiger weißer Kaolinton; von 50,36 bis 50,50 m Rutschstruktur (slumping structures); Entwässerungsstrukturen (loop structures) bei 50,66 m und 52,84 m; Mikroverwerfungen bei 52,05 m. **53,7 bis 59,0 m:** Schwarzbrauner Diatomit, fein laminiert mit einzelnen Sideritlagen. Bei 55,33 m ein sandiger Turbidit mit zwei Sideritlagen darüber (jüngste Sideritlagen im Profil); Sedimentpaket über dem Turbidit mit Rutschstrukturen (slumping structures); Entwässerungsstrukturen (loop structures) bei 55,24 m, 55,82 m, 55,92 m, 56,64 m, 57,28 m, 57,60 m, 58,50 m, 58,85 m; Mikroverwerfungen bei 57,18 m.



Abb. 5a:
Diatomit; Feinlamination
in diesem Maßstab nicht
erkennbar.

Abb. 5b:
Unten: Laminiertes Diatomit
mit Sideritlagen (gelb);
darüber Turbidite;
oberhalb der sandigen
Basis des ersten Turbidits
ist das Sedimentpaket
durch Rutschungen
deformiert.



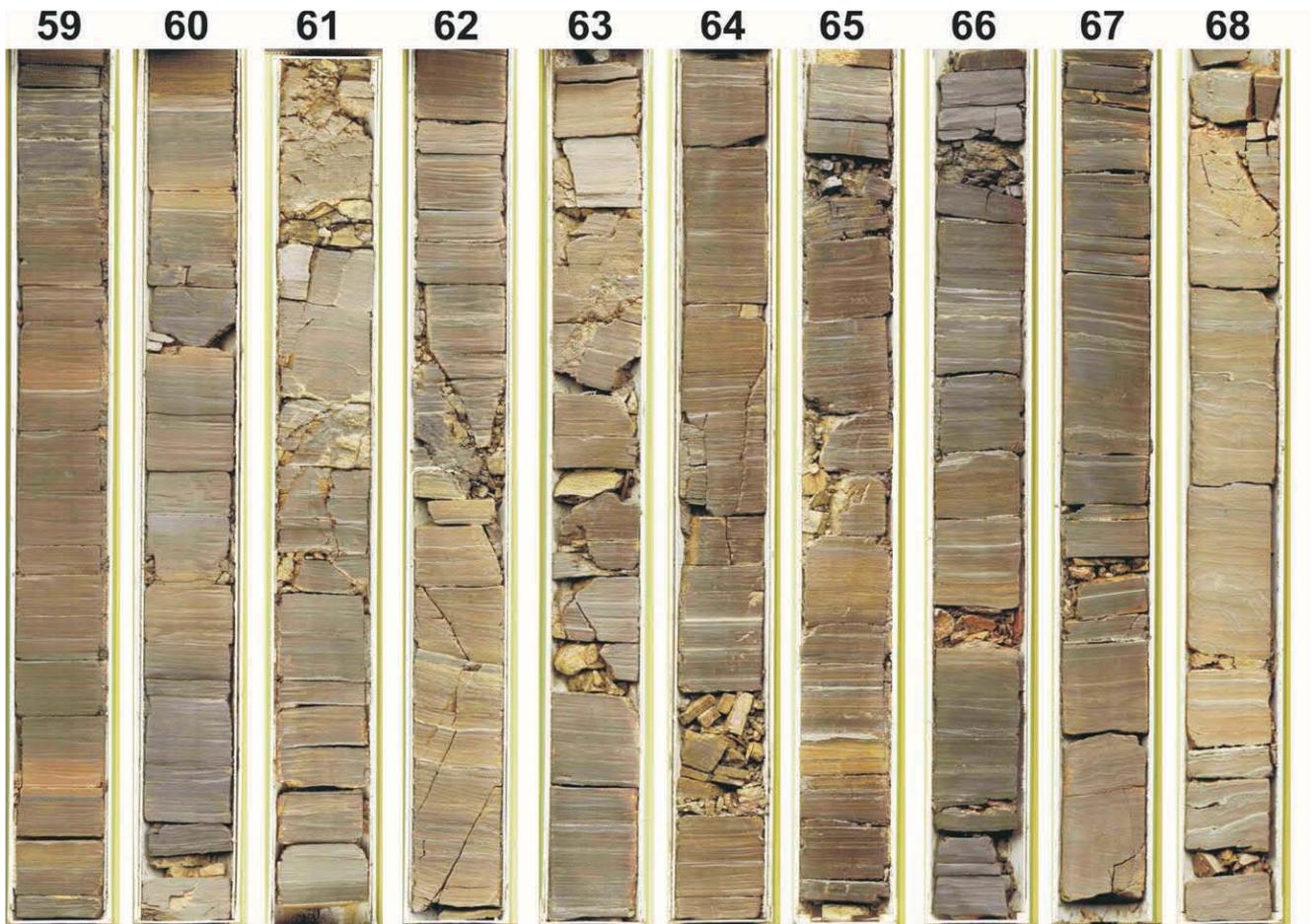


Abb. 6: Bohrkern Bth 1/98 59,0 bis 69,0 m.

59,0 bis 69,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun. Von 66,7 m bis 68,12 m ist durch mehrere Rutschungen (slumping) die Lamination gestört; vereinzelt dünne Turbidite, ab 62,0 m häufiger (z. B. bei 64,62 m, 65,85 m und 67,7 m); von 66,4 bis 69,0 m im Abstand von etwa 10 cm slumping-Strukturen, die bis 12 cm mächtig sind, Sideritlagen häufig, unregelmäßig verteilt. Entwässerungsstrukturen (loop structures) bei 59,93 m, 61,74 m, 62,15 m, 64,03 m, 64,26 m, 64,48 m, 65,35 m, 65,76 m; Mikroverwerfungen bei 62,12 m, 68,11 m.



Abb. 6a:
Feinlaminiertes Diatomit mit Entwässerungsstruktur (loop structure)
(hochauflösender Scan; Bildbreite 1cm).

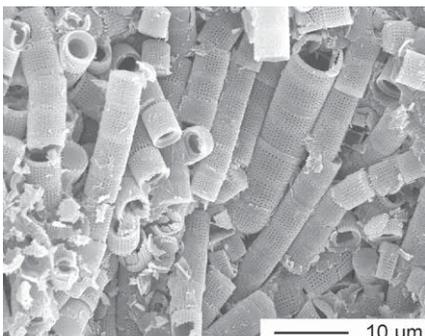


Abb. 6b:
Centrale
Diatomeen,
bloom-Lage
(REM-
Aufnahme,
D. RÖßLER).

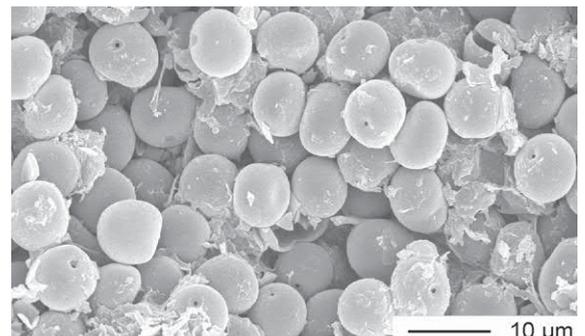


Abb. 6c:
Ansammlung von Chrysophyceen-Zysten
(REM-Aufnahme, D. RÖßLER).

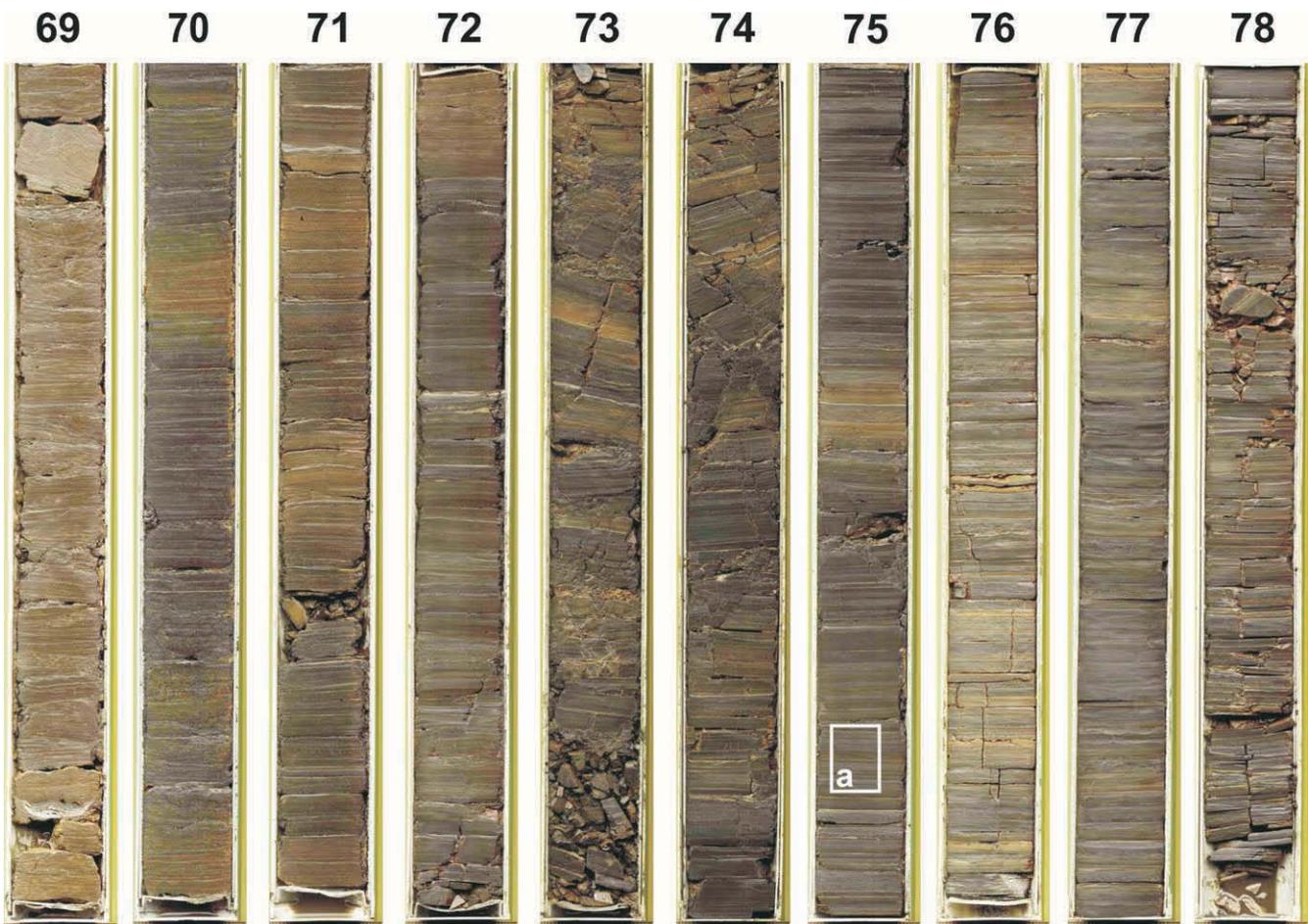


Abb. 7: Bohrkern Bth 1/98 69,0 bis 79,0 m.

69,0 bis 79,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun. Ab 74,0 m Tiefe nehmen die Turbidite sprunghaft zu; der Anteil an der gesamten Sedimentmächtigkeit springt von ca. 7 % auf fast 25 %; mit zunehmender Tiefe steigt der Anteil des umgelagerten Materials (Turbidite) weiter an, bis er sich ab 77,0 m bei etwa 50% einpegelt; von 69,0 bis 70,4 m setzen sich die Rutschungserscheinungen des vorhergehenden Abschnittes fort; eine vorerst letzte Rutschungsstruktur findet sich bei 72,12 m; innerhalb der Lamination liegende plane Sideritlagen sind im gesamten Abschnitt häufig; z. T. vorhandene mächtigere Sideritlagen sind krumpelig (G 1990: 38) ausgebildet (75,84 m, 76,47 m Doppellage, 77,56 m, 78,35 m, 78,45 m, 78,54 m; 3 cm mächtiges Paket aus vier Lagen 78,62 m, 78,87 m); ab 72,02 m vereinzelt Entwässerungsstrukturen (loop structures) (72,02 m, 72,06 m, 72,59 m, 73,05 m, 74,94 m, 77,25 m, 77,49 m); Mikroverwerfungen bei 75,01 m, 75,50 m, 77,31 m, 77,65 m.



Abb. 7a:
Wechselagerung von laminiertem Diatomit
und geringmächtigen turbiditischen Lagen.

Abb. 7b:
Beispiel für die Makroflora aus dem Diatomit:
Fruchtstand des tertiären Buchengewächses
Eotrigonobalanus furcinervis (ROSSMÄSSLER)
WALTHER & KVAČEK (Länge 3 cm).



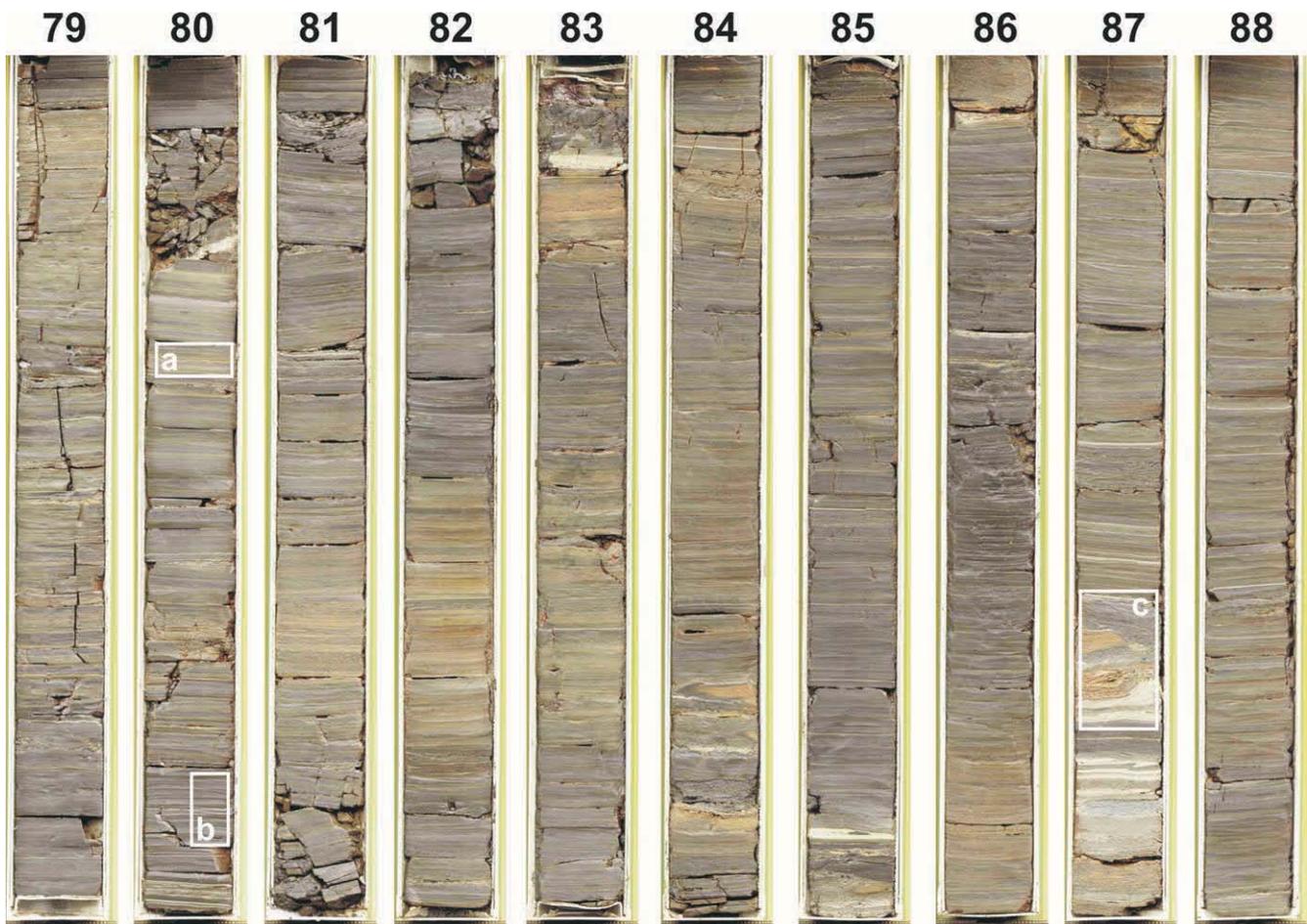


Abb. 8: Bohrkern Bth 1/98 79,0 bis 89,0 m.

79,0 bis 89,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der allochthone Sedimentanteil (Turbidite) beträgt weiterhin etwa 50 %. Auffällige Turbidite bei 84,75 m (Mächtigkeit 4 cm), 84,81 m (4,6 cm), 84,88 m (7,3 cm), 87,99 m (35,0 cm); in diesem Abschnitt keine Rutschstrukturen (slumping structures); krumpelige und plane Sideritlagen sind sehr häufig (keine Aufzählung), nur wenige Bereiche sind frei von Sideritlagen; sechs Entwässerungsstrukturen (loop structures) von 79,0 bis 80,0 m (keine Aufzählung), tiefer vereinzelt, bei 83,52 m und bei 84,58 m; Mikroverwerfungen bei 86,39 m, 87,52 m.

Abb. 8c:
Teil eines Turbidites mit Schollen
von sideritführendem Resediment.

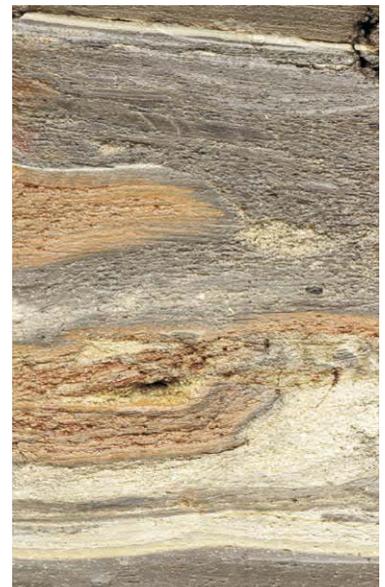


Abb. 8a:
Wechselagerung von
Diatomiten, Turbiditen
und Sideritlagen.



Abb. 8b
Wechselagerung
gering mächtiger
Turbidite mit Diatomit.



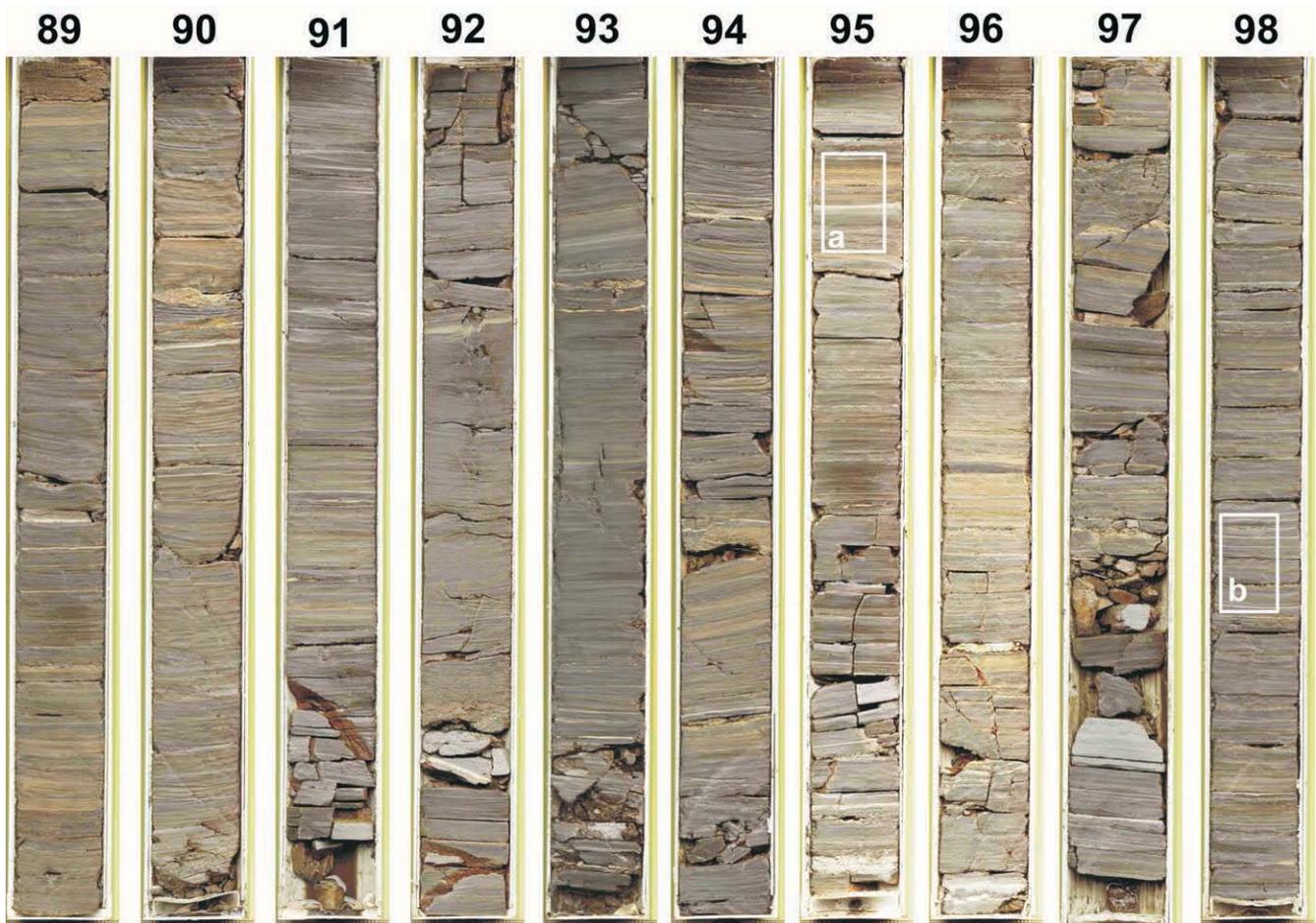


Abb. 9: Bohrkern Bth 1/98 89,0 bis 99,0 m.

89,0 bis 99,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) schwankt bei den einzelnen Kernmärschen zwischen 37 % und 73 %, der mächtigste Turbidit befindet sich bei 92,71 m (48,2 cm); gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) bei 89,4 m; krumpelige und plane Sideritlagen sind auch hier sehr häufig (keine Aufzählung), nur wenige Bereiche sind frei von Sideritlagen (z. B. 95,42 bis 96,40 m); von 89,00 bis 89,05 m Anhäufung von krumpeligen Sideritlagen; Entwässerungsstrukturen (loop structures) selten; Mikroverwerfungen häufig.

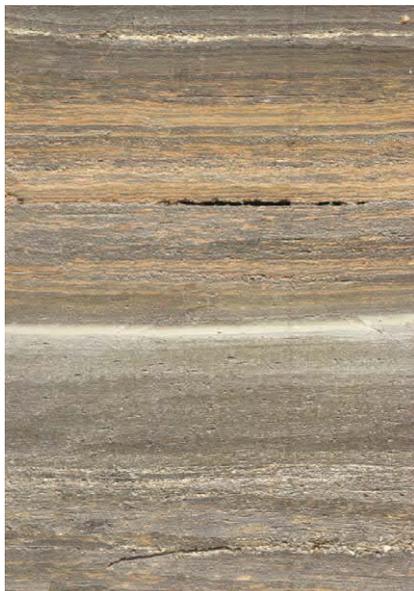


Abb. 9a:
Turbidit mit Fetzen von Sideritlagen und einer hellen Kaolintonlage als Abschluss. Darüber ein Abschnitt mit vielen Sideritlagen.

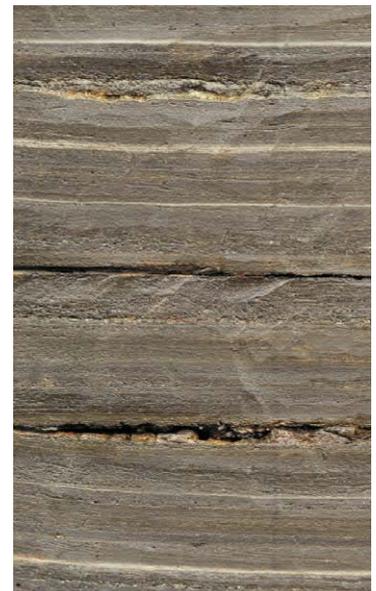


Abb. 9b:
Wechselagerung von Diatomit und Turbiditen; helle Kaolintonlagen als Abschluss der Turbidite.

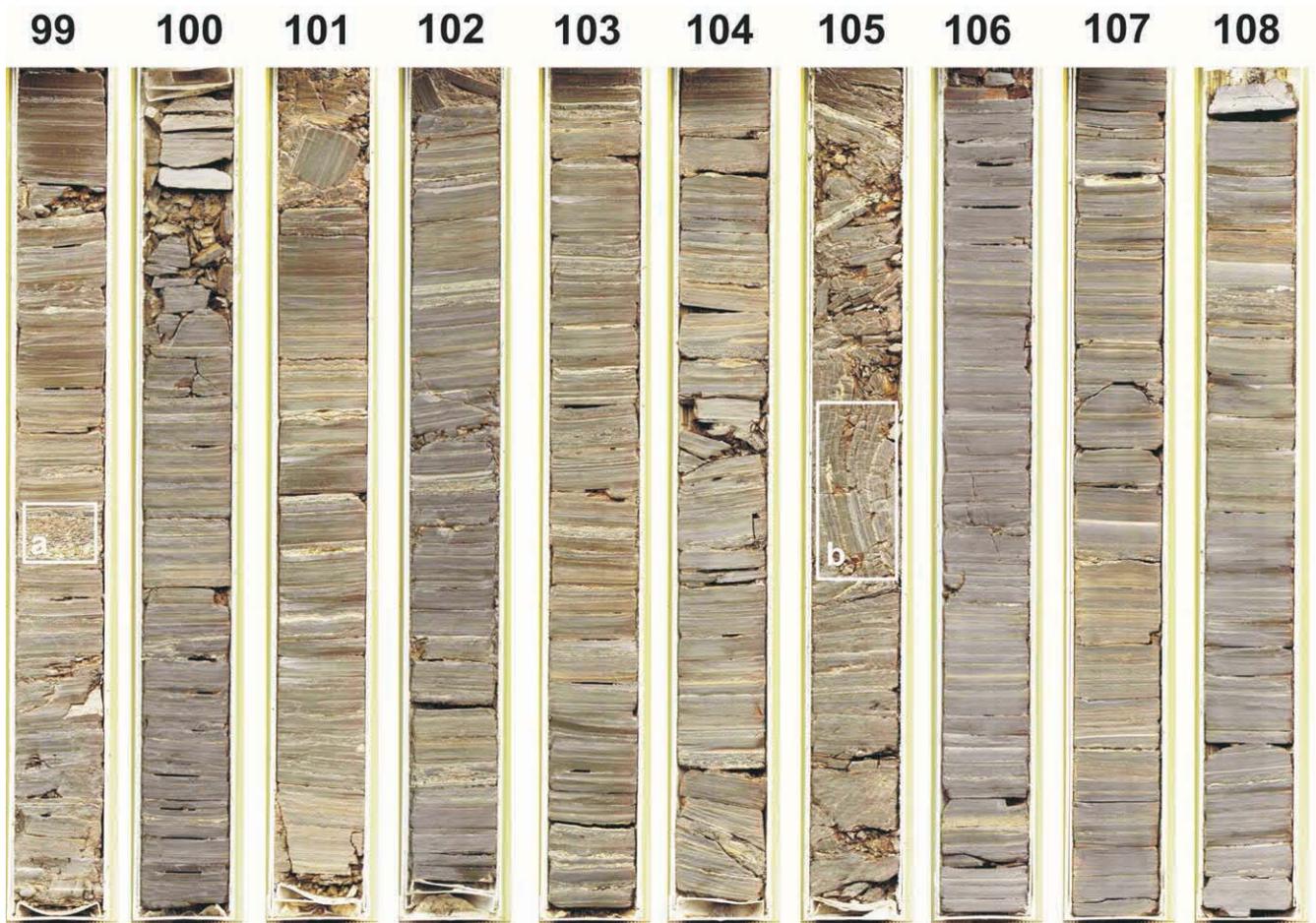


Abb. 10: Bohrkern Bth 1/98 99,0 bis 109,0 m.

99,0 bis 109,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) schwankt bei den einzelnen Kernmärschen zwischen 39 % und 72 %, der auffälligste Turbidit befindet sich bei 99,57 m (6,0 cm); gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) selten, eine geringmächtige bei 99,28 m und eine mächtige Struktur mit fast senkrecht stehender Schichtung bei 105,63m (60 cm); Sideritlagen sind verglichen mit dem vorhergehenden Abschnitt seltener, mit Ausnahme des Kernmarsches von 101 m bis 102 m, hier viele krüppelige Sideritlagen; von Sideritlagen gänzlich freier Bereich von 108,5 bis 109,0 m; Entwässerungsstrukturen (loop structures) selten; Mikroverwerfungen selten.

Abb. 10a:
Turbidit mit resedimentierten Seeablagerungen.



Abb. 10b:
Diatomit mit
Turbiditen;
saigerer Teil
einer Rutschfalte.



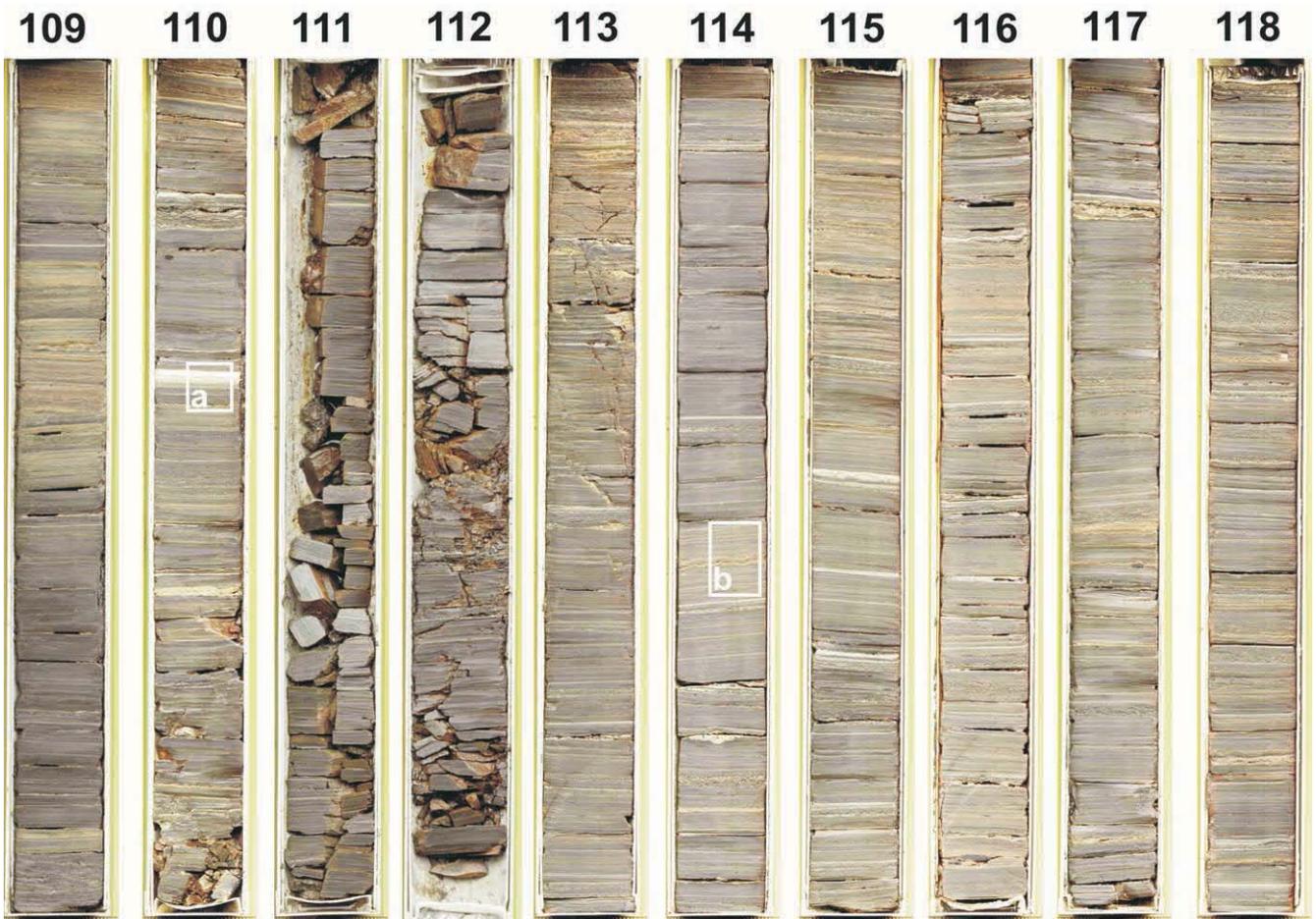


Abb. 11: Bohrkern Bth 1/98 109,0 bis 119,0 m.

109,0 bis 119,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) schwankt bei den einzelnen Kernmärschen zwischen 33 % und 58 %; auffällig an einigen Turbiditen ist der mächtige obere Abschnitt aus Kaolinton; gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) selten; Sideritlagen (ebene und krumpelige) sind hier wieder häufiger; von Sideritlagen gänzlich freie Bereiche fehlen; Entwässerungsstrukturen (loop structures) selten; Mikroverwerfungen relativ selten. Durch den gesamten Kern von 111,0 bis 112,0 m verläuft eine senkrecht stehende Kluft.



Abb. 11a:
Abfolge von
Turbiditen,
auffällig der
hohe Kaolin-
anteil im mitt-
leren Bereich.

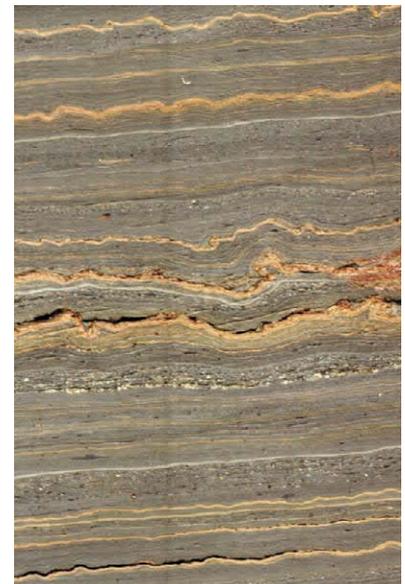


Abb. 11b:
Diatomit mit
einzelnen
Turbiditen
und vielen
Sideritlagen,
teilweise
"krumpelig".

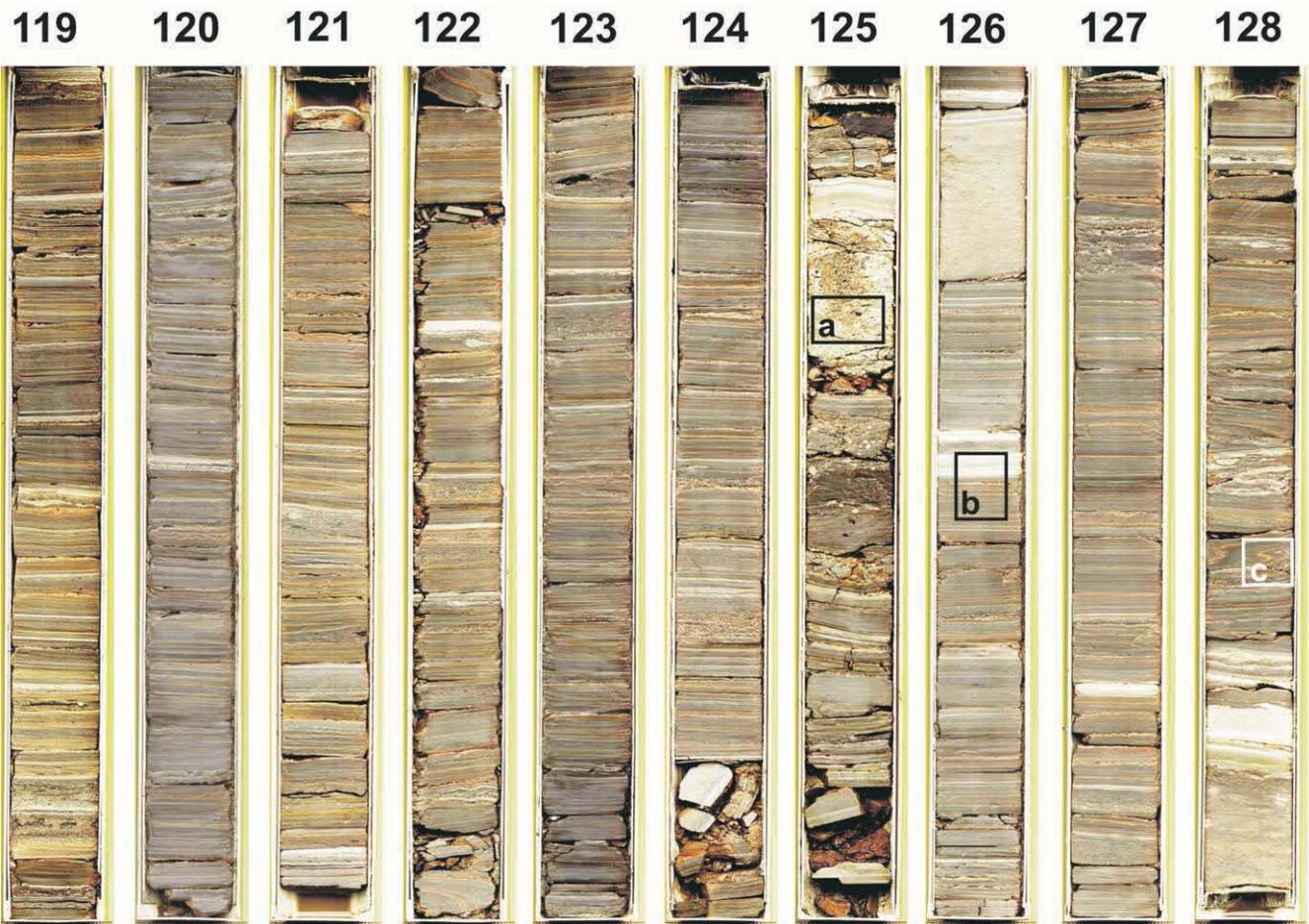


Abb. 12: Bohrkern Bth 1/98 119,0 bis 129,0 m.

119,0 bis 129,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) schwankt bei den einzelnen Kernmärschen zwischen 33 % und 62 %; ab 125 m Tiefe werden einzelne Turbidite deutlich mächtiger: 125,31 m (22 cm), 125,53 m (20,5 cm), 126,25 m (19 cm); gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) bei 123,0 m, 128,49 m, 128,55 m und bei 128,64 m; Sideritlagen (ebene und krumpelige) innerhalb der Laminite sind hier ebenfalls häufig; Entwässerungsstrukturen (loop structures) bei 120,3 m, 125,06 m und bei 126,31 m; Mikroverwerfungen relativ selten.

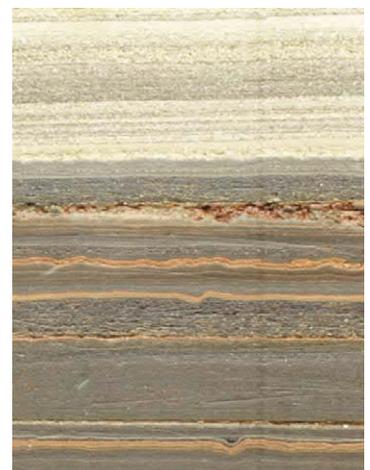


Abb. 12a:
Ausschnitt des tieferen Teiles
eines groben Turbidits
mit Holzresten und
alterierten Pyroklastika.



Abb. 12c:
Rutschfalte (slumping structure);
durch die mitgefalteten Sideritlagen
gut erkennbar.

Abb. 12b:
Typische Abfolge für diesen
Teufenbereich;
laminierte Diatomite,
Turbidite mit hohem
Anteil an umgelagertem
Diatomit sowie Sideritlagen.



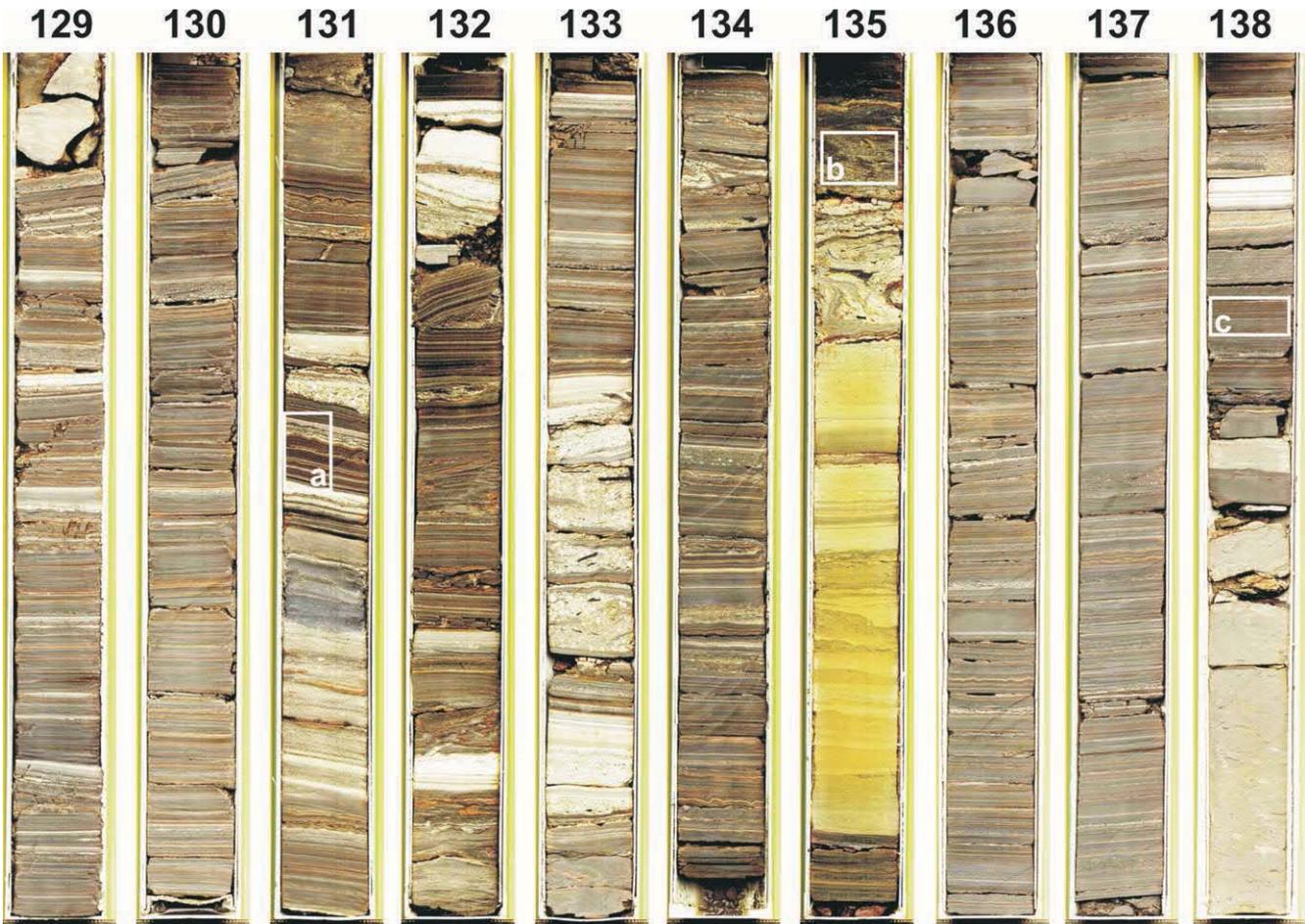


Abb. 13: Bohrkern Bth 1/98 129,0 bis 139,0 m.

