



Geologische Abhandlungen Hessen, Band 112

Untersuchung der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel (Darmstadt) im Hinblick auf die Langzeitstabilität der Grubenböschungen



von THOMAS NIX

HLUG

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 112: 159 Seiten, 49 Abb., 11 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden 2003
ISBN 3-89531-814-0
ISSN 0341-4043

Untersuchung der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel (Darmstadt) im Hinblick auf die Langzeitstabilität der Grubenböschungen

von THOMAS NIX



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

Schriftleitung
Dr. Roland E. Becker
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden

Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

Titelbild: Ausschnitt aus der Karte der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.

Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2003
ISBN 3-89531-814-0
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeit ist der Autor allein verantwortlich.

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Martina Peter, Dr. Adalbert Schraft, Dagmar Tangermann

Herausgeber,

© und Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/701034; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/9740 813

Untersuchung der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel (Darmstadt) im Hinblick auf die Langzeitstabilität der Grubenböschungen

Kurzfassung

Das Schwarzpelit-Vorkommen der Grube Messel bei Darmstadt wurde insbesondere durch die Funde außergewöhnlich gut erhaltener Wirbeltier-Fossilien aber auch die kontroverse Diskussion um die Folgenutzung des ehemaligen Tagebaus bekannt. Nachdem die Grube Messel im Jahr 1995 in die Welterbeliste der UNESCO aufgenommen wurde, ist insbesondere die Langzeitsicherheit der Grubenböschungen von besonderer Bedeutung für die weitere Nutzung.

Von 1885–1971 wurde in der Grube Messel Schwarzpelit, so genannter „Ölschiefer“, abgebaut und bis 1961 daraus in einem dem Tagebau angeschlossenen Schwelwerk Rohöl extrahiert. Bereits im aktiven Tagebaubetrieb traten Rutschungen mit Schäden an Mensch und Material auf. Aktuell werden alle Abbauböschungen des ehemaligen Tagebaus als instabil angesehen. Da die Grube Messel gemäß §52 des Bundesberggesetzes als Tagebau betrieben wird, obliegt dem Land Hessen als Eigentümer die Gewährleistung der Sicherheit. Vor diesem Hintergrund wird seit 1993 eine Langzeitüberwachung der Böschungen im Sinne der DIN 1054-100 durchgeführt.

Die Seesedimente der Grube Messel wurden im frühen Miozän in einer vulkanisch entstandenen Hohlform abgelagert und sind zu den umrandenden paläozoischen Festgesteinen durch Randverwerfungen des kollabierten Diatremes begrenzt. Die Gliederung der Ablagerungen erfolgt nach lithofaziellen und stratigraphischen Aspekten in:

- obere Messel-Formation (Ton, Schluff, Sand mit Braunkohle),
- mittlere Messel-Formation (meist feingeschichteter Schwarzpelit),
- untere Messel-Formation (extraklastenführende Resedimente).

Im gesamten Grubenbereich sind aktuell umfangreiche Rutschprozesse dokumentiert. Folgende Bewegungsmechanismen und -formen treten auf:

1. Großräumige aktive bzw. latente oder blockierte Rutschungen in den tertiären Sedimenten mit gleitendem, kombiniert rotativem und translativem Versagen der Böschungen auf vorgegebenen Trennflächen,
2. begrenzte aktive bzw. latente oder blockierte Rutschungen in magmatischen Festgesteinen und Rotliegendesedimentgesteinen der südöstlichen und östlichen Abbauränder mit fortschreitendem, gleitendem, kombiniert rotativem und translativem Versagen auf Trennflächen,
3. Bewegungen in anthropogenen Auffüllungen innerhalb und außerhalb des Grubenbereiches, die vorwiegend auf Bewegungen unterlagernder tertiärer Sedimente bzw. unterlagernder historischer Rutschmassen zurückzuführen sind,
4. Kriechbewegungen der von 1. und 2. historisch erzeugten Rutschmassen (bzw. der momentan inaktiven von 1. und 2. erzeugten Rutschmassen).

* Dr.-Ing. Thomas Nix (e-mail: nix@geo.tu-darmstadt.de), Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Schnittspahnstraße 9, D-64287 Darmstadt.

Die in dieser Untersuchung vorwiegend behandelten Rutschungen der tertiären Sedimente werden durch die tektonischen Schwächezonen im Kontaktbereich zu umrandenden paläozoischen Gesteinen begrenzt (Ablöseflächen). Tiefe Gleitzone sind an den Rändern des Vorkommens bevorzugt im Übergangsbereich der Sedimente der unteren zu den Sedimenten der mittleren Messel-Formation ausgebildet und greifen zum Zentrum hin auf den Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation über. Als Bewegungsbahn wird die zum Strukturtiefsten einfallende Schichtung genutzt.

Die Entstehung der Rutschungen ist auf das komplexe Zusammenwirken permanent standfestigkeitsmindernder Faktoren aus Spannungsgeschichte bzw. Spannungszustand, charakteristischen Materialeigenschaften und Trennflächensystem zurückzuführen. Durch Entlastung der überkonsolidierten Sedimente infolge Erosion und Abbau bildeten sich schichtparallele Schwächezonen, auf denen nur die Restfestigkeit wirksam wurde und entlang derer das ursächliche Versagen der Böschungen eintrat.

Im Regelfall sind für die Rutschschollen in den tertiären Sedimenten der Nord-, Ost- und Südwestböschung langfristige, geringfügige Deformationen dokumentiert. Nach episodischen, außergewöhnlichen Starkniederschlägen kann ein temporärer Übergang zu beschleunigten, gleitenden Bewegungen auftreten. Für die Monats- bzw. 72h-Intervalle der Niederschlagssummen konnten qualitative Schwellenwerte von $N_{\text{Monat, crit}} > 105 \text{ mm}$ und $N_{72\text{h, crit}} > 35 \text{ mm}$ definiert werden, deren Überschreitung zu einer Beschleunigung der Bewegungen führt. Ausgehend von einer

schnellen Infiltration des Niederschlages stellt das Böschungswasser den primären bewegungsbeeinflussenden Faktor dar, der über die Zunahme des Porenwasserdruckes in den Gleitzone, hydrostatischen Wasserdruck in Trennflächen und zusätzliche Plastifizierung des Gleitzonematerials eine episodische, temporäre Reduzierung haltender Kräfte verursacht.

Die nach DIN 1054 notwendige Sicherheit von $\eta = 1,3$ für Lastfall 2 (außergewöhnlicher Zustand) bzw. $\eta = 1,4$ für Lastfall 1 (Regelzustand) ist für keinen der Bewegungsbereiche gewährleistet. Eine Langzeitsicherheit der Grubenböschungen ist ebenfalls nicht gegeben. Mit andauernden Deformationen und episodischen Beschleunigungen ist alle drei bis fünf Jahre, bis zum Erreichen eines stabilen Zustandes der Böschungen zu rechnen.

Die sich aus der Instabilität der Böschungen insbesondere für Objekt- und resultierende Folgeschäden ergebenden Risiken sind nicht tolerierbar. Unter einer Kosten-/Nutzen-Betrachtung erscheint die Reduzierung des Risikos durch Überwachungs- und Kontrollmessungen im Sinne eines Beobachtungsverfahrens nach DIN 1054-100 angemessen. Für eine korrekte messtechnische Überwachung ist es notwendig, das bestehende Beobachtungsprogramm anzupassen. Hierzu wird der Aufbau eines entsprechend modifizierten Mess- und Überwachungsprogrammes vorgestellt. Zusätzlich werden lokale bautechnische Sicherungsmaßnahmen erläutert und empfohlen, die es erlauben mit relativ geringen Kosten die Sicherheit gefährdeter Teilbereiche deutlich zu erhöhen.

Abstract

The oil shale-deposits of the Messel pit have become famous through the discovery of superbly preserved vertebrate fossils of Eocene age and the controversial proposal about the after-use of the former open mine pit. Since 1995,

when the Messel pit was placed on the UNESCO list of world heritage sites, especially the long-term safety of the artificial slopes is relevant for its future utilisation.

The Messel pit is situated about 20 km south

of Frankfurt am Main, Hesse, Germany, near the cities of Darmstadt, Dieburg and Langen. From 1885 to 1971 the oil shale of the Middle Messel-Formation was excavated by open-cast mining and crude oil was extracted in an associated plant until 1961. Slope failures already caused damages and losses of lives during the many years of open cast mining. Currently all slopes of the former open pit mine are considered as unstable. Because the Messel pit is operated as an open-cast pit according to §52 of the federal mining law, the provincial government has taken over the responsibility for the site including possible health and safety issues. Therefore a geotechnical long-term monitoring of the slopes according to DIN 1054-100 is performed since 1993.

The sediments of the Eocene Messel Formation accumulated inside a maar-lake, separated from the surrounding Palaeozoic rocks by marginal faults, originated by the initially collapsing diatreme-structure. The deposits are subdivided lithostratigraphically from top to bottom into three units:

- Upper Messel-Formation (clay, silt, sand with brown coal),
- Middle Messel-Formation (Messel oil shale),
- Lower Messel-Formation (clays, sandstones, breccias).

As mentioned before, extensive slope deformations or sliding processes are presently pointed out for all of the artificial slopes. Different mechanisms of movement combined with different states, styles and distributions of activity appear:

1. Spacious active, suspended or dormant, combined rotational and translational sliding failures on existent discontinuities inside the tertiary sediments,
2. Limited active, suspended or dormant, retrogressing, combined rotational and translational rock slides on discontinuities inside the Palaeozoic rocks of the south-eastern and eastern rim,
3. Deformations in man-made replenishments within and beyond the mining area, leading

back to the failure of the underlying tertiary sediments or deformations of underlying displaced masses,

4. Creeping movements of the displaced masses of 1. and 2. (resp. of the momentary inactive displaced masses of 1. and 2.).

Mass movements of the Eocene sediments are limited by the marginal faults (detachment planes) of the Messel oil shale-deposit. Near the deposits border-area the deep-seated main sliding surfaces are predominantly located at the transition zone between the Lower Messel-Formation and the oil shale of the Middle Messel-Formation. Towards the deposits centre where the dip of beds parallels the slope angle, these shear zones overlap to the oil shale of the Middle Messel-Formation, using its fine lamination as a sliding plane.

Slope failures in the tertiary Messel-sediments are attributed to the complex concurrence of permanent factors such as development of stress respectively state of stress, characteristic material properties and joint system, provoking in combination the increase of shear stress, the contribution to low strength and the reduction of material strength. Unloading of the overcompacted sediments due to erosion and surface mining induced relaxation and development of lamination-parallel zones of weakness on which just the residual strength became operative and on which the slopes primarily failed.

For normal status, measurement and monitoring indicates long-ranging small deformations for all landslides in the northern, eastern and south-western slope. Exceeding intense rainfalls may episodically trigger these slides to temporarily accelerated sliding. Considering monthly- and 72h-sum-intervalls of precipitation, qualitative stimulus thresholds of $N_{\text{Monat, crit}} > 105 \text{ mm}$ and $N_{72\text{h, crit}} > 35 \text{ mm}$ were defined, whose exceedance accelerates deformations. The rapid infiltration of rainfall causes a temporary rise in pore-water pressures, hydrostatic joint-water pressures and an increasing softening of the shear zone material. These influences are generally supposed to be

the primary mechanisms by which the slides are reactivated.

The slope stability analysis demonstrated that according to DIN 1054-100 the required safety factors of $\eta = 1,3$ for loading case 2 (exceptional situation) and $\eta = 1,4$ for loading case 1 (normal situation) are not ensured for any of the reactivated, suspended or dormant landslides. The required long-term safety of the artificial slopes is likewise not guaranteed. Small deformations will endure and episodic, temporary accelerations will occur every three to five years up to the achievement of stable slope-conditions.

The identifiable risks for object and consequential damages resulting from slope instability are not tolerable. Taking into consideration a cost benefit analysis it seems adequate to reduce these risks by permanent control- and monitoring measurements according to the monitoring procedures of DIN 1054-100. Therefore a modified configuration for control- and monitoring measurements is introduced. Additionally, low priced local structural engineering measures leading to an increase of safety enhancement of vulnerable subareas are presented and recommended.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	9
1.1 Problemstellung	10
1.2 Zielstellung	10
2. Untersuchungsmethoden	11
2.1 Rekonstruktion der historischen Entwicklung des Grubengebäudes	11
2.2 Aufnahme und Neuinterpretation historischer Bohrungen	11
2.3 Klassifikation, Dokumentation und Überwachung der Rutschungen	12
2.3.1 Beschreibung und Klassifikation der Rutschungen	12
2.3.2 Dokumentation von Bewegungsmerkmalen im Gelände	13
2.3.3 Messtechnische Beobachtung der Böschungen	13
2.3.3.1 Hydrogeologische Überwachung, Messtechnik und Datengrundlage	13
2.3.3.2 Überwachung von Oberflächenbewegungen, Messtechnik und Datengrundlage	13
2.3.3.3 Überwachung von Bewegungen im Untergrund, Messtechnik und Datengrundlage	14
2.3.4 Ältere ingenieurgeologische und geotechnische Arbeiten in Messel	14
2.4 Gefügeuntersuchungen	15
2.4.1 Durchlichtmikroskopie	15
2.4.2 Rasterelektronenmikroskopie (REM und ESEM)	15
2.4.3 Konfokale Laser Scanning Mikroskopie (CLSM)	16
2.5 Untersuchung des Mineralbestandes	17
2.5.1 Röntgendiffraktometrie	17
2.5.2 Bestimmung des Anteils quellfähiger Tonminerale mit der Methylenblau-Methode	17
2.6 Bodenphysikalische und bodenmechanische Untersuchungen	18
2.6.1 Bestimmung der bodenphysikalischen Kennwerte	18
2.6.2 Untersuchungen zum Quellverhalten und Quellvermögen	20