129,0 bis 139,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) schwankt bei den einzelnen Kernmärschen zwischen 35 % und 78 %; die Anzahl der Trübestrome ist hier bezogen auf die Tiefe geringer als in den hangenden Diatomiten, aber einzelne Turbidite sind deutlich mächtiger: bei 129,15 m (40 cm), 131,17 m (15 cm), 131,85 m (27 cm), 132,93 m (17 cm), 133,69 m (32 cm), 133,88 m (zwei Turbidite direkt übereinander, 2,7 cm und 6,3 cm), 135,89 m (mehrere Turbidite direkt übereinander, zusammen 50 cm), gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) häufig, mächtige Pakete bei 134,12 m, 135,33 m (unmittelbar auf einem Turbidit); Sideritlagen (ebene und krumpelige) sind hier sehr häufig; Entwässerungsstrukturen (loop structures) fehlen; Mikroverwerfungen sind selten.

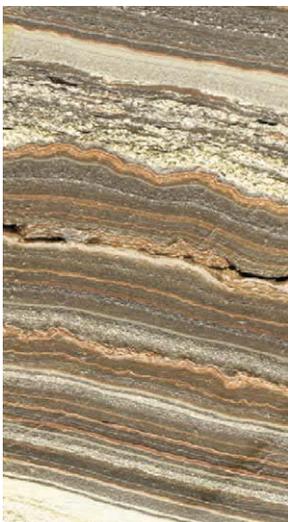


Abb. 13a:
Wechselagerung
von Turbiditen,
laminiertem Diatomit
und Sideritlagen.



Abb. 13b:
Teil eines Turbidites
mit resedimentierten
Schollen aus Diatomit
mit Sideritlagen.



Abb. 13c:
Diatomit mit einzelnen
Turbiditen und dünnen
Sideritlagen.

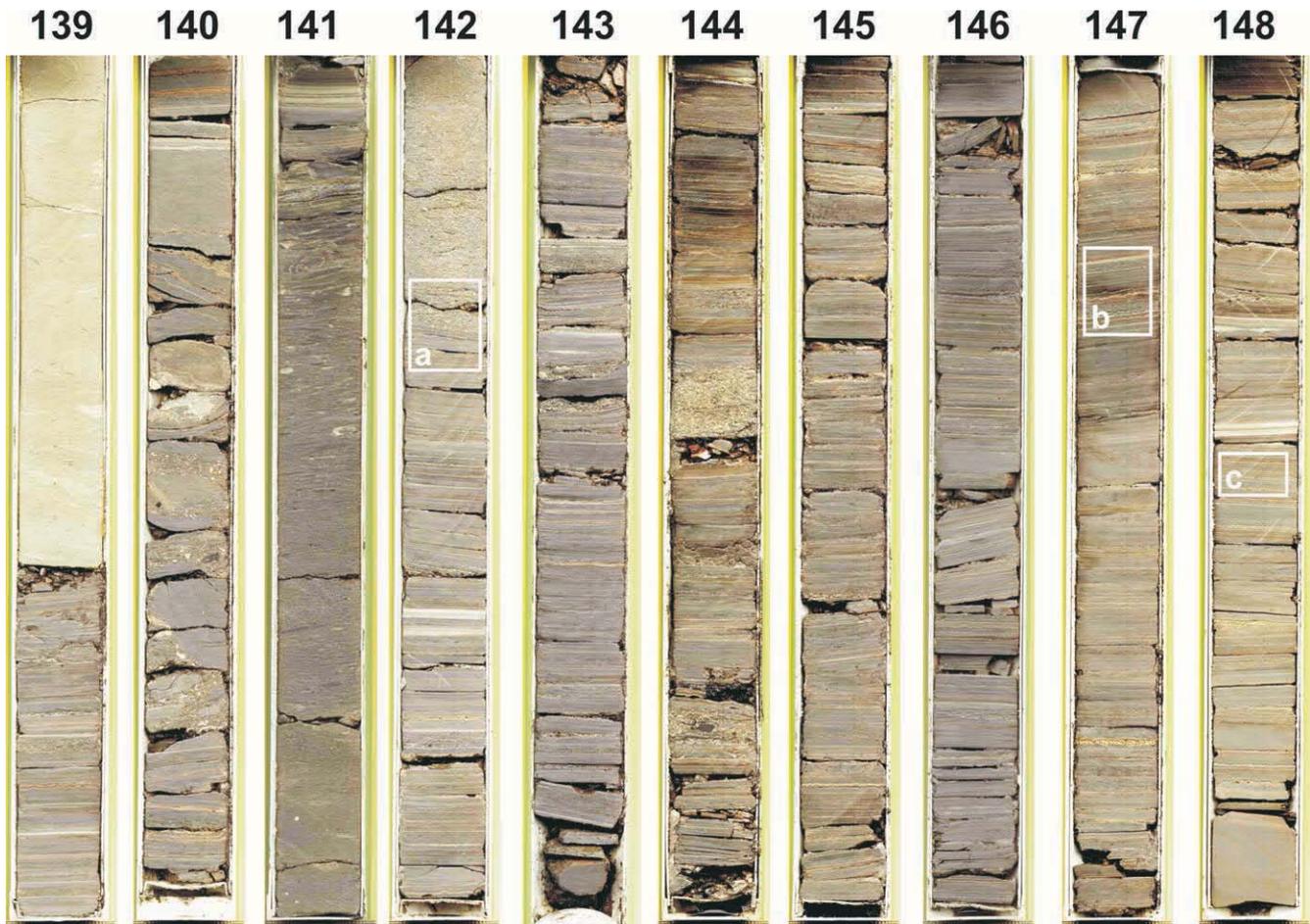


Abb. 14: Bohrkern Bth 1/98 139,0 bis 149,0 m.

139,0 bis 149,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit Turbiditen und Schlammstromsedimenten (mud flows). Die Schlammstromsedimente enthalten hier Sanidin (GILG 2003), der auf phonolitische Aschen zurückgeht. Der Anteil allochthonen Sediments (Turbidite und Schlammstromsedimente) zwischen 139,0 und 144,0 m liegt weit über 50 %, in dem Kernmarsch von 141,0 bis 142,0 m beträgt der Anteil 95 %; gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) fehlen hier; Sideritlagen (ebene und krumpelige) sind in den laminierten Diatomiten häufig; Entwässerungsstrukturen (loop structures) fehlen; Mikroverwerfungen nur zwischen 142,3 m bis 142,7 m.

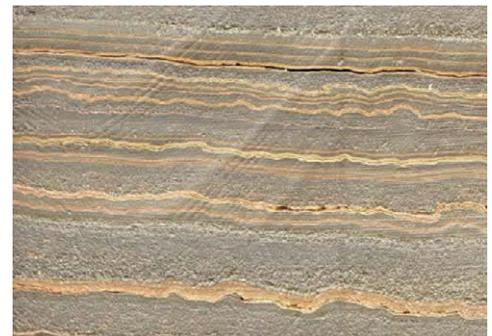
Abb. 14a:
Grenzbereich zwischen dem autochthonen Diatomit und einem überlagernden mächtigen Turbidit.



Abb. 14c:
Eng geschaarte Turbidite mit auffällig vielen Sideritlagen; kaum Diatomit.



Abb. 14b:
Typische Abfolge von Diatomiten, Turbiditen und (z. T. „krumpeligen“) Sideritlagen.



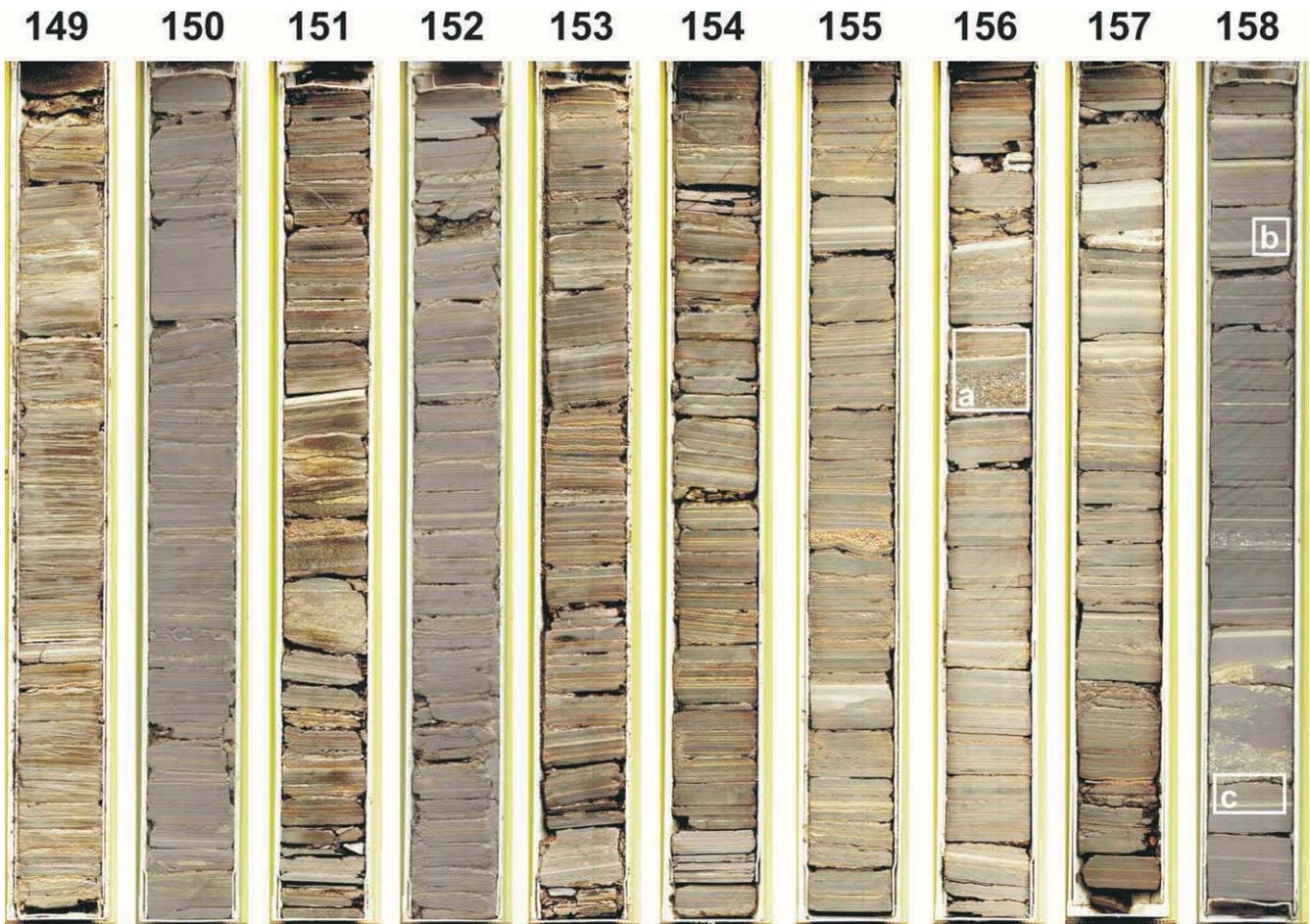


Abb. 15: Bohrkern Bth 1/98 149,0 bis 159,0 m.

149,0 bis 159,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) nimmt in der Mitte dieses Abschnittes etwa um die Hälfte ab; in den liegenden Kernmärschen stellen die Turbidite dann wieder etwa 50 % des Sedimentes; gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) fehlen hier; Sideritlagen (ebene und krumpelige) sind in den laminierten Diatomiten sehr häufig und mehr oder weniger gleichmäßig verteilt; Entwässerungsstrukturen (loop structures) fehlen; Mikroverwerfungen fehlen bis auf eine bei 149,38 m.

Abb. 15a:
Deutlich gradierter Turbidit, der von laminiertem Diatomit mit Siderithorizonten überlagert wird.

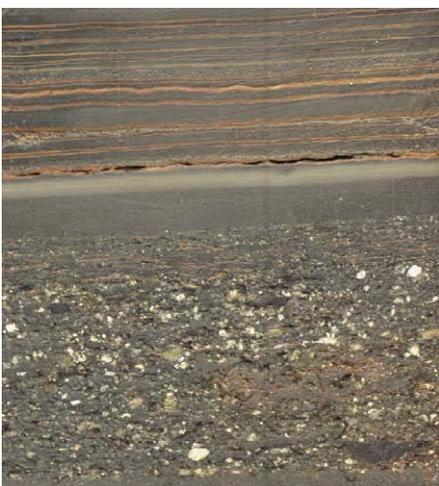


Abb. 15b:
Ausschnitt einer ruhigeren Sedimentationsphase; trotzdem viele Resedimentationserscheinungen.



Abb. 15c:
Laminiertes Sediment zwischen zwei Turbiditen.

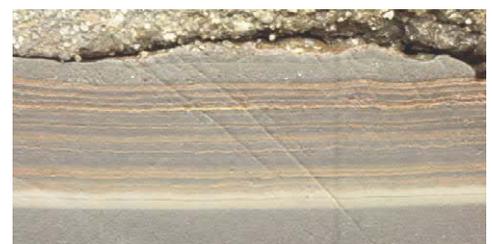




Abb. 16: Bohrkern Bth 1/98 159,0 bis 169,0 m.

159,0 bis 169,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) beträgt zwischen 35% und 73 %; erwähnenswert ist ein Turbidit bei 161,39 m (14 cm) wegen der Belastungsmarke (load cast) an der Basis und den großen Diatomitschollen; ein Teil der Grobklastika sind tonig zersetzte Lapilli; ein weiterer auffälliger Turbidit beginnt bei 162,96 m (38 cm); auch er enthält im basalen Teil große Diatomitschollen und endet mit einer ca. 2 cm mächtigen Kaolintonlage; der Turbidit bei 164,97 m (27 cm) wurde in mehreren Phasen abgesetzt. Charakteristisch für ihn ist, dass wenig Diatomit aufgearbeitet wurde; gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) kommen nur in dem Kernmarsch 164,0 bis 165,0 m vor; Sideritlagen (ebene und krumpelige) sind in den laminierten Diatomiten sehr häufig und mehr oder weniger gleichmäßig verteilt; Entwässerungsstrukturen (loop structures) fehlen; Mikroverwerfungen fehlen ebenfalls. Wie man an diesem Abschnitt erkennt, wird die maximale Korngröße der Turbidite mit der Teufe immer größer. Dadurch bildeten sich an Basis häufiger Belastungsmarken (load casts).

Abb. 16a:
Basis eines Turbidites
mit deutlicher Belastungs-
marke (load cast).



Abb. 16b:
Top eines Turbidites (Kaolintonlage);
bemerkenswert sind die
plastischen und rupturrellen
Deformationen, die durch den
folgenden Turbidit induziert wurden.



Abb. 16c:
Typische Abfolge
von Diatomiten
mit Sideritlagen
und Turbiditen.



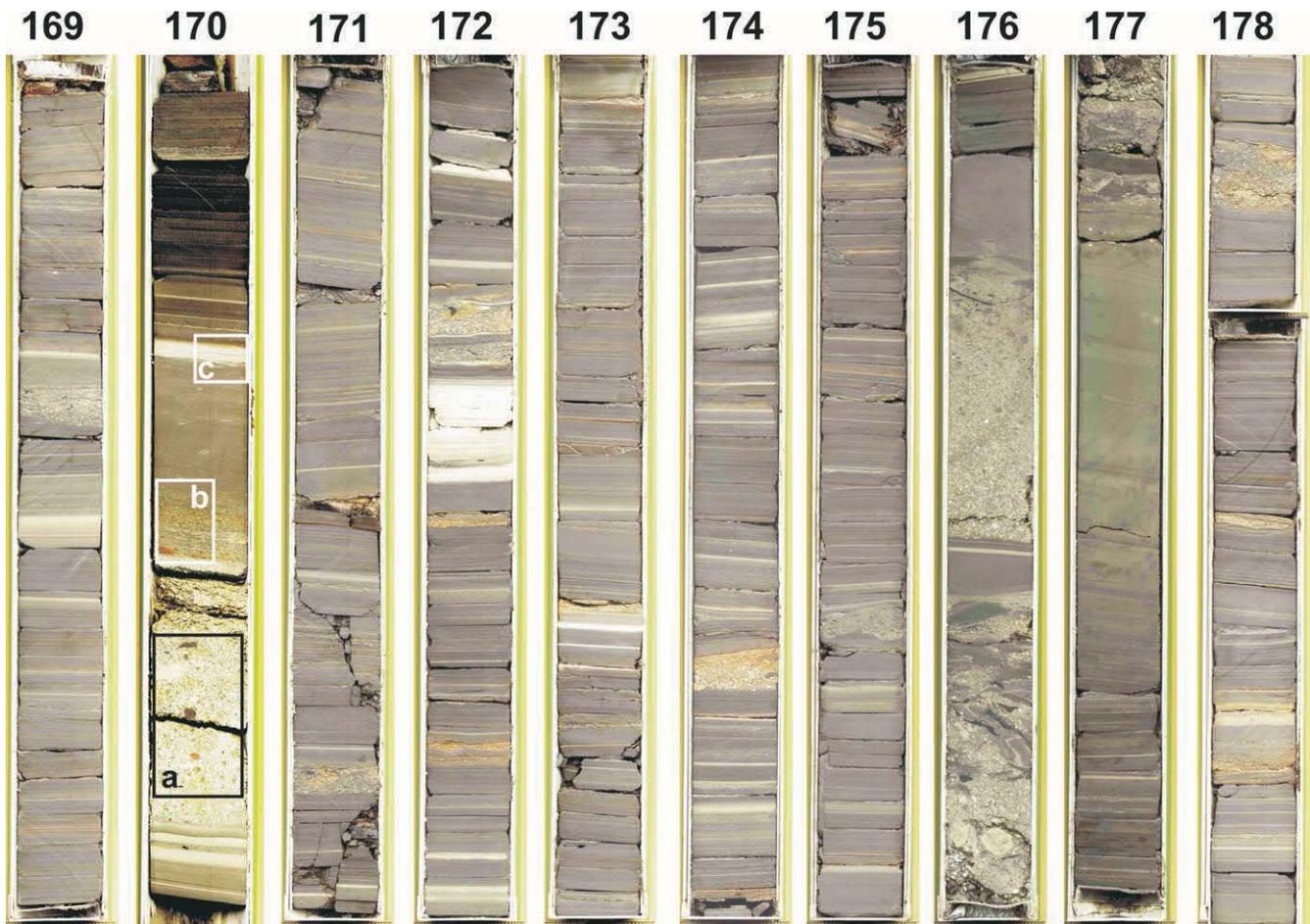


Abb. 17: Bohrkern Bth 1/98 169,0 bis 179,0 m.

169,0 bis 179,0 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen zum Teil mächtigen Turbiditen. Der Anteil des allochthonen Sediments (Turbidite) beträgt in diesem Abschnitt zwischen 46 % und 92 %. Beispielhafte Gradierung zeigen die mächtigen Turbidite, die bei 170,77 m (48 cm) und bei 176,54 m (46 cm) einsetzen; gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) kommen nur in dem Kernmarsch 177,0 bis 178,0 m vor; ebene Sideritlagen in den laminierten Diatomiten sind nicht mehr so häufig und krumpelige werden seltener; Entwässerungsstrukturen (loop structures) fehlen; Mikroverwerfungen fehlen; Belastungsmarken (load casts) an der Basis von Turbiditen sind häufig.

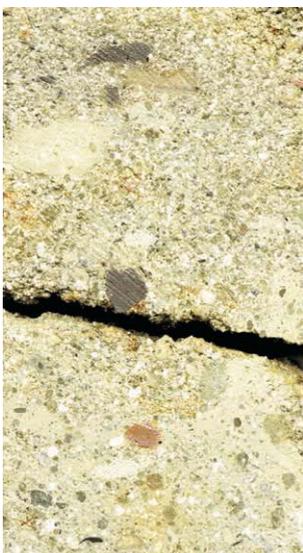


Abb. 17a:
Tieferer Teil eines mächtigen Turbidites: Umgelagertes alteriertes Ringwallmaterial: Granodioritgrus, schwach blasige Lapilli (oxidiert und nicht oxidiert) sowie Aschen.



Abb. 17b:
Mittlerer Teil eines mächtigen Turbidites:
Sideritfetzen in resedimentiertem Diatomit.



Abb. 17c:
Oberer Teil eines mächtigen Turbidites;
Dicke Kaolintonlage als Abschluss des Turbidites; darüber eine Sideritlage.

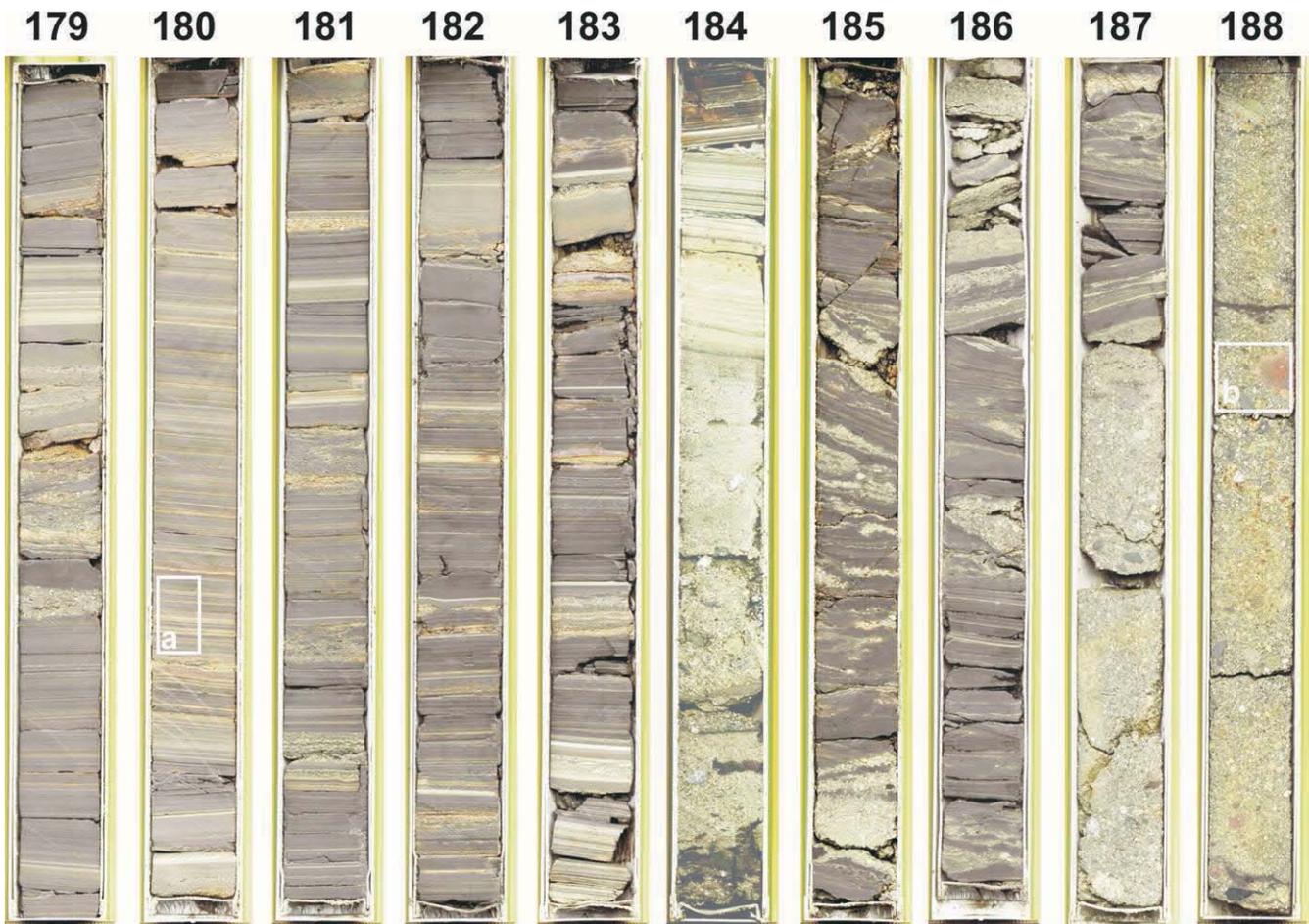


Abb. 18: Bohrkern Bth 1/98 179,0 bis 189,0 m.

179,0 bis 184,1 m: Feinlaminiertes Diatomit, schwarzbraun; mit vielen zum Teil mächtigen Turbiditen. Gerutschte Sedimentpartien (slumping structures) kommen bei 183,07 m vor; ebene Sideritlagen in den laminierten Diatomiten sind häufig, die krümeligen werden seltener; Entwässerungsstrukturen (loop structures) fehlen; Mikroverwerfungen fehlen; Belastungsmarken (load casts) an der Basis von Turbiditen sind häufig. Darunter folgt ein mächtiger Debrit, der über den Abschnitt hinausreicht. **184,1 bis 189,0 m:** Debris flow Ablagerung. Der tiefere Teil besteht aus einer oder mehreren debris flow Ablagerungen, in deren oberen Abschnitten gehäuft Diatomitschollen auftreten. Ab 184,76 m folgt auf den debris flow ein Turbidit, der vermutlich von ihm generiert wurde. Als grobe Komponenten sind identifizierbar: blasige, hellbeige und rote Lapilli mit Verwitterungskruste, Kugellapilli, eckige Granodiorit- und Grauwackenhornsteinbrocken, Quarz- und Feldspatkristalle, eine vulkanische Bombe (188,38 m) sowie Holzstücke.



Abb. 18a:
Typische Abfolge;
Turbidite dominieren
deutlich das Sediment.



Abb. 18b:
Teil eines Debrits mit
Grauwackenklast,
Granodioritgrus, Lapilli
und vulkanischer Bombe.

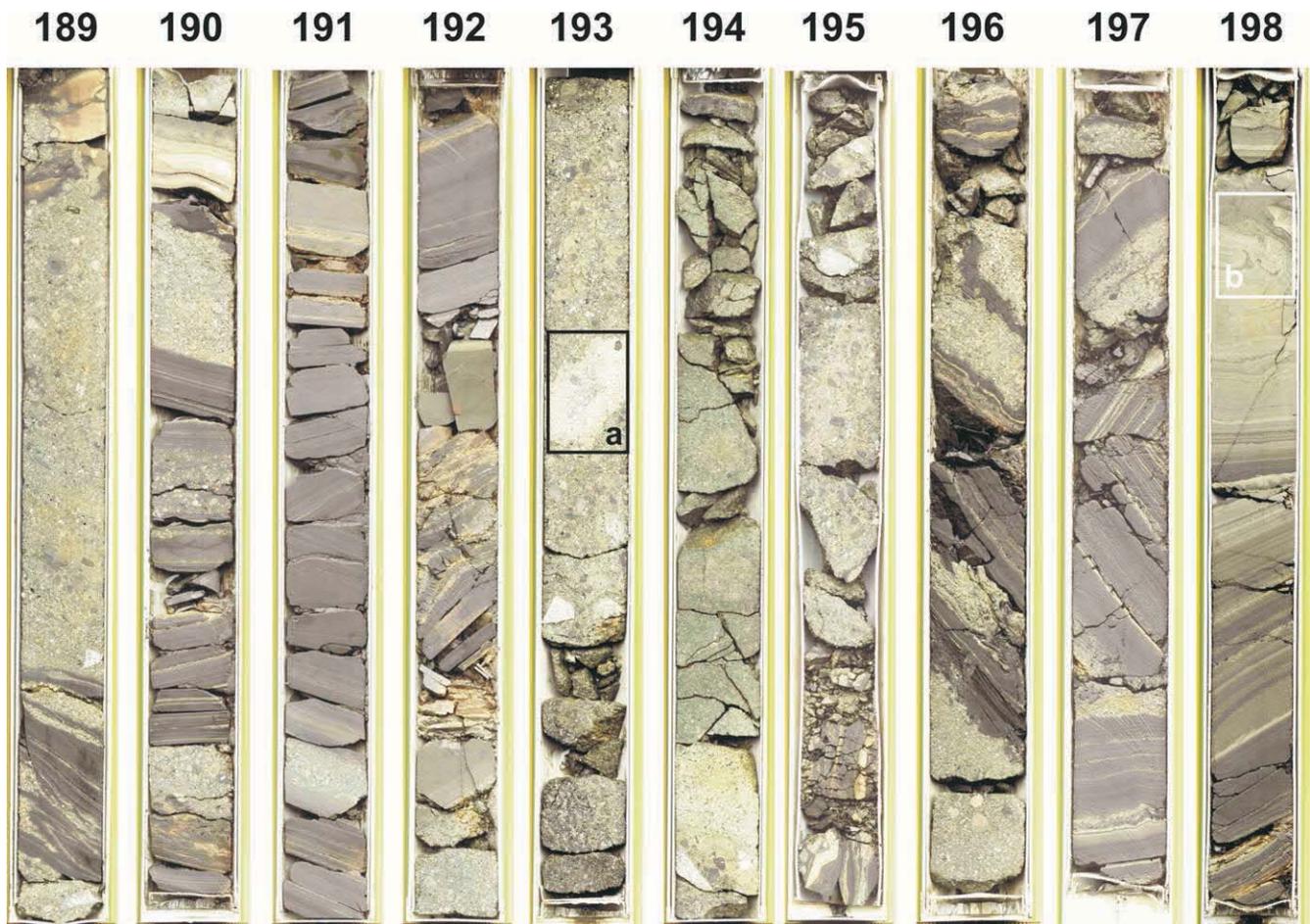


Abb. 19: Bohrkern Bth 1/98 189,0 bis 199,0 m.

189,0 bis 199,0 m: Debris flow Ablagerungen mit großen Diatomitschollen. Wie im vorhergehenden Abschnitt beschrieben besteht das Sediment aus einem oder mehreren debris flow Ablagerungen mit Diatomitschollen, die teilweise sogar senkrecht einfallen zeigen. Das allochthone debris flow Material besteht aus matrixgestützten Konglomeraten und Brekzien. An Komponenten sind alterierte Lapilli, z. T. leuchtend rot, und Bomben (z. B. bei 189,25 m und bei 193,35 m), sowie Granodioritbrocken, Grauwackenhornfelsen und isolierten Quarz- und Feldspatkristallen vorhanden. Die Matrix besteht aus alterierter Asche. Innerhalb der transportierten Schollen blieb das sedimentäre Gefüge weitgehend erhalten. Auffällig sind die vielen Turbidite, laminiertes Diatomit kommt nur ganz untergeordnet vor. Sideritlagen sind deshalb ebenfalls relativ selten.



Abb. 19a:
Vulkanische Bombe mit einem Kern aus Granodiorit in einem Debrüt.

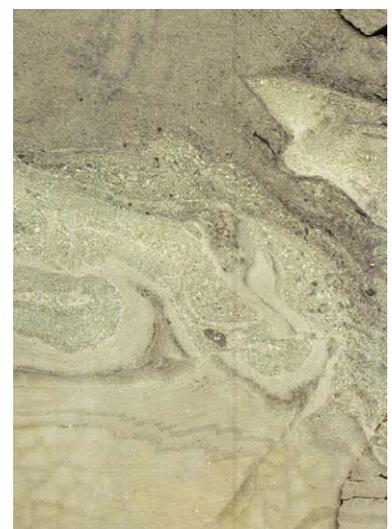


Abb. 19b:
Belastungsmarken und
Flammenstrukturen an
der Basis eines Turbidites.

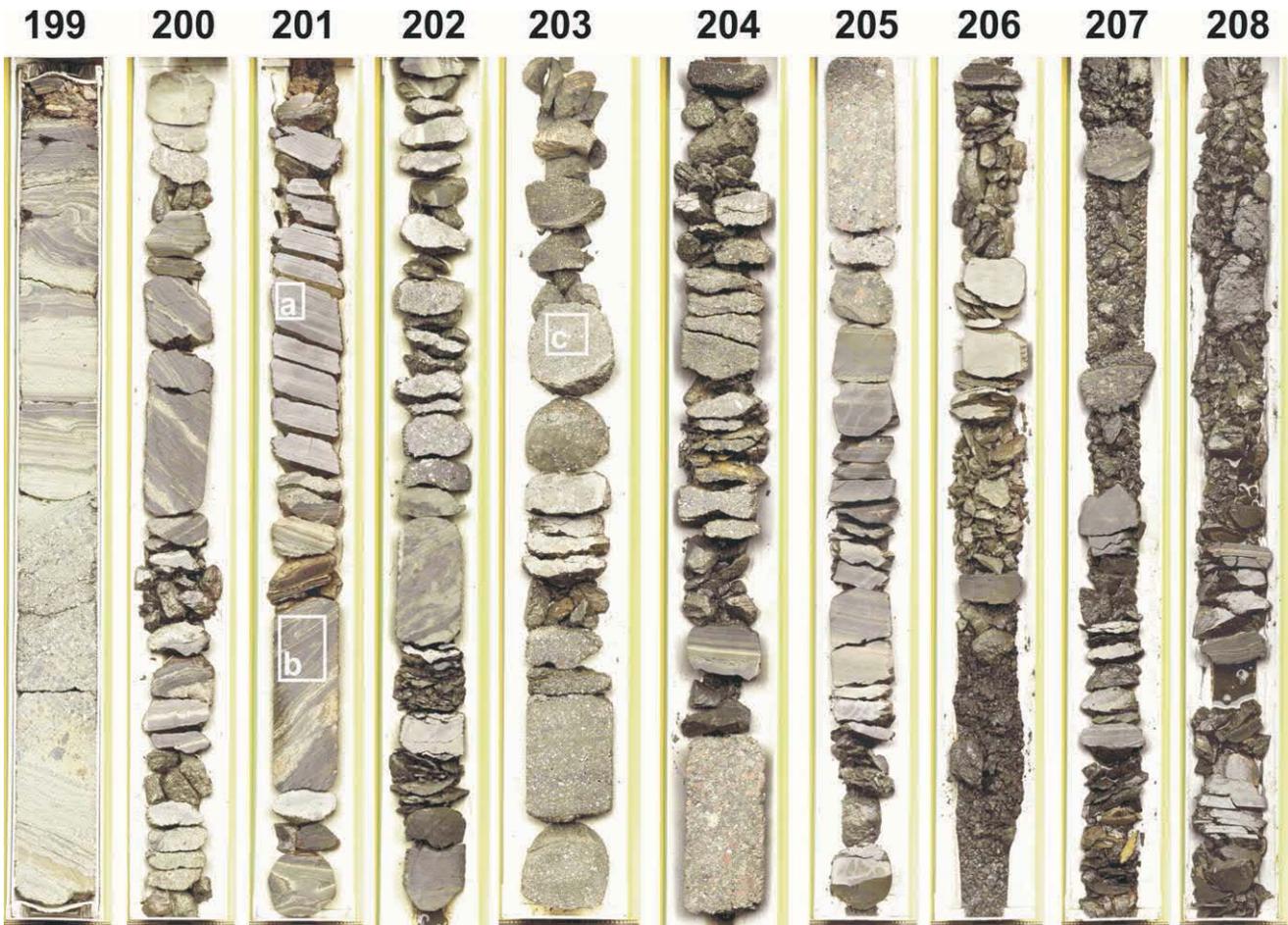


Abb. 20: Bohrkern Bth 1/98 199,0 bis 209,0 m.

199,0 bis 209,0 m: Debris flow Ablagerungen mit Schollen. Ab 200 m Teufe wurde mit dem kleineren Durchmesser von 800 mm gebohrt, was eine stärkere Beanspruchung des Kerns mit sich brachte. Das in diesem Abschnitt erbohrte Gestein zeigt eine zunehmende Einkieselung. Erwähnenswert sind die vielen roten blasigen Lapilli in der debris flow Ablagerung von 205,30 bis 204,75 m. Daneben kommen dichte blockige basaltoide Lapilli vor sowie Quarze und Feldspäte aus dem Granodiorit. Auffällig ist die Rutschfalte in der Scholle bei 201,8 m. Die tiefsten 15 cm bestehen aus sandstreifigem, dunklem Diatomit.

Abb. 20a:
Mikroverwerfung in einer Abfolge
von Diatomiten und gering-
mächtigen Turbiditen.

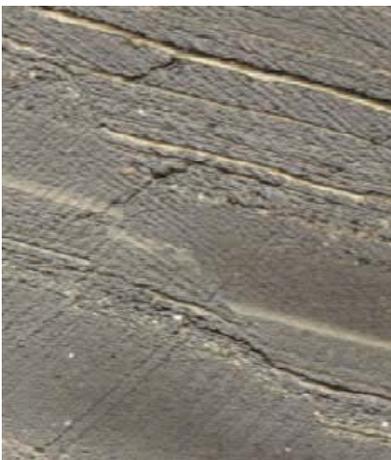


Abb. 20b:
Rutschfalte (slumping structure)
im Diatomit.



Abb. 20c:
Eingekieselter Debrüt.



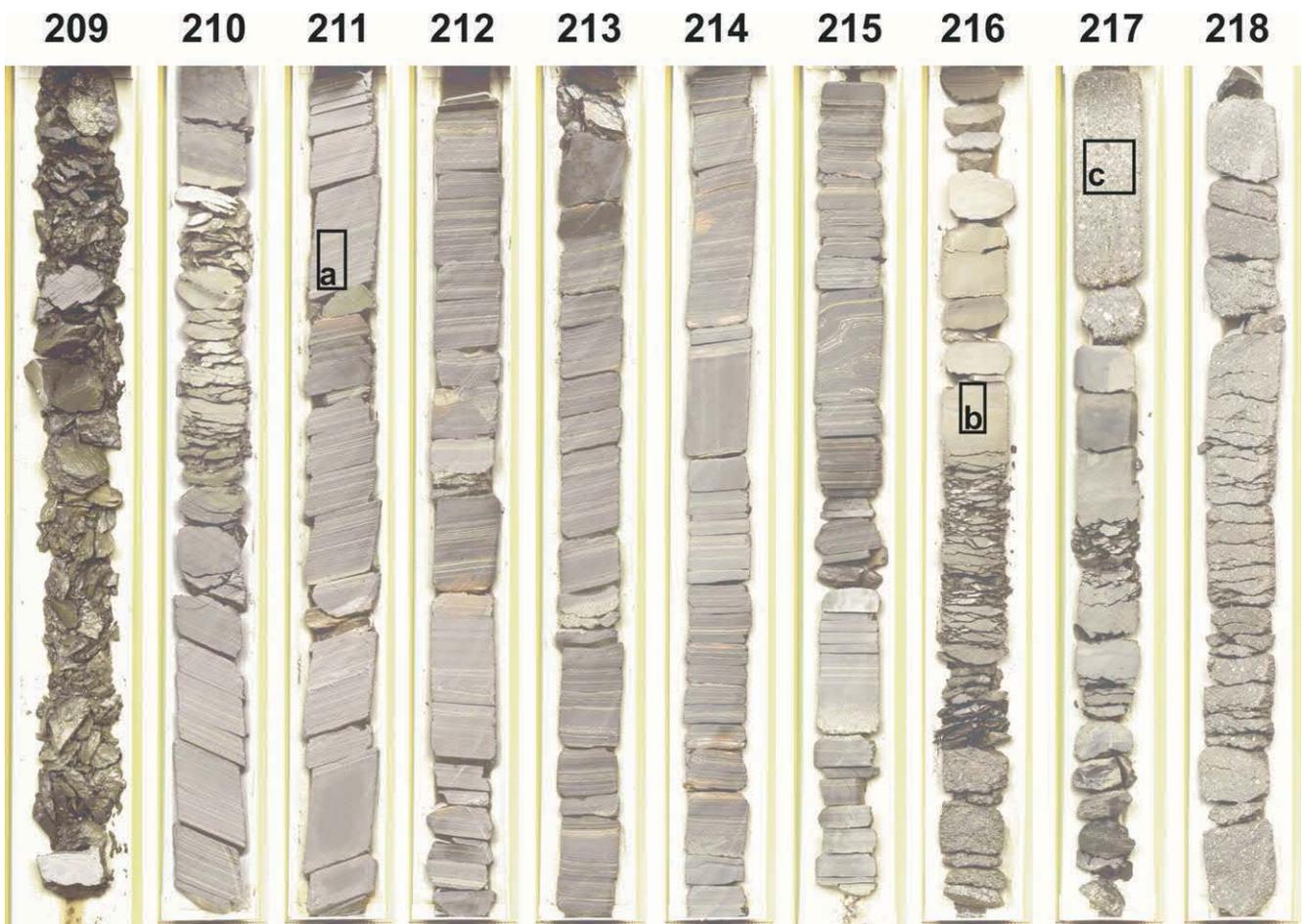


Abb. 21: Bohrkern Bth 1/98 209,0 bis 219,0 m.

209,0 bis 219,0 m: Diatomit und debris flow Ablagerungen/Turbidite. In den ersten 15 cm setzt sich der sandstreifige Diatomit des vorherigen Abschnittes fort. Darunter liegt ein eingekieselter debris flow, der fast nur aus Matrix besteht (Basis 210,66 m). Bis 216,0 m folgt ein dunkler Diatomit mit sehr vielen, z. T. mächtigen Turbiditen. Rutschungsstrukturen und Mikroverwerfungen kommen häufig vor, Sideritlagen nur ganz vereinzelt. Unter dem Diatomit liegen zwei weitere debris flow Ablagerungen (Basis bei 217,32 m bzw. im nächsten Abschnitt bei 219,49 m). Der basale Teil der debris flow Ablagerungen enthält viel grobes pyroklastisches Material (blasige Lapilli) sowie Quarz- und Feldspat-Xenolithe, die höheren Teile sind feinkörnig. Wie bei 179,0 bis 189,0 m erwähnt, können Turbidite durch debris flows generiert werden. Ein derartiger Übergang (debris flow Ablagerung geht in Turbidit über) scheint hier dokumentiert.

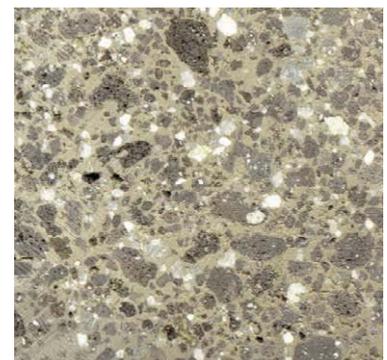


Abb. 21a:
Dunkler Diatomit
mit hellen Lagen.

Abb. 21b:
Unregelmäßiger Turbidit
über einer debris flow
Ablagerung.



Abb. 21c:
Debris flow Ablagerung aus
blasigen Lapilli und Granodio-
ritgrus in Aschenmatrix.