2.6.2.1	Prüfeinrichtung (Quell-Test-Apparat)	21
2.6.2.2	Pulver-Quellversuch (Bestimmung des „potentiellen“ Quellvermögens)	22
2.6.2.3	Quellhebungsversuch (Bestimmung des „aktuellen“ Quellvermögens und der Quell-Sensitivität)	22
2.6.2.4	Quellhebungsversuch (Bestimmung der Quell-Sensitivität)	23
2.6.3	Untersuchungen zum Schrumpfverhalten und Schrumpfermögen	23
2.6.4	Bestimmung der Scherfestigkeit	24
2.6.4.1	Dräniertes Scherversuch (D-Versuch)	24
2.6.4.2	Wiener Routinescherversuch	25
2.7	Stand sicherheitsberechnung	25
2.8	Extremwertanalyse von Starkniederschlägen	28
3.	Geologie und Tektonik des „Ölschiefer“-Vorkommens Grube Messel	28
3.1	Geologischer und geographischer Überblick	28
3.2	Genese des Tertiärvorkommens Grube Messel	29
3.3	Stratigraphie, Lithologie und Verbreitung der geologischen Einheiten	31
3.3.1	Paläozoische und tertiäre Magmatite, altpaläozoische Metamorphite	31
3.3.2	Rotliegendesedimentgesteine	31
3.3.3	Tertiäre Sedimente der Messel-Formation	33
3.3.3.1	Untere Messel-Formation	33
3.3.3.2	Mittlere Messel-Formation („Ölschiefer“)	34
3.3.3.3	Obere Messel-Formation	36
3.3.4	Quartär	36
3.3.5	Anthropogene Bildungen	36
3.4	Modellierung der geologischen und tektonischen Verhältnisse des Vorkommens	37
3.5	Analyse des Trennflächengefüges	39
3.5.1	Paläozoische Magmatite	39
3.5.2	Rotliegendesedimentgesteine	39
3.5.3	Sedimente der Messel-Formation (Schwarzpelit)	40
3.5.4	Böschungsstandsicherheit und Trennflächengefüge	43
4.	Erfassung, Dokumentation und messtechnische Kontrolle der Böschungsbewegungen	43
4.1	Entwicklung des Tagebaus und Dokumentation der Abbaubewegungen	43
4.2	Böschungsbewegungen im Rahmen der bergbaulichen Aktivitäten	45
4.3	Erfassung und Dokumentation der Böschungsbewegungsformen im Gelände	46
4.3.1	Bewegungen der tertiären Sedimente der Messel-Formation	46
4.3.2	Bewegungen der paläozoischen Festgesteine	48
4.3.3	Bewegungen anthropogener Aufschüttungen	48
4.3.4	Bewegungen historischer Rutschmassen	48
4.4	Hydrologische Randbedingungen	49
4.4.1	Niederschlag	50
4.4.2	Verdunstung	50
4.5	Hydrogeologische Randbedingungen	50
4.5.1	Grundwassereintritt und Grundwasserbewegung in den tertiären Sedimenten	52
4.5.2	Grundwasserverhältnisse in der Grube Messel	53
4.5.3	Jahreszeitliche Periodizität von Standrohrspiegelhöhen schwankungen	55
4.6	Messtechnische Erfassung und Kontrolle der Rutschungen	55

4.6.1	Messtechnische Erfassung und Kontrolle von Oberflächenbewegungen	55
4.6.2	Messtechnische Erfassung und Kontrolle der Bewegungen im Untergrund	58
4.6.3	Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen	64
5.	Bodenphysikalische und bodenmechanische Eigenschaften	65
5.1	Lithologie und Gefüge	65
5.1.1	Sedimente der unteren Messel-Formation	65
5.1.2	Sedimente der mittleren Messel-Formation	66
5.1.2.1	Lithofazies-Typ 1	66
5.1.2.2	Lithofazies-Typ 2	67
5.1.2.3	Lithofazies-Typ 3	67
5.1.2.4	Lithofazies-Typ 4	67
5.2	Mineralogische Zusammensetzung	68
5.2.1	Sedimente der unteren Messel-Formation	68
5.2.2	Sedimente der mittleren Messel-Formation	68
5.3	Bodenphysikalische Eigenschaften	69
5.3.1	Sedimente der unteren Messel-Formation	69
5.3.2	Sedimente der mittleren Messel-Formation	69
5.4	Belastungsgeschichte	72
5.5	Volumenoszillation	73
5.5.1	Quellverhalten und Quellvermögen, Grundlagen	74
5.5.1.1	„Potentielles“ Quellvermögen der Sedimente	77
5.5.1.2	„Aktuelles“ Quellvermögen der Sedimente	78
5.5.1.3	Quell-Sensitivität der Sedimente	79
5.5.1.4	Diskussion des Quellverhaltens und Quellvermögens	80
5.5.2	Schrumpfverhalten und Schrumpfvermögen, Grundlagen	82
5.5.2.1	Schrumpfvermögen	83
5.5.2.2	Gefügeveränderungen infolge von Schrumpfprozessen	83
5.5.2.3	Diskussion des Schrumpfverhaltens und Schrumpfvermögens	83
5.6	Bodenmechanische Eigenschaften	85
5.6.1	Charakteristische Scherfestigkeitseigenschaften	85
5.6.2	Diskussion der Scherfestigkeitseigenschaften	85
6.	Standsicherheit der Böschungen	86
6.1	Einteilung von Homogenbereichen	86
6.2	Standsicherheitsbeeinflussende Faktoren	87
6.2.1	Permanent standfestigkeitsmindernde Faktoren	88
6.2.2	Episodisch bewegungsbeeinflussende Faktoren	89
6.2.3	Bewegungsaktivierende Schwellenwerte des Niederschlages	92
6.3	Berechnung der Böschungsstandsicherheit	95
6.3.1	Eingangsparameter und Modellannahmen	95
6.3.2	Ergebnisse der Standsicherheitsuntersuchung	98
6.3.3	Diskussion des gewählten Berechnungsmodelles	98
6.3.4	Diskussion der langfristigen Standsicherheit der Grubenböschungen	99
7.	Risikoanalyse der Grubenböschungen	102
7.1	Sicherung der Böschungen durch bautechnische Sicherungsmaßnahmen	103
7.1.1	Bestehende bautechnische Sicherungen	103

7.1.2	Vorschläge für realisierbare bautechnische Sicherungsmaßnahmen	103
7.2	Sicherung der Böschungen durch messtechnische Überwachung	104
7.2.1	Bestehende messtechnische Überwachung	105
7.2.2	Konzept einer modifizierten messtechnischen Überwachung	105
7.2.2.1	Handlungsrichtwerte	106
7.2.2.2	Geodätische Messungen an der Geländeoberfläche	106
7.2.2.3	Geotechnische Messungen im Untergrund	106
7.2.2.4	Hydrologische und hydrogeologische Messungen	108
7.2.2.5	Dokumentation von Bewegungsmerkmalen im Gelände	108
7.2.2.6	Sofortmaßnahmen für die Überschreitung der Handlungsrichtwerte	108
8.	Schlussbetrachtungen und Empfehlungen	109
9.	Danksagung	110
10.	Schriftenverzeichnis	111
11.	Symbol- und Abkürzungsverzeichnis	119
12.	Anhang	123
12.1	Messprogramm, Dokumentation der hydrogeologischen, geotechnischen und geodätischen Messstellen	
12.2	Dokumentation der Ergebnisse des geotechnischen Messprogrammes (Inklinometer)	
12.3	Dokumentation der Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen	
12.4	Dokumentation der Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen	
12.5	Dokumentation der Ergebnisse der Untersuchungen zum Quellvermögen und Quellverhalten	
12.6	Dokumentation der Ergebnisse der Untersuchung der Festigkeitseigenschaften	
12.7	Modifiziertes Messprogramm, Dokumentation der hydrogeologischen, geotechnischen und geodätischen Messstellen	
13.	Fototafeln	138

1. Einleitung

Messel liegt zwischen den Städten Darmstadt, Dieburg und Langen, etwa 20 km südöstlich von Frankfurt am Main. In dem ehemaligen Tagebau Grube Messel wurde Schwarzpelit, so genannter „Ölschiefer“, abgebaut und daraus in einem dem Tagebau angeschlossenen Schwelwerk Rohöl extrahiert.

Der älteste schriftliche Hinweis auf ein „Ölschiefer-Vorkommen“ bei Messel findet sich 1791 im „Forst-Archiv“ von G. W. v. Moser (Raab 1998). Nachdem der Abbau ursprünglich auf Eisenerz ausgerichtet war (Felder Messel I und II), wurde 1884 die Gewerkschaft Messel gegründet, die in Messel ein Bergwerk sowie eine

Schwelerei mit Mineralöl- und Paraffinfabrik betreiben sollte. Zwischen 1885 und 1892 erfolgten der Aufbau der Betriebsanlagen sowie der Beginn des industriellen Bergbaus. Im Jahr 1923 wurde die Gewerkschaft Messel in die Hugo Stinnes-Riebeck Montan- und Ölwerke AG und ab 1925 in die A. Riebeck'sche Montanwerke AG eingegliedert. Die endgültige Einstellung des Tagebaus erfolgte 1971 durch den Ytong-Konzern, der 1958/59 die Paraffin- und Mineralwerk Messel GmbH übernommen hatte. Erste Pläne zur Errichtung einer Deponie und Verfüllung der Grube Messel mit Müll wurden laut. Durch den Zweckverband Abfallbeseitigung Grube Messel

[ab 1983 Zweckverband Abfallbeseitigung Südhessen (ZAS)] wurde 1977 der Antrag auf Planfeststellung für die Errichtung und den Betrieb einer Abfallbeseitigungsanlage gestellt, für den 1981 der Planfeststellungsbeschluss erging. Nach der Aufhebung des Planfeststellungsbeschlusses 1987/88 durch den Hessischen Verwaltungsgerichtshof gab die Hessische Landesregierung das Vorhaben zur Errichtung einer Müll-

deponie auf. Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft wurde 1992 als treuhänderischer Betreiber der Grube im bergrechtlichen Sinne eingesetzt, um die wissenschaftliche Bearbeitung dauerhaft zu sichern. Die Aufnahme in die UNESCO-Welterbeliste im Jahr 1995 dokumentiert dauerhaft den Status der Grube Messel als einmaliges Naturdenkmal des frühen Eozäns.

1.1 Problemstellung

Während des aktiven Tagebaubetriebs traten in den Sedimenten der mittleren Messel-Formation seit 1934 dokumentierte Rutschungen mit Schäden an Mensch und Material auf. Aktuell werden alle Abbauböschungen des ehemaligen Tagebaus als instabil angesehen. Der potenziell unkontrollierte Ablauf der Massenbewegungen stellt ein bisher nicht eindeutig definiertes, langfristiges Risiko für Personen oder Objekte dar. Da die Grube Messel gemäß § 52 des Bundesberggesetzes als Tagebau mit geltendem Rahmenbetriebsplan betrieben wird, obliegt dem Land Hessen als Eigentümer die Gewährleistung der Sicherheit. Vor diesem Hintergrund wurde die Standsicherheit der Grubenböschungen erstmalig im so genannten Grabungsgutachten NATAU et al. (1989) durch die Gutachterkommission Grube Messel mit der Empfehlung konstruktiver Sicherheitsmaßnahmen beurteilt. Die im Gegen-

satz zu dieser Empfehlung eingerichtete Langzeitbeobachtung gemäß DIN 1054-100 basiert auf dem Gutachten „Geotechnik und Grabungssicherheit Grube Messel, 1. Bericht zu den geotechnischen Verhältnissen des Beobachtungskonzepts der Grabungssicherheit bei den paläontologischen Forschungen in der Grube Messel“, vom 08.03.1994, Band I–V und Ergänzungsband vom 31.05.1994 (ETN 1994, siehe Kap. 11).

Im Zuge der 1997 erfolgten Übernahme der Langzeitüberwachung durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) wurde in einem Gemeinschaftsprojekt der Technischen Universität Darmstadt mit dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie und der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft eine vollständige Neubewertung der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel für ein dauerhaftes Sicherungskonzept erarbeitet.

1.2 Zielstellung

Ziel dieser Untersuchung war eine Erfassung und Beschreibung der aktuellen Situation der Böschungen. Relevante standsicherheitsmindernde und bewegungsbeeinflussende Faktoren, insbesondere charakteristische Materialeigenschaften der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation, waren zu bestimmen, um die Langzeitsicherheit auf Basis eines zu entwickelnden Böschungsmodelles zu prognostizieren. Folgende

Fragestellungen wurden behandelt:

- Erfassung und Dokumentation der geologischen Verhältnisse.
- Historische Rekonstruktion des Tagebaus.
- Erfassung und Dokumentation von Bewegungsmerkmalen im Gelände.
- Auswertung der messtechnischen Überwachung von Oberflächen- und Tiefenbewegungen.