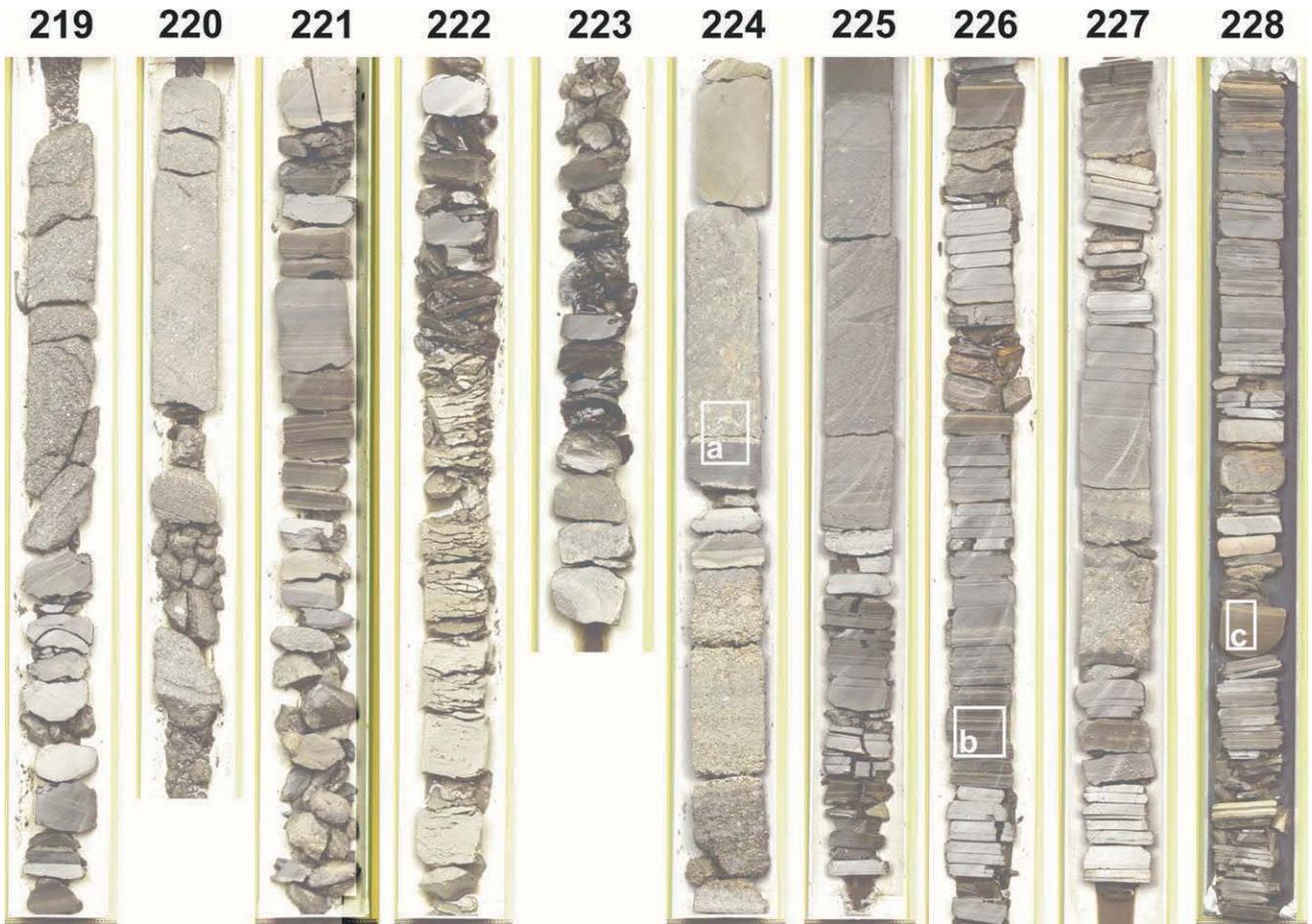


Abb. 22: Bohrkern Bth 1/98 219,0 bis 229,0 m.

219,0 bis 229,0 m: Debris flow Ablagerungen/Turbidite und Diatomit. Dieser Abschnitt besteht wie der vorhergehende aus klastischen Ereignissedimenten sowie Diatomit. Auffällig sind die mächtigen debris flow Ablagerungen/Turbidite bei 221,03 m, 224,43 m, 225,59 m, 226,16 m und bei 227,69 m sowie die beiden dicken Sideritlagen bei 228,86 m. Innerhalb der dunklen Diatomite liegen sehr viele turbiditische Sandlagen. Der Kernverlust in den Kernmärschen 220 und 223 geht vermutlich auf den splittrigen Zerfall des eingekieselten Sediments beim Bohren zurück.

Abb. 22a:
Kontakt zwischen Hintergrund-
sediment (Diatomit) und einer
debris flow Ablagerung.



Abb. 22b:
Diatomit mit dünnen Turbiditlagen.

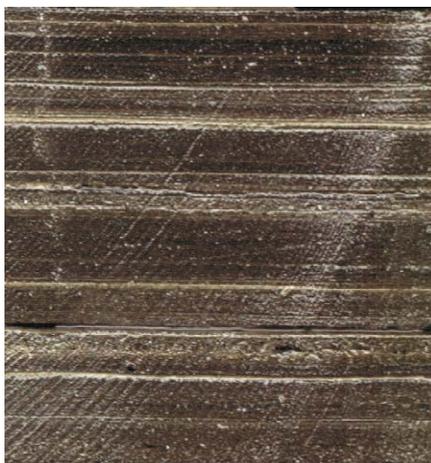


Abb. 22c:
Top eines Turbidites mit
fein verteiltem Siderit.



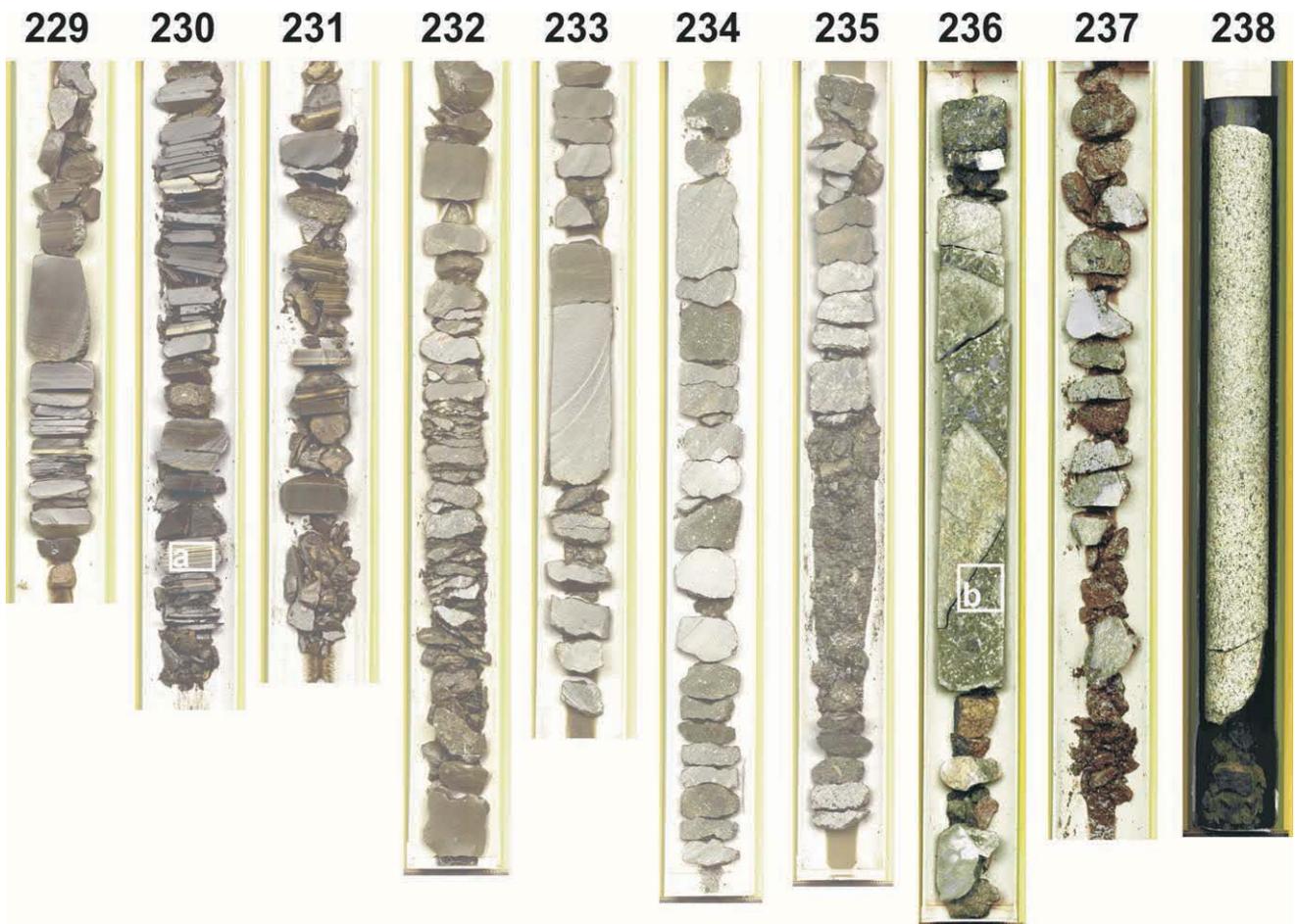


Abb. 23: Bohrkern Bth 1/98 229,0 bis 239,0 m.

229,0 bis 239,0 m: Debris flow Ablagerungen/Turbidite, grain flow Ablagerungen mit Granodioritblöcken, Diatomit. Die Diatomite wieder mit zahlreichen Turbiditen setzen sich aus dem vorhergehenden Abschnitt bis mindestens 231,5 m fort. Darunter folgen debris flow Ablagerungen mit jeweils darüber liegenden Turbiditen. Ab 235,5 m ändert sich der Sedimentcharakter. Die grain flow Ablagerungen bestehen fast ausschließlich aus Lapilli (praktisch matrixfrei) mit einzelnen großen Granodioritblöcken. Stellenweise sind die Zwickelräume mit spätigem Kalzit gefüllt. Im Kernmarsch 238 wurde ein 84 cm mächtiger Granodioritblock angetroffen.

Abb. 23b:
Grain flow Ablagerung (Lapilli,
Grauwacke- und Granodioritbrocken),
Zwickelräume mit Sparit gefüllt.

Abb. 23a:
Diatomit und Turbidite mit auffälligen Sideritlagen.

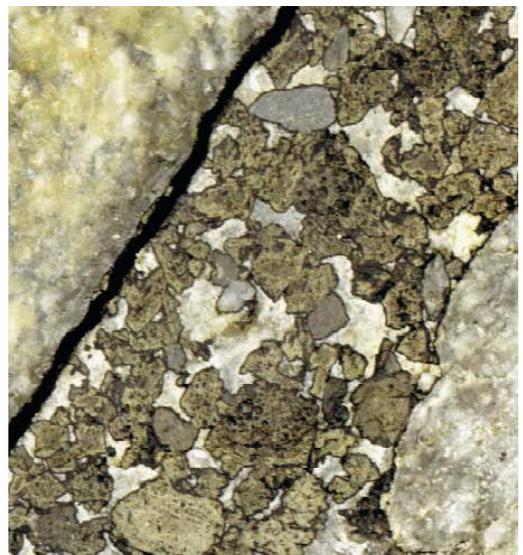
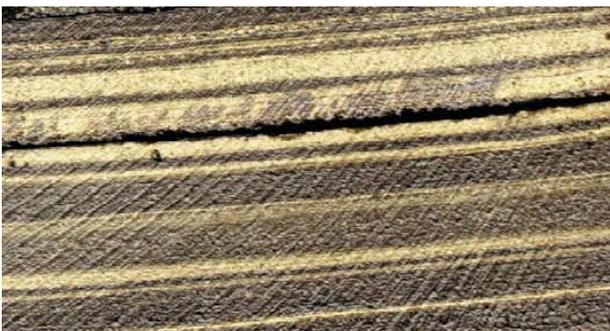




Abb. 24: Bohrkern Bth 1/98 239,0 bis 249,0 m.

239,0 bis 249,0 m: Debris flow Ablagerungen/Turbidite, grain flow Ablagerungen, Diatomit. Aufgrund der teilweisen Einkieselung ist der Kern hier splittrig, was zu größeren Kernverlusten führte. Die im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen grain flow Ablagerungen setzten sich bis 247,45 m fort. Sie bestehen aus meist blasigen Lapilli. Von 247,68 m bis 248,25 m wurden die in diesem Profil ältesten Diatomite erbohrt. Sie sind nur teilweise laminiert und führten deutlich mehr klastische Anteile als die jüngeren. Häufig sind sie mit Turbiditen durchsetzt und führen wenig meist wolzig verteilten Siderit. An verschiedenen Stellen des Kernabschnittes kommt makroskopisch erkennbarer Pyrit vor.

Abb. 24a:
Ausschnitt einer grain flow
Ablagerung aus blasigen Lapilli.

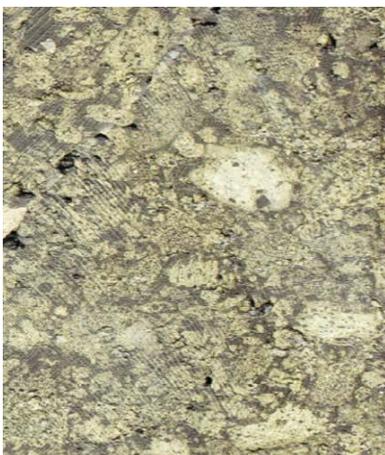


Abb. 24b:
Ausschnitt einer debris flow
Ablagerung aus Lapilli (z. T. oxidiert),
wenig Granodioritgrus.



Abb. 24c:
Abfolge von Turbiditen
mit Siderit.



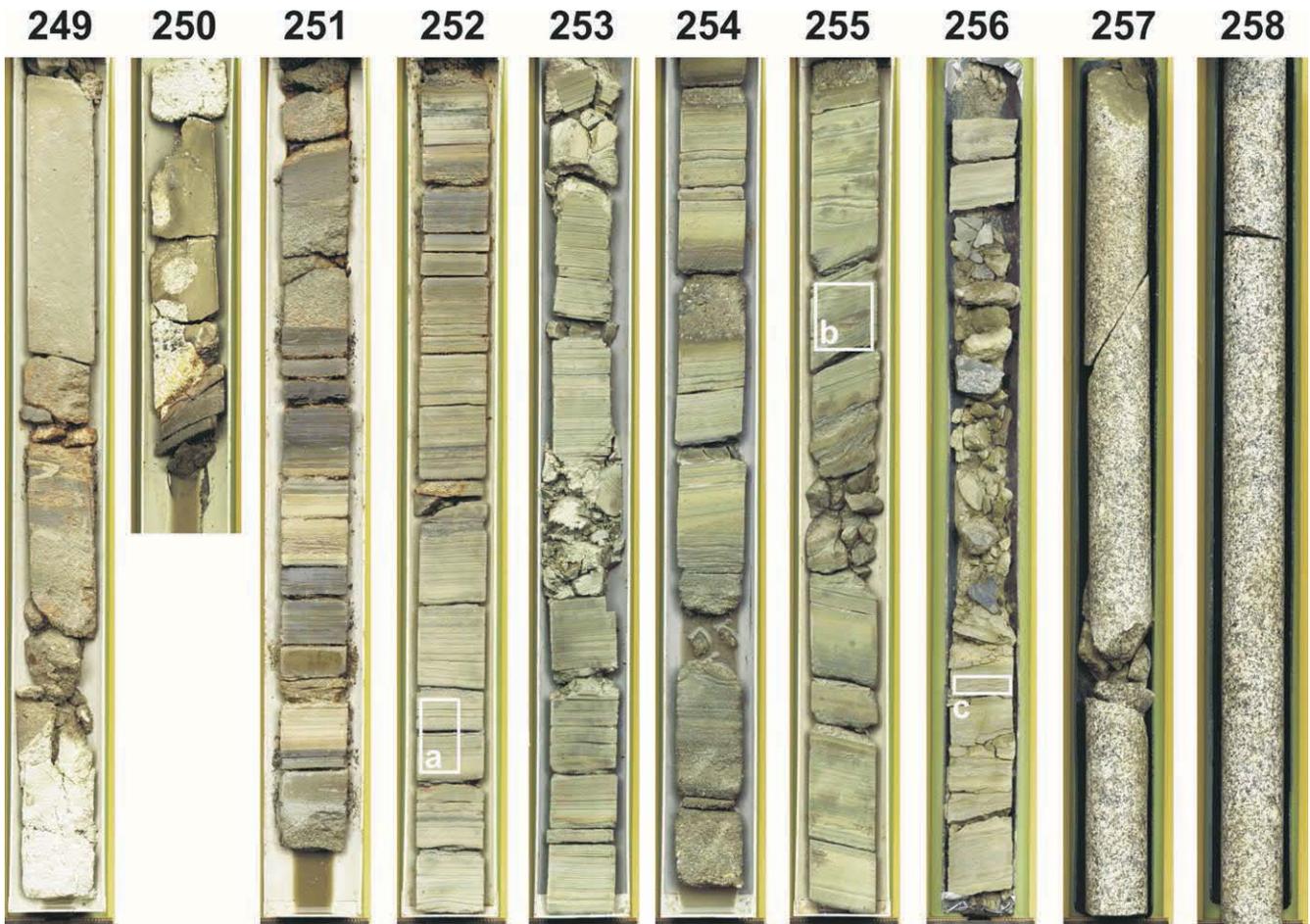


Abb. 25: Bohrkern Bth 1/98 249,0 bis 259,0 m.

249,0 bis 259,0 m: Turbiditische Sande, Kollapsbrekzie. Bis 257,0 m bilden turbiditische Sande, die aus ungerundeten Quarzen, Feldspäten und Glimmern, also zerriebenem Granodiorit bestehen, das Sediment. Die Biotite wurden aufgrund ihres abweichenden Sinkverhaltens in der Suspension in Lagen angereichert (dunkle Bänder). Bei 250 m liegen dezimetergroße kaolinisierte Granodioritbrocken im Basisbereich eines mächtigen Turbidits. Das Einfallen der Schichten ab 255 m geht wohl auf die Morphologie der unterlagernden Blöcke der Kollapsbrekzie zurück. Von 257,0 m bis zur Endteufe wurden große Granodioritblöcke erbohrt (Kollapsbrekzie). Obwohl der Kern von 257,0 m bis 259,30 m wie ein einziger Granodioritblock erscheint, zeigt die geophysikalische Bohrlochmessung (BÜCKER et al. 2003), dass bei 258 m niederohmiges Material vorhanden sein muss (Kernverlust?).

Abb. 25a:
Turbiditische Sande
mit Biotitlagen.



Abb. 25b:
Abfolge sandiger Turbidite,
durch Rutschungen deformiert.



Abb. 25c:
Sand mit Fasern aus feinkörnigem
Material.



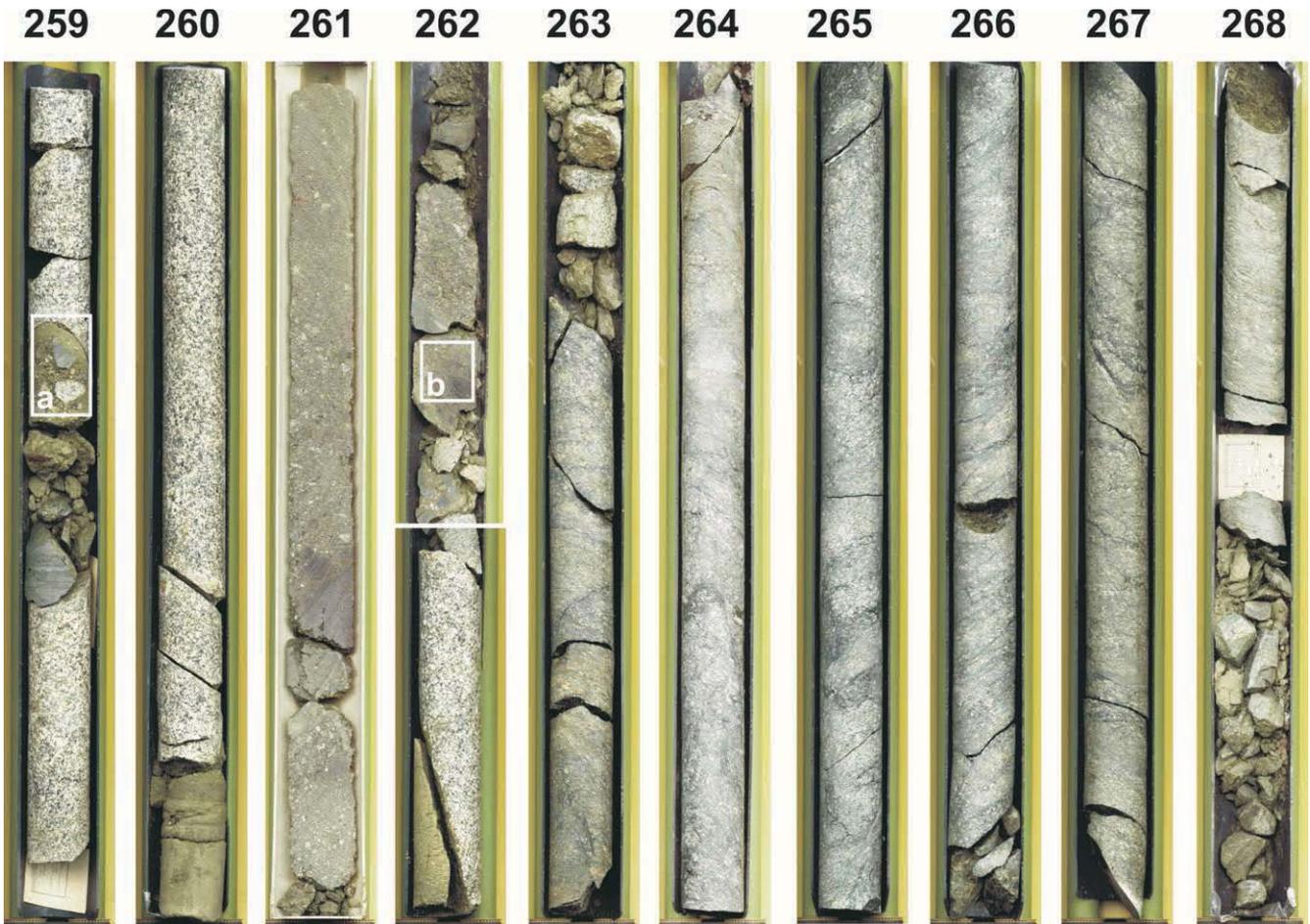


Abb. 26: Bohrkern Bth 1/98 259,0 bis 269,0 m.

259,0 bis 269,0 m: Kollapsbrekzie. Dieser Abschnitt wird von sehr großen Granodioritblöcken (bis 5 m Durchmesser) dominiert. Die Zwickelfüllungen (bei 259,5 m, von 260,8 m bis 262,55 m) bestehen aus einem bunten tuffitischen Material (Lapilli, Granodioritbröckchen, Grauwackenhornsteinen, blasige Basaltbomben, Asche). Der flaserig wirkende Granodioritblock von 263,25 m bis 268,53 m stammt aus einer Störungszone. Deutlich sind chloritisierte Gleitbahnen zu erkennen.



Abb. 26a:
Teil einer Zwickelfüllung
aus Granodiorit, Grauwacke
sowie Lapilli und einer
Matrix aus Asche.



Abb. 26b:
Zwickelfüllung aus Grano-
dioritgrus und Lapilli, mit
einer vulkanischen Bombe.

269 270 271 272 273 274 275 276 277 278 279



Abb. 27: Bohrkern Bth 1/98 269,0 bis 279,6 m.

269,0 bis 279,6 m: Kollapsbrekzie. Diese besteht hier überwiegend aus kleineren (max. 50 cm) Granodioritblöcken. Bei 269,85 m, bei 277,15 m und bei 277,73 m wurden Grauwackenhornsteine angetroffen. Das feinkörnige Material der Zwickelfüllungen wurde beim Bohren ausgespült, so dass nur die groben Komponenten ausgebracht wurden. Die Bohrung wurde in einem großen Granodioritblock bei 279,6 m eingestellt.

6 Die Forschungsbohrung Bth 2/98

R: ⁵⁴73171,1
H: ⁵⁶76270,8
HN: +159,1 m

Die Bohrung Bth 2/98 steht in dem verfüllten Teil einer auflässigen Ziegeleitongrube in der Nähe des Maarrandes. Sie wurde im Zentrum einer Magnetanomalie angesetzt, die im Zuge der geomagnetischen Feldmessungen gefunden worden war (SAUER & PUCHER 1997). Ihr Ziel war ein magnetischer Störkörper, der in 80 m Teufe berechnet war. Mit den zur Verfügung stehenden 99,9 m Bohrteufe wurde er nicht erreicht. Als mögliche Ursache für die magnetische Störung wird ein Schlackekegel vermutet, der peripher im Maarkrater sitzt. Das Schichtenverzeichnis von 0,0 m bis 28,2 m ist nach Spülproben und Bohrlochmessungen erstellt. Ab 30 m wurde durchgehend im Seilkernverfahren gebohrt.

0,0 bis	2,3 m	Auffülle
Mittelmiozän		
2,3 bis	5,0 m	Sand, schluffig, hellgraubraun
5,0 bis	6,8 m	Schluff, feinsandig, hellgrau
6,8 bis	9,1 m	Sand, tonig, hellgrau
9,1 bis	10,2 m	Sand, schwach schluffig, hellgrau
10,2 bis	14,4 m	Sand, schluffig, hellgrau
14,4 bis	15,3 m	Schluff, feinsandig, hellgrau
15,3 bis	16,0 m	Sand, schluffig, hellgrau
16,0 bis	16,5 m	Schluff, kohlig, dunkelbraun
16,5 bis	17,6 m	Braunkohle, schluffig, schwarzbraun
17,6 bis	19,0 m	Schluff, stark kohlig, dunkelbraun
19,0 bis	20,4 m	Braunkohle, schluffig, schwarzbraun
20,4 bis	21,5 m	Schluff, stark kohlig, dunkelbraun
21,5 bis	24,5 m	Braunkohle, schluffig, schwarzbraun
24,5 bis	28,2 m	Schluff, kohlig, dunkelbraun
28,2 bis	30,0 m	keine Spülproben

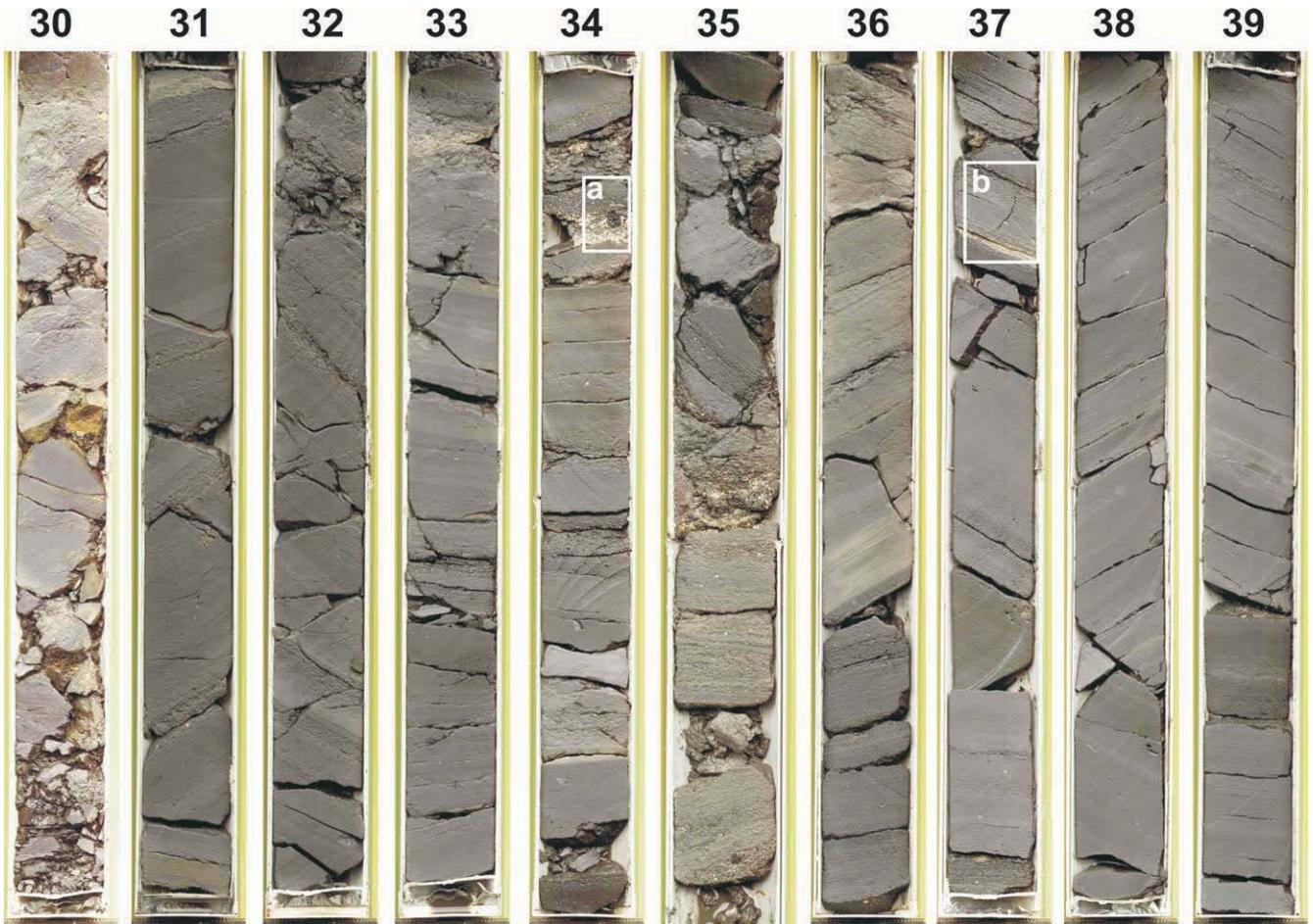


Abb. 28: Bohrkern Bth 2/98 30,0 bis 40,0 m.

30,0 bis 40,0 m: Fein- bis Mittelsand, schluffig, dunkelschwarzbraun, $>C_{Org}$. Das Sediment dieses Abschnittes besteht aus schluffigem Feinsand. Auf den Schichtflächen finden sich helle Glimmerschüppchen. Dem Feinsand sind einzelne Partien von Mittelsand eingeschaltet. Bei 33,15 m, 34,20 m, 35,6 m und 37,25 m setzen noch gröbere, hellere, gradierte Lagen ein. Das Einfallen der Schichtung beträgt etwa 30° .

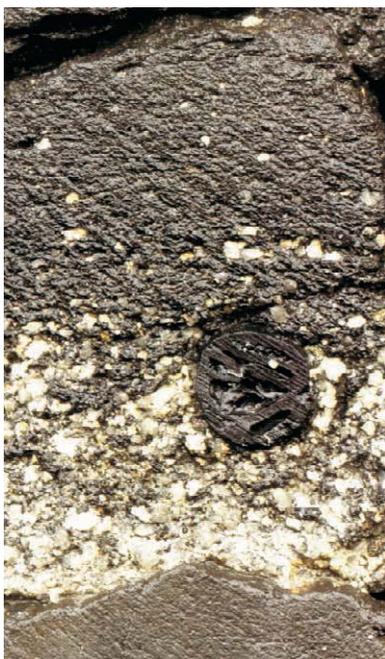


Abb. 28a:
Gradierte Lage mit
Pflanzenrest (Steinkern
? Juglandaceae).

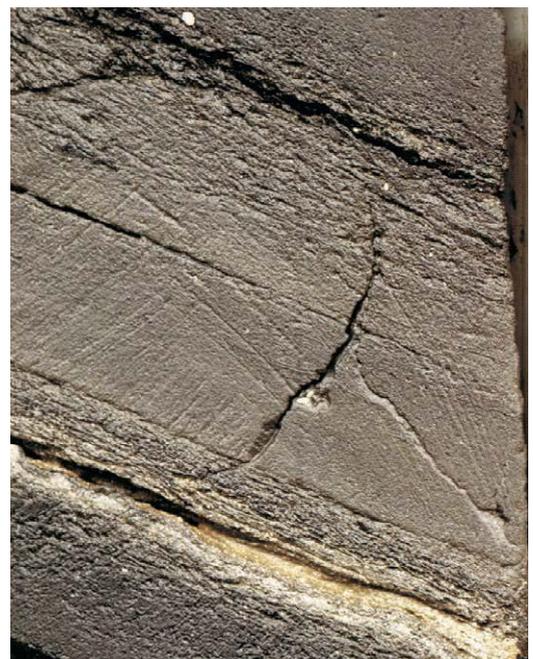


Abb. 28b:
Typischer Abschnitt aus
der oberen Randfazies;
dunkler Feinsand mit heller,
größerer Lage.

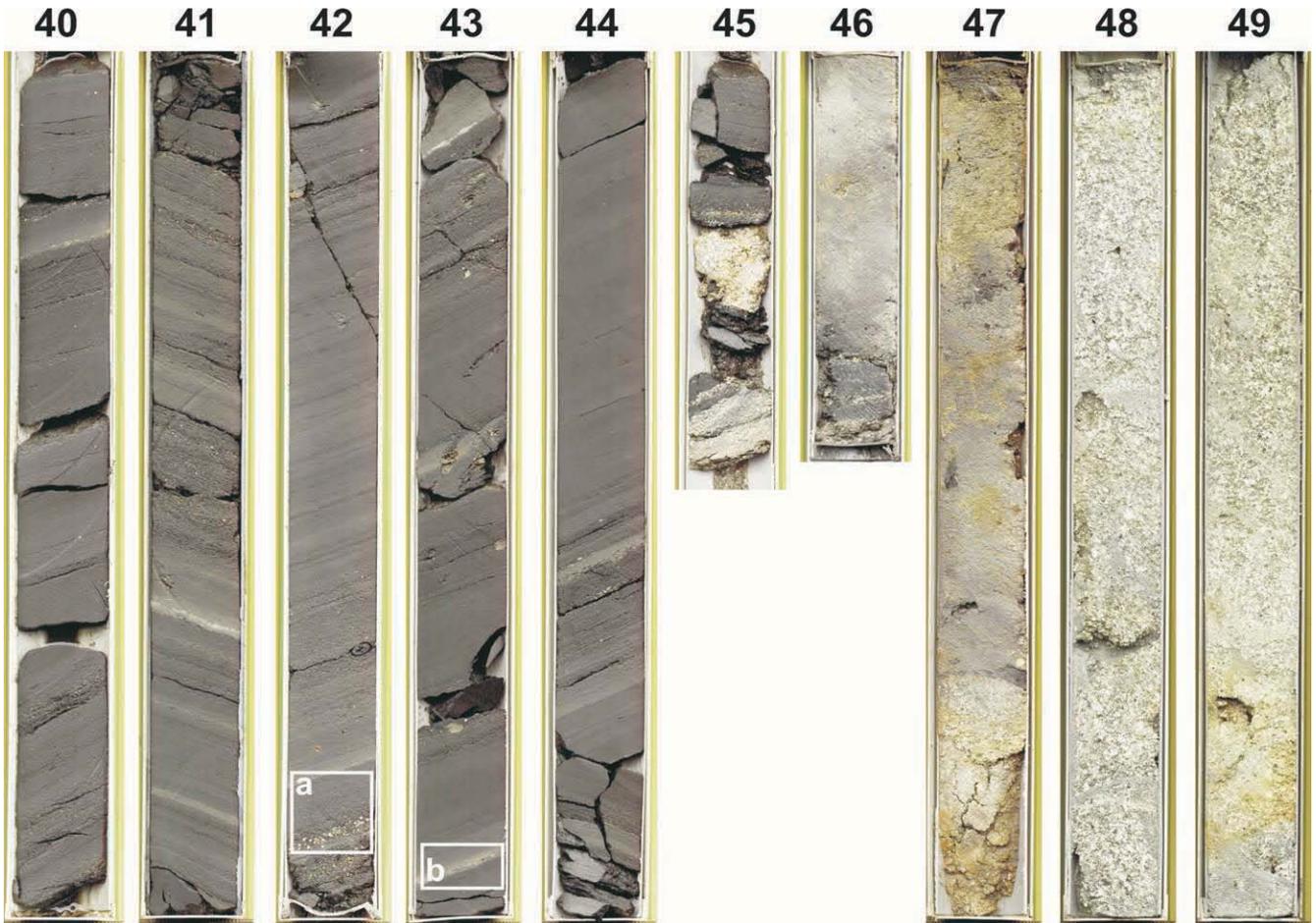


Abb. 29: Bohrkern Bth 2/98 40,0 bis 50,0 m.

40,0 bis 50,0 m: Fein- bis Mittelsand, schluffig, dunkelschwarzbraun, $>C_{org}$, kaolinisierte Granodioritbrocken. Bis 46,0 m setzt sich das bisherige Sediment fort. Kernverlust laut Geländeaufnahme im Kernmarsch 45 0,4 m und im Kernmarsch 46 0,5 m. Bei 42,0 m fand sich ein großer Xylitbrocken und bei 41,1 m ist das Sediment durch Pyrit verbacken. Darunter setzten große kaolinisierte Granodioritbrocken ein. In den Zwickeln zwischen den Brocken liegt dunkler Feinsand (bei 46,4 m, 47,25 m, 47,45 m, 47,70 m und 48,65 m). Die gescannte Oberfläche ist teilweise mit Sägeschmand verschmiert.

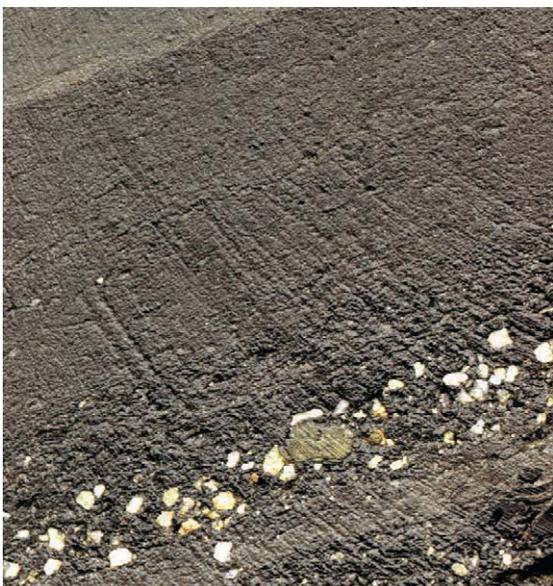


Abb. 29a:
Dunkler Sand mit einer Lage aus größeren
Quarzkörnern und Lapilli.

Abb. 29b:
Gradierte Lage innerhalb der dunklen Sande
mit Deformationsstrukturen.



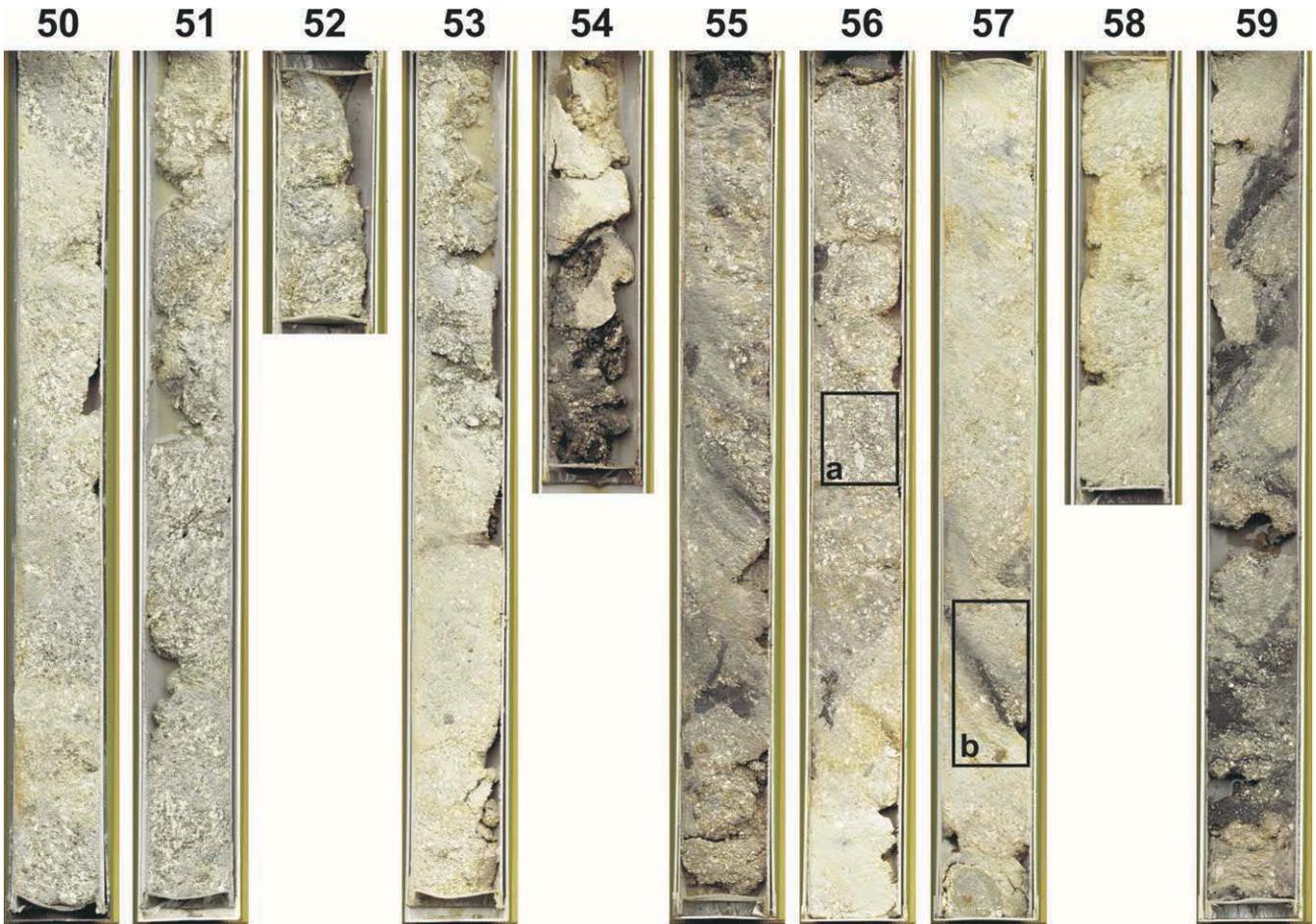


Abb. 30: Bohrkern Bth 2/98 50,0 bis 60,0 m.

50,0 bis 60,0 m: Kaolinisierte Granodioritbrocken. Kaolinisierte Granodioritbrocken bilden den Hauptanteil des Sediments in diesem Abschnitt. Von 54,3 m bis 56,0 m und ab 59,0 m besteht das Sediment aus einem Gemisch von kaolinisiertem Granodioritgrus und dunklem Feinsand mit einzelnen Xylitstücken. Das Einfallen der Schichtung beträgt etwa 45°. Kernverlust im Kernmarsch 52 70 cm, im Kernmarsch 54 50 cm und im Kernmarsch 58 50 cm.

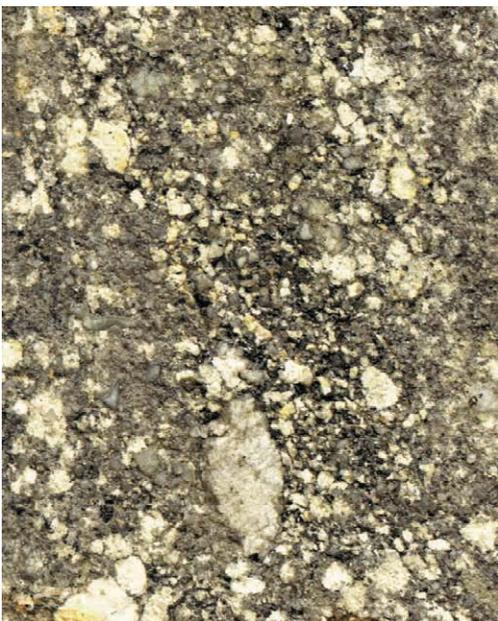


Abb. 30a:
Tiefere Randfazies des Maarsees
aus kaolinisiertem Granodioritgrus.



Abb. 30b:
Kaolinisierter Granodioritgrus mit
einer Scholle aus dunklem Feinsand.

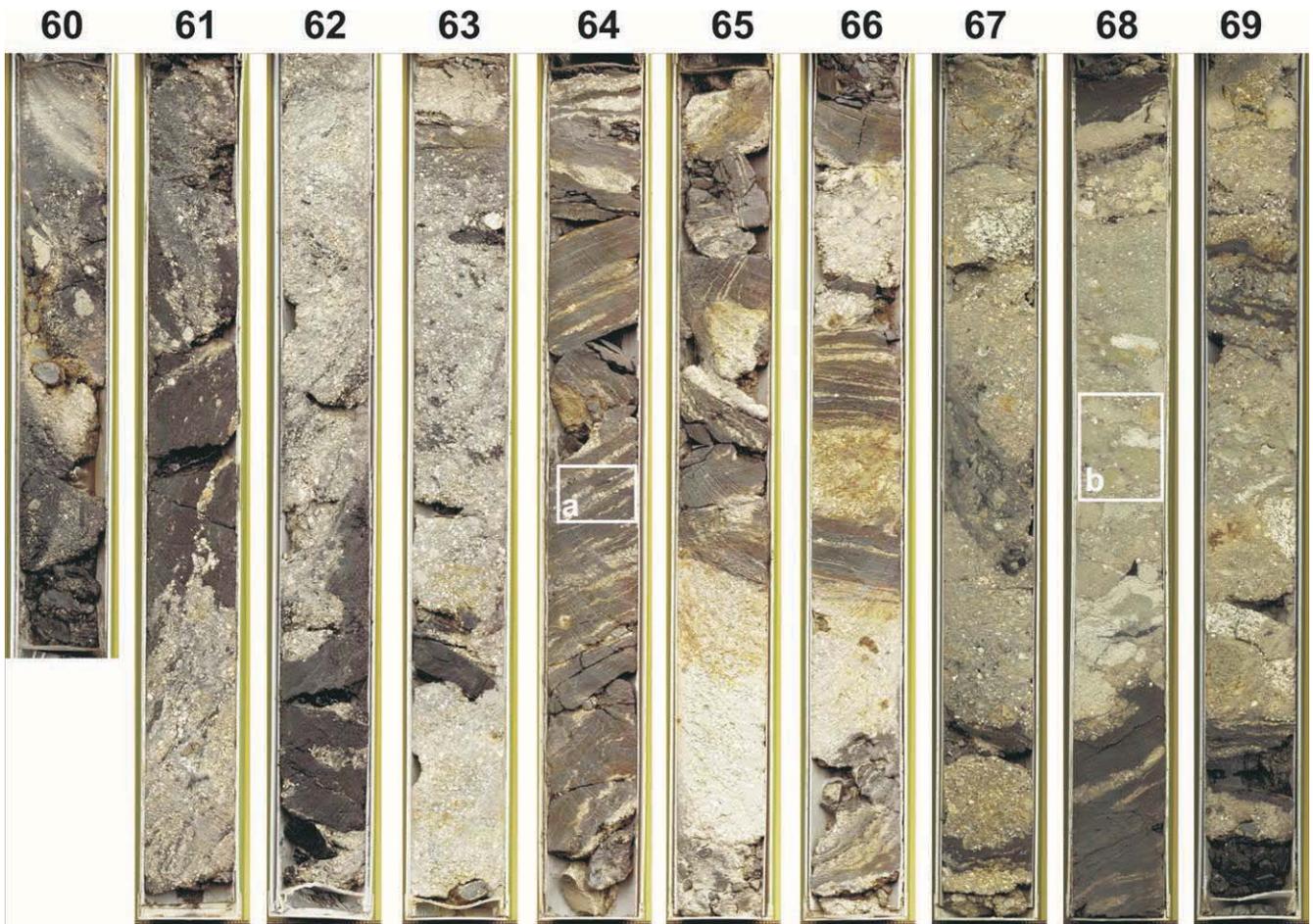


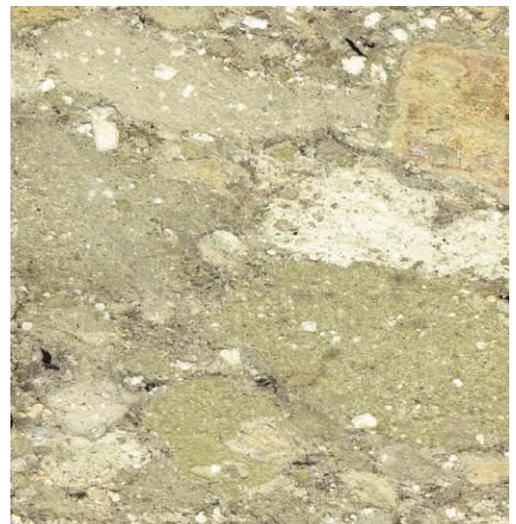
Abb. 31: Bohrkern Bth 2/98 60,0 bis 70,0 m.

60,0 bis 70,0 m: Kaolinisierter Granodioritgrus, dunkle Feinsande. Dunkle organikreiche Feinsande wechsellagern mit Granodioritgrus. Im Kernmarsch 67 führt der Granodioritgrus einzelne identifizierbare Granodioritbrocken und tonig zersetzte grüne Lapilli, z. T. mit dunklen Rändern. Darunter nimmt der Anteil des Granodioritgruses zugunsten der zersetzten Lapilli sehr stark ab. Das Einfallen der Schichtung beträgt mindestens 30°. Bei 62,75 m und 63,75 m liegen große Xylitstücke, bei 64,0 m eine große Pyritkonkretion.

Abb. 31a:
Dunkler Feinsand mit Lagen aus Granodioritgrus.



Abb. 31b:
Ausschnitt einer debris flow Ablagerung aus Lapilli und wenig Granodioritgrus.



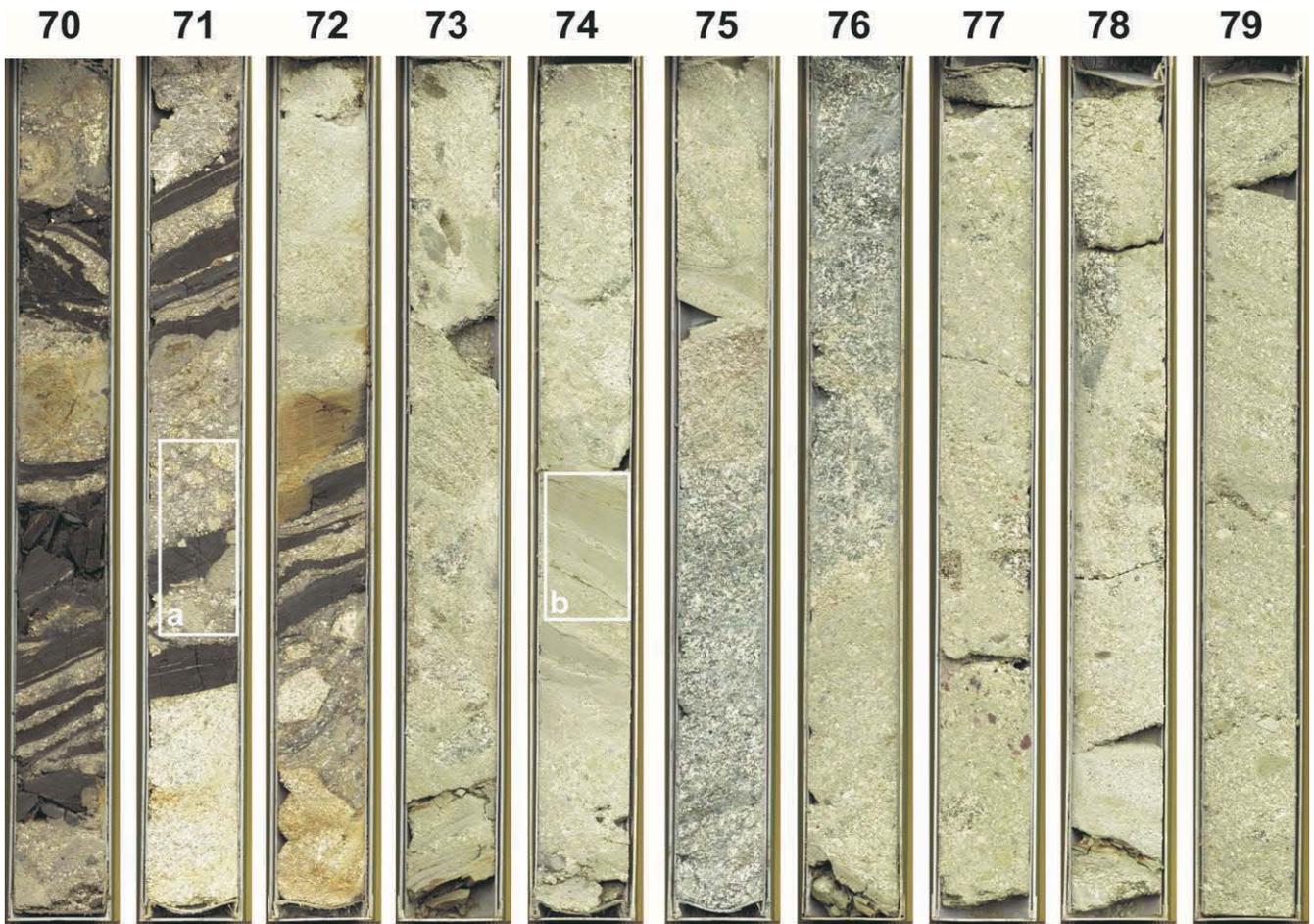


Abb. 32: Bohrkern Bth 2/98 70,0 bis 80,0 m.

70,0 bis 80,0 m: Kaolinisierter Granodioritgrus, Granodioritbrocken, dunkle Feinsande, Lapilli. Bis 72,6 m Teufe kommen Lagen dunkler Feinsande zwischen kaolinisiertem Granodioritgrus bzw. -brocken vor. Darunter folgt bis 75,3 m ebenfalls Granodioritgrus, hier mit einzelnen hellbeigen tonigen Feinandschichten. Von 75,3 m bis 76,8 m wurde ein blaugrauer noch frisch aussehender Granodioritblock angetroffen, den eine etwa 10 cm dicke bräunliche Kruste umhüllt. Bis zum Ende des Abschnittes folgt ein Gemisch aus Granodioritgrus und tonig zersetzten Lapilli. Vereinzelt sind blaugraue Granodioritbrocken eingestreut. In den beiden letzten Kernmärschen wurden mit 45° einfallende Harnische beobachtet.



Abb. 32a:
Teil einer debris flow Ablagerung:
Lapilli, Granodioritbrocken und
Schollen dunkler Sande.

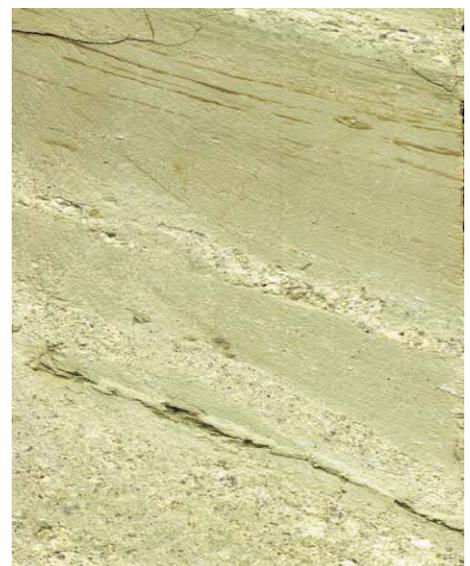


Abb. 32b:
Umgelagertes Ringwallmaterial
unterschiedlicher Korngröße.

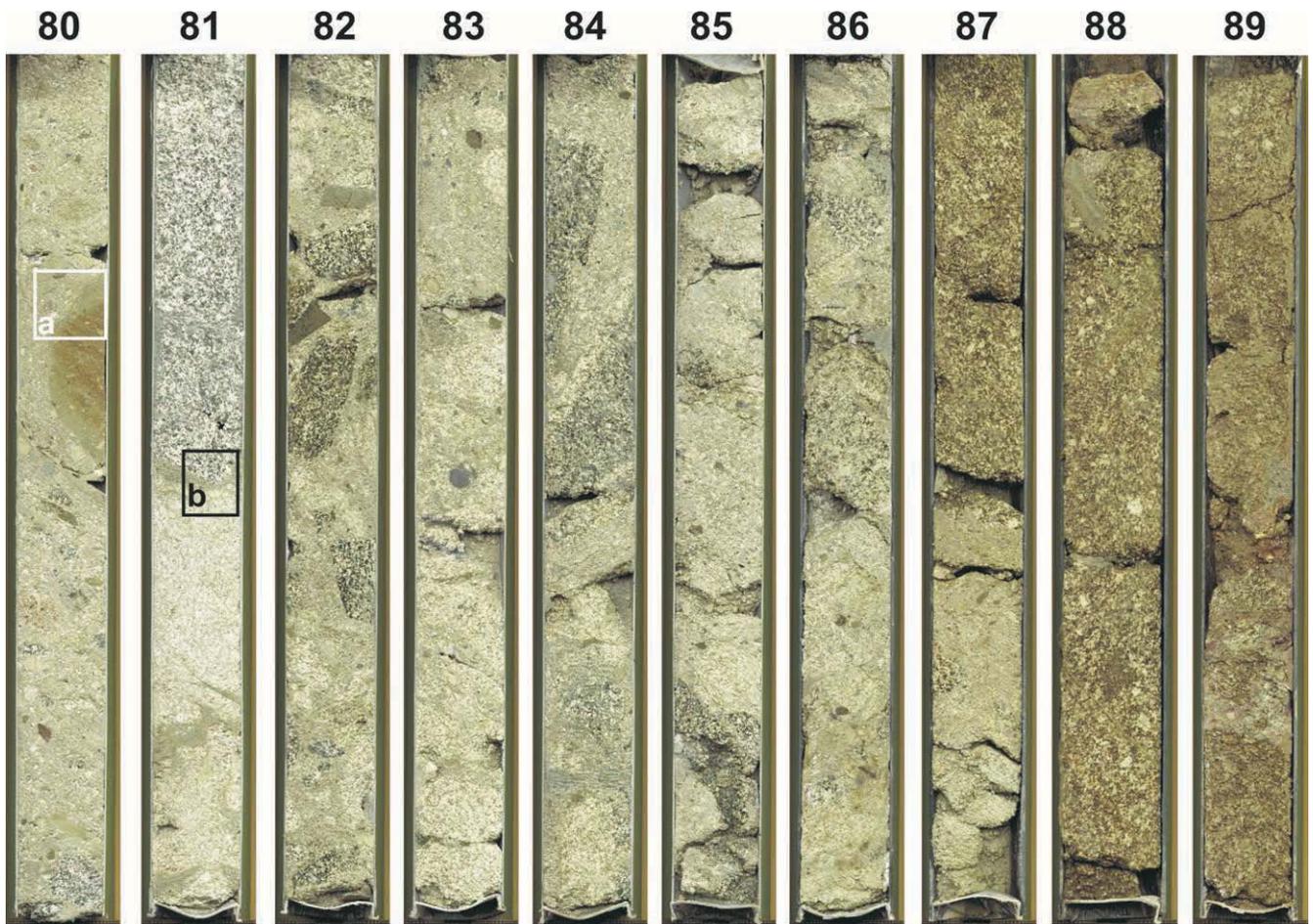


Abb. 33: Bohrkern Bth 2/98 80,0 bis 90,0 m.

80,0 bis 90,0 m: Kaolinisierter Granodiorit (Grus, Brocken und Blöcke), Lapilli und Tuffbrocken. Bis 87,0 m besteht der Kern aus Granodioritgrus, Lapilli und Bomben sowie frischeren eckigen Granodioritbrocken (Kluftkörper). Darunter folgen große Granodioritblöcke mit Zwickelfüllungen aus Granodioritgrus, Lapilli und Grauwackenhornsteinen.

Abb. 33a:
Brocken aus Maartuff in einer Umgebung aus Granodioritgrus und Lapilli.

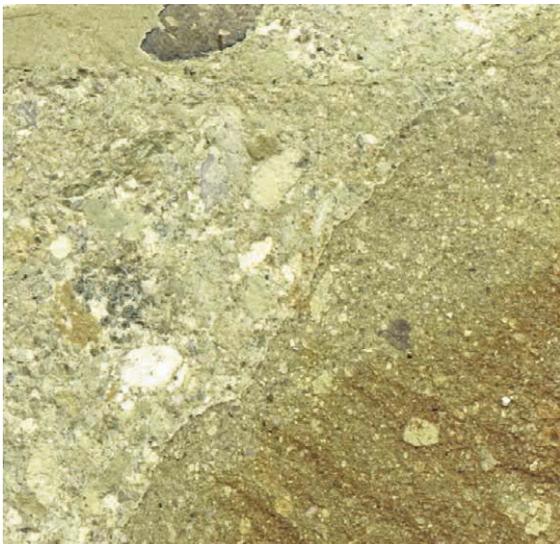
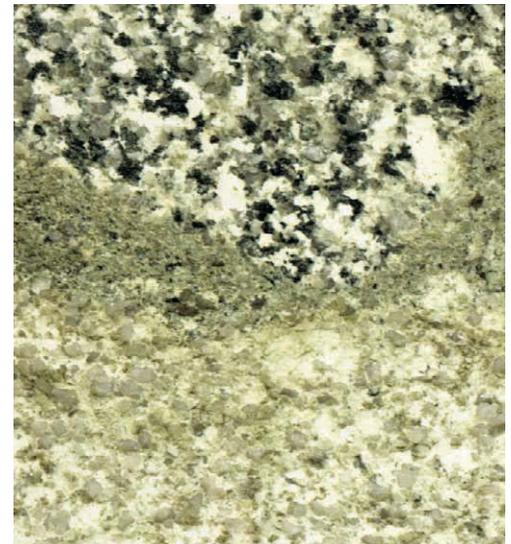


Abb. 33b:
Zwei unterschiedlich stark alterierte Granodioritbrocken.



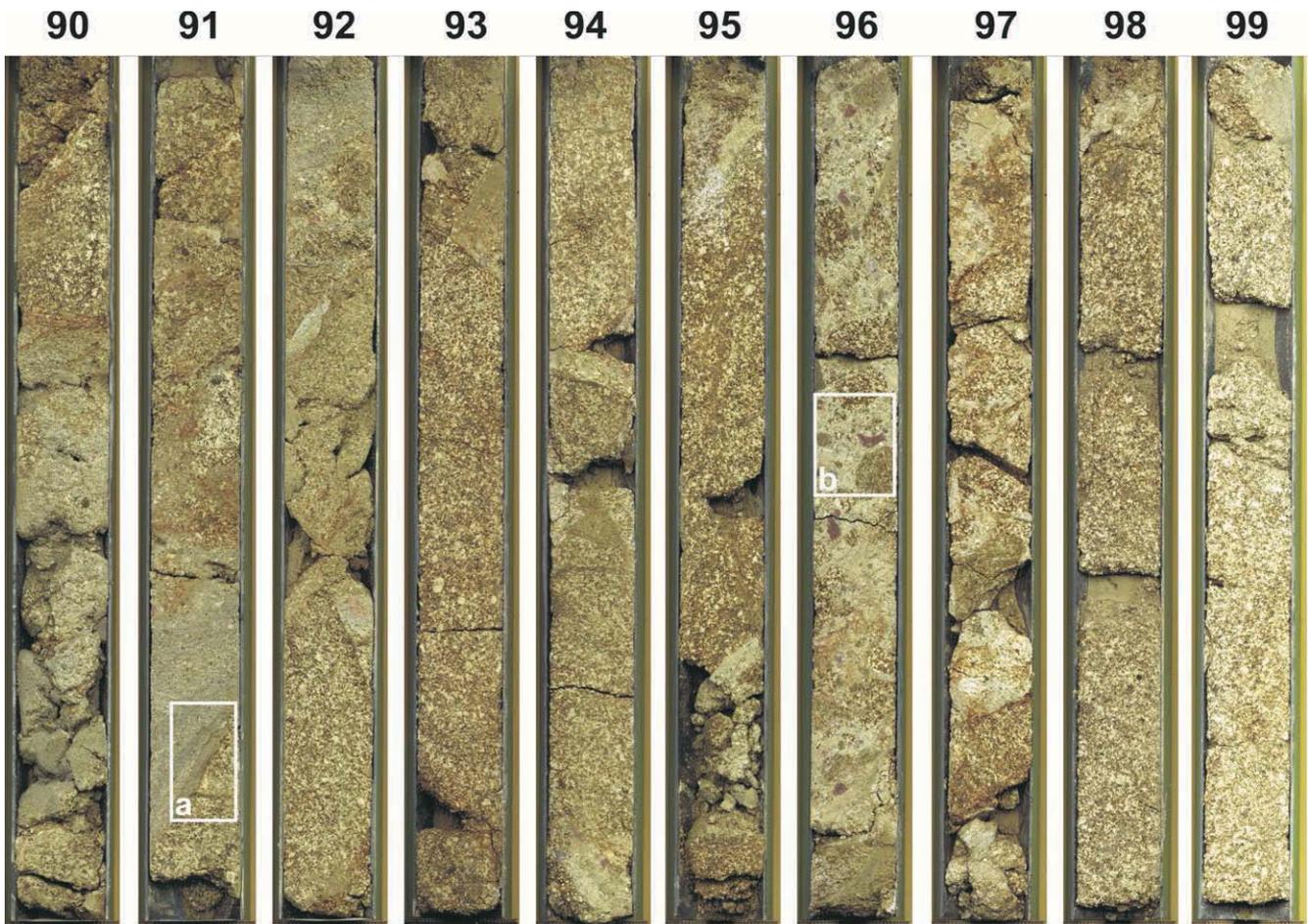


Abb. 34: Bohrkern Bth 2/98 90,0 bis 99,99 m.

90,0 bis 99,99 m: Kaolinisierte Granodioritblöcke mit Zwickelfüllungen. Der gesamte Abschnitt besteht aus großen - zum Teil mehrere Meter messenden - Granodioritblöcken, die vollständig kaolinisiert sind. Die Zwickelfüllungen bestehen aus Granodioritgrus und vielen z. T. roten Lapilli sowie vereinzelt Grauwackenhornsteinbrocken.

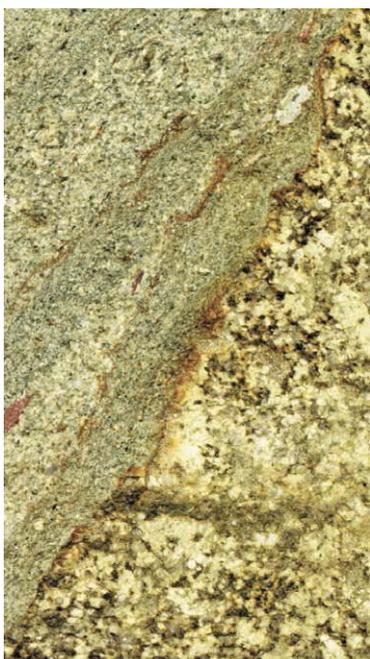


Abb. 34a:
Rand eines alterierten
Granodioritbrockens
in einer grusigen Matrix.

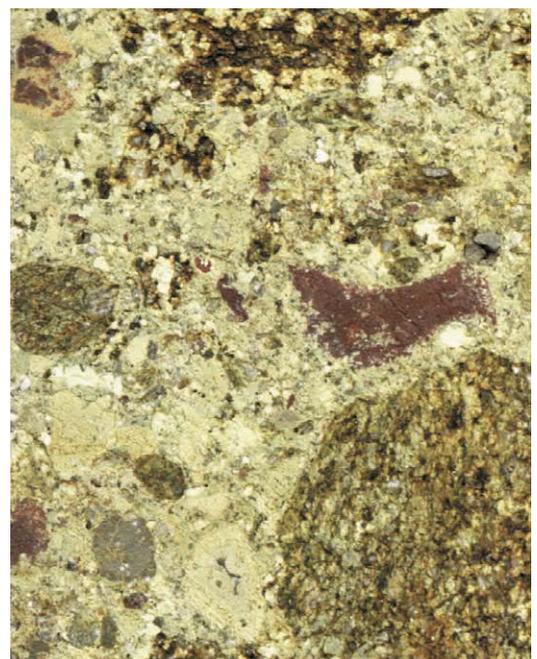


Abb. 34b:
Zwickelfüllungen aus
Granodioritgrus und
vielen Lapilli;
einige der Granodiorit-
brocken entstammen
einer Scherzone.

7 Ausblick

Die Bohrung Bth1/98 dokumentiert ein mehr oder weniger vollständiges Profil durch die limnische Füllung des Baruther Maarkraters. Ergänzend dazu zeigt die Bohrung Bth 2/98 die gröberklastische Randfazies des Maarsees. Die Ergebnisse sind für die Regionalgeologie sowie für die internationale Maarforschung von außerordentlicher Bedeutung, da so vollständige Profile selten erbohrt wurden. Weiteren Arbeiten vorbehalten sind detaillierte Untersuchungen der sedimentologischen Prozesse, des paläontologischen Inhaltes und der im Laminit gespeicherten Klimaproxydaten aus dem Oberoligozän.

Dank

Der Gemeindeverwaltung von Malschwitz und den Einwohner von Baruth danken wir für die freundliche Unterstützung und das rege Interesse an unseren Arbeiten. Durch die modernen geophysikalischen Untersuchungen im Vorlauf der Bohrungen gelang es die Ansatzpunkte wirklich optimal zu platzieren. Den Kollegen des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Hannover) sowie Prof. JACOBS und seinen Mitarbeitern vom Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig gebührt hierfür unser besonderer Dank. Dem Geschick des Bohrmeisters J. PRÖHL der Firma RSB Rothenmeyer GmbH verdanken wir den hervorragenden Kerngewinn, dem CoreScan-Gerät der DMT (Deutsche Montan Technologie GmbH) die leicht zu bearbeitenden Bilder der geschnittenen Kerne.

Zusammenfassung

Anhand der Scan-Aufnahmen der aufgeschnittenen Kerne der beiden Forschungsbohrungen Baruth wird die sedimentäre Abfolge in dem oberoligozänen Maarsee dokumentiert.

Summary

Along the scans of the cores of the research drillings near Baruth the sedimentary sequence in an Upper Oligocene maar lake is documented.

Literatur

BRUNNER, I. (2001): Beiträge zur geoelektrischen Potentialtomographie für die Ermittlung von Leitfähigkeitsunterschieden im Untergrund. - Diss. Univ. Leipzig, 156 + XI S., Shaker Verl., Aachen
BRUNNER, I.; FRIEDEL, S.; JACOBS, F. & DANCKWARDT, E. (1999): Investigation of a Tertiary maar structure using three dimensional resistivity imaging. -

Geophys. J. Int., 136: 771-780, Cambridge
BÜCKER, C.; WONIK, T. & SCHULZ, R. (2003): Physikalische Eigenschaften einer tertiären Maarfüllung - Ergebnisse von Bohrlochmessungen in den Forschungsbohrungen Baruth (Sachsen). - Z. angew. Geol., 1/2003: 43-51; Hannover
CAJZ, V.; GOTH, K. & SUHR, P. (2000): Tertiäre Maare rund um den Egergraben. - In: NEUFFER & LUTZ (Hrsg.) Exkursionsführer Internationale Maartagung Daun/Vulkaneifel, Mainzer Naturwiss. Archiv, Beiheft 24: 53-84, Mainz
GILG, A., KASBOHM, J., PLÖTZE, M. & FALLICK, A.E. (2003): Mineralogy and geochemistry of clay-seized fractions from sediments of the Oligocene maar near Baruth (Saxony, Germany). - Z. geol. Wiss., 31: 331-342; Berlin
GOTH, K. (1990): Der Messeler Ölschiefer - ein Algenlaminit. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 131: 143 S.; Frankfurt/Main
GOTH, K. (2000): Research drilling Baruth (Bth 1/98): the laminated sediments. - Terra Nostra (Intern. Maar Conf., Daun, Eifel, Ext. Abstr.), 156-159, Potsdam
GOTH, K. (2001): Palynologische Altersbestimmung der Maarsedimente von Kleinsaubernitz und Baruth. - Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg (unveröff.)
GOTH, K. & SUHR, P. (1994): Oligocene maar lake sediments; Kleinsaubernitz (East Germany). - Intern. Assoc. Sedimentologists, 15th Region. Meet. Ischia, Abstr., 203; Napoli
GOTH, K. & SUHR, P. (1995): Kernaufnahme der Bohrung Kleinsaubernitz 1/70, 1h/70, 1h2/70 und 1h3/70. - Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 71 S.; Freiberg (unveröff.)
GOTH, K. & SUHR, P. (1998): Forschungsbohrung Baruth (Ostsachsen): Erste Ergebnisse. - Terra Nostra, 98/3: V 104; Köln
GOTH, K. & SUHR, P. (2000): Ein tertiäres Klimaarchiv in der Lausitz - Erste Ergebnisse der Forschungsbohrung Baruth. - Z. geol. Wiss., 28: 229-236, Berlin
GOTH, K. & SUHR, P. (2002): Algal dominated sediments in maar lakes. - In: Alginite Foundation (ed.): Program and Abstracts: VIIth Intern. Alginite Symposium, Sept. 19-21 2002, 77-80, Salgóbanya-Losonc (Lucenec), Budapest
GOTH, K. & SUHR, P. (2002): Sediments in a Tertiary maar crater: the whole story. - HIBSCH 2002 Symposium, Excursion Guide, Abstracts, A: 76, Prague
HOTENROTT, M. (2003): Zur Altersstellung der tertiären Deckschichten und der Seesedimente im Profil der Forschungsbohrung Baruth 1/98 (Lausitz). - Z. geol. Wiss., 31: 353-361; Berlin
LINDNER, H. & BRAUSE, H. (1967): Das Schwereminimum von Kleinsaubernitz. - Z. angew. Geol., 13(1967)2, S. 95 - 102, Berlin
LINDNER, H. (1963): Gravimetrische Erkundung Oberlausitz. - Ergebnisbericht, VEB Geophysik Leipzig (unveröff.)
LORENZ, V., SUHR, P. & GOTH, K. (2003): Maar-Diatrem-

- Vulkanismus – Die Guttauer Vulkangruppe in Ostsachsen als Beispiel für die komplexen Zusammenhänge. – Z. geol. Wiss., 31: 267-312; Berlin
- LÜTZNER, H.; FALK, F.; ELLENBERG, J. & GRUMBT, E. (1974): Tabellarische Dokumentation klastischer Sedimente. - Veröff. ZIPE, Nr. 20, 153 S., 7 Anl., Potsdam
- MAGALOWSKI, G. & LI, T.-K. (1974): Kernmarschverzeichnis der Kartierungsbohrung Kleinsaubernitz 1/70, 1h/70, 1h2/70 und 1h3/70. - Bericht ZGI Berlin, 79 S., Berlin (unveröff.)
- PIRRUNG, M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. - Mainz. Naturwiss. Archiv, Beiheft 20, 116 S., Mainz
- PUCHER, R., FINCK, F., ROLF, C., SAUER, J. & WONIK, T. (2003): Die magnetische Anomalie der Struktur Baruth (Sachsen) - Modellvorstellungen zu ihrer Interpretation. - Z. angew. Geol., 1/2003: 36-42; Hannover
- SAUER, J. & PUCHER, R. (1997): Ergänzende geophysikalische Messungen bei Baruth (E-Sachsen) als Voruntersuchung zu einer Forschungsbohrung in ein hypothetisches tertiäres Maar. - 15 S., 15 Anlagen; Bericht GGA Hannover (unveröff.)
- SUHR, P. & GOTH, K. (1996): Erster Nachweis tertiärer Maare in Sachsen. - Zbl. Geol. Paläontol., Teil I, 1995, 363-374, Stuttgart
- SUHR, P. & GOTH, K. (1999): Detaillierte Aufnahme des Kerns der Forschungsbohrung Baruth 1/98. - Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 232 S., Freiberg (unveröff.)
- SUHR, P. & GOTH, K. (1999): Maare in Sachsen als Zeugen explosiven Vulkanismus im Tertiär. - Veröff. Museum für Naturkunde Chemnitz, 22, 5-20, Chemnitz
- WONIK, T.; HÖLSCHER, F.; SCHULZE, P & BÖHM, V. (1998): Geophysikalische Bohrlochmessung der Forschungsbohrung Bth 1/98. - Messprotokolle GGA, Hannover (unveröff.)

Anschrift der Autoren:

Dr. Kurt Goth
 Dipl.-Geol. Peter Suhr
 Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
 E-Mail: kurt.goth@ifug.smul.sachsen.de
 peter.suhr@ifug.smul.sachsen.de

Neue Daten zum Fundort der fröhelsterzeitlichen Schotter der Freiburger Mulde in der ehemaligen Ziegeleigrube Drosselgrund in Meißen

Kurt HUHLE, Dresden

1 Einleitung

WOLF (1977) beschreibt feuersteinfreie, relativ frische Schotter aus der Ziegelei Meißen-Drosselgrund „zwischen etwa +150 und (?) +160 m NN“ (a. a. O.: S. 798). Nach der Geröllzusammensetzung weist er diese Schotter der Freiburger Mulde zu. Die gleichen Angaben finden sich in WOLF & SCHUBERT (1992). Stratigraphisch werden diese Schotter von WOLF als Höhere Mittelterrasse (HMT) eingestuft und als altersgleich mit dem fröhelsterzeitlichen Streumener Elbelauf angesehen.

Eine erste Erwähnung dieser HMT-Schotter findet sich in der Erläuterung zur 1. Auflage der GK 25, Blatt 4846(48) Meißen (SAUER 1889). Eine detaillierte Beschreibung gibt GRAHMANN (1947) mit seinen Stoßaufnahmen der Ziegeleigrube Meisa - später bezeichnet als Ziegeleigrube Drosselgrund - vom 9. Juli 1926 sowie 27. Oktober 1928. Außer in diesem Unikat finden die HMT-Schotter in den Publikationen GRAHMANNs allerdings keine gesonderte Erwähnung, auch nicht in dem von ihm erarbeiteten Abschnitt „IX. Diluvium“ der Erläuterung zur GK 25, Blatt 4846^{III}.

Die Ziegeleigrube Drosselgrund ist seit Ende 1983 auflässig.

2 Ausbildung, Mächtigkeit, Verbreitung und Altersstellung der HMT-Schotter

2.1 Ältere Beschreibungen

SAUER (1889: S. 119) fand im Tälchen „gegen Vogelgesang nördlich von Obermeisa“ den Schotter in weniger als 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen und beschreibt diesen unter Einbeziehung des Hangenden bereits ziemlich detailliert: „Unter 2,5 m Löss folgt hier ein im Allgemeinen horizontal geschichteter weislichgrauer Sand mit Driftstruktur, der nach unten zu kiesig wird und z. Th. in ganz groben Schotter übergeht. Von einheimischem Material ist hier vertreten: neben Granit (= Biotitgranit, d. Verf.) viel Munziger Gneiss, seltener rother Gneiss, dichter Hornblendeschiefer, Grauwacke, Fleckschiefer, Dobritzer Porphy, Glimmerporphyrit, selten Flaserabbro, Phyllitquarz, dichter Basalt, endlich Sandstein (? Quadersandstein).“

PIETZSCH (in REINISCH 1920: S. 96) konkretisiert die voranstehenden Angaben zu den „alten Triebischschottern“ sowohl bezüglich der Mächtigkeit („ca. 5 m“) als auch hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse und der

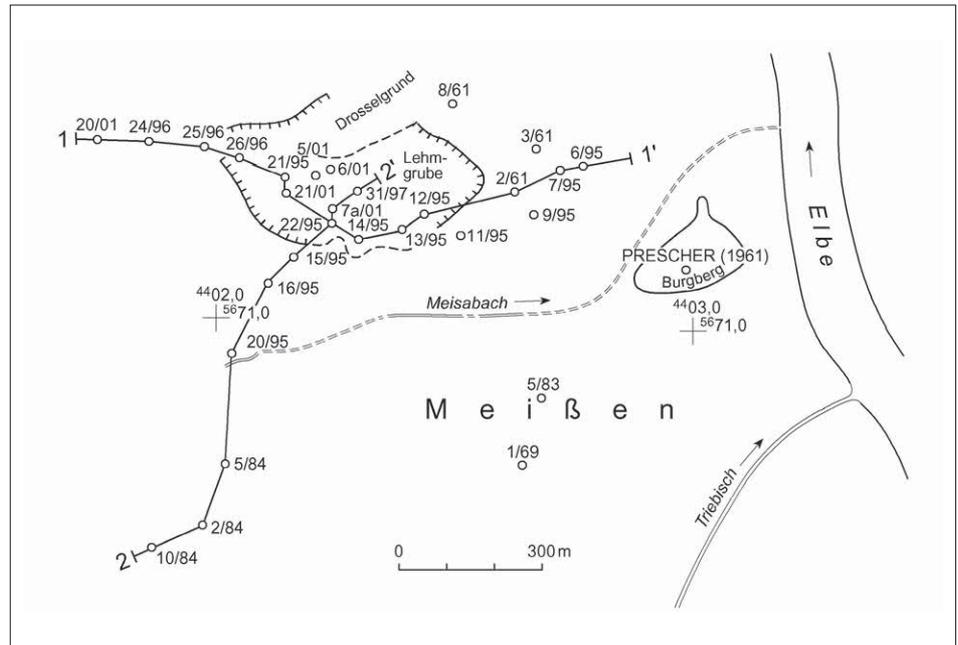
Geröllzusammensetzung: „Der grobe Schotter ist ... im allgemeinen deutlich horizontal gelagert, besitzt aber im einzelnen Schrägschichtung. Von einheimischem Material ist besonders folgendes vertreten: Granit, Syenit, viel Biotitgneis, seltener auch Muskowitgneis, Hornblendeschiefer, Fleckschiefer und andere Schiefergebirgsgesteine, Porphy, Porphyrit, dichter Basalt, endlich Sandstein (? Quadersandstein) und selten Flaserabbro. Von nordischem Material ist Feuerstein vertreten.“

GRAHMANN (1947) hält in seiner Feldbuchaufzeichnung vom 27. Oktober 1928 bezüglich der HMT-Schotter in der gleichen, zwischenzeitlich allerdings weiter nach Süden, d. h. in das Terrassenzentrum hinein, vorangetriebenen Grube fest: „Schotter, oben sandig, nach unten gröber, im ganzen ca. 9 m. Schon 2-3 m unter ihrer Oberfläche grobe Faustkiese mit vielen nord. Geröllen, Kopf- bis Findlingsgröße nicht selten. Durchweg völlig eben geschichtet. Massenhaft überwiegend granitisch-porphyrisches Material. Granit öfters morsch. Pechsteine weiß und morsch. Im unteren, 4 m mächtigen Teil, der aus Apfel- und Faustgeröll besteht, kein Feuerstein gefunden.“

Die Oberkante der HMT-Schotter lässt sich aus einer wohl nur eingeschätzten(!) Höhengote GRAHMANNs im Profilschnitt mit etwa 158 m NN ableiten. Die Schotterbasis läge danach ca. 9 m tiefer, also bei etwa 149 m NN. Allerdings zeigt die Auswertung aktueller Nivellements, dass beide NN-Höhen von GRAHMANN ca. 3 m zu hoch angesetzt wurden (vgl. Abschnitt 2.2).

WOLF (1977) nahm erstmals eine umfassende Bewertung des Geröllbestandes nach Herkunftsgebieten vor und kam dabei zu dem Ergebnis, dass nur Osterzgebirge und Tharandter Wald als Liefergebiete in Frage kommen. „Besonders hoch ist der Anteil an Granitporphyren und Tharandter-Wald-Quarzporphy. Es fehlen für Weißeritzschotter typische Komponenten. Im Einzugsgebiet der Triebisch kommt aber kein Granitporphy vor. Die Schotter von Meißen-Drosselgrund können deshalb nur von der Freiburger Mulde, die Bobritzsch und Triebisch aufnahm, abgelagert worden sein!“ (a. a. O.: S. 798)

Abb. 1:
Bohrplan mit den Spurlinien der Profile 1 und 2 sowie dem ungefähren Umriss der Ziegeleigrube Meißner-Drosselgrund zur Zeit der Einstellung des Abbaus und der Lage des HMT-Fundpunktes in PRESCHER (1961)



2.2 Auswertung von Neubohrungen

In den Jahren 1995, 1997 und 2001 wurden Bohrungen zur Erkundung des Baugrundes für den geplanten Schottenbergtunnel im Zuge der Verlegung der Bundesstraße 101 in der Ortslage Meißner gestoßen und deren Ansatzpunkte höhen- und lagemäßig exakt eingemessen. Nicht zuletzt die Nachbemusterung der (noch) vorhandenen Bohrproben dieser Punktaufschlüsse durch den Autor gestattet es, für den genannten Betrachtungsraum (s. Abb.1) die Angaben sowohl zu den HMT-Schottern als auch zu den Gesteinen in deren Liegenden und Hangenden hinsichtlich Mächtigkeit, Alter, Fazies, Höhenlage und Verbreitung zu präzisieren (HUHLE 2001 und 2002). In die Auswertung wurden ferner Archivmaterialien (z. B. Schichtenverzeichnisse von Altbohrungen) einbezogen.

Die Sedimentation der HMT-Schotter setzt über tertiären Sedimenten bzw. ±verwitterten karbonen Magmatiten des Meißner Massivs bei 147 m NN im Westen bzw. - 800 m Luftlinie entfernt - bei 142 m NN im Osten ein (vgl. Abb. 4 und 5 sowie Tab.1). Die Unterkante der HMT befindet sich damit vergleichsweise 50 bzw. 45 m über dem bei Meißner mit 97 m NN anzusetzenden Mittelwasserspiegel der Elbe. Die Basisschicht des Schotterkörpers bildet i. d. R. als Relikt einer vorangegangenen Erosion eine Steinsohle, welche GRAHMANN (1947: Feldbucheintragung vom 9. Juli 1926) als „bis 1/2 m lange Blöcke“ ausmachte. Die dominierend sehr groben Schotter sind durchweg ± stark verlehmt, kalkfrei und reich an granitischem Gestein bzw. dessen grusigem Zersatz, weshalb in den Schichtenverzeichnissen zur Ziegellehmerkundung aus dem Jahre 1961 beim Antreffen

Tab. 1: Geländehöhen der Bohransatzpunkte sowie Werte der Ober- und Unterkante der Höheren Mittelterrasse (HMT) der Freiburger Mulde einschließlich deren Mächtigkeit und Liegendgestein

Bohrg. Nr./Jahr	Gelände m NN	OK Schotter		UK Schotter		Mächtigkeit m	Liegendes
		m u. Gel.	m NN	m u. Gel.	m NN		
6/95	154,9	8,35	146,6	10,95	143,9	2,6	Granit(?)
7/95	158,8	12,6	146,2	16,5	142,3	3,9	Granit
9/95	147,3	? abgerutschte Scholle im Löß				0,4	Löß(!)
11/95	163,1	9,6	153,5	19,0	144,1	9,4	Feinsand
12/95	157,1	2,4	154,7	11,7	145,4	9,3	Kaolin in situ
13/95	158,2	6,6	151,6	12,6	145,6	6,0	Ton
14/95	158,6	4,8	153,8	~13,4	~145,2	~8,6	Gesteinszersetzung
15/95	161,0	8,15	152,8	12,4	148,6	4,25	Kaolinton
16/95	165,7	11,2	154,5	18,1	147,6	6,9	Schluff
22/95	153,4	5,0	148,4	~7,5	~145,9	~2,5	? Mittelsand
31/97	158,3	>5,0	<153,3	<15,0	>143,3	<10,0	? Mittelsand
5/01	153,1	?<0,1	?>153,0	6,0	147,1	?>5,9	Mittelsand
6/01	156,4	?<1,7	?>154,7	~9,4	~147,0	?>7,7	? Ton
7a/01	153,6	?<0,2	?>153,4	6,4	147,2	?>6,2	Mittelsand

der Oberkante der HMT-Schotter „Granitversatz“ dokumentiert wurde.

Aus der Differenz der vorgenannten Höhenquoten für die Terrassenbasis und dem - geradlinigem - Abstand der Beobachtungspunkte zueinander errechnet sich formal ein Sohlgefälle der HMT von etwa 6 ‰. Da Flusstäler und damit auch die darin abgesetzten Schotterkörper in der Natur ± mäanderartig verlaufen, resultiert hieraus ein Gefälle von etwa 4 ‰. Dieser Wert liegt gut in der Größenordnung des Gefälles von etwa 4,4 ‰, das WOLF & SCHUBERT (1992: S. 25) für die frühelsterglaziale Freiburger Mulde zwischen Großschirma (bei Freiberg) und Meißen angeben.