- Bestimmung der bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der Sedimente der unteren und mittleren Messel-Formation unter besonderer Berücksichtigung der charakteristischen Materialeigenschaften der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation.
- Entwurf eines ingenieurgeologischen Modelles der Böschungen mit Ermittlung und Bewertung bewegungsverursachender und bewegungsbeeinflussender Faktoren.
- Analyse der Standsicherheit der Grubenböschungen und Ausarbeitung einer modellhaften Langzeitprognose zur Sicherheit der Grubenböschungen.
- Abschätzung des Risikos und Darstellung angemessener Sicherungsmaßnahmen.

2. Untersuchungsmethoden

2.1 Rekonstruktion der historischen Entwicklung des Grubengebäudes

Für die Rekonstruktion der Abbaugeschichte standen neben gängigen Veröffentlichungen (BEGER in SCHAAL & SCHNEIDER 1995, RAAB 1996, 1998, HARMS et al. 1999) Grubenkarten der Jahre 1937, 1957 und 1960 sowie ein Grubenbild des Jahres 1954 mit Ergänzungen bis 1971 aus den Archiven des ehemaligen Bergamts Weilburg bzw. des Oberbergamts Wiesbaden (Aktenzeichen 76 d 543 G, 79 n 0607, 76 d 70-7) zur Verfügung. Dargestellt sind Fabrik- und Förderanlagen, Abraumhalden, Abbausohlen, Abrisskanten und das „Ausgehende“ des „Ölschiefers“. Die

Grubenkarte des Jahres 1937 wurde freundlicherweise von Herrn Dr. Harms (FIS, siehe Kap. 11) für die Auswertung zur Verfügung gestellt.

Für den Zeitraum von 1961 bis 1997 wurde die Entwicklung des Grubengebäudes durch eine multitemporale Luftbildauswertung rekonstruiert (Befliegungen 1961, 1967, 1971, 1977, 1985, 1986, 1993 und 1997). Unterlagen aus der Zeit vor 1937 sind nicht erhalten und wurden wahrscheinlich in den Kriegsjahren und nach der Einstellung des Abbaus im Jahr 1971 vernichtet.

2.2 Aufnahme und Neuinterpretation historischer Bohrungen

Zwischen ca. 1920 und 2001 wurden in Messel und der näheren Umgebung 982 bisher bekannte Bohrungen abgeteuft. Diese Bohrungen wurden u.a. für die lithologische Beschreibung, die Bestimmung der Mächtigkeit und die Modellierung der räumlichen Verteilung der geologischen Einheiten genutzt.

Von ca. 1920 bis 1961 durchgeführte Bohrungen, mit Bohrteufen von 10 m (Vortriebsbohrung) bis zu 175,7 m (Mutungsbohrung 1/27), wurden von der Gewerkschaft Messel abgeteuft bzw. in Auftrag gegeben. Die z.T. kurzen und einfachen Schichtenverzeichnisse nahm meistens der zuständige Bohrmeister auf. Von 1961 bis 2000 abgeteuft Bohrungen wurden unter geotechni-

schen und hydrogeologischen Fragestellungen bzw. als wissenschaftliche Forschungsbohrungen abgeteuft. Die Bohrteufen reichen von 3 m (Kombinationspegel) bis zu 433 m (Forschungsbohrung 2001).

Die Beschreibung der Bohrkern ermöglicht eine sichere lithologische Abgrenzung der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation („Ölschiefer“, in älteren Aufzeichnungen meist als „Kohle“ bezeichnet) von unterer (in älteren Aufzeichnungen meist als Grus, Diorit-/Granitgrus, Granitzerzatz, sandiger Ton etc. angesprochen) und oberer Messel-Formation (in älteren Aufzeichnungen als bunte Tone, schluffige Sande, Kohlenton etc. beschrieben). Die Unterscheidung von Rotliegend-

sedimentgesteinen (in älteren Beschreibungen als Granitgrus, Sandsteine oder Tonsteine, geschichtetes Gestein gekennzeichnet), verwitterten Plutoniten (in älteren Beschreibungen als Dioritgrus, Splitter von Diorit bezeichnet) und den Sedimenten der unteren Messel-Formation ist häufig nicht zweifelsfrei möglich. In diesen Fällen wurde für die stratigraphische und lithologische Einordnung der Vergleich mit benachbarten Bohrungen und reflexionsseismischen Daten genutzt (BUNESS & HARMS 2000, BUNESS et al. 2003).

Berichte und Schichtenverzeichnisse der bekannten Bohrungen wurden im Rahmen eines

von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft geförderten Projekts wissenschaftlich ausgewertet. Die Ergebnisse sind in dem unveröffentlichten Bericht „Räumliche Modellierung der geologischen und tektonischen Verhältnisse der Grube Messel“ dokumentiert. Detaillierte Angaben zu allen Bohrungen (Bohrdatenbank mit SEP-Dateien, Titeldaten, Schichtenverzeichnisse etc.) können diesem Bericht entnommen werden, der im Folgenden als NIX (2001) zitiert wird.

2.3 Klassifikation, Dokumentation und Überwachung der Rutschungen

Natürliche Böschungen und Hänge sind geneigte Geländeformen, die durch endogene und exogene geodynamische Prozesse entstanden sind. Durch technische Eingriffe hergestellte geneigte Flächen werden als Böschungen oder künstliche Böschungen bezeichnet (KRAUTER 1987). Ursache von Massenbewegungen in Böschungen ist die Veränderung des Böschungsgleichgewichts, entweder durch zusätzliche äußere Beanspruchung oder Verminderung der Scherfestigkeit. Meist beginnt die Bewegung im molekularen Bereich, im weiteren Verlauf tritt dann ein Bruch auf. KRAUTER (1987) definiert:

„Massenbewegungen oder Hangbewegungen sind Verlagerungen von Locker- und Felsgesteinen aus höheren in tiefere Lagen infolge Schwerkrafteinwirkung“. BRUNSDEN (1984) schließt Erosionsprozesse aus und schränkt ein: „Massenbewegung ist ein Prozess, der kein Transportmedium wie Wasser, Luft oder Eis benötigt“. PRINZ (1997) weicht generell vom Oberbegriff der Massenbewegung ab und definiert: „Rutschungen sind meist von Brüchen begleitete schwerkraftbedingte Massenverlagerungen aus einer höheren Lage eines Hanges oder einer Böschung in eine tiefere“.