Eine merkbare Kornverfeinerung der HMT-Schotter als Ausdruck der nachlassenden Schleppkraft des Flusses im angehenden Hochglazial mit seinem kaltariden Klima wurde - jeweils Schichtfuß - ab 152,1 bis 152,9 m NN festgestellt, sofern dieser Bereich nicht zwi-

schenzeitlich erodiert wurde (z.B. Bohrungen 6/95, 7/95, 13/95 und 22/95). Als Hauptbodenart der Sandfazies dominiert Mittel- bis Grobsand (Bohrungen 12 und 16/95), zurücktretend findet sich Grobsand oder Grobsand bis Feinkies (Bohrungen 15 und 14/95). Die Hangendgrenze dieser Sandfazies ist als Erosionsdiskordanz angelegt; sie wurde in Bohrung 12/95 als höchstem Punkt bei 154,7 m NN bestimmt. Im letztgenannten Aufschluss erreicht die Sandfazies auch ihre aus jeweils einer Bohrung ableitbare maximale Mächtigkeit von 1,8 m (GRAHMANN gibt - wie oben ausgeführt - 2-3 m an). Hieraus resultiert ferner eine Gesamtmächtigkeit der Terrasse an dieser Stelle von 9,3 m; eine noch geringfügig höhere Mächtigkeit wurde in Bohrung 11/95 mit 9,4 m durchteuft (vgl. Tab. 1). Die maximale, ursprüngliche Mächtigkeit der Terrasse kann aus den vorstehenden Angaben auf etwa 10 m hochgerechnet werden, womit sich die o. g. Beobachtung GRAHMANNs mit „im ganzen ca. 9 m“ bestätigt.

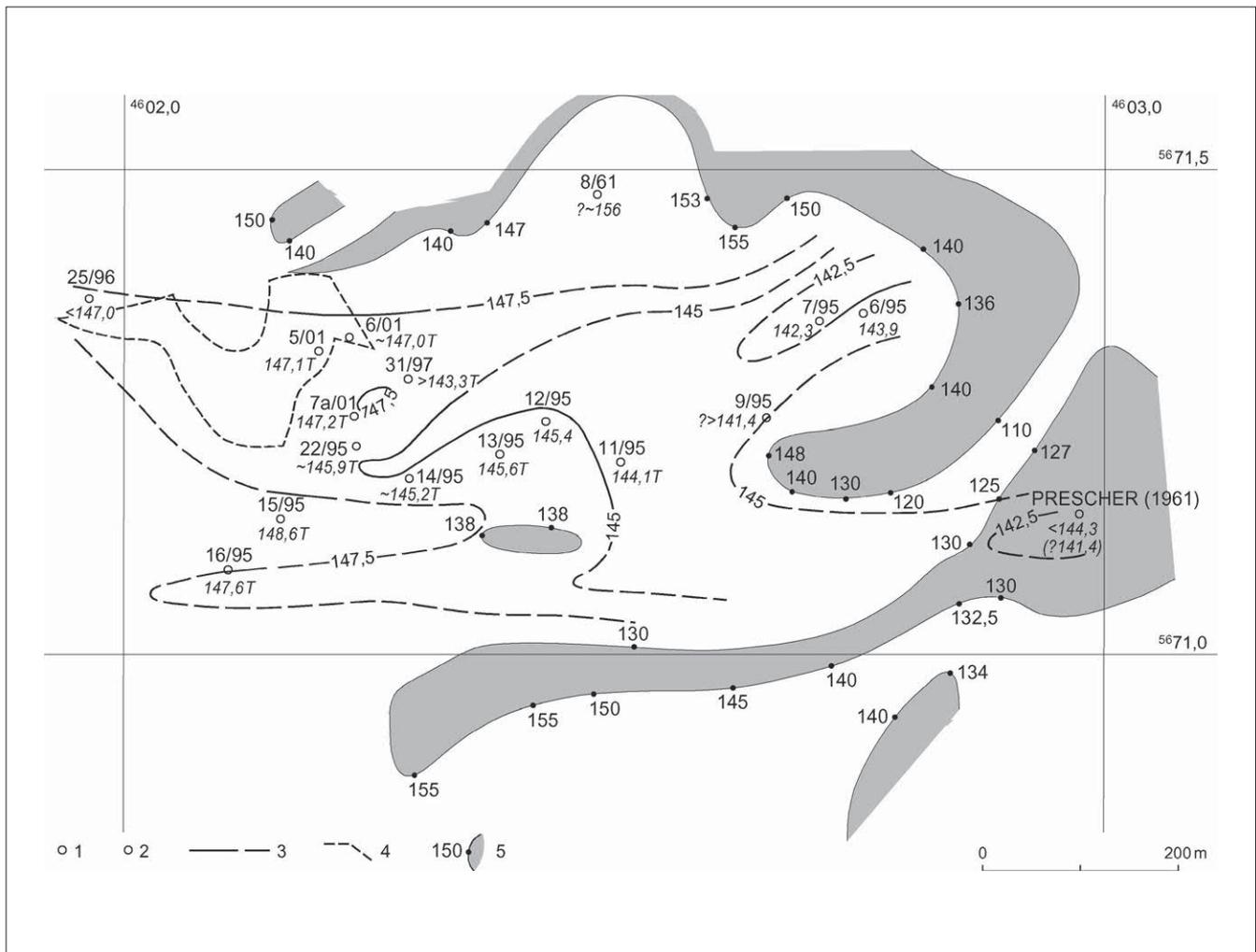
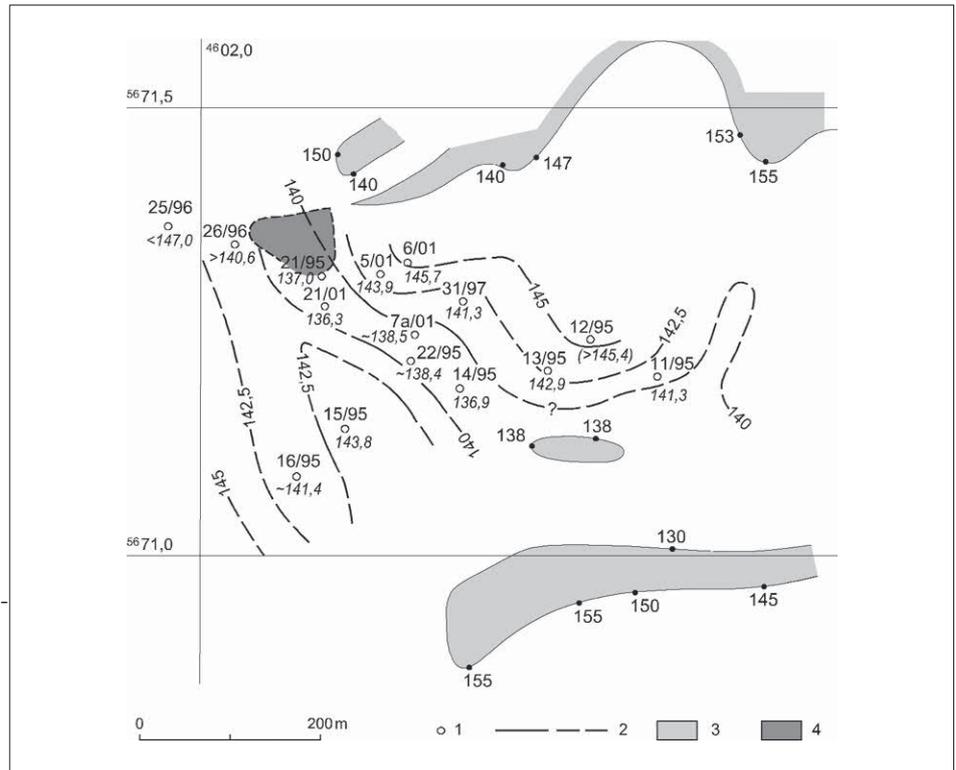


Abb. 2:
 Plan der Unterkante der Höheren Mittelterrasse (HMT) der Freiburger Mulde
 1 - Bohrung mit NN-Höhe der HMT-Basis (T = Tertiär erbohrt); 2 - HMT-Fundpunkt in PRESCHER (1961); 3 - Isohypse der HMT-Basis belegt/vermutet bzw. HMT bereits erodiert; 4 - Ausstrich der HMT in der ehem. Ziegeleigrube Meißner-Drosselgrund nach REINISCH (1928); 5 - Ausbiss der Magmatite des Meißner Massivs mit gegriffener HN-Höhe nach TK 10/4846 NO

Abb. 3:
Plan der Tertiärbasis
1 - Bohrung mit NN-Höhe der Tertiärbasis; 2 - Isohypse der Tertiärbasis belegt/eingeschätzt bzw. Tertiär erodiert oder primär fehlend; 3 - Ausbiss der Magmatite des Meißner Massivs mit gegriffener NN-Höhe nach TK10/4846 NO; 4 - Tertiärausstrich in der ehem. Ziegeleigrube Meißen-Drosselgrund nach REINISCH (1928)



Für die Bohrungen 5-7a/01 konnte der Nachweis des kontinuierlichen Übergangs der groben HMT-Schotter in die Sandfazies nicht erbracht werden, da Rückstellproben aus dem Teufenintervall oberhalb 151,6 m NN nicht zur Verfügung standen und somit eine Nachbemusterung ausgeschlossen war. In das Profil 2 (Abb.5) wurde bei Bohrung 7a/01 im Bereich des nach der Stoßaufnahme GRAHMANN'S (siehe Abschnitt 2.1) ab etwa 152 m NN anzunehmenden Auftretens der Sandfazies jedoch die im Originalschichtenverzeichnis aufgeführte lithologische Ansprache „Kies, steinig, sandig“ eingetragen und diese Angabe mit Fragezeichen versehen, da einerseits zwar eine zu grobe Einstufung des Lockergesteins durch den aufnehmenden Bearbeiter des Schichtenverzeichnisses nicht auszuschließen ist, andererseits aber auch in der „Lehm“grube anthropogen umgelagerter, als solcher im Bohrgut nicht erkennbarer, grober Schotter durchörtert worden sein kann. Aus dem gleichen Grunde wurden in Tab. 1 die Werte für die Oberkante der HMT-Schotter in den o. g. drei Bohrungen mit Fragezeichen versehen.

Auch die Bohrung 7a/01 benachbarte Bohrung 31/97 schied für eine grafische Darstellung der Kornverfeinerung im oberen Abschnitt der HMT im Profil 2 (Abb. 5) aus, da im interessierenden Teufenintervall mittels Rollenmeißel gearbeitet worden war und damit kein genügend aussagefähiges Bohrgut ausgebracht werden konnte.

Die Breite, welche die Schotterplatte der HMT einnahm, lässt sich nach Abb. 2 zu annähernd einen hal-

ben Kilometer bestimmen. Es ist nicht auszuschließen, dass das Schotterband ursprünglich sogar noch breiter angelegt war.

Nordisches Material in Form von Feuersteinen und damit die Beteiligung von Schmelzwässern an der Aufschotterung der HMT ist mit Sicherheit ab bzw. oberhalb 150,8 m NN - tiefster Fundpunkt in Bohrung 15/95 - zu belegen. Ein im Schichtenverzeichnis des die Feldarbeiten begleitenden Ingenieurbüros in Bohrung 12/95 für den Teufenbereich 7,4-8,0 m (Δ 149,7-149,1 m NN), d. h. noch im kataglazialen Schotterkörper (s. u.!), dokumentierter „Feuerstein“ (ohne weitere Angaben) erwies sich als eine Chalcedonmandel von etwa 1,5 cm Durchmesser und schwarzgrauer Farbe, die frei war von Einschlüssen wie Bryozoen oder Schwammnadeln.

Von Interesse ist der Fund eines fast zwei Zentimeter langen, rostgrauen Flints in Bohrung 16/95 bei 152,1 m NN, da dieser eine Ähnlichkeit mit einem Artefakt aus dem Altpaläolithikum aufwies.

2.3 Das Schluffband im Schotterkörper und die Alterseinstufung der HMT-Schotter

Im Niveau zwischen 151 und 153 m NN schaltet sich in den Schotterkörper eine Lage sandigen Schluffes ein. Sie wurde in den Bohrungen 11/95, 12/95 und 14/95 angetroffen und ist zwischen 2 und 20 cm stark. Der Autor deutet diese Schluffeinlagerung genetisch als Hochflutlehm, welcher während einer kräftigen,

linienhaften Tiefenerosion des Flusses zum Absatz kam. In Anlehnung an die klimachronologische Terrassengliederung von ŠIBRAVA (1964, 1972) und in Fortführung der Beobachtungen des Autors an jüngeren Terrassen der Elbe im weiteren Raum Dresden (HUHLE 1974, 1990) wird diese Tiefenerosion als „frühanaglazial“ eingestuft. Hieraus folgt, dass der unter diesem schluffigen Leithorizont abgelagerte Sockel der „Doppelterrasse“ *sensu* ŠIBRAVA dann dem Kataglazial der vorangegangenen Kaltzeit zuzuordnen ist. Auf der Schlufflage ruht der anaglaziale Akkumulationskörper, welcher aus der relativ schmalen frühanaglazialen Erosionsrinne herauswuchs und schließlich seitlich über den kataglazialen Schotterkörper transgressiv hinausgriff.

Der **obere** Akkumulationskörper der Doppelterrasse der Freiburger Mulde im Betrachtungsraum ist nach der im höheren Bereich belegten Führung nordischen Materials dem Frühglazial der Elsterkaltzeit zuzuordnen und entspricht somit der I₁-Terrasse nach der Vokalklassifikation von ENGELMANN (1911), spezifiziert durch Zahlenindizes zwecks Charakterisierung der o. g. klimachronologischen Stellung des jeweiligen Schotterkörpers (ungerade Zahl = anaglazialer Abschnitt der Doppelterrasse und umgekehrt). Der **untere** Akkumulationskörper ist dann folgerichtig stratigraphisch in das Spätglazial der vorangegangenen Kaltzeit bzw. eines ausgeprägten Stadiums derselben zu stellen, welche sehr wahrscheinlich im Cromer-Komplex zu suchen ist. Bis zur endgültigen sachlich-nomenklatorischen Ausweisung dieser Kaltzeit soll

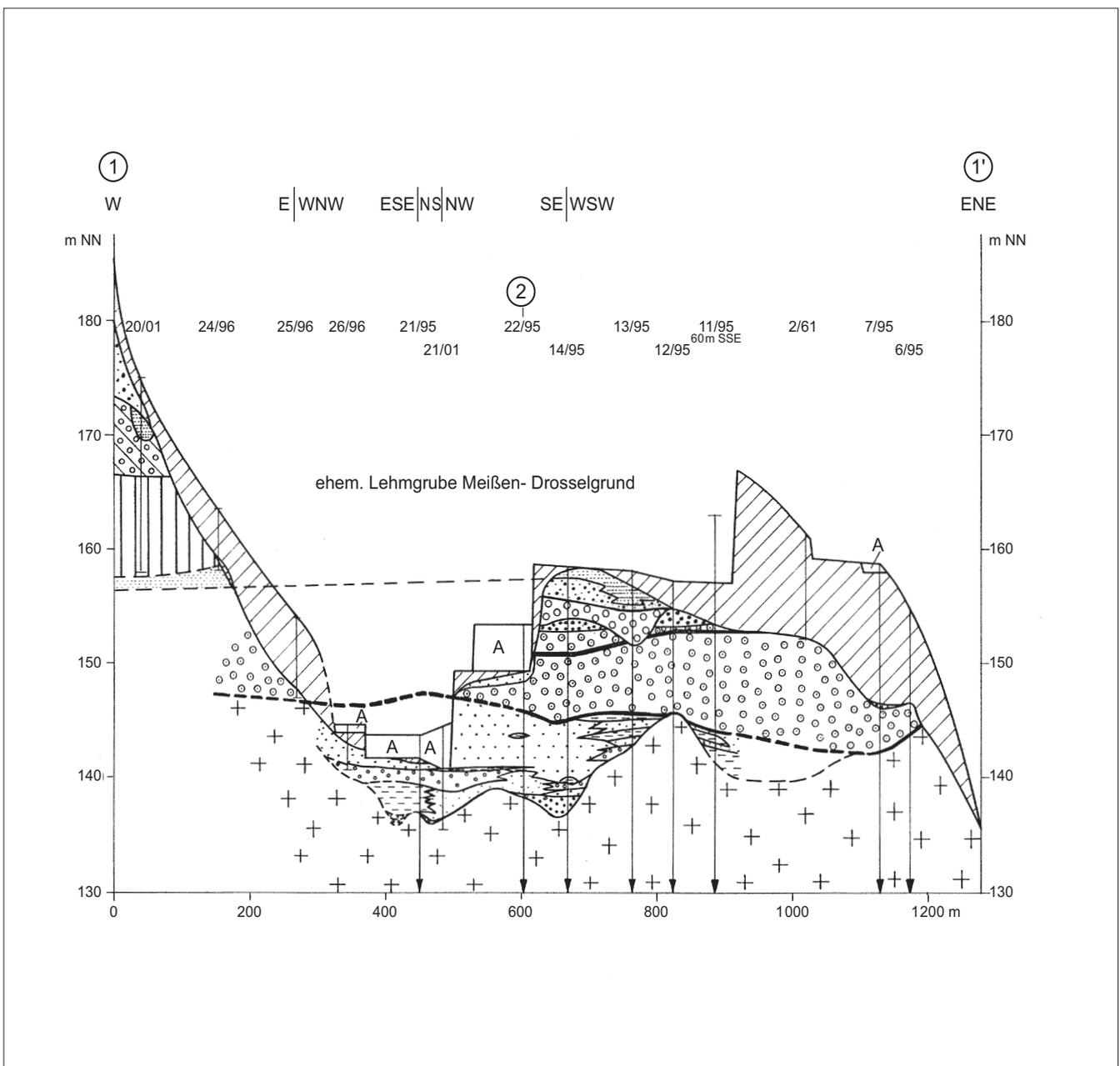


Abb. 4: Profil 1: Annähernd West - Ost verlaufender Schnitt durch den Betrachtungsraum. Legende siehe Abb. 5

der untere Terrassenkörper mit dem Symbol ε_2 charakterisiert werden. Die kräftige, durch o. g. Blocklage markierte Tiefenerosion, welche der kataglazialen Aufschotterung vorausging, fällt damit in das ausklingende Hochglazial der vorangegangenen Kaltzeit. Kennzeichen des kataglazialen Terrassensockels dürfte in Extrapolation der Untersuchungsbefunde an jüngeren Terrassen der Elbe (HUHLE 1974, 1990) ein gegenüber dem anaglazialen Akkumulationskörper deutlich höherer Anteil an ferntransportierten Geröllen sein.

Details zu den Vorstellungen des Autors über die kataglaziale und anaglaziale Aufschotterung sollen an dieser Stelle nicht wiederholt werden; sie wurden in HUHLE (1974: S. 42-48) ausführlich dargestellt. Es sei nur ein die obigen Ausführungen ergänzender, wichtiger Satz zitiert (a. a. O: S. 46): „Die früh-anaglaziale Tiefenerosion vollzieht sich noch in der Warmzeit, und zwar nachdem jene das Klimaoptimum überschritten hat.“ Sehr wahrscheinlich ist das Schluffband ein Äquivalent zu dem von EISSMANN (1964a) publizierten Schluff-Feinsand-Körper des Knautnaundorfer Horizontes in der Frühelsterterrasse der Saale.

Die Sohlfläche der früh-anaglazialen Tiefenerosion lässt sich wegen des Fehlens sowohl von systematischen Schotteranalysen (HUHLE 1969, 1990) als auch von Detaildokumentationen der Grubenstöße nicht definitiv rekonstruieren. Nach dem Auftreten von Steinsohlen in den Bohrungen 5/01, 6/01, 7/01 und 7a/01 (s. Abb.1 - Lageplan) nahe 149 m NN wird eingeschätzt, dass im Bereich der Ziegeleigrube Drosselgrund die früh-anaglaziale Tiefenerosion in diesem Niveau ausklang. Hieraus folgt, dass am Terrassenrand und auch über Aufragungen des prä-quartären Untergrundes - so vermutlich im Bereich der Bohrung 15/95 (HMT-Basis 148,6 m NN, gebildet von steinigem Mittel- bis Grobkies) - nur der anaglaziale Akkumulationskörper ausgebildet und erhalten geblieben ist. Eine aus granitischem Material aufgebaute Steinsohle in der - vorgenannter Bohrung 15/95 benachbarten - Bohrung 16/95 im Teufenbereich 15,0 bis 15,6 m unter Ansatz (Δ 150,1 bis 150,7 m NN) belegt hier wahrscheinlich die Sohlfläche der früh-anaglazialen Tiefenerosion. Die Tiefe der erosiven Einschneidung ergibt sich aus der Differenz zwischen der höchsten Lage des Schluffbandes mit 153 m NN und dem Tiefpunkt der Einschneidung mit etwa 149 m NN zu annähernd 4 m. Sehr wahrscheinlich verlief die von der früh-anaglazialen Tiefenerosion ausgeräumte Hohlform im zentralen Teil des Betrachtungsraumes von Südwest nach Nordost, d.h. etwa in der Spurlinie des Profils 2 (Abb. 5).

Die Schichtstärken für die beiden Abschnitte der Doppelterrasse ergeben sich nunmehr wie folgt: Für den unteren, kataglazialen Akkumulationskörper sind nach Bohrung 11/95 knapp 9 m Mächtigkeit, für den in diesen Sockel „eingeschnittenen“ oberen, anaglazialen Akkumulationskörper nach den Bohrungen

15+16/95 mindestens 6 m bzw. für den gleichen Teilschotterkörper außerhalb der früh-anaglazialen Erosionsrinne nach Bohrung 12/95 mindestens 2,4 m anzusetzen. Die für den anaglazialen Akkumulationskörper ausgewiesenen Schichtstärken sind deshalb Mindestwerte, weil der oberste Abschnitt der HMT (Sandfazies) in unbekannter Mächtigkeit denudiert wurde (vgl. Abschnitt 2.2: Erosionsdiskordanz als Hangendbegrenzung).

3 Das Tertiär im Liegenden der Höheren Mittelterrasse

PIETZSCH (in REINISCH 1920: S. 96) erwähnt in den Erläuterungen zur 2. Aufl. der GK 25, Blatt 4846 Meißen, unter dem „z. T. ganz groben Schotter (ca. 6 m)“ der HMT einen reschen (= scharfen, d. Verf.) Sand, „der etwa 3 m mächtig aufgeschlossen ist.“ Eine stratigraphische Zuordnung nimmt er im Text nicht vor; auf dem Kartenblatt werden allerdings für diesen „oberen Teil des Drosselgrundes“ „Kiese und Sande der Knollensteinstufe“ (Oligozän) ausgewiesen.

GRAHMANN (1947) notiert am 9. Juli 1926 als Liegendes der HMT-Blocksohle: „Teils eben, teils diskord. geschichteter Sand und Feinkies. Nur Quarz und Kieselschiefer...“ und stellt diese Schicht der damaligen Auffassung folgend ins Oligozän. In seiner Aufzeichnung vom 27. Oktober 1928 ergänzt er: „... hell oder fe-schüssig, selten feinkiesige Lagen = Tertiär“

Die Neubohrungen lassen erkennen, dass zusätzlich zu den vorgenannten Sanden und feineren Kiesen dominierend in den Randbereichen des Verbreitungsgebietes - wahrscheinlich zungenartig in dessen Zentrum hineinragend - schluffig-tonige Absätze auftreten, die mitunter sogar als kaum klassierter, kaolinischer Magmatitzersatz anzusprechen sind. Braunkohleflöze oder auch nur größere Xylitstücke wurden in keiner Bohrprobe gefunden.

Wie bereits GRAHMANN erkannte, überwiegt unter den Geröllen im Tertiär der Quarz; zurücktretend finden sich Kieselschiefer und verkieselte Gesteine, gelegentlich auch kaolinisierte Feldspäte und bis zur Unkenntlichkeit verwittertes Gestein. Erwähnenswert ist das Auftreten eines Sandes in Bohrung 16/95, welcher ausschließlich aus kantenbestoßenen Quarzkristallen besteht. Die tertiären Sande sind regelhaft glimmerführend.

Bohrung. Nr./Jahr	Gelände m NN	OK Tertiär m u. Gel.		UK Tertiär m u. Gel.		Mächtigkeit m	Liegendes
		m NN	m NN	m NN	m NN		
11/95	163,1	19,0	144,1	21,8	141,3	2,8	kaolinis. Granit
13/95	158,2	12,6	145,6	15,3	142,9	2,7	kaolinis. Granit
14/95	158,6	~13,4	~145,2	21,7	136,9	~8,3	kaolinis. Granit
15/95	161,0	12,4	148,6	17,2	143,8	4,8	Kaolin
16/95	165,7	18,1	147,6	~24,3	~141,4	~6,2	kaolinis. Granit
21/95	143,8	?2,35	?141,5	6,8	137,0	?4,45	kaolinis. Granit
22/95	153,4	~7,5	~145,9	~15,0	~138,4	~7,5	kaolinis. Granit
31/97	158,3	<15,0	>143,3	17,0	141,3	>2,0	kaolinis. Granit
5/01	153,1	6,0	147,1	9,2	143,9	3,2	kaolinis. Granit
6/01	156,4	~9,4	~147,0	10,7	145,7	~1,3	kaolinis. Granit
7a/01	153,6	6,4	147,2	~15,1	~138,5	~8,7	Porphyrit, gebleicht
21/01	144,4	?<2,0	?>142,4	8,1	136,3	?>6,1	Porphyrit(?)

Tab. 2: Ober- und Unterkante sowie Mächtigkeit und Liegendgestein der tertiären Sedimente

Die Mächtigkeiten der in den Bohrungen angetroffenen tertiären Sedimente sind in Tab. 2 zusammengestellt. Als Maximalwerte stehen ca. 8,7 m in Bohrung 7a/01 sowie etwa 8,3 m in Bohrung 14/95, wobei im ersten Fall die Grenzziehung zum verwitterten Glimmerporphyrit im Liegenden unsicher ist und im zweiten Fall ein Kernverlust von 0,6 m im Grenzbereich zum hangenden HMT-Schotter eine Abweichung vom jeweils genannten Wert im Dezimeterbereich nicht ausschließen lässt.

Die Konstruktion der Tertiärbasis (Abb. 3) lässt einen Flusslauf erkennen, dessen Sohliefestes im NW auf 136,3 m NN (Bohrung 21/01) und im SE bis 136,9 m NN (Bohrung 14/95) eingeschnitten ist. Aus annähernd südlicher Richtung (Bohrung 16/95) scheint ein Bach einzumünden. Eine Auftragung des Grundgebirges bis über 140 m NN entlang dem rechten Ufer des rezenten Meisabaches schließt - ohne tektonische Hypothesen - eine Fortsetzung dieser fluviatilen Hohlform nach SE aus. Es darf also als sehr wahrscheinlich gelten, dass dieser tertiäre Fluss aus östlicher bis ost-südöstlicher Richtung kommend in den Betrachtungsraum hineinströmte. Seine Erosionsbasis ist zumindest gelegentlich durch eine schütterste Steinsohle markiert, wie diese z. B. in Bohrung 21/95 unter Ton (der vermutlich in das Flussbett hinein gerutscht oder von der Seite her eingespült wurde) belegt ist. Für die in diesem Zusammenhang besonders interessierenden - da im Flusstiefsten angesetzten - Bohrungen 14/95 und 22/95 sowie 7a/01 und 21/01 lagen leider aus dem Bereich der Tertiärbasis keine Proben zur Nachbemusterung vor.

Zur Vermeidung von Missverständnissen soll nicht unerwähnt bleiben, dass ein im Schichtenverzeichnis des betreuenden Ingenieurbüros für Bohrung 16/95, Teufenbereich 18,1-19,0 m, vermerkter „Ton-Mergelstein, hart, kleinstückig zerbrochen“ kein kretazisches Sediment ausweist, sondern einen kalkfreien(!), schwach feinsandigen Schluff des Tertiärs.

4 Das Hangende der Höheren Mittelterrasse

In seiner Stoßaufnahme für die „große Grube in Meisa“ vom 27.10.1928 beschreibt GRAHMANN (1947) das bereichsweise unmittelbare Hangende der HMT-Schotter wie folgt: „Am südl. Grubenrand wie braune, sandig-kratzige Grundmoräne, jedoch an der Ostwand nach N zu allmählich in ebengeschichteten braunen standfesten Sand übergehend, 1-1½ m.“ Aus seiner beigefügten Profilskizze lässt sich für diese Schicht eine Basishöhe von 158 m NN ableiten. Auch wenn diese Niveauangabe nur auf einer von GRAHMANN gegriffenen Höhe beruhen dürfte, so zeigt doch ein Vergleich mit den aus einnivellierten Bohrungen abgeleiteten Höhen für die Oberkante der HMT-Schotter, dass dieser Wert allenfalls drei Meter zu hoch angesetzt wurde. Die Basis seiner Grundmoräne liegt exakt bei 155 m NN.

Projiziert man diese Grundmoräne in das Profil 2 (Abb. 5) hinein, so kommt diese auf einem Beckenschluff zu liegen, welcher nördlich des Meisabaches offenbar nur noch reliktsch erhalten und deshalb allein in der Bohrung 16/95 nahe 155 m NN in 0,2 m Mächtigkeit zu belegen ist. Möglicherweise war diese glazilimnische Bildung bereits primär im engeren Betrachtungsraum nur schwach entwickelt, ganz im Gegensatz zum Gebiet südlich des Meisabaches, wo sie Mächtigkeiten bis mindestens 2,8 m (Bohrung 5/84) erreicht und dazu noch bei 157 m NN von Grundmoräne überlagert wird, welche allerdings bisher in nachbemusterten Bohrungen erst am Westrand des eigentlichen Betrachtungsraumes angetroffen wurde: In Bohrung 20/01 über 8,3 m schwarzgrau und lichtgrau gebändertem, kalkhaltigen Ton (nicht durchteuft) ab 166,2 m NN als 3,3 m starker Geschiebemergel (vgl. Profil 1 - Abb. 4). Letzterer besitzt nur einen geringen Sandanteil und führt lediglich einzelne Gerölle in Kiesgröße. Dieses Erscheinungsbild - Sand- und Geschiebemergel - deckt sich mit der oben wiedergegebenen Beschreibung durch GRAHMANN und entspricht zugleich der lithologi-

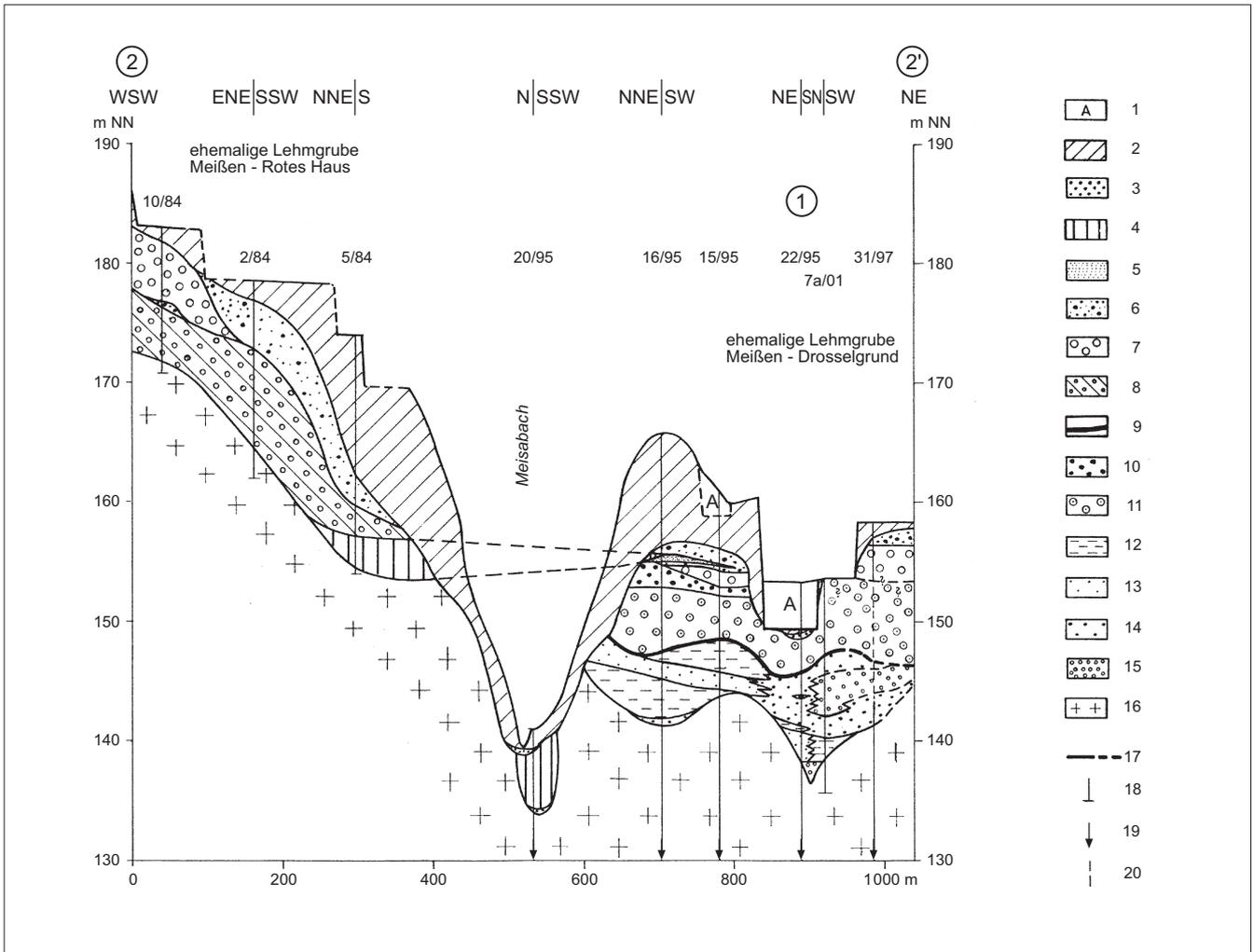


Abb. 5: Profil 2: Annähernd Süd - Nord verlaufender Schnitt durch den Betrachtungsraum

Legende zu den Profilen 1 und 2 in Abb. 4 und 5:

Weichselkaltzeit bis Holozän: 1 - Auffülle; 2 - Löß, Lößlehm bzw. Auelehm (Meisatal), an der Basis mitunter Übergang in (?) Solifluktionslehm oder Flugsand; 3 - Mittel- und/oder Grobsand, partiell kiesig, z. T. wahrscheinlich Flugsand, an der Quartärbasis der Bohrung 20/95 Steinsohle (vgl. auch Text, Abschnitt 4).

Elster-II-Stadium: 4 - Ton bzw. Schluff, partiell gebändert, in Bohrung 20/95 in abgerutschter Position; 5 - Feinsand mit Übergängen zu Mittelsand; 6 - Sand, überwiegend mittelkörnig und nur schwach kiesig, selten schluffig-feinsandig oder ± grobsandig (strat. Einstufung in den Bohrungen 2/84 und 20/01 unsicher); 7 - Kies, sandig, mitunter schluffig und/oder steinig, gelegentlich mit Übergängen zu Grobsand; 8 - Geschiebelehm und -mergel.

Höhere Mittelterrasse: 9 - Schluff, ± sandig; 10 - Mittel- bis Grobsand bzw. Grobsand bis Feinkies, wahrscheinlich originär durchgehend schluffig verbacken; 11 - Kies, ± schluffig verbacken, stark sandig, steinig, mit wenigen Lagen kiesigen Sandes.

Tertiär: 12 - Schluff bzw. Ton und Übergänge zwischen beiden, auch umgelagerter Kaolin bzw. kaolinischer Magmatitzersatz; 13 - Feinsand, gelegentlich mittelsandig, auch ± schluffig-tonig; 14 - Mittelsand, z. T. feinsandig, seltener grobsandig oder übergehend in Grobsand; 15 - Grobsand und Feinkies in wechselnden Anteilen, auch Übergänge zu Mittelkies bzw. Steinsohle.

Karbon: 16 - Magmatit, zuoberst grusig-stückig oder kaolinisch verwittert

Sonstige Zeichen: 17 - Basis der Höheren Mittelterrasse belegt/eingeschätzt; 18 - Bohrung, allgemein; 19 - Bohrung, deren Gesteinsabfolge nicht bis zur Endteufe dargestellt wurde; 20 - Bohrintervall gerollt.

schen Charakteristik einer Grundmoräne des 2. Vorstoßes des Elstereises, welchem der Geschiebemergel auch zugeordnet wird. Die gleiche Korrelation ergibt sich zwingend aus den Verbandsverhältnissen: Die bereits besprochene sandige Fazies im obersten Abschnitt der HMT zeigt an keinem Beobachtungspunkt einen fließenden Übergang in die Schleppfazies und schließlich den glazilimnischen Bänderton oder -schluff, sondern sie wird in den Bohrungen 15/95 und 16/95 von einer - auffallend feuersteinreichen - Kiesschicht abgeschnitten. Erst in deren Hangenden tritt eine Kornverfeinerung ein, die in Bohrung 15/95 mit Feinsand (154,7-154,8 m NN, mit Steinsohle an der Schichtoberkante) und in Bohrung 16/95 über Feinsand (155,0-155,5 m NN) mit dem bereits erwähnten, 20 cm starken und partiell eng geschichteten Schluff endet. Dieser Schluff war in den oberen 3 cm mit Sand und Kies durchsetzt, welche als Residualsediment der denudierten Elster-2-Moräne gedeutet werden. Der Schluff ist somit ebenso wie der in den Bohrungen 5/84 und 20/01 angetroffene Ton ein stratigrafisches Äquivalent des Döbelner Beckenschluffs und Bändertons (EISSMANN 1997).

Der mit den Bohrungen 15/95 und 16/95 aufgeschlossene Feinsand ist identisch mit dem unmittelbaren Liegenden der von GRAHMANN als Schicht d) beschriebenen Grundmoräne: „Unter d) weithin spannendicke, eben geschichtete Feinsandschicht“.

Ein Analogon zur vorstehend erläuterten Abfolge im Bereich der Bohrungen 15/95 und 16/95 findet sich im Umfeld der Bohrungen 13/95 und 14/95 (vgl. Profil 1 - Abb. 4): Die sandige Entwicklung der HMT-Schotter wird erosiv gekappt, wobei dieser Vorgang lokal bis zur vollständigen Abtragung des oberen, anaglazialen Schotterkörpers einschließlich des als Leithorizont dienenden Schluffbandes an seiner Unterfläche vorschreiten konnte, wie die Sedimentabfolge in Bohrung 13/95 mit einer Erosionsbasis bei 151,6 m NN belegt. Als Ausräumungsrelikt verblieb eine Steinsohle, welche in Bohrung 13/95 die maximale Mächtigkeit von 0,6 m erreicht. Darüber folgen die Vorschüttbildungen des 2. Vorstoßes des Elstereises; sie bestehen zuunterst aus Kies bzw. Grobsand bis Feinkies, die bei 154,7 m NN (Bohrung 13/95) bzw. 155,6 m NN (Bohrung 14/95) in Mittel- bis Grobsand und schließlich weiter kontinuierlich in Fein- bis Mittelsand übergehen. Der Top dieser feinklastischen Serie erreicht in Bohrung 14/95 eine Höhenlage von 158,1 m NN.

Nahezu im gleichen Niveau (158,4 m NN) grenzt in der ca. 1/2 Kilometer weiter westlich angesetzten Bohrsondierung 24/96 laut Bohrmeisterschichtenverzeichnis eine mit 0,4 m Mächtigkeit noch nicht durchteufte Feinsandschicht im Hangenden gegen 0,3 m „Ton, schluffig, schwach feinsandig, ... hellblaugrau“. In Auswertung der von Autor aufgenommenen, etwa 100 m östlich gelegenen Bohrung 20/01 muss es sich bei diesem Ton um einen Bänderton oder zumindest

um eine glazilimnische Bildung handeln (s. o.).

Vergleicht man die beiden dargestellten Abfolgen im Gebiet der Bohrungen 15+16/95 einerseits sowie 13+14/95 andererseits miteinander, so erkennt man an der in der Regel mit feineren Sanden einsetzenden glazilimnischen Sequenz, dass sich der See, welcher vor dem zum zweiten Male vorstoßendem Elstereis aufgestaut wurde, auf einem Untergrund mit Reliefunterschieden lediglich im Meterbereich ausbreitete. Es liegt somit die Schlussfolgerung nahe, dass sich dadurch die Oberfläche des Bändertons einschließlich seiner eher schluffigen Lateralfazies vor Auflagerung des Eisrandes weitgehend eben ausgebildet hätte. Die Grenzfläche Bänderton/Grundmoräne differiert jedoch in der Höhe bis zu 10 m: In Bohrung 5/84 südlich des Meisabaches wurde diese nahe 157 m NN angetroffen, in Bohrung 20/01 am Westrand des Betrachtungsraumes ist sie bei knapp über 166 m NN belegt. Weiter in westlicher Richtung behält die Auflagerungsfläche der Grundmoräne auf den Bänderton dieses Niveau nach der etwa 500 m WNW Bohrung 20/01 gelegenen Archivbohrung 15/70 mit 168,0 m NN wahrscheinlich annähernd bei. Diese Höhenunterschiede auf glazigene Stauchungen zurückzuführen stände in Widerspruch zu den in Abschnitt 2.1 wiedergegebenen Beobachtungen über die ungestörten Lagerungsverhältnisse in der Lehmgube Meißen-Drosselgrund. Wahrscheinlicher ist, dass jede Oszillation des Eisrandes sowohl glazial-erosive Aktivitäten auslöste als auch zu einem schrittweise veränderten, im Endeffekt höheren Einstauspiegel im See mit den dazugehörigen Warvitablagerungen führte, wie dies EISSMANN (1997: S. 30-31) musterhaft am Beispiel der „Döbelner Quartärfolge“ vorgestellt hat.

Sekundär umgelagerter Bänderton wurde im Meisatal mit (Vertikal-)Bohrung 20/95 aufgeschlossen (s. Profil 2 - Abb. 5). Die Warven dieses Bändertons stehen senkrecht, d. h. parallel zur Kernachse. Da das Tal erst nacheiszeitlich angelegt wurde, kann diese Erscheinung nicht als Produkt einer glazigenen Stauchung, sondern allein als das Ergebnis des Abrutschens eines Bändertonpaketes am erosiv unterschrittenen Talhang gedeutet werden. Stratigraphisch wäre dieses Ereignis formal der Weichselkaltzeit zuzuweisen.

Den Abschluss der quartären Sedimentation bilden im Betrachtungsraum Relikte von Sand sowie in deren Hangenden eine - vor Betrieb der Lehmgrube Drosselgrund - nahezu geschlossene Löß(lehm)decke mit Mächtigkeiten bis über 10 m. An der Basis des Lößes wurde lokal (Bohrungen 15 + 16/95) Flugsand in Dezimeterstärke angetroffen. Während die äolischen Ablagerungen problemlos als weichselzeitlich eingestuft werden können (bzw. deren Abschwemm- und sonstigen Umlagerungsprodukte vorrangig im Meisatal partiell ins Holozän), ist die stratigraphische

Zuordnung der Sande, welche in den Bohrungen - Mächtigkeiten in Klammern - 7/95 (0,4 m), 20/95 (0,1 m), 22/95 (0,8 m) und 24/96 (0,4 m) unmittelbar unter den äolischen Ablagerungen erschlossen wurden, nicht zweifelsfrei vorzunehmen. Sie werden unter Vorbehalt der Weichselkaltzeit zugeordnet, können im Einzelfall aber auch saalezeitlich sein. Dies gilt auch für die Steinsohle, welche Bohrung 20/95 bei 7,0 m unter Flur (Δ 134,1 m NN) an der Basis des dort in umgelagerter Position (s. o.) befindlichen Bänder-tonpaketes antraf.

Flussschotter aus der Zeit zwischen den beiden Vorstößen des Elstereises sind im Betrachtungsraum nicht nachweisbar. Erst ungefähr 600 m südöstlich des letzteren, in Bohrung 1/69 (s. Abb. 1), stehen wahrscheinlich fluviatile Absätze an: Nach Bohrmeisterangaben wurde im Teufenbereich 7,4-10,3 m (Δ ca. 137,9-140,8 m NN) Grobkies mit 40 % bzw. 50 % „Geröll“ durchsunken. Bis zum „Fels“ bei 11,6 m unter Ansatzpunkt, d. h. etwa 136,6 m NN, folgen noch kiesiger Grobsand und an der Basis 0,7 m „Grobkies, schwach lehmig, braun“. Diese partiell recht groben Schotter lassen sich in weiteren Baugrundbohrungen für die ehemalige LPG-Hochschule über 150 m Distanz bis zu Bohrung 5/83 nahe dem heutigen Landesgymnasium Sankt Afra (NE-Komplex s. Abb. 1) unter einer mächtigen Löß-(lehm)decke verfolgen, wobei im unmittelbaren Umfeld der Bohrung 1/69 die Kiese und Sande dem „Felsen“/„Granit“/ „Gesteinszersatz“ oder aber auch 1,10 m „Ton, sandig, stark plastisch, grau“ bei etwa 136 bis 138 m NN auflagern. In einigen Schichtenverzeichnissen, z. B. demjenigen für Bohrung 5/83, wird vom Bohrmeister über dem Schotter auch brauner Geschiebelehm (UK in 5/83 bei ca. 140 m NN) ausgehalten, wobei allerdings diese lithologische Ansprache mit Zurückhaltung aufzunehmen ist (? Gehängelehm mit Sand- und Kiesanteilen). Verf. hält es nicht für ausgeschlossen, dass es sich bei den vorgenannten Schottern um elster-1/2-zeitliche Ablagerungen der Triebisch, d. h. deren Mittlere Mittelterrasse (MMT) bzw. nach der in Abschnitt 2.3 stichwortartig erläuterten, spezifizierten Vokalklassifikation um eine I₂/I₃-Terrasse dieses Flusses handelt. Deren Talboden läge dann knapp 40 m über dem rezenten Mittelwasserniveau der Triebisch von 98 m NN. Die MMT der Triebisch wäre somit altersgleich mit dem „Unteren Döbelner Schotter“ der Zschopau (EISSMANN 1964b, WOLF 1978).

Der weitere Lauf dieser elster-1/2-zeitlichen Triebisch dürfte - nach deren Vereinigung mit der Freiburger Mulde - durch die von WOLF & STEDING (1978) bei Diera und Naundörfel nordöstlich Meißen mit einer Basishöhe von „wahrscheinlich noch unter +130 m NN“ (a. a. O.: S. 1039) aufgefundenen, feuersteinführenden Schottervorkommen („Dieraer Muldelauf“) markiert sein.

5 Die Fortsetzung der HMT

PRESCHER (1961) publizierte vom Meißner Burgberg die Stoßaufnahme einer archäologischen Grabung als vorläufige Mitteilung: „Folgendes Profil wurde beobachtet:

0,0 m Straßenlage,
2,50 m Kulturschicht,
0,15 m Staublehm,
0,10 m Schotter.

Die Schotter bestehen aus Quarzit, Porphyren, Pechstein, Syenit, Sandstein, Tonschiefer und Munziger Gneis(?). Feuersteine und sonstige nordische Gesteine konnten bislang noch nicht gefunden bzw. beobachtet werden“ (a. a. O.: S. 38). Die Höhe dieses Schottervorkommens gibt er mit „etwa 143,5 m“ an. Diese „exponierte Lage“ sowie „das bislang völlige Fehlen nordischen Materials“ veranlassen ihn, die Schotter der „E-Triebisch ... zuzuordnen“ (a. a. O.: S. 39).

Die Lage des von PRESCHER beschriebenen Beobachtungspunktes kann unter Zuhilfenahme der Veröffentlichungen von COBLENZ (1960) und KÜAS (1960) spezifiziert werden. Danach wurden die Schotter unter den aufgeschürften Fundamentresten eines Burgturmes aus dem 11. Jahrhundert ausgegraben, dessen gegriefene Koordinaten lauten:

$x = 5671\ 140\ m$
 $y = 4602\ 980\ m.$

Das Niveau der Schotteroberkante kann auf ca. 144,3 m NN konkretisiert werden.

Die Verbreitung der Schotter auf dem Meißner Burgberg ist nur sehr grob zu konturieren: Eine Rammkernsondierung (MB - 1), angesetzt im Jahre 1999 etwa 35 m westlich des von PRESCHER (1961) beschriebenen Fundpunktes, traf zwischen 4,6 m und 4,8 m unter Flur - d.h. zwischen 141,4 und 141,6 m NN - sandigen Kies über „Syenitgrus“ an. Sofern dieser Kies mit dem von PRESCHER beschriebenen Schotter identisch ist, ergibt sich daraus nur ein kleinflächiges Terrassenrelikt, denn in einer etwa 25 m nordwestlich des Fundpunktes bis in den „Porphyrsatz“ (OK 141,0 m NN) abgeteufte Rammkernsondierung (MB - 3) ist kein Anhaltspunkt für dessen Existenz zu gewinnen. Die Mächtigkeit des von PRESCHER dokumentierten Schotters kann nach den vorstehenden Angaben über die Höhenlage der Magmatitoberfläche auf 2-3 m eingeschätzt werden.

Nach WOLF & SCHUBERT (1992, Abb. 5) floss die frühestzeitliche Freiburger Mulde von Meißen-Drosselgrund nach Ockrilla (bei Meißen) weiter. In der Talsenke südlich Ockrilla hatte GENIESER 1958 in Kartierungsbohrung 2/58 grobe Schotter in mindestens 2,0 m Mächtigkeit sowie in der unmittelbar

benachbarten Ersatzbohrung 2/58 E kiesige Sande in 5,4 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die beide wegen Steinhindernissen nicht durchteuft werden konnten (Endteufe in beiden Bohrungen bei ca. 145 m NN). Im vorläufigen Schichtenverzeichnis stuft GENIESER diese feuersteinfreien fluviatilen Ablagerungen nach dem Geröllbestand als Triebischschotter wahrscheinlich präglazialen Alters ein. Mit einer späteren Veröffentlichung (GENIESER 1962) bestätigt er diese Einschätzung: „Die Talsenke zwischen Ockrilla und Jessen wurde demnach wohl von der 'präglazialen' Triebisch eingenommen, während die Fortsetzung des Weißeritztales weiter südlich in der Verlängerung des Tales der Wilden Sau auf der hochgelegenen Fläche zwischen Weinböhla und Moritzburg zu suchen sein dürfte“ (a. a. O.: S. 150).

Setzt man das für den engeren Betrachtungsraum bei geradliniger Verbindung der Beobachtungspunkte ermittelte Sohlgefälle der HMT von etwa 6 % (s. Abschnitt 2.2) an und extrapoliert man dieses Gefälle per Luftlinie von Baugrundbohrung 7/95 über 3,8 km bis zur Kartierungsbohrung 2/58, so wäre die Basis der HMT-Schotter südlich Ockrilla bei 119,5 m NN zu erwarten bzw. die Mächtigkeit dieser Schotter läge nahe 30 m. Das Relief der Quartärbasis rechts der Elbe bis Ockrilla lässt beim gegenwärtigen Kenntnisstand allerdings nirgendwo die hierfür zu fordernde tiefe Ausräumung erkennen, ganz abgesehen von der Unerklärbarkeit einer schlagartigen Mächtigkeitszunahme der HMT-Schotter um das Dreifache auf derart kurze Distanz.

Führt man hingegen die gleiche Berechnung mit dem von WOLF & SCHUBERT (1992: S. 25) für die frühelster-glaziale Freiburger Mulde zwischen Meißen und Koselitz (NW Großenhain) ausgewiesenen Gefälle von 1,8 % durch, so ergibt sich die Basis der HMT nahe Ockrilla zu 135,5 m NN bzw. die Mächtigkeit der Schotter zu annähernd 15 m (einschließlich der von GENIESER erbohrten Sandfazies). Nach neueren Bohrungen - allerdings ohne HMT-Schotter - steht die Ausbildung der Quartärbasis einem solchen Muldelauf über Meißen-Bohnitzsch auch nicht entgegen. Problematisch hingegen ist der abrupte Gefälleschwund von 6 % auf unter 2 %. Diese Diskrepanz ist nach Ansicht d. Verf. allein mit dem so genannten 2. Einbruch des Elbtalgrabens in einem späten Stadium der Elstervereisung und der damit verbundenen tektonischen Verstellung von dessen Randschollen zu erklären. Nahe liegend ist dabei die Vorstellung, dass diese Krustenbewegungen in der ohnehin von tektonischer Mobilität geprägten Elbezone durch Spannungen ausgelöst wurden, die auf glazialisostatische Ausgleichsbewegungen zurückzuführen sind.

Zusammenfassung

Durch Bemusterung von Neubohrungen und kritische Bewertung von Altunterlagen bzw. Veröffentlichungen konnten vorhandene Kenntnisse über die Höhere Mittelterrasse (HMT) der Freiburger Mulde sowie deren Hangendes und Liegendes im Stadtgebiet von Meißen erweitert bzw. konkretisiert werden.

Die Basis der HMT-Schotter und damit zugleich die Quartärbasis liegt im Bereich der ehem. Ziegeleigrube Meißen-Drosselgrund bei 147 m NN und die Mächtigkeit dieser fluviatilen Ablagerung erreicht ca. 10 m, wobei offen bleibt, in welcher Mächtigkeit der in sandiger Fazies ausgehende Hangendabschnitt der Terrasse bereits denudiert wurde. Nach Ansicht d. Verf. ist nur der obere Akkumulationskörper der HMT im Frühglazial der Elsterkaltzeit abgelagert worden; der Terrassensockel entstand sehr wahrscheinlich im Kataglazial einer Kaltzeit bzw. einer ausgeprägten Kaltphase des Cromer-Komplexes.

Im Hangenden der Höheren Mittelterrasse der Freiburger Mulde treten nur glaziale Bildungen der 2. Elstervereisung sowie jüngere Ablagerungen auf. Elster-1-zeitliche Sedimente konnten nicht nachgewiesen werden.

Im Liegenden der HMT der Freiburger Mulde treten verbreitet tertiäre Lockergesteine auf. In sandig-kiesiger Ausbildung werden diese Lockergesteine einem Fluss zugeordnet, dessen Sohle knapp über 136 m NN lag. In diese tertiären Flussschotter ragen von den Talrändern her Zungen schluffigen bis tonigen Materials hinein. Braunkohle wurde nicht gefunden. Es wird eingeschätzt, dass - außerhalb des eigentlichen Betrachtungsraumes - elster-1/2-glaziale Triebischschotter südwestlich der Kirche St. Afra mit einer Basis von etwa 136 m NN von Archivbohrungen angetroffen wurden.

Summary

Available knowledge about the upper middle terrace (HMT) of the river Freiburger Mulde as well as its overlying and underlying strata in the municipal area of Meißen could be extended or put in concrete terms by sampling of new drillings and critical evaluation of old documents and publications respectively.

The bottom of the HMT gravel, at the same time being the Quaternary base, lies in the area of the former Meißen-Drosselgrund brickworks pit at 147 m above sea level, and that fluvial deposit is up to about 10 m thick. It remains open by what thickness the overlying series of the terrace outcropping in arenaceous facies has been denuded. In the author's opinion, only the upper accumulation body of the HMT was deposited during the early glacial period of the Elster Ice Age;

the terrace basement was very probably generated during the kataglacial stage of an ice period or of a distinct cold phase of the Cromerian complex.

In the overlying layer of the upper middle terrace of the river Freiberger Mulde only glacial formations of the 2nd Elster glacierization and more recent deposits occur. There could not be detected sediments of the 1st Elster period.

Tertiary loose rock is quite common in the underlying layer of the HMT of the river Freiberger Mulde. In its sandy-pebbly formation this loose rock is assigned to a river, whose bottom was at 136 m above sea level. Tongues of silty up to clayish material project into that Tertiary river gravel from the walls of the valley. Lignite was not found.

It is estimated that - outside of the examined region proper - Elster-1/2-glacial gravel of the stream Triebisch with a base at about 136 m above sea level was detected by archival drillings to the southwest of St. Afra church.

Literaturverzeichnis

- COBLENZ, W. (1960): Ausgrabungen auf dem Burgberg Meißen. Ein Vorbericht über die Arbeiten von 1959. - Ausgrabungen und Funde 5, 89-94, Akademie-Verlag Berlin
- EISSMANN, L. (1964a): Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Gebietes. - Geologie, Beih. 46, 3-96, Berlin
- EISSMANN, L. (1964b): Ausbildung und Gliederung des Pleistozäns in Mittelsachsen (Raum Döbeln-Riesa). - Geologie 13, 942-969, Berlin
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - Altenberger naturwiss. Forsch. 7, 55-135, Altenburg
- EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. - Altenburger naturwiss. Forsch. 8, 1-98, Altenburg
- ENGELMANN, R. (1911): Die Terrassen der Moldau-Elbe zwischen Prag und dem Böhmisches Mittelgebirge. - Diss. Fr.-Wilhelm-Univ. Berlin (unveröff.)
- GENIESER, K. (1962): Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe. - Eiszeitalter u. Gegenw. 13, 141-156, Öhringen
- GRAHMANN, R. (1933): Die Geschichte des Elbtals von Leitmeritz bis zu seinem Eintritt in das norddeutsche Flachland. - Mitt. Verein Erdkde. Dresden, N.F., 1932/33, 132-194, Dresden
- GRAHMANN, R. (1947): Beschreibung von Quartäraufschlüssen/Ostsachsen. - Geologische Landesanstalt, Zweigstelle Freiberg/Sachsen (unveröff.)
- HUHLE, K. (1969): Zur Gliederung holozäner Elbschotter an Hand geröllstatistischer Untersuchungen. - Geologie 18, 705-713, Berlin
- HUHLE, K. (1974): Die stratigraphische und tektonische Entwicklung der Dresdner Elbtalwanne seit der 1. Elsterkaltzeit unter besonderer Berücksichtigung der Schotterterrassen. - Diss. A, Bergakademie Freiberg (unveröff.)
- HUHLE, K. (1990): Das Alter der Liegendschotter der Hellerterrasse in der Dresdner Elbtalwanne. - Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden 37, 169-185, Dresden
- HUHLE, K. (2001): Originäre Überwachung/Bemusterung von Bohrungen für den Bau des Schottenbergtunnels im Zuge der B 101 in Meißen. - Staatl. Umweltfachamt Radebeul, Stelle für Gebietsgeologie (unveröff.)
- HUHLE, K. (2002): Originäre Überwachung/Bemusterung von Proben, welche aus dem Bohrgut von Bohrungen des Jahres 2001 für den Schottenbergtunnel in Meißen genommen wurden. - Staatl. Umweltfachamt Radebeul, Stelle für Gebietsgeologie (unveröff.)
- KÜAS, H. (1960): Reste eines Burgturmes des 11. Jahrh. auf dem Burgberg zu Meißen. - Ausgrabungen und Funde 5, 94-98, Akademie-Verlag Berlin
- PRESCHE, H. (1961): Über bisher unbekannt pleistozäne Ablagerungen auf dem Burgberg Meißen in Sachsen. - Jahrb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. 1961, 38-39, Dresden
- REINISCH, R. (1920): Geologische Karte von Sachsen i. M. 1 : 25 000, Nr. 48, Blatt Meißen. - 2. Aufl. (mit Erläuterungen), Leipzig
- REINISCH, R. (1928): Geologische Karte von Sachsen i. M. 1 : 25 000, Nr. 48, Blatt Meißen. - 3. Aufl. (mit Erläuterungen), Leipzig
- SAUER, A. (1889): Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen, Section Meissen, Blatt 48. - (mit Erläuterungen), Leipzig
- ŠIBRAVA, V. (1964): Double fluvial accumulations in the area of the Bohemian Massif and the Carpathian Foredeep. - Antropozoikum A, 2, 57-71, Praha
- ŠIBRAVA, V. (1972): Zur Stellung der Tschechoslowakei im Korrelationssystem des Pleistozäns in Europa. - Sbornik geol. ved A, 8, 1-218, Praha
- WOLF, L. (1977): Präglaziale Elbeläufe zwischen Dresden und Riesa. - Zeitschr. geol. Wiss. 5, 791-803, Berlin
- WOLF, L. (1978): Zum Alter und zur Gliederung der „Döbelner Quartärfolge“ - Zeitschr. geol. Wiss. 6, 1231-1243, Berlin
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spättertiären bis elsterzeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. - Geoprofil 4, 1-43, Freiberg
- WOLF, L. & STEDING, D. (1978): Elsterkaltzeitliche feuersteinführende Schotter der Freiberger Mulde („Dieraer Muldelauf“) und Weißeritz bei Meißen. - Zeitschr. geol. Wiss. 6, 1039-1042, Berlin

Unterlagen der Stelle für Gebietsgeologie des
Staatlichen Umweltfachamtes Radebeul (Bohr- und
Gutachtenarchiv)

Anschrift des Autors:

Dr. Kurt Huhle
Mobschatzer Str. 10
01157 Dresden

Ergebnisse magnetischer Messungen am Zeughausgang, Sächsische Schweiz

Jürgen KLÖBER, Harald LINDNER, Christian OELSNER, Freiberg

Die Detektion melanokrater Vulkanite mittels magnetischer Meßmethoden wird seit langem erfolgreich betrieben. Am so genannten „Zeughausgang“ in der Hinteren Sächsischen Schweiz führte SCHULZE bereits 1927 überzeugende magnetische Messungen durch (SCHULZE 1930), wobei der östliche Teil des Zeughausganges im Gebiet der Pohlshörner überhaupt erst entdeckt wurde. Der geologischen Kartierung von BECK 1895 war dieser Teil noch entgangen. Über die geomagnetischen Vermessungen sowie auch die der geologisch-bodenkundlichen Untersuchungen (SEIFERT; HÄRTEL & WOBST 1935/36) des Zeughausgangsystems berichtet ausführlich RAST (1962). Der über 5 km lange Zeughausgang streicht WSW-ENE, also die gleiche Richtung wie der Erzgebirgsrandabbruch. Er verläuft vom oberen Rosssteig über das Zeughaus südlich der Pohlshörner bis in den Hirschwald nahe an die Lausitzer Überschiebung. Es handelt sich um Biotit und Hauyn führenden Olivin-Melilithit, dessen Intrusionsalter mit 71,3 Ma, also noch Oberkreide, angegeben wird (s. PFEIFFER & LEHMANN 1990). Den Gehalt der magnetisch wirksamen Verbindungen bestimmte NIESE u. a. (1995) für den westlichen Teil des Zeughausganges zu 7,5 % FeO, 2,6 % Fe₂O₃ und 2,8 ppm TiO₂. Der Zeughausgang besitzt durch seine offensichtliche Verbindung mit Bruchlinien einer tiefreichenden Strukturzone im mitteleuropäischen Raum beachtenswerte Bedeutung. Er streicht nur am Rosssteig oberhalb des Goldsteins über nahezu 90 m Länge aus; sein Einfallen beträgt dort ungefähr 60° nach SE. Ein zweiter kurzer Ausstrich liegt unterhalb des Großen Pohlshorn; er ist aber durch Sandsteingeröll und Böden abgedeckt und nur durch Lesesteine

offensichtlich. In diesem Gebiet findet auch eine Aufspaltung bzw. Versetzung des Ganges statt, wie die bisherigen magnetischen Aufnahmen zeigen.

Über das für die tektonische Interpretation nicht unwichtige Einfallen des Ganges in diesem Gebiet ist unserer Kenntnis nach nichts bekannt. Insoweit ist es von Interesse, aus neuen magnetischen Messungen und quantitativen Interpretationsmethoden zum Einfallen des Ganges am östlichen Teil Aussagen zu erhalten. Die magnetischen Messungen erfolgten mit einem Kernpräzessionsmagnetometer (Sondenhöhe 1,5 m) in einem Punktabstand von 1 m auf einem 50 m langen Profil längs des Oberen Hirschwaldweges SW unterhalb des Großen Pohlshorns (Abb. 1).

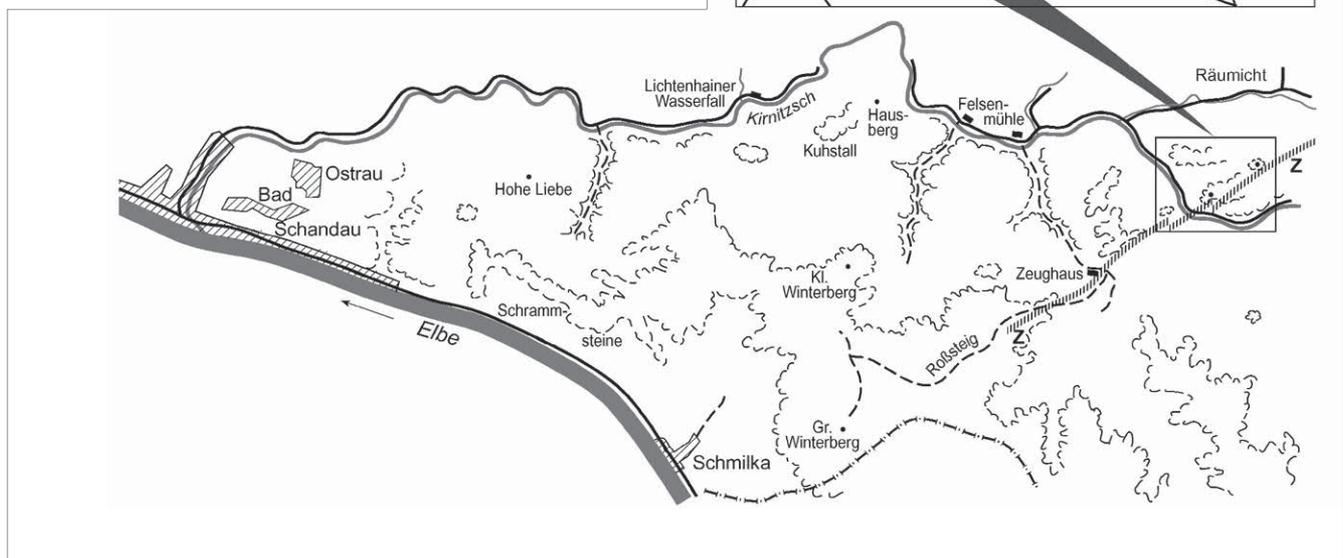


Abb. 1: Skizze zur Lage des Zeughausganges Z und des Messprofils M (s. Kartenausschnitt)

Gemessen wurde über dem nordwestlichen Gangzweig; der südöstliche Gangzweig verläuft über 50 m entfernt. Aus geländetechnischen Gründen hatte das Profil im WNW-Abschnitt zunächst ein Streichen von N 100° E und knickte bei 25 m auf N 120° E. Für die Inversion der in Abb. 2 enthaltenen Messwerte wurde ein mittlerer Winkel von N 110° E benutzt. Berücksichtigt musste auch werden, dass der Schnittwinkel von Gangstreichen und Profil nicht bei 90° sondern bei im Mittel 55° liegt. Bei den Rechnungen zur Vorwärtsmodellierung zeigte sich sehr rasch, dass bei alleiniger Annahme einer induktiven Magnetisierung keine befriedigende Kurvenanpassung zwischen dem gemessenen und berechneten Feld möglich war. Erst die Hinzunahme von remanenter Magnetisierung führte zu einem befriedigenden geologischen Ergebnis. Mangels gemessener petrophysikalischer Werte wurden zunächst Annahmen gemacht, die zu einer guten Kurvenanpassung

führten. Bei Vorliegen exakter Parameter ist gegebenenfalls eine Reinterpretation der in Abb. 2 gezeigten Ergebnisse nötig. In Tab. 1 sind alle Parameter für die Modellierung zusammengestellt.

Resultat der Modellierung ist zunächst, dass eine 2,5 bis 3 m Bedeckung des Melilithitganges an der Messstelle vorliegen sollte; die Aufschüttung des Hirschwaldweges dürfte dazu den wesentlichen Anteil liefern. Der Gang selbst erscheint im Tiefenprofil gekrümmt. Vom oberen Teil abgesehen, lässt sich ein Einfallen zwischen 60 und 70° ESE ablesen, was auf gleiche Werte wie im ausstreichenden Bereich des Zeughausganges in seinem westlichen Teil schließen lässt. Für die Mächtigkeit ergeben sich aus der Modellierung Werte bis an die 5 m; im westlichen Teil am Rosssteig beträgt sie direkt beobachtbar bis zu 8 m.

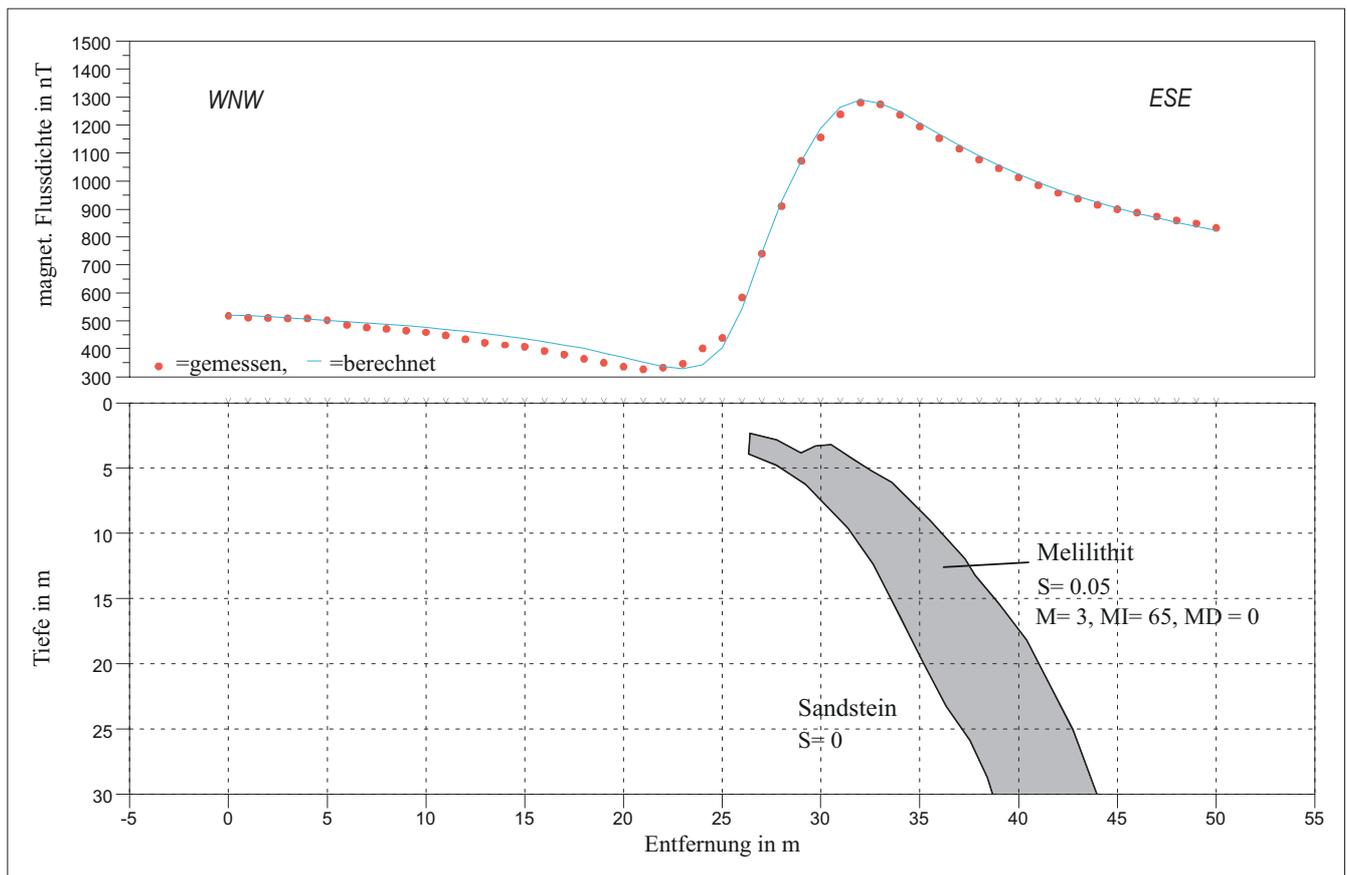


Abb. 2: Messwertekurve und Ergebnis der magnetischen Vorwärtsmodellierung

Tab. 1: Benutzte geophysikalische und petrophysikalische Parameter zur Modellierung des Zeughausganges

Größe	Symbol	Wert
magnet. Normalfeld	T_0	48000 nT \pm 38,2 A/m
Inklination des Normalfeldes	I	67°
magnet. Suszeptibilität * 10 ⁵	S	0,05
magnet. Remanenz	M	3700 nT \pm 3 A/m
Inklination der Remanenz	MI	65°
Deklination der Remanenz	MD	0°

Zusammenfassung

Aus neuen magnetischen Messungen mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers wurde ein Tiefenprofil des „Zeughausganges“ berechnet. Dieser Melilithit-Gang in der Sächsischen Kreide ist offenkundig mit dem Ohře-Grabensystem verknüpft; das ermittelte Gangeinfallen von 60 bis 70° ESE entspricht den tektonischen Vorstellungen.

Summary

From new magnetic measurements by NR-magnetometer we calculated a depth-profile of the famous „Zeughausgang“, a Melilithit - dike in the Saxon Cretaceous region connected with the deep structures of Ohře rift system. The result of 60 to 70° ESE incidence corresponds to this tectonic system.

Literatur

- NIESE, S.; PFEIFFER, L. & GLEISBERG, B. (1995): Geochemie sächsischer Tertiärmagmatite. - Z. geol. Wiss., 23, S. 317, Berlin
- PFEIFFER, L. & LEHMANN, U. (1990): Tertiärmagmatite, Forschungsbericht BA Freiberg, Sektion Geowissenschaften, Freiberg (unveröff.)
- RAST, H. (1962): Zur Geologie der Basalte im Elbsandsteingebirge. - Geophysik und Geologie, Folge 3, Leipzig
- SCHULZE, E. G. (1930): Magnetische Vermessung einiger tertiärer Eruptivgänge und Stöcke im sächsischen Elbsandsteingebirge. - Z. f. Geophysik, 6, S. 141, Braunschweig
- SCHULZE, E. G. (1930): Über bisher unbekanntes Eruptivgesteinsvorkommen im sächsischen Elbsandsteingebirge. - Zbl. f. Min. etc. Abt. A, S. 380, Stuttgart
- SEIFERT, A.; WOBST, W. & HÄRTEL, F. (1935/36): Bodenkarte des Straßenforstreviers Hinterhermsdorf auf geologischer Grundlage. – Manuskript (unveröff.)

Anschrift der Autoren:

Dr. Jürgen Klöber
Arbeitskreis „Sächsische Schweiz“
des LSH Dresden
Tschaikowski-Str. 51
09599 Freiberg

Prof. Dr. Harald Lindner
Prof. Dr. Christian Oelsner
Institut für Geophysik der
TU Bergakademie Freiberg
Gustav-Zeuner-Str. 12
09599 Freiberg

Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Abwasserstollns Schönheiderhammer - Wolfsgrün bei Eibenstock (Sachsen)

Dr. Uwe LEHMANN, Plauen

1 Anlass für Stollnauffahrung

Die Talsperre Eibenstock dient als größte Talsperre Sachsens der Trinkwasserversorgung im Großraum Chemnitz-Zwickau, dem Hochwasserschutz sowie der Niedrigwasseraufhöhung in niederschlagsarmen Zeiten. Seit ihrer Fertigstellung im Jahre 1987 wurden die anfallenden Abwässer der umliegenden Ortschaften gesammelt und durch eine Abwasserpumpleitung am Südostrand der Talsperre dem natürlichen Gelände folgend über Höhen und Täler hinweg bis zur Kläranlage Wolfsgrün unterhalb der Talsperre geleitet. Die damit verbundenen Kosten (größenordnungsmäßig jährlich etwa 100.000,- EUR) sowie der Leitungsverlauf innerhalb der Trinkwasserschutzzonen 1 und 2 mit entsprechenden Risiken bei eventuellen Havarien gaben Anlass zur Prüfung von Alternativen. Auf der Basis umfangreicher Erwägungen traf schließlich der Abwasserzweckverband „An der Trinkwassertalsperre Eibenstock“ die Entscheidung, zwischen

Schönheiderhammer und Wolfsgrün einen etwa 5 km langen Tunnel aufzufahren, in welchem die anfallenden Abwässer in freiem Gefälle einer zentralen Kläranlage in Wolfsgrün zufließen sollten. Neben einem Abwassereinleitpunkt am Stollnportal in Schönheiderhammer sollten an zwei weiteren Punkten (Windischwiesen, Gerstenbergweg) über saigere Wirbelfallschächte die Abwässer von Eibenstock dem Stolln zugeführt werden. Den Auftrag für die Tunnelauffahrung erhielt eine Arbeitsgemeinschaft unter Federführung der Philipp Holzmann AG, Niederlassung Tunnelbau. Abweichend von ursprünglichen Vorstellungen wurde der Vortrieb mittels einer Tunnelbohrmaschine realisiert; dies ermöglichte insbesondere eine gebirgsschonende Auffahrung. Nach Baufreigabe im Oktober 1997 erfolgte der Stollnvortrieb ansteigend von Wolfsgrün aus und wurde mit dem Erreichen des Zielpunktes in Schönheiderhammer am 10. Februar 1999 erfolgreich beendet (Abb. 1).

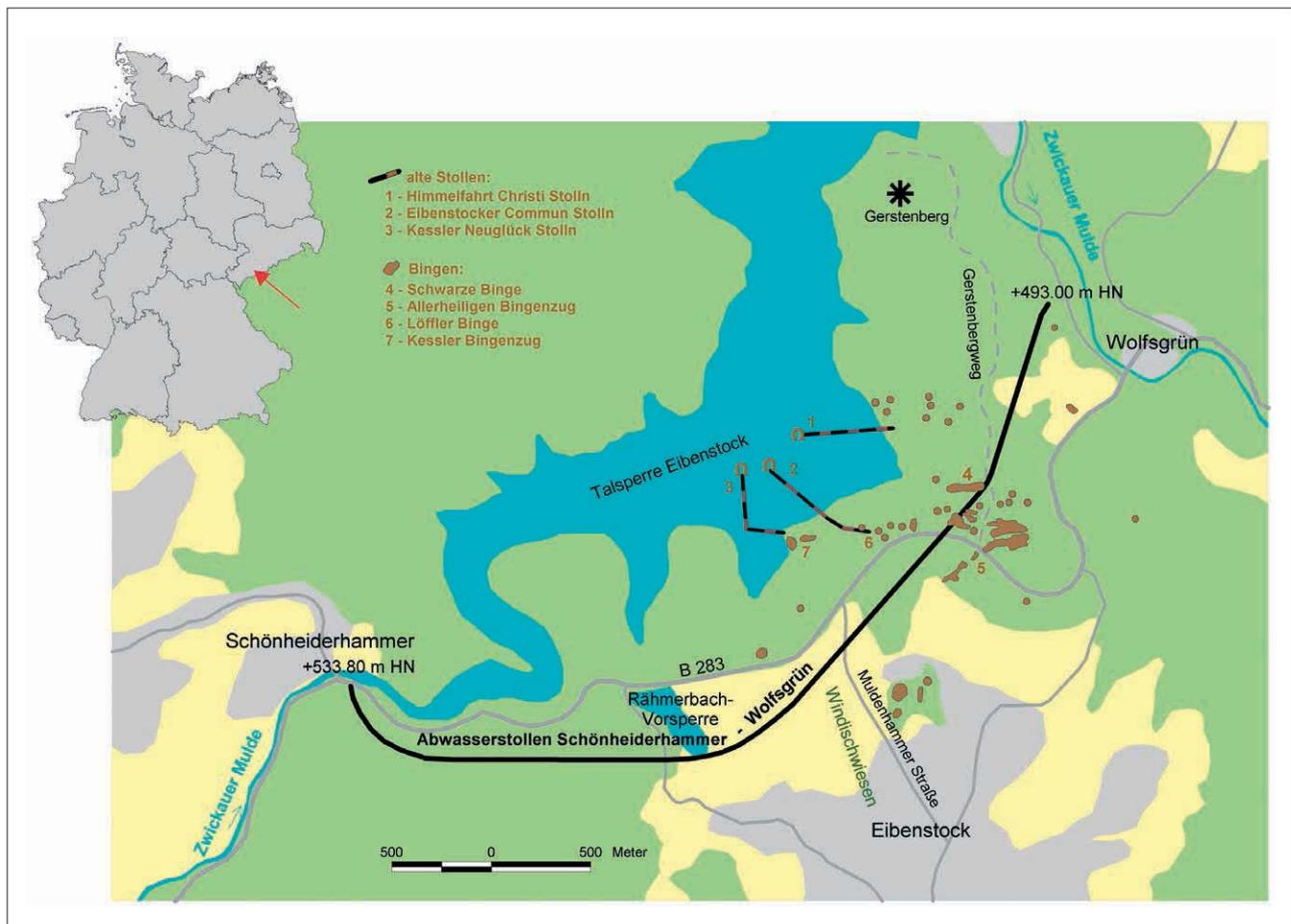


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

Während der umfangreichen Vorerkundungen (Planungsbüro TABERG-Ost, KUTEC Kali-Umwelttechnik GmbH, WISMUT GmbH) sowie im Rahmen von Stoßkartierungen (TU Bergakademie Freiberg, INTERGEO Ingenieurgesellschaft mbH; Stelle für Gebietsgeologie Plauen) wurden zahlreiche neue Fakten zur geologischen Situation gesammelt, die nachfolgend in gedrängter Form vorgestellt werden.

2 Bisheriger Kenntnisstand zur geologischen und bergbaulichen Situation

Gemäß WEISE (1897) treten im Bereich der Stolltrasse an der Erdoberfläche - abgesehen von kontaktmetamorphen Schiefergesteinen - drei verschiedene Granitvarietäten auf, die anhand ihrer makroskopisch leicht bestimmbareren Strukturunterschieden (vor allem hinsichtlich der Korngrößen) ausgehalten wurden (Abb. 2).

der meist nur punktuell vorhandenen Aufschlüsse in diesem Gebiet konzentrierten sich jedoch spätere Untersuchungen (z. B. HERRMANN, 1967; TISCHENDORF et al., 1989) zunehmend auf die stoffliche Zusammensetzung (Phasenbestand, Geochemie). Für den Bereich der geplanten Stolltrasse lagen jedoch letztlich im Detail keine neueren Erkenntnisse gegenüber der „alten“ geologischen Spezialkarte (WEISE, 1897) hinsichtlich Verbreitung und Ausbildung der Granitvarietäten vor.

Gangförmige, annähernd E-W-streichende Zinnvererzungen durchsetzen die Granite vor allem im Gebiet südlich des Gerstenberges; östlich davon (am Westhang des Tales der Zwickauer Mulde) ist ein NNW-SSE-streichender Eisen-Manganzug verzeichnet. Der auf diesen Strukturen umgegangene Bergbau widerspiegelt sich in Form von Bingenzügen teilweise markant in der heutigen Topographie. Vor allem im Gebiet der Schwarzen Binge ist die

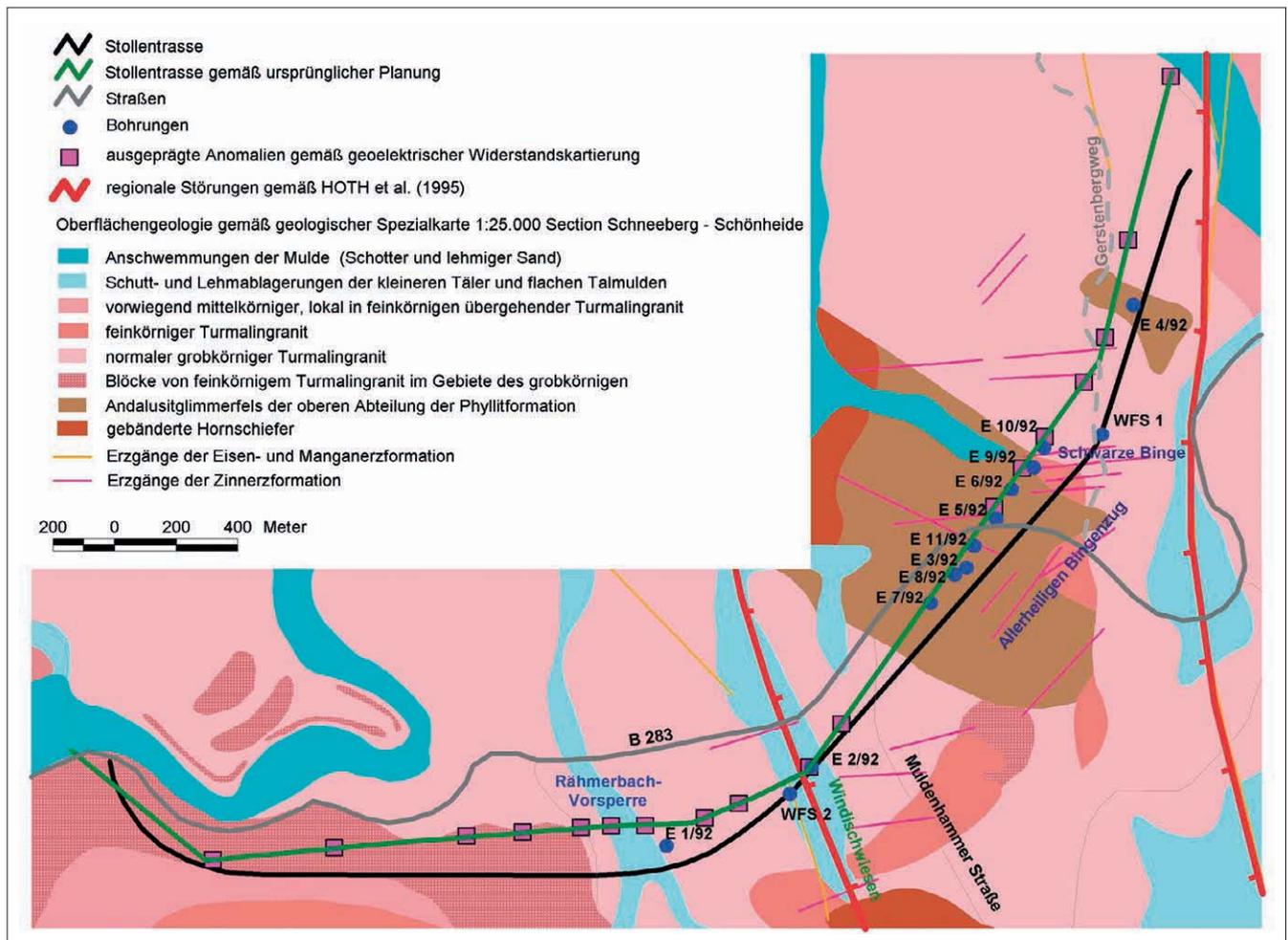


Abb. 2: Geologische Situation an der Erdoberfläche

Zwar wurde die Wichtigkeit der gegenseitigen Lagebeziehungen der Granitvarietäten erkannt und soweit möglich zur Aufstellung einer relativen Altersfolge herangezogen (SCHUST, 1965); aufgrund

Strukturgebundenheit der Kassiterit-Mineralisationen mit einem annähernden Ost-West-Streichen deutlich sichtbar: dies betrifft - abgesehen von der Schwarzen Binge selbst - unter anderem die St. Bartolomäus

Fundgrube (Streichen 285°, Fallen 85° NNE), Heiliger Geist Stolln, Schrammer Erbstolln.