2.3.1 Beschreibung und Klassifikation der Rutschungen

Rutschungen können auf Grundlage der Oberflächenmorphologie, Art und Ausbildung ihrer Gleitfläche sowie wirksamer Verformungsmechanismen, widergespiegelt in der Art ihrer Bewegung, beschrieben und klassifiziert werden. Beispiele geben u.a. KLENGEL & PAŠEK (1974), VARNES (1978), HUTCHINSON (1988) und PRINZ (1997). Die gängige Klassifizierung von VARNES (1978), aufbauend auf den Arbeiten von ZARUBA & MENCL

(1969), SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) und NEMCOK, PAŠEK & RYBÁR (1972), nutzt als Klassifizierungskriterien die petrographische Zusammensetzung der Rutschmassen und deren Bewegungsart. Unter Einbeziehung der historischen Entwicklung bildete die UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993) ein internationales Klassifikationsschema, das in dieser Untersuchung verwendet wird.

2.3.2 Dokumentation von Bewegungsmerkmalen im Gelände

Die Aufnahme von Bewegungsmerkmalen im Gelände folgt den Empfehlungen des ARBEITSKREISES 4.2 „BÖSCHUNGEN“ (1997) der DGGT und DGG. Die Ergebnisse der Geländeuntersuchungen sind in Karten der geologischen bzw. ingenieurgeologischen Verhältnisse dokumentiert

(Abb. 5 und 12). Topographische Grundlage ist ein durch das HLOG digitalisierter Lageplan, Maßstab 1:2 000, basierend auf der Grubenkarte von 1993/1994, der mit eigenen Eintragungen ergänzt wurde.

2.3.3 Messtechnische Beobachtung der Böschungen

Das aktuelle Monitoring-Konzept basiert auf dem Gutachten „Geotechnik und Grabungssicherheit Grube Messel, 1. Bericht zu den geotechnischen Verhältnissen des Beobachtungskonzepts der Grabungssicherheit bei den paläontologischen Forschungen in der Grube Messel“, vom

08.03.1994, Band I–V und Ergänzungsband vom 31.05.1994 (ETN 1994). Im Jahr 1997 wurde die messtechnische Überwachung und Kontrolle durch das HLOG übernommen (ADERHOLD & NIX 1999).

2.3.3.1 Hydrogeologische Überwachung, Messtechnik und Datengrundlage

Im Rahmen der geotechnischen Langzeitbeobachtung der Grubenböschungen wird der Wasserstand innerhalb der Grubenböschungen erfasst. Seit 1993 werden folgende Messeinrichtungen mit z.T. halbjährlichem Messintervall in die Überwachung einbezogen (Anh. 12.1):

- 5 Tiefpegel G 1–5,
- 100 Flachpegel (Kombinationspegel) KP 101–525,
- 28 Inklinometermessstellen, von denen die Messstellen IN 1–12 mit Filterspitzen ausge-

stattet sind. Die Messstellen IN 13–28 sind nicht verfiltert, dokumentieren jedoch durch lokal (in Gleitzonen) zerstörte Messrohre den Grundwasserspiegel bzw. die Druckhöhe.

Die Auswertung bezieht sich auf die Messungen vom November 1993 bis April 2001, die zugrunde liegenden Datensätze sind den Messberichten 1–5 (ETN 1994–1997) sowie den geotechnischen Messberichten 1–9 (HLOG 1997–2001) entnommen.

2.3.3.2 Überwachung von Oberflächenbewegungen, Messtechnik und Datengrundlage

Im Rahmen der geotechnischen Langzeitbeobachtung der Grubenböschungen werden die Lageverschiebungen von Messpunkten geodätisch erfasst. Hauptmessrunden finden im Frühjahr statt, seit 1997 werden im Herbst Kontrollrunden für ausgewählte Messpunkte durchgeführt (Anh. 12.1).

Bestimmt werden jeweils absolute Verschie-

bungen der Messpunkte aus den Lageänderungen des Hoch- und Rechtswertes (Gauß-Krüger-Koordinaten) sowie der vertikalen Veränderung der Höhe zu Normalnull. Die Messungen erfolgen seit 1997 mit dem Global Positioning System (GPS) durch das Katasteramt Darmstadt-Dieburg.

Die Auswertung bezieht sich auf die Messungen vom November 1993 bis April 2001. Die zu-

grunde liegenden Datensätze sind den Messberichten 1–5 (ETN 1994–1997) sowie den geotechnischen Messberichten 1–9 (HLUG 1997–2001) entnommen. Die Charakterisierung der Lageverschiebung von Messpunkten erfolgt in dieser Untersuchung zum einen über die Be-

trachtung der räumlichen Bewegung und zum anderen über die Zerlegung der räumlichen (xyz-) Bewegung in eine horizontale (xy-Verschiebung) und vertikale (z-Senkung/Hebung) Bewegungskomponente.

2.3.3.3 Überwachung von Bewegungen im Untergrund, Messtechnik und Datengrundlage

Im Rahmen der geotechnischen Langzeitbeobachtung der Grubenböschungen werden die Bewegungen im Untergrund durch 28 Inklinometermessstellen mit Ausbauteufen zwischen 26 m und 65 m erfasst. Hauptmessrunden finden im Frühjahr statt, für ausgewählte Messpunkte werden zusätzliche Kontrollmessungen durchgeführt (Anh. 12.1).

Durch die vertikale Befahrung mit Neigungsmessern wird die Verkippung der Messstelle in den entsprechenden Tiefenlagen für orthogonal zueinander angeordnete Messrichtungen A und B dokumentiert (KUNTSCHKE 1996). Für die Messungen wird eine Inklinometersonde Typ NMG 30/2, System Firma GLÖTZL, mit dem Aufnahmegerät VMG 11-1 und einer Kompasssonde Typ NMG MK 5, System Firma GLÖTZL verwendet. Die instrumentenbedingte Messgenauigkeit be-

trägt $\pm 0,2$ mm je Messschritt.

Die Auswertung bezieht sich auf die Messungen vom November 1993 bis Oktober 2001. Die zugrunde liegenden Datensätze sind den Messberichten 1–5 (1994–1997) sowie den geotechnischen Messberichten 1–9 (1997–2001) entnommen. Ergänzend werden die Angaben aus NATAU et al. (1989) für die Messstellen IN 1–12 von April 1987 bis November 1988 einbezogen. Die Verformungsdifferenzen der A- und B-Richtung zur jeweiligen Nullmessung wurden als Summenlinie betrachtet. Der Fußpunkt der Messstellen wurde als fest und unbeweglich angenommen. Es ist zu beachten, dass für Messstellen, die aufgrund großer Verschiebungsbeträge zu stark deformiert wurden und nicht mehr bis zur ursprünglichen Ausbauteufe befahrbar waren, diese Annahme nicht gegeben ist.