Möglicherweise stehen die im Steinbruch der Firma „Hohe“ (etwa 1,5 km NE der Schwarzen Binge) aufgeschlossenen Apatit-führenden Quarzgänge mit ebenfalls annäherndem Ost-West-Streichen mit den genannten Zinnvererzungen des Gerstenberges in genetischem Zusammenhang.

Der Verlauf des Allerheiligen Bingenzuges im Bereich der Kreuzung von Gerstenbergweg mit der Bundesstraße B 283 deutet allerdings auch auf lokales Nordost-Südwest-Streichen der Zinnerz-Mineralisationen.

Lineare Strukturen mit einem um Nord-Süd schwankenden Streichen weisen offensichtlich eine größere Erstreckung auf. Neuere geologische Kartendarstellungen (HOTH et al., 1995) enthalten Eintragungen derart streichender Störungen mit Sprunghöhen bis mehrere Hundert Meter (für die Stollntrasse relevant vor allem im Bereich Windischwiesen). Insbesondere bei Neidhardtsthal sind diese Störungen (Neidhardtsthaler Zug) mit Fe-Mn-Mineralisationen (hauptsächlich Hämatit) vererzt und Gegenstand von Bergbau gewesen. Auch wenige Hundert Meter östlich des Gerstenbergweges verläuft nach WEISE (1897) ein derartiger NNE-SSW-streichender Erzgang, der durch den Gerau-Stolln aufgeschlossen wurde. Da die Lage von dessen Auffahrungen im Detail nicht bekannt war, musste vor allem für den Bereich der Stollntrasse unmittelbar südlich des Wolfgrüner Stollnportals mit einem Antreffen der Störung sowie des darauf umgegangenen alten Bergbaus gerechnet werden.

Während der Auffahrung des Rohwasserableitungstollns von der Talsperre Eibenstock (Neidhardtsthal) bis zum Hochbehälter Burkersdorf in den Jahren zwischen etwa 1970 und 1980 stellte sich heraus, dass besonders im Bereich der Trennflächen im Granit eine teilweise intensive, tiefreichende (bis über 100 m) Gesteinsverwitterung auftritt, wobei nach LEHMANN & STÖRR (1984) im Zusammenhang mit den sächsischen und nordböhmischen Kaolinvorkommen eine Genese unter feuchtwarmen Klimabedingungen zwischen höherer Oberkreide und Miozän anzunehmen ist. Mehrere Einbrüche extrem zersetzten (völlig kaolinisierten) Granits behinderten den damaligen Stollnvortrieb erheblich. Bemerkenswert ist allerdings in diesem Zusammenhang die in der nachfolgenden Ursachenanalyse (THIEL, 1979) getroffene Feststellung, dass teilweise an den Einbruchsstellen „... beim Vortrieb keine markanten Störungen, Klüfte oder Schichtungen festgestellt werden ...“ konnten.

Das gesamte Gebiet befindet sich gemäß heutiger Sichtweise (KATZUNG & EHMKE, 1993) im Bereich der Südvogtländisch-Westertzergebirgischen Querzone der

Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Antiklinalzone. Die hier anstehenden diversen, geochemisch stark differenzierten Granitvarietäten gehören dem Granitpluton von Eibenstock-Nejdek an und sind vermutlich überwiegend spätvariszisch in die Oberkruste intrudiert. Anhand ihrer geochemischen Signatur wird nach TISCHENDORF et al. (1989) die gesamte Gesteinssuite den Kollisionsgraniten im Sinne von PEARCE et al. (1984) zugeordnet.

An einer temporalen Differenzierung dieser Gesteine hält man seit LAUBE (1876) fest („Gebirgsgranite“ und „Erzgebirgsgranite“; später dann unter anderem „Older Intrusive Complex“ (OIC) und „Younger Intrusive Complex“ (YIC) nach TISCHENDORF et al., 1989); die Kriterien für eine derartige Klassifikation – vor allem die zugrunde gelegten physikalischen Altersdaten – sind allerdings Gegenstand kontroverser Diskussionen (BAUMANN et al., 2000). Die Ergebnisse der Kartierung eines fast 5 km langen Stollnprofils im Bereich der Talsperre Eibenstock belegen das Wechseln verschiedener Granitvarietäten auf engem Raum (teilweise mehrfach im Abstand von jeweils wenigen Metern) sowie in Einzelfällen makroskopisch kontinuierliche Übergänge der Varietäten ineinander, was für deren enge zeitliche und genetische Zusammengehörigkeit spricht.

Zu den kontaktmetamorph überprägten Schiefergesteinen (in wechselnder Menge Andalusit-, Cordierit- und Muskovit-führende Hornfelse) liegen kaum nähere Untersuchungsergebnisse vor. Gemäß HOTH et al. (1995) handelt es sich vermutlich um Ablagerungen der Frauenbach-Gruppe (Unteres Ordovizium).

3 Neue Erkenntnisse

3.1 Oberflächengeophysik

Um über den bisherigen Kenntnisstand hinaus Angaben zu möglicherweise geotechnisch problematischen Trennflächen (Störungen, Kluftschaarungen, Gesteinsgrenzen) im Niveau der künftigen Stollntrasse zu erhalten, wurden an der Oberfläche diverse geophysikalische Untersuchungen durchgeführt (BOECK, 1992a,b; LINDNER, 1992a).

Geoelektrische Kartierungen mittels SCHLUMBERGER- bzw. WENNER-Aufstellung (AB/2 = 25 m bzw. 15 m) lieferten entlang der gesamten Trasse zahlreiche Anomalien, von denen die stärkeren (nachweisbar bis mindestens 15 m Tiefe) in Abbildung 2 eingetragen wurden. Ergänzende Aussagen wurden durch radio-spektrometrische Kartierungen (Bestimmung der natürlichen Radionuklide ⁴⁰K, ²¹⁴Bi und ²⁰⁸Tl) im Bereich zwischen Rähmerbach-Vorsperre und Wolfgrün gewonnen, die Hinweise auf die Gehalte der Elemente K, U und Th bis in etwa 1 m Tiefe erga-

ben. Schließlich sollten refraktions- und reflexionsseismische Messungen in drei Messgebieten Aussagen zum Einfallen der im Bereich Rähmerbach und Windischwiesen anzunehmenden Störungen, zum oberflächennahen Verlauf der im Bereich der Muldenhammer Straße vermuteten Schiefer-Granit-Grenze sowie zur Maximalteufe von Altbergbauhohlräumen im Bereich der Schwarzen Binge liefern.

Insgesamt erbrachten diese Messungen zahlreiche Fakten, die jedoch nur in einigen Fällen ausreichend zuverlässige Rückschlüsse auf die realen geologischen Verhältnisse zuließen:

- für die unter dem Rähmerbachtal sowie unter den Windischwiesen angenommenen Störungen ist nach geophysikalischer Interpretation nahezu saigeres Einfallen anzunehmen
- ein zwischen etwa 3 und 7 m Tiefe im zentralen Teil der Windischwiesen verlaufender Refraktionshorizont wird als Oberkante des verwitterten Granits interpretiert
- das lokale Aussetzen eines oberen Reflexionshorizontes in einem SW-NE-verlaufenden Profil über die Windischwiesen ist nach Auffassung der Geophysiker auf eine Störung zurückzuführen, die in etwa 35 m Tiefe (zumindest in geophysikalischer Hinsicht) wieder ausgeklungen ist (ein zweiter, tieferer Reflexionshorizont weist dort keine Unterbrechung mehr auf)
- zwischen Muldenhammer Straße und Schwarzer Binge wurden bis zur maximalen auswertbaren Eindringtiefe der seismischen Verfahren (ca. 20-30 m) bruchstückhafte Reflektoren nachgewiesen, deren Interpretation nicht eindeutig ist; inwieweit sich hierbei Altbergbauauffahrungen widerspiegeln und welche Teufe diese erreichen, konnte mit dem angewendeten Verfahren nicht zuverlässig beurteilt werden
- die radiospektrometrischen sowie geoelektrischen Untersuchungsergebnisse sprechen dafür, dass die von WEISE (1897) kartierte Südwestgrenze der großen Schieferscholle nördlich Eibenstock mehrere Hundert Meter weiter südwestlich verläuft (etwa auf halber Strecke zwischen Muldenhammer Straße und der Bohrung E 2/92)

Anzumerken ist, dass der nach Abschluss der geophysikalischen Untersuchungen in der Bohrung WFS 2 (zentraler Teil der Windischwiesen) zwischen 7,5 und 20 m Teufe zufällig erbohrte Schiefer mit keiner der genannten geophysikalischen Methoden vorhergesagt wurde. Vermutlich sind die gemessenen geophysikalischen Widerstands- und Strahlungsanomalien in vielen Fällen auf lokale oberflächennahe Variationen (geogen: wechselnd mächtige Lockergesteinsdecken, Durchfeuchtung, solifluidale Verschleppungen, Topographie; anthropogen: diverse Altbergbaurelikte, Wegeschotter, Abfälle etc.) zurückzuführen und bedürfen im Einzelfall einer aufwendigen Interpretation

unter Hinzuziehung von „handfesten“ geologischen Fakten (z. B. Bohrungen).

3.2 Seismische Tomographie

Nachdem sich aus Literaturrecherchen Hinweise auf Altbergbauauffahrungen zwischen Muldenhammer Straße und Schwarzer Binge bis hinunter in das Niveau der Stollntrasse ergaben und die von der Oberfläche aus durchgeführten geophysikalischen Verfahren derartige vermutete Hohlräume weder eindeutig nachweisen, noch ausschließen konnten, kam in dem fraglichen Trassenabschnitt das Verfahren der seismischen Tomographie zum Einsatz (LINDNER, 1992b). Dazu wurden sieben Bohrungen in einem gegenseitigen Abstand von etwa 70 bis 120 m bis kurz unter das geplante Stollnniveau abgeteuft. Anschließend erfolgte in jedem Bohrloch schrittweise im Meter-Abstand eine seismische Anregung des Gebirges, wobei in den beiden jeweils benachbarten Bohrlöchern die ausgesandten Schockimpulse durch eine Messsondenkette über das gesamte Bohrprofil hinweg registriert wurden.

Ausgehend von der Tatsache, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit seismischer Wellen von dem durchlaufenen Medium abhängt, sollten sich eventuell vorhandene größere Hohlräume sowie mürbe Gesteinsbereiche/Auflockerungszonen durch eine markante Laufzeitverzögerung gegenüber dem unverwitterten Festgestein bemerkbar machen. Aufgrund der Geräteanordnung beträgt die Ortungsgenauigkeit in vertikaler Richtung ± 1 m, während in horizontaler Richtung Lagedifferenzen bis zu ± 20 m möglich sind.

Aus Kostengründen wurden die Bohrungen mittels Imlochhammer niedergebracht und lediglich die unteren etwa 11 bis 13 m (Bereich des geplanten Stollnniveaus) gekernt. Anhand des ausgetragenen Bohrkleins konnte auch in den oberen Bereichen - sofern vorhanden - die Grenze Schiefer - Granit bestimmt werden. Somit bestand eine gute Faktenbasis, um die erhaltenen geophysikalischen Messwerte zu eichen.

Im oberen Teil der Abb. 3 ist die aus den Messdaten berechnete Geschwindigkeitsverteilung im Gebirge entlang des Messprofils dargestellt. Unter Einbeziehung der bekannten geologischen Fakten wurde daraus das im unteren Teil der Abb. 3 dargestellte geologische Modell abgeleitet (ROEHNERT, 1992b).

Trotz aller Probleme sowie einer gewissen Subjektivität bei der Interpretation geophysikalischer Daten erscheint das dargestellte Resultat grundsätzlich geologisch plausibel. Mit steigender Teufe nimmt die Frische des Gesteins zu, wobei die sich im Bereich der Bohrungen E 3/92 und E 7/92 andeutende Aufwölbung festeren Granits bei gleichzeitiger

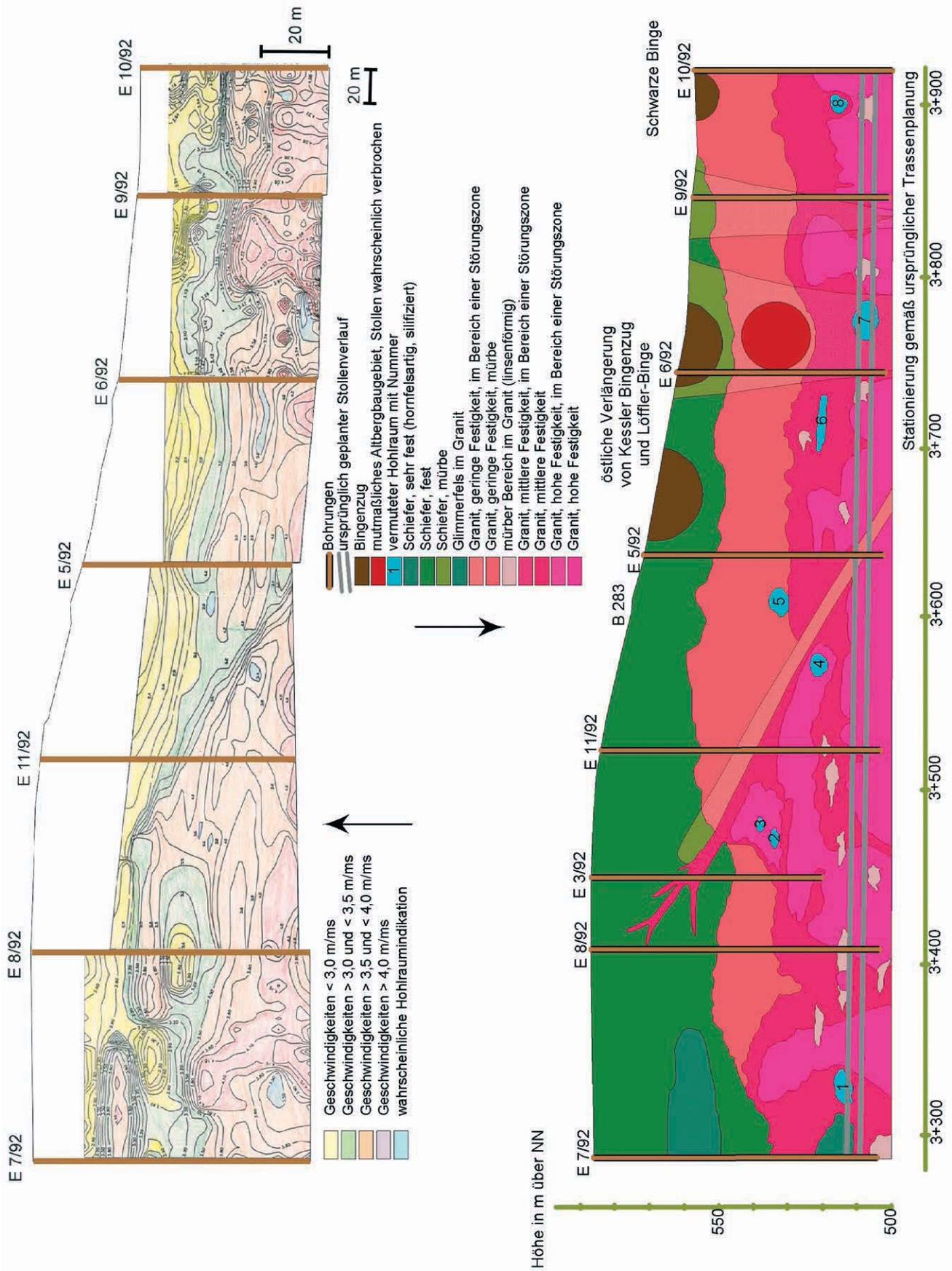


Abb. 3: Geschwindigkeitsverteilung induzierter seismischer Wellen und geologische Interpretation des altbergbaubeeinflussten Untergrundes zwischen Schwarzer Binge und dem zentralen Teil der großen Schieferscholle nördlich Eibenstock

Reduzierung der Mächtigkeit verwitterten Granits als eine Folge der abschirmenden Wirkung der hier besonders mächtigen überlagernden Schieferscholle gedeutet werden kann. Dies könnte auch eine Erklärung für das unterschiedliche Verwitterungsverhalten der Biotite im Granit bieten: in Dünnschliffen des Granits aus 48,5 sowie 62,0 m Tiefe der Bohrung E 3/92 (also unterhalb eines etwa 40 m mächtigen Schieferdaches) dominieren bei den Umwandlungserscheinungen der Biotite Chloritisierungen und Opazitierungen, während die Biotite in der Bohrung E 1/92 in 54,4 m Tiefe eher gerötet (Freisetzung von Eisenoxid/-hydroxiden), als vergrünt (chloritisiert) erscheinen. In den untersuchten Proben der Bohrung E 4/92 (31,3 und 54,2 m Tiefe) waren demgegenüber keine merklichen Umwandlungen zu verzeichnen (ROEHNERT, 1992a).

Im Bereich der Bohrung E 6/92 scheint verwitterter Granit besonders tief hinabzureichen. Ursache dafür dürften lokale geologische Gegebenheiten - insbesondere wasserwegsame Trennflächen - sein, in deren Bereich migrierende Fluida die in den erwähnten Dünnschliffen häufig zu beobachtenden Kaolinisierungen der Alkalifeldspäte sowie Sericitisierungen der Plagioklase und damit letztlich eine Minderung der Gesteinsfestigkeit hervorrufen.

Auffällig sind weiterhin die scheinbar regellos im Granit verteilten Bereiche entfestigten/mürben Granits. Nach ROEHNERT (1992a) handelt es sich dabei um das Resultat einer pervasiven Alterierung des Granits.

Die bedeutungsschwerste Aussage von Abb. 3 für die geplante Stollnauffahrung ergab sich jedoch aus einigen Anomalien, die von den Geophysikern als Hohlräume interpretiert wurden. Dies betrifft vor allem Anomalie Nummer 7, welche im Zusammenhang mit ihrer Lage unter einem Bingenzug (Verlängerung des Kessler-Bingenzuges und der Löffler-Binge) sowie unter Einbeziehung von altbergaurelevanten Karten- und textlichen Darstellungen als Auffahrung des Eibenstocker Communstollns gedeutet werden könnte. Da bei der Errichtung der Talsperre Eibenstock das Mundloch dieses Stollns nicht gefunden und somit auch nicht verwahrt wurde, stand zu befürchten, dass bei Antreffen dieser Anomalie während der Auffahrung des Abwasserstollns eine direkte hydraulische Verbindung zur Talsperre Eibenstock aktiviert würde, wobei aufgrund der topographischen Verhältnisse ein Wasserdruck von etwa 0,4 MPa (40 m Wassersäule) anstünde.

Im Zusammenhang mit weiteren Aspekten war dieses mögliche Szenario der Anlass, gegenüber ursprünglichen Planungen einen neuen Trassenverlauf zu wählen, der den zentralen Teil des Altbergaubgebietes in möglichst weiter Entfernung von der Talsperre Eibenstock südöstlich umgeht. Auf erneute

Erkundungen entlang der neuen Trasse von der Oberfläche her wurde verzichtet; stattdessen erfolgten bei Annäherung der Auffahrung an das Altbergaubgebiet Vorbohrungen von der Tunnelbohrmaschine aus. Glücklicherweise kam es letztlich während der Auffahrung zu keinerlei direktem Kontakt mit Altbergaubhohlräumen.

3.3 Bohrarbeiten

Im Rahmen der planerischen Vorarbeiten (ROEHNERT, 1992a, b) wurden insgesamt 11 Bohrungen abgeteuft, die mit unterschiedlichen jeweiligen Zielsetzungen unter anderem zur Klärung der geologischen Verhältnisse im Stollnniveau beitragen sollten. Eine Kerngewinnung erfolgte in den Bohrungen E 1/92 bis E 4/92 über das gesamte Profil, während bei den sieben Bohrungen (E 5/92 bis E 11/92) zwischen Muldenhammer Straße und Schwarzer Binge in den oberen Bereichen das Imlochhammerbohrverfahren zum Einsatz kam und eine Kerngewinnung lediglich in den unteren etwa 10 m (Stollnniveau) durchgeführt wurde. Zwei zusätzlich niedergebrachte Bohrschächte von je 600 mm Durchmesser zur Übergabe der von Eibenstock kommenden Abwässer in den Stolln lieferten weitere Fakten zur geologischen Situation im Bereich der Windischwiesen bzw. des Gerstenbergweges. In Abbildung 20 sind die geologischen Profile der Bohrungen schematisch dargestellt; hinsichtlich der dort eingetragenen Granittypen 1 bis 4 sei auf die Erläuterungen in den nachfolgenden Kapiteln verwiesen.

Bohrung E 1/92 wurde am Ostrand der Rähmerbach-Vorsperre als Schrägbohrung (45° nach W) ausgeführt, um - abgesehen von Angaben zur petrographischen Situation und zum Verwitterungsgrad der anstehenden Gesteine - nähere Informationen zu einer unter der Rähmerbachvorsperre vermuteten Störung zu gewinnen. Der an der Oberfläche auskartierte grobkörnige Granit wird ab etwa 40 m Tiefe bis zur Endteufe von einer grobkörnig-porphyrischen Varietät abgelöst. Hämatitisierung des Gesteins, Gängchen von Milchquarz und rotbraunem Jaspis sowie hohe Klüftigkeit und ein mürber Gesamteindruck treten zwischen etwa 15 und 18 sowie 43 bis 48 m (flache) Teufe auf und sprechen dafür, dass hier tatsächlich eine Störungszone vorliegt.

Auch Bohrung E 2/92 im zentralen Bereich der Windischwiesen wurde als Schrägbohrung mit 45° nach W ausgeführt, um unter anderem ebenfalls eine hier vermutete - gemäß den Aussagen der Geophysiker wahrscheinlich saiger einfallende - Störung zu durchörtern. Zwar treten auch hier in den erbohrten Kernen - vor allem zwischen etwa 50 und 65 m (flache) Teufe - Störungsmerkmale auf, die aber wesentlich weniger ausgeprägt sind, als in Bohrung E 1/92. Nachträglich durchgeführte bohrlochgeophysikalische

Untersuchungen (BOECK, 1992b) erbrachten demgegenüber lediglich zwischen etwa 22 und 32 m (flache) Teufe störungsrelevante Anomalien (Maxima von Gammastrahlung und Bohrlochkaliber), die sich aber andererseits im Kernmaterial nicht deutlich bemerkbar machten. Das überraschendste Ergebnis stellt das Antreffen eines feinkörnigen Granits über das gesamte Profil bis hinunter zum Stollniveaue dar, da gemäß WEISE (1897) hier ausschließlich grobkörniger Granit anstehen sollte. Das nächstgelegene Vorkommen derartiger fein-/feinkörniger Varietäten ist in dieser Karte über 300 m weiter südlich eingetragen. Auch bohrlochgeophysikalisch macht sich diese Granitvarietät durch eine - gegenüber dem grobkörnigen Granit im oberen Teil der Bohrung E 1/92 - deutlich verringerte natürliche Gammastrahlung bemerkbar.

Bohrung E 3/92 wurde als Saigerbohrung im zentralen Teil der nördlich Eibenstock verlaufenden großen Schieferscholle angesetzt, da hier die größte Schiefermächtigkeit vermutet wurde. Erwartungsgemäß treten hier zunächst kontaktmetamorphe Schiefer auf (zwischen etwa 30 und 33 m Teufe von einem feinkörnigen Granitgang unterbrochen), die ab etwa 41 m von einer ca. 13 m mächtigen Wechselfolge diverser Granitvarietäten abgelöst werden. Diese Varietäten (feinkörnig, grobkörnig, grobkörnig-porphyrisch, pegmatitisch) alternieren mit jeweiligen Mächtigkeiten zwischen etwa 0,5 und 2 m. Auf den letzten 13 Metern bis zur Endteufe steht ausschließlich grobkörnig-porphyrischer Granit an.

In Bohrung E 4/92 wurde zunächst ebenfalls Schiefer erbohrt (bis etwa 9 m Teufe). Darunter folgen bis zur Endteufe diverse Granitvarietäten, wobei die - gemäß WEISE (1897) an der Oberfläche ausgehaltene - grobkörnige Varietät dominiert.

Hinsichtlich Details der Bohrungen E 5/92 bis E 11/92 sei auf Abbildung 20 sowie die Originaldokumentationen (ROEHNERT 1992b) verwiesen. Als ein markantes Resultat ergab sich dabei unter anderem, dass die ursprüngliche Vorstellung von einer linsenförmig dem Granit aufliegenden Schieferscholle zumindest für den untersuchten Profilschnitt der großen Scholle nördlich Eibenstock nicht der Realität entspricht. Vielmehr ist von einer asymmetrischen Verzerrung auszugehen, wobei die tiefsten Teile der Scholle an ihrer Westbegrenzung auftreten.

Das im Bereich der beiden Bohrschächte Windischwiesen (WFS 2) und Gerstenbergweg (WFS 1) gewonnene Bohrgut wurde leider von der Bohrfirma ungenügend dokumentiert und verworfen, bevor eine sachgerechte geologische Dokumentation erfolgen konnte. Beachtung verdient jedoch der gemäß dem stark vereinfachten Schichtenverzeichnis der Bohrfirma im Bohrschacht Windischwiesen zwischen 7,5 und 20 m erbohrte „Tonschiefer, schwach schluffig, klüftig, grau“. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es

sich hierbei um eine bisher unbekannte Schieferscholle geringer Ausdehnung.

3.4 Vortriebsbegleitende Dokumentation

Während der Auffahrung des Stollns von Wolfsgrün aus erfolgte eine baubegleitende Dokumentation der angetroffenen geologischen Situation (REDER, 1999), wobei der Schwerpunkt auf tunnelbautechnisch relevante Aspekte gelegt wurde. Für jene Bereiche des Stollns, die aus Gründen der Standsicherheit unmittelbar nach erfolgter Auffahrung gesichert werden mussten (Spritzbeton, diverser Ausbau), stellt diese Dokumentation die einzige Datenquelle hinsichtlich der dortigen geologischen Situation dar. Derart nicht mehr oder nur eingeschränkt dokumentierbare Bereiche machen mit etwa 1700 m Länge immerhin ca. ein Drittel der gesamten Auffahrungen aus. Vor allem die geologisch abwechslungsreichen Abschnitte (Gesteinsgrenzen, Gänge, Störungen) sind von diesen Einschränkungen betroffen, da hier häufig Wasserwegsamkeiten mit entsprechend negativen Einflüssen auf die Standsicherheit existieren. Dass die simple Formel „ausgebauter Bereich = gestörter Bereich“ die Verhältnisse zu sehr vereinfacht, ist bereits anhand des genannten Umfangs ausgebauter Bereiche zu erahnen. Für eine möglichst lagegenaue Zuordnung von ausgeprägten Störungen/ Trennflächenschaarungen stellen daher - abgesehen von den Beobachtungen des baubegleitenden Geologen - die ebenfalls dokumentierten Angaben zu Wasseranfall, Vortriebsgeschwindigkeit der Tunnelbohrmaschine, Menge des aufgetragenen Spritzbetons etc. wertvolle Anhaltspunkte dar.

Nur aus dieser Dokumentation sind Fakten zu einmalig angetroffenen Kontaktschiefern zu entnehmen. Demgemäß wurde etwa bei 2300 m Entfernung vom Portal Wolfsgrün „Grünschiefer“ mit „flacher Lagerung“ über etwa 11 m (Firste) bis 45 m (Sohle) Erstreckung aufgeföhrt. Nach der zeichnerischen Darstellung von REDER (1999) ist der Kontakt zum umgebenden Granit sehr flach (ca. 10°) fallend ausgebildet. Das Schiefervorkommen scheint sich also nach der Teufe hin erheblich lateral zu erweitern. Dieser Dokumentation sind keine klaren Hinweise auf die ungefähr in diesem Bereich zu erwartende annähernd saigere Störung am Westrand der großen Schieferscholle nördlich Eibenstock zu entnehmen. Gemäß HOTH et al. (1995) wäre hier ein Versatz von mehreren Hundert Metern zu erwarten, der sich untertage ausreichend deutlich bemerkbar machen sollte.

3.5 Detaildokumentation nach Vortriebsende

Da sich bereits während der Planungsphase des Projektes abzeichnete, dass die baubegleitende geologische Dokumentation der aufgefahrenen Stöße nur bestimmte Aspekte und diese teilweise auch nur in stark vereinfachter Form wiedergeben würde, erfolgte nach Abschluss der Vortriebsarbeiten eine Detaildokumentation der zugänglichen Stöße (STANEK & KEMPE, 2000). Diese beinhaltete eine Vorort-Dokumentation der anstehenden Gesteine, Gänge, Trennflächen, Wasserzutritte, sonstigen Besonderheiten („Turmalinsonnen“, Drusen, Einregelungen etc.) sowie die Entnahme und Untersuchung von Gesteinsproben (Mikroskopie, Haupt- und Spurenelemente, röntgenographische Phasenanalyse).

Vor allem in den mit Spritzbeton ausgebauten Bereichen konnten die anstehenden Gesteine nur punktuell dokumentiert werden.

Die Ergebnisse belegen, dass entlang der Stollntrasse diverse Granitvarietäten auftreten, die von den Bearbeitern in vier Typen klassifiziert wurden.

Typ 1 (Abb. 4) entspricht dem normalen grobkörnigen (nach TEUSCHER, 1933) Turmalingranit im Sinne von WEISE (1897) und tritt am weitesten verbreitet am Anfang (ca. 1600 m) und Ende (ca. 500 m) des Stollns auf.

Je nach Frischegrad macht er einen hellgrauen bis fleischfarbenen Gesamteindruck. Die Hauptbestandteile Orthoklas und Mikroklin (hypidiomorph bis xenomorph, ca. 25 %), Plagioklas (meist idiomorph, ca. 25 %), Quarz (idiomorph bis hypidiomorph, ca. 40 %) und Biotit (hypidiomorph, ca. 5 %; nach REM-EDX Cl-führend) sind unregelmäßig miteinander verwachsen. Vereinzelt treten dunkelrote (wahrscheinlich sekundär alterierte) Feldspatkristalle auf. Hinzu kommen Muskovit (ca. 4 %) und übliche Akzessorien (nachgewiesen wurden Zirkon, Xenotim - nach REM-EDX U-reich, Rutil - nach REM-EDX Nb- und Fe-führend). Nach dem mittels RIETVELD-Methode (Röntgenlabor im Institut für Mineralogie der TU Bergakademie Freiberg) ermittelten Modalbestand (Tab. 1) handelt es

sich um einen typischen Monzogranit (Abb. 8).

Typ 2 ist demgegenüber mittelkörnig ausgebildet (Abb. 5) und unterscheidet sich von den anderen drei Typen vor allem durch seinen relativ hohen Muskovit-Anteil bei gleichzeitig stark verringertem Orthoklas-Gehalt, was eine Folge sekundärer Überprägung sein könnte. Darauf weisen auch die im Dünnschliff festgestellte starke „Kaolinisierung“ der Plagioklase sowie Chloritisierung der (nach REM-EDX Cl-freien) Biotite hin. Akzessorisch treten weiterhin Apatit (in bis zu 0,5 mm großen Aggregaten sehr häufig in Biotit und Quarz) sowie zonierte Rutilite (nach REM-EDX mit Fe, Ta, Nb, W, Sn) auf. Als Folge des geringen Orthoklas-Gehaltes tendiert dieses Gestein im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 8) zu Granodioriten - ist aber noch als Monzogranit anzusprechen. Nach dem makroskopischen Gesamteindruck ist dieser Typ mit dem „feinkörnigen Turmalingranit“ von WEISE (1897) zu parallelisieren.

Typ 3 weist ein serialporphyrisches Gefüge auf (Abb. 6), wobei bis 10 cm lange idiomorphe weiße (Alkali-?) Feldspatkristalle (im Dünnschliff perthitisch) zu beobachten sind. Mit bis über 1 cm Länge erreichen auch die meist hypidiomorphen Quarze beachtliche Größen. Weiterhin treten Plagioklase (Albitlamellen im Perthit sowie als kleine Kristalle in der klein- bis mittelkörnigen Grundmasse), Biotite (nach REM-EDX Cl-frei) sowie akzessorisch (häufig in Biotit eingewachsen) Zirkon, Monazit (nach REM-EDX Th-reich), Xenotim (nach REM-EDX U-reich), Apatit sowie Rutil (nach REM-EDX Fe, Nb- und W-führend) auf. Das Gestein ist als Monzogranit anzusprechen.

Typ 4 weist ebenfalls ein serialporphyrisches Gefüge auf (Abb. 7), wobei aber größere Feldspatkristalle seltener auftreten und das Gefüge insgesamt eher zu Mittelkörnigkeit tendiert. Ansonsten ähneln die Eigenschaften denen von Typ 3. Beide letztgenannten Typen entsprechen hinsichtlich ihrer makroskopischen Beschaffenheit und Verbreitung am ehesten den von WEISE (1897) im Gebiet zwischen Walfischkopf und Krinitzberg ausgehaltenen mittel- bis feinkörnigen, häufig porphyrischen Graniten.

Tab. 1: Quantitativer Modalbestand (RIETVELD-Methode) von Granittypen im Bereich des Abwasserstollns Schönheiderhammer - Wolfgrün

	Typ 1	Typ 2	Typ 3	Typ 4
Quarz	42,8 ± 1,1	44,3 ± 0,9	38,5 ± 0,9	43,1 ± 1,1
Plagioklas (Albit)	24,1 ± 1,2	23,6 ± 1,0	24,0 ± 1,1	24,1 ± 1,2
Mikroklin	10,6 ± 1,8	12,3 ± 1,2	17,5 ± 1,2	17,1 ± 1,1
Orthoklas	13,9 ± 1,6	3,4 ± 1,1	7,8 ± 1,3	5,6 ± 1,0
Biotit (M1 fehlgeordnet)	5,0 ± 0,9	5,3 ± 0,9	5,9 ± 1,1	5,7 ± 0,9
Muskovit (2M1)	3,7 ± 0,8	11,3 ± 1,0	6,3 ± 1,0	4,4 ± 0,8
Summe	100,1	100,2	100,0	100,0



Abb. 4: Granittyp 1, Maßstab = 1 cm

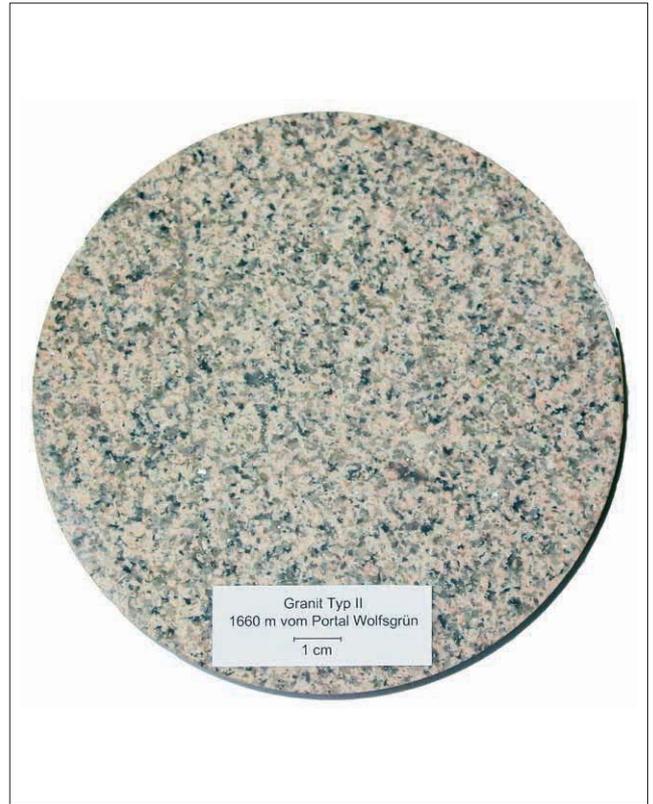


Abb. 5: Granittyp 2, Maßstab = 1 cm

Abb. 6: Granittyp 3, Maßstab = 1 cm



Abb. 7: Granittyp 4, Maßstab = 1 cm



Zu Vergleichszwecken wurden in das STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 8) Proben der von ROEHNERT (1992a) untersuchten Bohrungen E 1/92, E 3/92 und E 4/92, verschiedener Granittypen von HERRMANN (1967) sowie Ergebnisse neuerer Dünnschliffbemusterungen (KÖRNER, 1998; WOLLER, 1999) eingetragen. Am zuverlässigsten sollten die Angaben von HERRMANN (1967) sein, da es sich hierbei um Durchschnittswerte handelt, die auf ca. 9.000 bis über 60.000 Messpunkten in jeweils 3 bis 15 Dünnschliffen beruhen. Offensichtlich besteht eine recht gute Übereinstimmung mit den durch Röntgenanalyse erhaltenen Modalbeständen (im Diagramm „RDA ...“), während sich bei den übrigen Daten teilweise beträchtliche Abweichungen andeuten, die vermutlich auf systematische Fehler bei der Mineralidentifikation und/oder zu geringen Probenumfang zurückzuführen sind.

Anzumerken bleibt, dass nach TISCHENDORF et al. (1989) in den Jüngeren Graniten (YIC) des Massivs von Eibenstock-Nejdek (zu denen das hier betrachtete Gebiet gehört) bisher kein Mikroklin beobachtet wurde.

Die an jeweils einer Probe analysierten Hauptelementgehalte der Granittypen (Tabelle 2; nach STANEK & KEMPE, 2000; ermittelt im RFA-Labor der TU Berlin, Dr. Mattheis) stehen in guter Übereinstimmung mit den von TISCHENDORF et al. (1989) angegebenen Werten für die Jüngeren Granite (YIC) der Region Vogtland-Westerzgebirge.

Dies trifft ebenso für die Spurenelementgehalte zu (Tab. 3; nach STANEK & KEMPE, 2000; ermittelt im RFA-Labor der TU Berlin, Dr. Mattheis).

Die geochemische Spezialisierung spiegelt sich in den Werten (z. B. durch hohe F-Gehalte) deutlich wider. Beispielhaft sei lediglich das von TISCHENDORF et al. (1989) verwendete Ba-Rb-Sr-Dreieck angeführt (Abbildung 9), in welchem die hier vorgestellten Proben am Ende eines mit den älteren Graniten (OG) beginnenden Evolutionstrends liegen.

Abb. 20 verdeutlicht die Verteilung der Granittypen entlang des Stollns. Sowohl in dieser Abbildung, als auch im nachfolgenden Text beziehen sich die angegebenen Stationierungen auf das Stollnportal Wolfsgrün als Startpunkt.

Die gegenseitigen Lagebeziehungen sind sowohl durch fließende Übergänge (vor allem zwischen den Typen 1, 3 und 4) als auch durch scharfe Kontakte (innerhalb weniger Zentimeter; vor allem zwischen Typ 2 und den Typen 1 oder 3) gekennzeichnet (Abb. 10). Gemäß Schichtenverzeichnis der Bohrung E 2/92 erfolgte dort ab 92,0 m flacher Teufe innerhalb von etwa 0,3 m ein kontinuierlicher Übergang vom hangenden feinkörnigen Granit (Typ 2?) in eine grobkörnig-porphyrische Varietät (Typ 3?).

Tab. 2:
Hauptelementgehalte von Granittypen im Bereich des Abwasserstollns Schönheiderhammer-Wolfsgrün (Angaben in m-%)

Granittyp	1	2	3	4
SiO ₂	74,88	74,58	75,95	75,89
Al ₂ O ₃	13,83	13,71	13,27	12,66
TiO ₂	0,10	0,07	0,13	0,13
Fe ₂ O ₃	1,44	1,19	1,30	1,62
MnO	0,03	0,03	<0,02	0,03
MgO	0,19	0,16	0,29	0,24
CaO	0,32	0,37	0,29	0,36
Na ₂ O	3,14	2,84	2,62	2,88
K ₂ O	5,25	4,72	5,15	4,89
P ₂ O ₅	0,31	0,33	0,24	0,25
F	0,47	0,37	0,36	0,36
Glühverlust	0,50	1,03	0,83	0,67
Summe	100,46	99,40	100,43	99,98

In den Aufschlüssen des Stollns verlaufen die Grenzen zwischen den Granittypen oft nicht geradlinig und vertikal, sondern gebogen mit Krümmungsradien im Dezimeter- bis Meter-Bereich und dabei teilweise auch annähernd horizontal. Diese Beobachtungen sprechen eher für eine gegenseitige schlierenförmige Durchdringung verschiedener Magmen, als für die Intrusion eines jüngeren Magmas entlang einer Störung in eine ältere, bereits erstarrte Granitvarietät.

Auffällig ist das vorwiegend gemeinsame Auftreten sowie der oft über kurze Strecken (wenige Meter) erfolgende rasche gegenseitige Wechsel der Granittypen 2,3 und 4, während Typ 1 hauptsächlich in zwei großen isolierten Körpern (im Anfangs- sowie Endbereich des Stollns) ansteht.

Durch eingeregelter Alkalifeldspäte nachgezeichnete Fließgefüge wurden nur bei den Stationen 2592 m und 3845 m (jeweils in Granittyp 3) beobachtet (Abb. 11). Schlussfolgernd sollten mit beginnender Magmenkristallisation kaum noch Fließbewegungen stattgefunden haben.

Neben den genannten Granittypen treten weiterhin zahlreiche gangförmige, meist steil einfallende Aplite mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und einem Meter auf, die stofflich nicht näher untersucht wurden. Das relativ feinkörnige Gefüge sowie ein scharfer Kontakt zum umgebenden Granit lassen auf eine schnelle Abkühlung in einem deutlich kühleren Nebengestein schließen. Eine Häufung der Aplitgänge deutet sich im Bereich zwischen den Stationen 1900 bis 2000 m (Granittyp 3), 3850 bis 4100 (Granittypen 3 und 4) und 4450 bis 4850 m (Granittyp 1) an, während sie im Typ 2 bisher überhaupt nicht beobachtet wurden.

Tab. 3:
Spurenelementgehalte von Granittypen im Bereich des
Abwasserstollns Schönheiderhammer-Wolfsgrün
(Angaben in ppm)

Granittyp	1	2	3	4
Ga	33	37	30	19
Ba	85	43	169	84
Rb	756	837	611	597
Sr	21	21	27	22
Zr	61	33	75	87
Hf	3	3	3	4
Nb	18	26	16	16
Y	<10	11	11	19
La	<20	<20	<20	<20
Ce	<20	<20	<20	<20
Pr	<10	<10	<10	<10
Nd	13	<10	14	10
U	8	<5	18	13
Th	12	7	16	21
Zn	49	42	37	65
Cu	28	76	70	62
Pb	15	13	11	15
As	8	<5	7	6
Mo	<2	<2	<2	5
Cr	11	<10	11	<10
Ni	<8	<8	<8	<8
V	<10	<10	<10	<10
Sn	28	42	39	36
W	14	14	11	16

Kleine Xenolithe wurden an vier Stellen (Station 817 sowie 831 m - Granittyp 1, Station 1850 m - Granittyp 3, Station 3182 m - Granittyp 4) gefunden und erreichen Größen zwischen lediglich 5 und maximal 20 Zentimetern (Abb. 12). Auch im mittelkörnigen Granit der Bohrung E 2/92 (Granittyp 2 ?) trat bei 29,6 m flacher Teufe ein „Schiefereinschluss“ von 5 cm Durchmesser auf. Bei den Exemplaren an Station 1850 m und 3182 m ist ein schiefriges Gefüge deutlich ausgeprägt.

Somit besteht ein deutlicher Hiatus der Größenverteilung sämtlicher insgesamt während der Erkundungs- und Aufschlussarbeiten angetroffener Metamorphite: einerseits existieren verhältnismäßig große Schiefervorkommen (beide bekannten Schiefer-schollen gemäß WEISE, 1897; über 10 m mächtige neu erbohrte Schieferscholle in den Windischwiesen; mindestens 40 m langes Schiefervorkommen im Stolln bei Station 2300 m), während andererseits nur kleine Schieferbruchstücke angetroffen wurden. Dieser Befund könnte bedeuten, dass zwei unterschiedliche Prozesse (Mitnahme von Nebengestein während des Magmenaufstiegs; Brekzierungsprozesse im Dachbereich des Plutons) für die Inkorporation der Xenolithe und daher vermutlich ebenfalls mindestens zwei unterschiedliche Herkunftsorte (ab Unterkruste auf-

wärts; Oberkruste/maximales Intrusionsniveau) in Betracht zu ziehen sind.

Radialstrahlige Quarz-Turmalinaggregate („Turmalinsonnen“) bis 20 cm Durchmesser traten im Stolln bisher ausschließlich in den Granittypen 1, 3 und 4 auf (Abb. 20). Gemäß Schichtenverzeichnis der Bohrung E 2/92 (ROEHNERT, 1992a) wurden allerdings auch in dem dort erbohrten feinkörnigen Granit (Typ 2?) Turmalinschmitzen bis 2 cm Durchmesser sowie 1 bis 3 mm dicke Turmalingänge angetroffen. Häufig ist ein charakteristischer Saum aus fleischfarbenen Alkalifeldspäten zu beobachten (Abb. 13). Nach ihrer Farbe handelt es sich bei den Turmalinen ausschließlich um eisenreiche Varietäten (Schörl).

Die meist nur wenige Zentimeter mächtigen Quarzgänge sind einerseits oft in der Nähe von Aplitgängen zu finden; andererseits ist eine Häufung - ohne begleitende Aplite - vor allem im Granittyp 1 der ersten 1600 m vom Stollnportal Wolfsgrün aus festzustellen. Insgesamt scheint jedoch keine Bindung an bestimmte Granitvarietäten zu existieren; stattdessen treten räumliche Konzentrationen auf (zum Beispiel unterhalb der großen Schieferscholle), deren Ursachen vermutlich eher in den tektonischen Verhältnissen zu suchen sind. Meist ist nur Milchquarz ausgebildet, während Amethyst oder zentrale Füllungen mit rotbraunem Jaspis nur selten vorkommen (Abb. 14).

Pegmatite treten vorwiegend als isolierte Bildungen schlieren- oder linsenförmig mit Mächtigkeiten von meist <0,5 m und Längen von maximal einigen Metern auf. Am häufigsten (ca. 15 Vorkommen) sind sie in Granittyp 1 zu beobachten. Auch die bereits erwähnten „Turmalinsonnen“ sind oft von einem pegmatitischen Saum umgeben. In wenigen Fällen wurden Pegmatite als annähernd saigere gangförmige Ausbildungen sowie im Kontaktbereich von Granittyp 1 zu Typ 3 bzw. zu einer aplitischen Linse angetroffen. Nach ihrem Phasenbestand lassen sich folgende Abgrenzungen vornehmen:

- Quarz - Alkalifeldspat (vor allem in Säumen um „Turmalinsonnen“)
- Quarz - Alkalifeldspat - Hellglimmer und/oder Turmalin
- Quarz - Alkalifeldspat - Dunkelglimmer (Abb. 15)

Die tektonischen Verhältnisse im Stollnniveau sind durch das Vorherrschen erzbergigisch (NE-SW) streichender Elemente gekennzeichnet (Abb. 16). Dies trifft sowohl für die Orientierung der Trennflächen, als auch (statistisch allerdings nur ungenügend belegt) der Quarzgänge und Aplite zu. Mit nachlassender Häufigkeit folgen herzynische (NW-SE) sowie um N-S (rheinische, eggische) und E-W streichende Richtungen. Meist herrscht steiles (>70°) Einfallen vor.

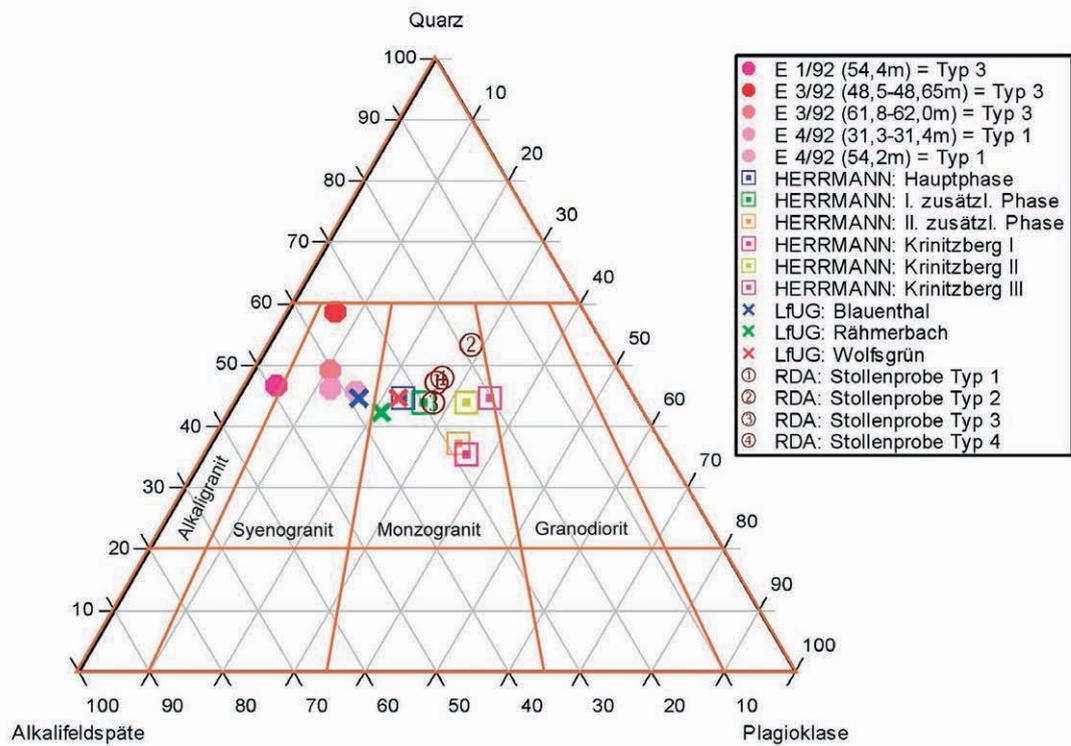


Abb. 8: Petrographische Klassifikation nach STRECKEISEN (1976)

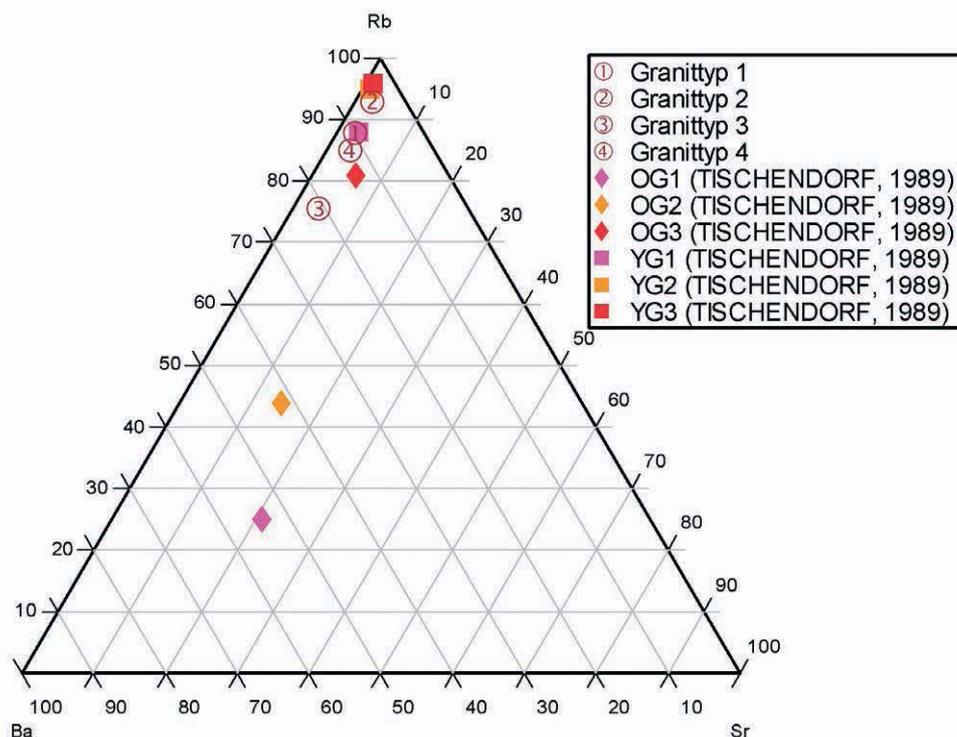


Abb. 9: Ba-Rb-Sr-Dreieck



Abb. 10: Station 1768 m - Kontakt zwischen den Granittypen 2 (rechts unten) und 3 (links oben); Maßstab in Zentimetereinteilung



Abb. 11: Station 3845 m - Fließgefüge im Granittyp 3; Maßstab in Zentimetereinteilung



Abb. 12: Station 3182 m - hornfelsartiger gefalteter Xenolith im Granittyp 4; Maßstab in Zentimetereinteilung

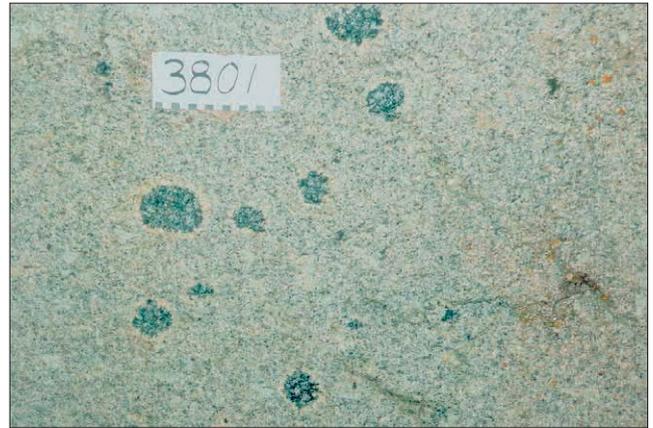


Abb. 13: Station 3801 m - bis faustgroße Turmalinsonnen mit fleischfarbenen Alkalifeldspatsäumen im Granittyp 4; Maßstab in Zentimetereinteilung



Abb. 14: Station 3079 m - Quarzgang mit Amethyst-Salbändern und zentraler Jaspisfüllung im Granittyp 3; Maßstab in Zentimetereinteilung

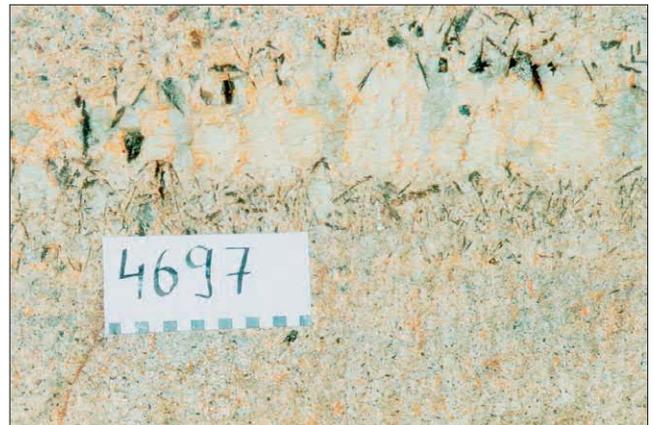


Abb. 15: Station 4697 m - zonar gebaute Pegmatitlinse aus Quarz, Alkalifeldspat und Dunkelglimmer im Kontaktbereich zwischen Granittyp 1 und einer Aplitlinse; Maßstab in Zentimetereinteilung

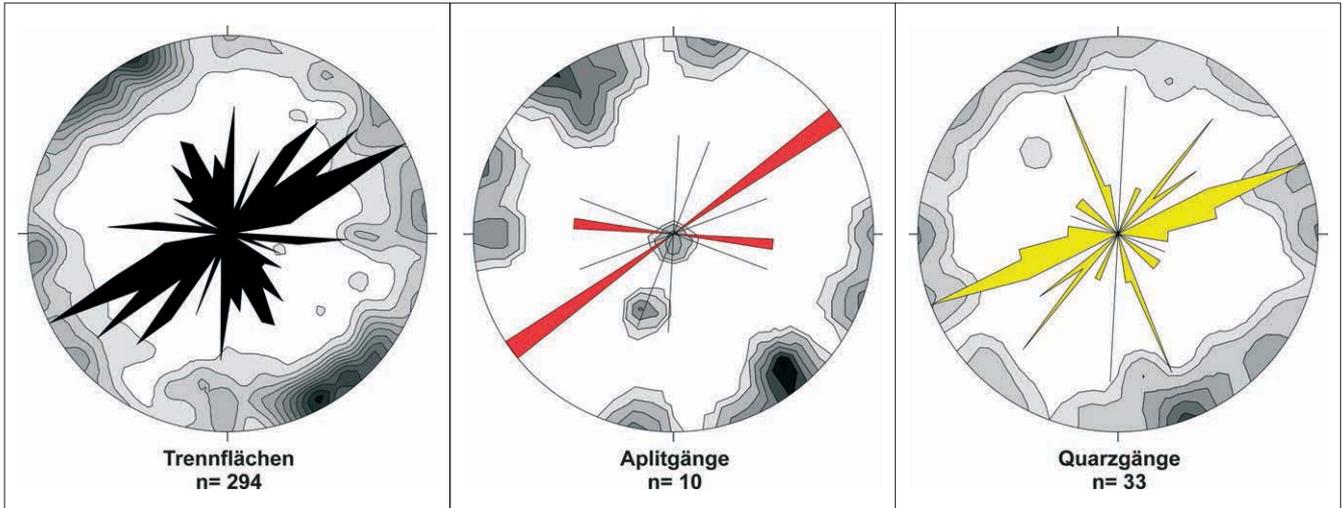


Abb. 16: Orientierung von Trennflächen, Aplitgängen und Quarzgängen im Stollnbereich; dargestellt sind Streichrichtungen (Kluftrose) und die Häufigkeitsverteilungen der Flächenpole (untere Halbkugel)

Anhand von Markern (Quarzgänge) konnten echte Störungen mit - vorwiegend sinistralen - Versatzbeträgen in der Größenordnung weniger Dezimeter in einigen Fällen nachgewiesen werden. Erheblich intensivere Relativbewegungen scheinen dagegen in drei Bereichen (Station 2507 m bis 2517 m, 2583 m bis 2603 m, 2623 m bis 2625 m) unterhalb des Höhenrückens zwischen Windischwiesen und Rähmerbach-Vorsperre abgelaufen zu sein: Dort schwimmen in einer Matrix aus dunkelrotem Jaspis annähernd faustgroße Klaster verschiedener brekziierter Granitvarietäten (Abb. 17).

Die genaue Raumlage dieser Zonen lässt sich nur ungenau ermitteln, da zum einen ein allmählicher Übergang in die angrenzenden Granite erfolgt und zum anderen große Flächen der Wandstöße durch Spritzbeton überdeckt sind. Zudem sind insbesondere die beiden erstgenannten Bereiche sehr differenziert aufgebaut (Wechsel von klastenarmen bis -freien

Jaspis-Zonen mit klastenreichen; scheinbar wirres Nebeneinander diverser Granitvarietäten - teils brekziert/teils unversehrt). Am sichersten erscheint das mit etwa 160° (NNW-SSE) ermittelte Streichen der ein bis zwei Meter mächtigen Brekzie bei Station 2623 m bis 2625 m. Damit handelt es sich sehr wahrscheinlich um die untertägige Fortsetzung einer Brekzie gleichartiger Ausbildung, die in Luftlinie etwa 400 m süd-südöstlich entfernt am nordwestlichen Stadtrand von Eibenstock aufgeschlossen ist. Dort wurde im Südteil eines alten auflässigen Steinbruchs (Rechtswert ca. 4541930/ Hochwert ca. 5595990) eine - bisher nicht in den geologischen Karten verzeichnete - etwa ein bis zwei Meter mächtige Zone aus Klaster brekziierter Granite in einer Jaspis-Matrix gefunden. Aufgrund der ungünstigen Aufschlussverhältnisse konnte die Streichrichtung nur annähernd mit etwa Nord-Süd abgeschätzt werden (Fallwinkel ca. 80-90° nach Ost). Bei Verbindung beider Aufschlüsse ergäbe sich das Generalstreichen zu 160°.

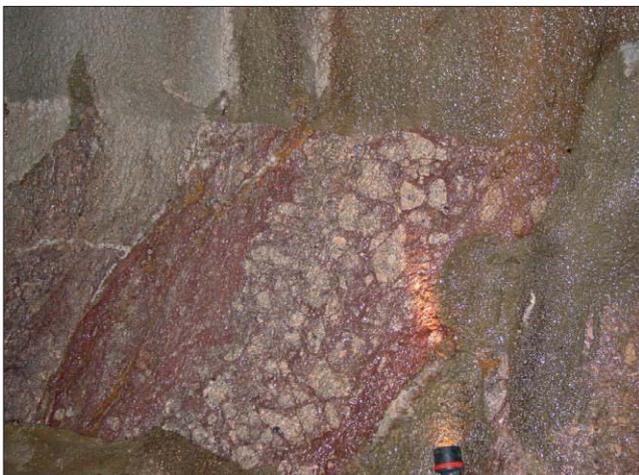


Abb. 17: Station 2593 m - Granitbrekzie



Abb. 18: Station 2205 m - intensive Sinterbildungen als Indiz für die Eibenstocker Störung

Dagegen fehlen eindeutige geologische Belege für die gemäß HOTH et al. (1995) unterhalb der Windischwiesen zu erwartende ebbische („Eibenstocker“) Störung mit Versatzbeträgen von mehreren Hundert Metern. Die etwa 30 m östlich des Taltiefsten der Windischwiesen angesetzte Schrägbohrung E2/92 (45° nach Westen) ergab diesbezüglich keine deutlichen Hinweise. Auch die Situation im Umfeld der durch den Stolln angefahrenen Schieferscholle unter den Windischwiesen lässt keinen direkten Zusammenhang mit einer Störung erkennen. Da zudem der fragliche Bereich unmittelbar nach der Durchörterung mit der Tunnelbohrmaschine zum großen Teil ausgebaut wurde, können Aussagen zur tektonischen Situation nur aus der vortriebsbegleitenden geologischen Dokumentation und indirekt aus den derzeitigen Wasserzuflüssen abgeleitet werden. Beide Datenquellen deuten auf eine markante Anomalie bei etwa 2205 m vom Stollnportal Wolfsgrün hin. Nach der Kartierung von REDER (1999) steht dort ein annähernd saigerer „Erzgang“ an, in dessen Bereich ein starker Wasserandrang auftrat („stark rinnend“ = zweithöchste Stufe nach „Wassereinbruch“ in einer fünfstufigen Skala), der in dieser Intensität nur noch an drei anderen Lokalisationen des Stollns (um 2100 m - könnte mit zur Eibenstocker Störung gehören; um 3130 m - Störung des Rähmerbachtals; um 4140 m) beobachtet wurde. Mehrere Jahre nach Abschluss der Aufführungsarbeiten macht sich dieser Bereich außerdem durch auffällige Sinterbildungen bemerkbar (Abb. 18).

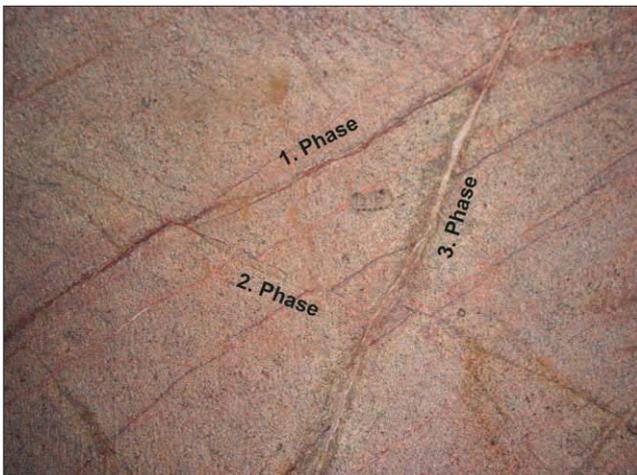


Abb. 19: Station 1516 m - Relativzeitlichkeit der Trennflächenbildung; hämatitbelegte Klüfte (Fallrichtung 160°, Fallwinkel 90°; 1. Phase) werden von Klüftsystem versetzt (Fallrichtung 280°, Fallwinkel 70°; 2. Phase); beide älteren Trennflächensysteme werden von jüngstem 1 bis 3 cm mächtigen Gängchen mit Kaolin (Fallrichtung 20°, Fallwinkel 90°; 3. Phase) versetzt; Bildbreite ca. 2,2 m

Auch unterhalb der Rähmerbach-Vorsperre ergeben sich aus der Stollnkartierung Anhaltspunkte für eine größere Störung bei den Stationen 2900 m und bei 3100 m (jeweils Dichtklüftzonen in der Nähe des Kontaktes zwischen den Granittypen 3 und 4, verhält-

nismäßig starker Wasseranfall, teilweise Quarzgänge). Dies steht in Übereinstimmung mit den bereits oben beschriebenen Verhältnissen in der Schrägbohrung E1/92.

Zusammenfassend ist von drei bedeutsamen Störungszonen auszugehen:

- I entlang des Rähmerbachtals (NW-SE-streichend; markante Talbildung)
- II zwischen Windischwiesen und Rähmerbachtal (NNW-SSE-streichend; morphologisch unauffällig - teils über Höhenrücken hinweg)
- III ? am Ostrand der Windischwiesen (vermutlich NNW-SSE-streichend; morphologisch schwach ausgeprägt)

Denkbar ist eine Vereinigung dieser drei Systeme südlich Eibenstock zu einer einzigen Störung am Westrand der großen Schieferscholle zwischen Wildenthal und Eibenstock.

Zur relativen Altersfolge der Störungen existieren bisher im Stollnbereich nur wenige Fakten. An vier Aufschlüssen (Stationen 1516 m, 1530 m, 2885 m, 2888 m) ist zu beobachten, dass stets zuerst NE-SW-streichende Trennflächen (meist mit Quarz mineralisiert) entstanden, die nachfolgend an NW-SE-streichenden Störungen - meist nur um wenige Dezimeter - versetzt wurden (Abb. 19). Ähnliche Beobachtungen machten bereits BANKWITZ & BANKWITZ (1995).

Der Stolln unterquert etwa im Bereich zwischen der Schwarzen Binge und der Bundesstraße B 283 auf mehreren Hundert Meter Länge ein Altbergbaugelände, in welchem jahrhundertlang Zinnerze (vermutlich vorwiegend Kassiterit) gewonnen wurden. Das Gelände an der Erdoberfläche - etwa 60 m oberhalb der Tunnelfirste - ist durch zahlreiche Ost-West-streichende schmale (1 bis 2 m Breite) Bingenzüge gekennzeichnet. Auf die mit Altbergbauhöhlräumen verbundenen Probleme wurde bereits eingegangen. Umso bemerkenswerter ist daher die Tatsache, dass an den Stollnstößen bisher keinerlei entsprechende Mineralisation beobachtet wurde. Schlussfolgernd muss die Stoffzufuhr auf sehr schmalen unauffälligen Wegbahnen und/oder in deutlichem Maße lateral (entlang des Kontaktes zur überlagernden Schieferscholle?) erfolgt sein.

Die Wasserführung der Trennflächen im Stolln ist sehr inhomogen. Vor allem zwischen den Stationen 1600 m und 1800 m, 1900 m und 2200 m (Bereich der Eibenstocker Störung?), 2900 m und 3300 m (= Bereich der vermuteten Störung unterhalb der Rähmerbach-Vorsperre), zwischen 4000 m und 4200 m sowie schließlich zwischen 4400 m und 4600 m wurde ein erhöhter Wasserandrang verzeichnet. Bei einer Begehung des Stollns im Oktober 2002 traten starke Wasseraustritte bei Station 1553 m sowie

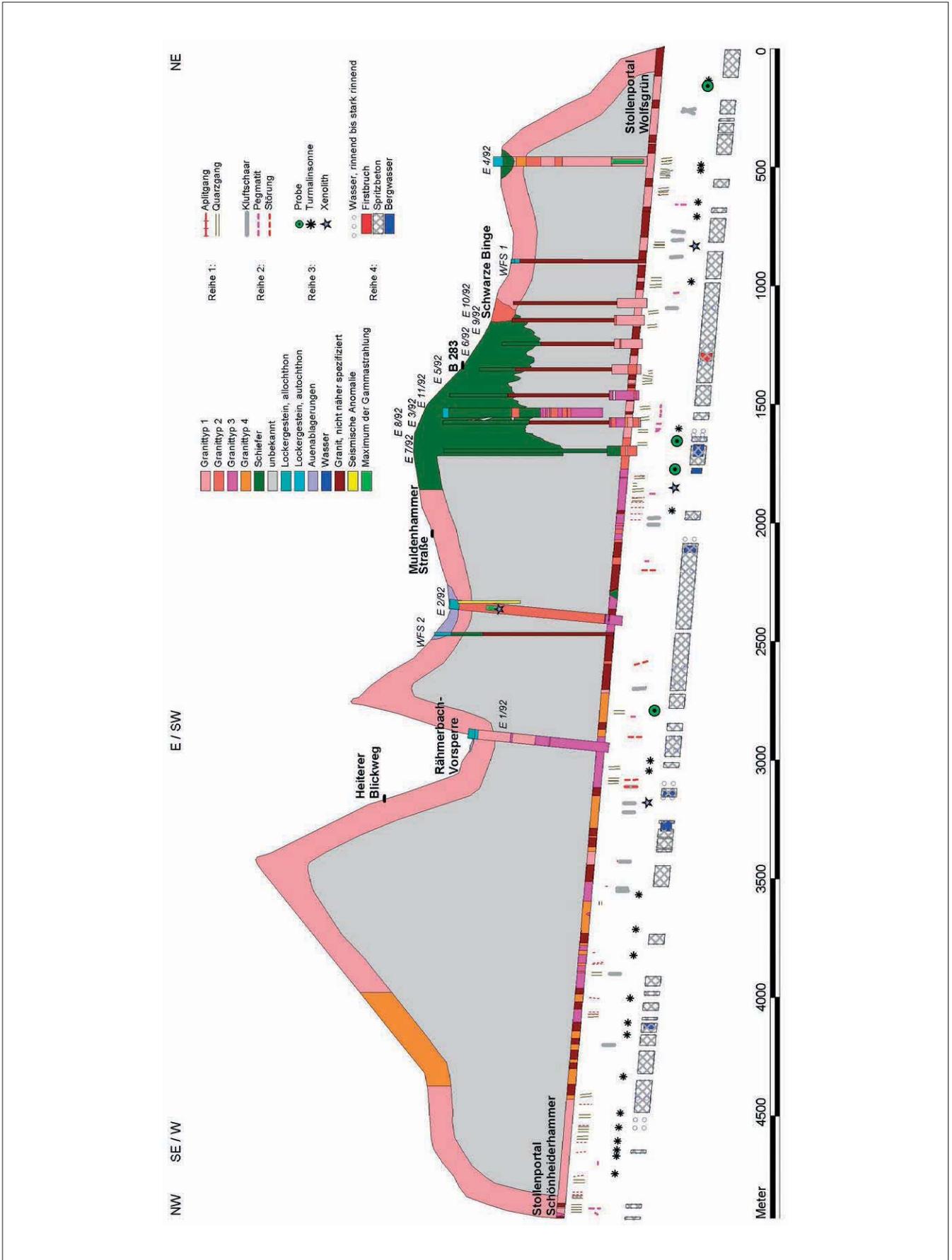


Abb. 20: Fakten zur geologischen Situation (10-fach überhöht)

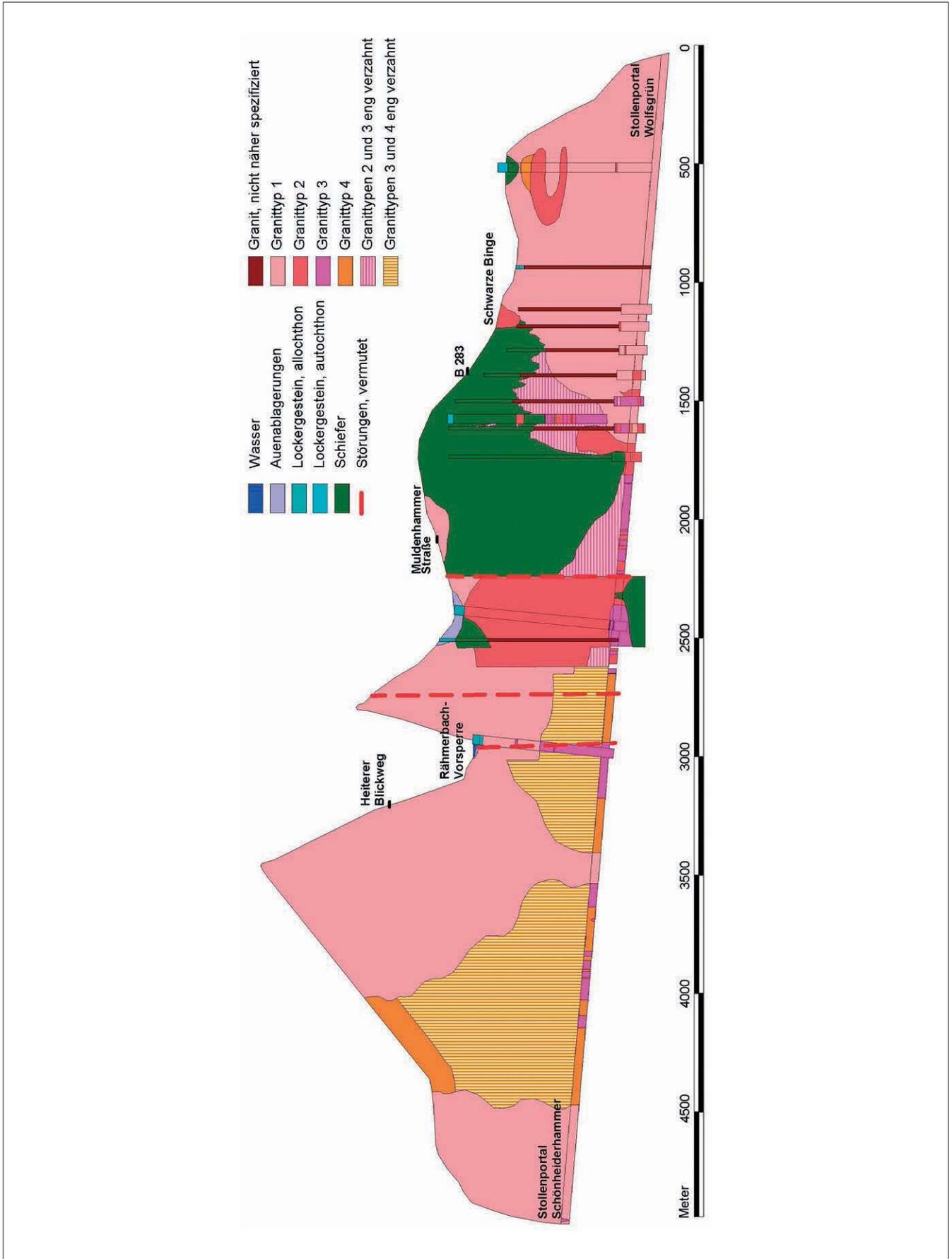


Abb. 21: Modell der geologischen Situation (10-fach überhöht)

Pegmatite), Trennflächen (Störungen, Klüfte) sowie interner Strukturen wie Turmalin-Quarz-Knollen, Einregelungen und sekundären Alterationen möglich. Unter Zusammenfassung aller Daten wurde ein geologisches Modell konstruiert.

Summary

Between 1997 and 1999 a nearly 5 km long tunnel was constructed near Eibenstock (Saxonian Ore Mountains, Germany). During the planning, preparing and performing a lot of geological facts have been collected.

The whole area is marked by different granitic rocks of the Eibenstock-Nejdek-pluton, which intruded at late-variscan times (upper carbon). Detailed studies of the exposed rocks in the tunnel led to a subdivision of the granitic rocks into four main types, which are partly mutual alternating over a few metres. A smaller and a bigger clod of contact-metamorphosed slates are probably tectonically saved remnants of the former slate roof above the intruding magma. Contrary to former ideas the drillings and geophysical investigations recognized an asymmetric shape of the greater clod with the deepest part (more than 70 m) at its western rim (near a pronounced north-south-striking fault). The outcrop situations also allowed to document the different dykes (quartz, aplites, pegmatites), interfaces (faults, fissures) as well as internal structures such as tourmaline-quartz-nodules, mineral orientations, secondary alterations etc. Comprising all the data a geological model of the region was developed.

Literatur

- BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1995): Aspekte der Entwicklung von Klüften in postkinematischen Graniten des Erzgebirges (speziell Eibenstocker Massiv). - Z. geol. Wiss., 23 (5/6), 777-793, Berlin
- BAUMANN, L.; KUSCHKA, E. & SEIFERT, T. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges. - 300 S., Encke im Thieme-Verlag, Stuttgart
- BOECK, J. (1992a): Ergebnisbericht zu den geophysikalischen Voruntersuchungen zur Projektierung eines Abwasserstollns an der Trinkwassertalsperre Eibenstock. - Planungsunterlagen Planungsbüro TABERG-Ost: Abschlußbericht zur Projektstudie Abwassertunnel Eibenstock. - Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- BOECK, J. (1992b): Ergebnisbericht zu den geophysikalischen Bohrlochmessungen E1 bis E4/92. - Planungsunterlagen Planungsbüro TABERG-Ost: Abschlußbericht zur Projektstudie Abwassertunnel Eibenstock. - Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- GRAHMANN (2002): Befahrungsbericht Abwasser-Überleitungsstolln Schönheide/Wolfsgrün (Kläranlage Wolfsgrün) vom 15.10.2002. - Bericht Bergsicherung Schneeberg GmbH, Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- HERRMANN, G. (1967): Die Granite des Westerzgebirges und des Vogtlandes und ihre Beziehungen zu granitischen Gesteinen benachbarter Räume. - Diss. Bergakademie Freiberg (unveröff.)
- HOTH, K., WASTERNAK, J. & BERGER, H.-J. (Red.) 1995: Geologische Karte Erzgebirge/Vogtland 1:100.000, 2. Aufl. - Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie, Freiberg
- KATZUNG, G. & EHMKE, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland: Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung. - Verlag Sven von Loga, Köln
- KÖRNER, F. (1998): Dünnschliffbeschreibung von Gesteinen aus dem Werksteinkatalog Sachsen. beschriebene Gebiete: Erzgebirge, Elbsandsteingebirge, Nordwestsächsische Porphyrgbiet. - Bericht (unveröff. - Archiv Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg)
- LEHMANN, J. & STÖRR, M. (1984): Zur Kaolinisierung des Eibenstocker Granits. - Z. geol. Wiss., 12, 5: 625-631, Berlin
- LINDNER, U. (1992a): Ergebnisbericht der seismischen Messungen zur Erkundung von Teilabschnitten des Trassenverlaufes für den Abwasserstolln im Raum Eibenstock. Kali-Umweltechnik GmbH, Sondershausen. - Planungsunterlagen Planungsbüro TABERG-Ost: Abschlußbericht zur Projektstudie Abwassertunnel Eibenstock. - Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- LINDNER, U. (1992b): Ergebnisbericht der seismischen Durchschallungsmessungen im Raum Eibenstock – Messobjekt: Abwasserstolln Eibenstock. - Planungsunterlagen Planungsbüro TABERG-Ost: Abschlußbericht zur Entwurfsplanung Abwasserstolln Eibenstock (AStE). - Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- LAUBE, G. (1876): Geologie des böhmischen Erzgebirges Teil 1. - Archiv d. naturwiss. Landesdurchforsch. von Böhmen, Bd. III, Abt. 2, H. 3, Prag
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - Jour. Petrol., 25, 4: 956-983, Oxford
- REDER, K. (1999): ARGE Abwasserüberleitung Schönheide - Baugeologische Dokumentation. - INTERGEO Ingenieurgesellschaft mbH, Suhl, unveröff. Bericht (Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- ROEHNERT, M. (1992a): Abschlußbericht zur Projektstudie Abwassertunnel Eibenstock. - Planungsunterlagen Planungsbüro TABERG-Ost, Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- ROEHNERT, M. (1992b): Abschlußbericht zur Entwurfsplanung Abwasserstolln Eibenstock (AStE). - Planungsunterlagen Planungsbüro TABERG-Ost, Schneeberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- SCHUST, F. (1965): Zu den Granitvarietäten des

1620 m (Austritt aus der Sohle, Fontäne mit 3 m Wurfweite) auf (GRAHMANN, 2002). Beide Lokalitäten befinden sich unterhalb der großen Schieferscholle nördlich von Eibenstock, was daraufhin deutet, dass infolge der kontaktmetamorphen Überprägung die dortigen Schiefer/ Hornfelse als kompetente Körper auf tektonische Beanspruchungen mit Bruch reagiert haben und nunmehr stark geklüftet und wasserführend vorliegen.

Die gute Wasserwegsamkeit innerhalb des Granits manifestierte sich markant unter anderem im Bereich der Schwarzen Binge. Während deren zwei Tage dauernder Unterfahrung durch die etwa 50 m tiefer arbeitende Tunnelbohrmaschine stieg der Wasserablauf aus dem Stolln von zuvor 3,5 l/s auf über 6 l/s an. Gleichzeitig sank der Wasserstand in der seit jeher wassergefüllten Binge von etwa 1,5 m kontinuierlich auf Null ab. Seitdem führt die Schwarze Binge kein Wasser mehr.

Eine bildliche Übersicht der beschriebenen Fakten ist in Abb. 20 enthalten. Außer den bereits erwähnten Datenquellen wurden die Ergebnisse weiterer Detailkartierungen des Autors herangezogen. Um die Übersichtlichkeit zu wahren, erfolgte eine Darstellung der im Stolln auskartierten Merkmale in vier separaten Ebenen unterhalb des Stollniveaus. Die Situation an der Erdoberfläche wurde der Darstellung von WEISE (1897) entnommen und bis in etwa 10 m Tiefe extrapoliert. Zu berücksichtigen ist dabei, dass vor allem die zwischen den Bohrungen E 7/92 und E 10/92 gewonnenen geologischen Fakten (Bohrkerne, seismisches Profil) in die Bildebene projiziert wurden und die Verhältnisse bis zu etwa 125 m „hinter“ dem Profilschnitt wiedergeben.

5 Interpretation und Ausblick

Eine mögliche Interpolation der gesammelten Fakten zwischen Erdoberfläche und Tunnelniveau ist in Abb. 21 dargestellt. Da keinerlei Bohrgut mehr zur Verfügung steht, konnte die Zuordnung der erbohrten Granite zu den im Stolln auskartierten Varietäten nur anhand der mehr oder weniger aussagekräftigen Beschreibungen der Schichtenverzeichnisse erfolgen. Dieses Modell ist noch sehr spekulativ, da vor allem im westlichen Teil der Trasse kaum Fakten zur Situation oberhalb des Stollns existieren. Gezielte Kartierungen an der Erdoberfläche könnten einerseits klären helfen, ob die gemäß WEISE (1897) derzeit noch ausgehaltene Monotonie der Granitlithologie zwischen dem westlichen Teil der Windischwiesen und dem Bergrücken westlich der Röhmerbach-Vorsperre tatsächlich so existiert - die petrographische Buntheit im Stollniveaus spricht eher dagegen. Zum anderen sind detailliertere Aufnahmen der tektonischen Situation im Stolln erforderlich, um die Sicherheit der getroffenen Aussagen zu verbessern sowie um zuver-

lässiger zwischen echten Störungen (mit deutlichen Versatzbewegungen) und „einfachen“ Trennflächen ohne merklichen Versatz zu differenzieren. Auch das scheinbare Fehlen einer Zinnmineralisation unterhalb des Altbergbaugesbietes zwischen Schwarzer Binge und B 283 bedarf einer eingehenderen Untersuchung und Interpretation.

Gegenüber der noch recht einfachen Darstellung von WEISE (1897) haben spätere Arbeiten (z. B. HERRMANN, 1967) gezeigt, dass erheblich mehr Granitvarietäten existieren. Anhand der Kartierung des Abwasserstollns Schönheiderhammer-Wolfsgrün konnten nunmehr die gegenseitigen Verbandsbeziehungen wesentlich detaillierter erfasst werden. Die gesammelten Daten zur Geochemie dürften aufgrund des geringeren Einflusses der exogenen Verwitterung die ursprüngliche chemische Zusammensetzung der Granittypen realistischer wiedergeben als dies mit einer Probenahme an der Erdoberfläche möglich ist. Die umfangreichen dokumentierten Angaben zu Häufigkeit, Ausbildung und Raumlage von Trennflächen und diversen Gangstrukturen erlauben im Gegensatz zu den an der Erdoberfläche nur punktuell vorhandenen Aufschlüssen statistisch wesentlich zuverlässigere Aussagen.

Insgesamt bietet sich durch die Stollnauffahrung die Möglichkeit, die geologischen Verhältnisse innerhalb eines spätvariszischen Granitplutons auf fast 5 km Länge bei meist guten bis sehr guten Aufschlussverhältnissen zu studieren. Durch die prinzipiell jederzeit mögliche Begehrbarkeit können unter anderem frische Proben entnommen sowie beispielsweise geophysikalische Untersuchungen bei verhältnismäßig konstanten Bedingungen durchgeführt werden.

Zusammenfassung

Im Beitrag werden neue geologische Ergebnisse vorgestellt, die während der Planung, Vorbereitung und Ausführung einer Tunnelauffahrung im Umfeld der Trinkwassertalsperre Eibenstock gesammelt werden konnten. Die Aufschlüsse - vor allem der Tunnel selbst - bieten einen guten Einblick in die höheren Teile eines oberkarbonischen Granitplutons mit ausgezeichneten Möglichkeiten für weitere Untersuchungen.

Die angetroffenen Granitvarietäten gehören zum Granitpluton von Eibenstock - NejdeK und lassen sich vier Typen zuordnen. Bei einer kleineren und einer größeren Scholle kontaktmetamorpher Schiefer handelt es sich wahrscheinlich um tektonisch geschützte Reste des früheren Schieferdaches über dem intrudierenden Magma. Abweichend von früheren Vorstellungen wiesen Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen eine asymmetrische Form der größeren Scholle nach. Daneben war die Dokumentation verschiedener Gänge (Aplite, Quarzgänge,

- Eibenstocker Zinnreviers im Westertagebirge. - Z. angew. Geol., 11, 1: 4-11, Berlin
- STANEK, K. & KEMPE, U. (2000): Dokumentation der Auffahrung des Abwasserstollns Eibenstock/Wolfgrün „Ulrike Stolln“. - Bericht TU Bergakademie Freiberg (unveröff. - Archiv der Stelle für Gebietsgeologie Plauen)
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic Rock its proper name. - Earth Science Rev., 12: 1-33; Amsterdam, London, New York
- TEUSCHER, E. O. (1933): Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. - Miner. Petr. Mitt., 44: 410-21, Wien
- THIEL, K. (1979): Ingenieurgeologische Stellungnahme zum definitiven Ausbau in den gestörten Bereichen des Rohwasserableitungstollns der Talsperre Eibenstock. - Bericht (unveröff. - Archiv Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg)
- TISCHENDORF, G. (Red.) (1989): Silicic magmatism and metallogenesis of the Erzgebirge. - Veröff. Nr. 107, Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam
- WEISE, E. (1897): Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen 1:25.000, Section Schneeberg-Schönheide. - 2. Auflage, Giesecke & Devrient, Leipzig
- WOLLER, I. (1999): Dünnschliffbeschreibung von Gesteinen aus dem Werksteinkatalog Sachsen. Erzgebirge, Nordwestsachsen, Vogtland, Granulitgebirge, Lausitz. - Bericht (unveröff. - Archiv Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg)

Anschrift des Autors:

Dr. Uwe Lehmann
 Staatliches Umweltfachamt Plauen
 Stelle für Gebietsgeologie

jetzt:

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
 E-Mail: uwe.lehmann@lfug.smul.sachsen.de