2.3.4 Ältere ingenieurgeologische und geotechnische Arbeiten in Messel

Ingenieurgeologische bzw. geotechnische Untersuchungen in der Grube Messel sind nur für den Zeitraum nach der bergbaulichen Nutzung überliefert [Archive der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, des ehemaligen Bergamtes Weilburg bzw. des Oberbergamtes Wiesbaden (Archivnummern: 76 d 543 G, 79 n 0607, 76 d 70-7), sowie des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie].

Die Standsicherheit der ehemaligen Abbauböschungen wurde erstmalig im so genannten Grabungsgutachten NATAU et al. (1989), durch die Gutachterkommission Grube Messel, mit der

Empfehlung konstruktiver Sicherheitsmaßnahmen beurteilt. In einem zweiten Gutachten durch ETN (1994) wurden die geotechnischen Verhältnisse der Grube Messel erneut untersucht und das Konzept der Langzeitbeobachtung gemäß DIN 1054-100 begründet.

RAHNAMA RAD (1989) und BACKHAUS & RAHNAMA RAD (1985, 1989, 1991) untersuchten die Geologie und Ingenieurgeologie der Grube Messel unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse, der Materialeigenschaften des „Ölschiefers“ (Verwitterungseinflüsse) sowie der hydrogeologischen Verhältnisse.

2.4 Gefügeuntersuchungen

2.4.1 Durchlichtmikroskopie

Von dem zur Verfügung stehenden Probenmaterial wurden insgesamt 26 Dünnschliffe angefertigt. Die quasi ungestörten Probenkörper wurden zunächst in Azeton eingelegt, anschließend

luftgetrocknet, abschnittsweise mit Kunstharz getränkt und auf die gewünschte Schliffdicke poliert.

2.4.2 Rasterelektronenmikroskopie (REM und ESEM)

Das Mikrogefüge der Sedimente wurde rasterelektronenmikroskopisch untersucht. Rasterelektronenmikroskopie (REM) ist eine gebräuchliche Visualisierungsmöglichkeit die bereits in früheren Arbeiten über das Mikrogefüge von Tonen genutzt wurde (z.B. MACQUAKER & GAWTHORPE 1993, KEMP et al. 1998). Im Rasterelektronenmikroskop wird aus einer Kathodenröhre ein über elektromagnetische Linsen fokussierter Elektronenstrahl auf die Probe gelenkt. Durch den Primärstrahl werden in der Probe niederenergetische Sekundärelektronen erzeugt, mit einem Detektor erfasst und in ein Bild der Probenoberfläche umgewandelt (SMART & TOVEY 1982, REIMER 1998).

Mit dem zur Verfügung stehenden Probenmaterial wurden insgesamt 17 Untersuchungen am Institut für Materialwissenschaften der TU Darmstadt mit einem Philips XL30 HRSEM durchgeführt. Die Proben wurden durch Kritisch-Punkt-Trocknung vorbehandelt. Diese Dehydrationsmethode nutzt die Eigenschaft von Substanzen, aus der flüssigen in die gasförmige Phase ohne Dichteänderung überzugehen. Trocknungsartefakte durch Schrumpfung, infolge der Oberflächenspannung der Porenflüssigkeit, werden vermieden (SMART & TOVEY 1982). Die quasi ungestörten Probenkörper mit ca. 5 mm Kantenlänge wurden drei Wochen in einer Ethanolmischungsreihe (25 %, 50 %, 100 %) behandelt, um zunächst das Porenwasser gegen Ethanol (intermediate fluid) auszutauschen. Auf eine Fixierung mit Glutaraldehyd bzw. Osmiumtetroxid konnte aufgrund der Stabilität der organischen Substanz

verzichtet werden. In der Trocknungsapparatur wurde das Ethanol durch flüssiges Kohlendioxid als Überführungsflüssigkeit (transitional fluid) ersetzt, das sich nach Erwärmung am kritischen Punkt bei 7433 kPa und 31° C verflüchtigt. Die eigentliche Kritisch-Punkt-Trocknung wurde im Wissenschaftlichen Zentrum für Materialwissenschaften der Philipps-Universität Marburg, Arbeitsgruppe Elektronenmikroskopie, mit dem critical point dryer E3000 der Firma BioRad durchgeführt. Die getrockneten Proben wurden in einem Exsikkator über Kieselgel aufbewahrt, um eine Rehydratisierung zu vermeiden. Unmittelbar vor der Untersuchung im REM wurde eine frische Bruchfläche senkrecht zur Lamination erzeugt und die Probe dreiseitig mit Gold bedampft.

Für die Untersuchungen zur Entwicklung des Mikrogefüges infolge Entwässerung wurde ein ESEM (Environmental Scanning Electron Microscope) eingesetzt. Dieses spezielle Rasterelektronenmikroskop ermöglicht die Aufnahme von Sekundärelektronenbildern hydratisierter, feuchter Materialien. Der prinzipielle Aufbau und die Funktionsweise entsprechen einem konventionellen Rasterelektronenmikroskop (DANILATOS 1988, REIMER 1998, BLASCHKE 2000).

Wasserdampf in der Probenkammer induziert folgende Reaktion: Sekundärelektronen, durch den Primärstrahl in der Probe gebildet, kollidieren mit Wassermolekülen und erzeugen gasförmige Sekundärelektronen und Kationen. Die gasförmigen Sekundärelektronen verstärken das „Bildsignal“, die Kationen neutralisieren Oberflä-

chenaufloadungen der Probe. Von unbedampften, nichtleitenden Materialien (z.B. Ton) sind Aufnahmen mit einer Auflösung von 3,5 nm bei 30 kV und 10 mbar Wasserdampfdruck möglich. Niedrigvakuum-Betrieb (0,1–1 Torr) und Verwendung eines Kühlelements ermöglichen über variablen Wasserdampfdruck die Regulierung der Feuchtigkeitsbedingungen und eine kontrollierte Entwässerung der Proben.

Mit dem zur Verfügung stehenden Probenma-

terial wurden drei Untersuchungen bei Philips Electron Optics BV in Eindhoven durch Frau Ellen Baken an einem Philips XL 30 ESEM TMP durchgeführt. Die quasi ungestörten Probenkörper wurden an einer senkrecht zur Lamination erzeugten frischen Bruchfläche untersucht und waren vor der Untersuchung und in der Mikroskopkammer mit Wasser bedeckt, um Austrocknungsartefakte zu vermeiden.

2.4.3 Konfokale Laser Scanning Mikroskopie (CLSM)

Das Mikrogefüge organogener Sedimente, insbesondere organisch reicher Tone, wird durch Interaktionen eines komplexen Systems organischer und anorganischer Phasen bestimmt, die mit konventioneller Licht- bzw. Fluoreszenzmikroskopie nur bedingt darstellbar sind (z.B. JAN-

KOWSKI & LITKE 1986). Die Konfokale Laser Scanning Mikroskopie (CLSM) ermöglicht hier mit einer hohen Auflösung sowie außergewöhnlich klaren, tiefenscharfen, quasi räumlichen Aufnahmen einen zusätzlichen Informationsgewinn ohne umfassende und zeitaufwändige Probenaufbereitung. Konfokale Laser Scanning Mikroskopie wurde bereits erfolgreich in biologischen bzw. medizinischen (SHEPPARD & SHOTTON 1997, PAWLEY 1995) sowie ozeanographischen (HOLLOWAY & COWAN 1997, NORTON et al. 1998) und paläontologischen (WILDE & SCHAARSMIDT 1993, FEIST-BURKHARDT & PROSS 1999) Studien eingesetzt und wird in dieser Arbeit erstmalig für die Analyse des Mikrogefüges organisch reicher Sedimente verwendet (vgl. NIX & FEIST-BURKHARDT 2002, 2003).

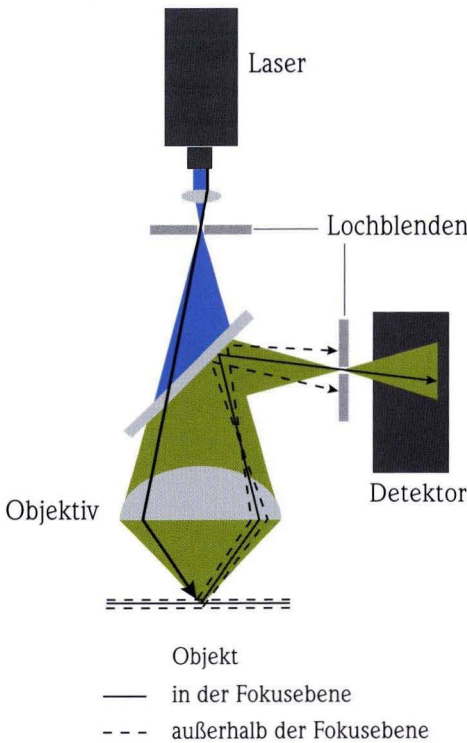


Abb. 1. Funktionsweise eines konfokalen Mikroskops.

Bei der konfokalen Mikroskopie wird das Objekt mit einem Laser punktförmig abgetastet. Durch Lochblenden vor Objektiv und Photodetektor gelangt nur das Fluoreszenzsignal bzw. reflektierte Licht einer Fokusebene zum Detektor, Streulicht wird unterdrückt (Abb. 1). Mit der Änderung des Fokusabstandes in äquidistanten z-Schritten werden Serienaufnahmen einzelner Fokusebenen generiert. Diese Datensätze können zu Serienbildern, räumlichen Rekonstruktionen (extended focus image) oder Rot-/Grün-Bildern verarbeitet werden

Mit dem zur Verfügung stehenden Probenmaterial wurden vier Untersuchungen am Institut für Zoologie der TU Darmstadt mit einem Leica TCS NT Invers-Mikroskop im Fluoreszenzmodus, einem 63x, 1,2 n.A. Wasser PL APO Objektiv, einer Argon/Krypton-Laserquelle und den von Leica voreingestellten Filterkombinationen FITC (Fluorescein-Isothiocyanat) bzw. TRITC (Tetramethyl-Rhodamin-Isothiocyanat) durchgeführt. Die ungestörten, würfelförmigen Proben konnten in einer speziell bearbeiteten Petri-Schale (der Boden

wurde durch ein Standarddeckglas von 17 μm Dicke ersetzt) senkrecht zur Lamination untersucht werden und waren permanent mit Wasser bedeckt, um Austrocknungseffekte zu vermeiden. Aufgrund der starken Eigenfluoreszenz musste der Schwarzpelit nicht mit fluoreszierenden Farbstoffen behandelt werden. FITC- (grün) und TRITC- (rot) Fluoreszenz wurden simultan detektiert und sind in den Abbildungen gestapelt dargestellt (Tafel 8).

2.5 Untersuchung des Mineralbestandes

2.5.1 Röntgendiffraktometrie

Die Röntgendiffraktometrie ermöglicht die Identifizierung des Mineralbestandes und eine Abschätzung der Einzelmineral-Anteile in einem Gemenge. Alle röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurden am Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt von Herrn Dipl.-Min. Apfelbach mit einem Philips PWC 1049 Röntgendiffraktometer und einer $\text{CuK-}\alpha 1$ Röntgenröhre durchgeführt.

Die Gesamtfraktion von 39 Proben wurde in unbehandeltem Zustand sowie als Texturpräparat bzw. bedampftes Texturpräparat analysiert. Zunächst wurde das Probenmaterial bei 40 °C ge-

trocknet und auf eine Korngröße $< 5 \mu\text{m}$ gemörsert. Für die Herstellung der Texturpräparate wurden mehrmals 5 g Material für 10 min in ca. 100 ml Wasser dispergiert, ca. 1 ml des Überstandes auf einen Objektträger pipettiert und bei einer Temperatur von 95 °C eingedampft. Für bedampfte Texturpräparate musste das Material anschließend in einem evakuierten Exsikkator mit Diethylenglycol beaufschlagt werden. Um den Einfluss der röntgenamorphen organischen Substanz zu überprüfen, erfolgten Paralleluntersuchungen an mit 30 % H_2O_2 vorbehandelten Präparaten.

2.5.2 Bestimmung des Anteils quellfähiger Tonminerale mit der Methylenblau-Methode

Der Anteil quellfähiger Tonminerale kann über die Adsorption von Methylenblau ($\text{C}_{16}\text{H}_{18}\text{N}_3\text{SCL}$) an negativ geladenen Tonmineraloberflächen ermittelt werden. Methylenblau wird vorwiegend als Kation eingetauscht und ist durch Titration einer Tonmineralsuspension bis zur Sättigung kolorimetrisch nachweisbar.

Die Bestimmung der Methylenblauadsorption lässt sich nach dem Verfahren von OUTHWAITE & MORGAN (1972), auch „Halomethode“ genannt, durchführen. Es wurden 0,5 g der auf eine Korngröße $< 125 \mu\text{m}$ gemörserten, mit 30 % H_2O_2 be-

handelten und bei 40 °C getrockneten Proben mit 50 ml Wasser und 0,001 M Natriumpyrophosphat-Lösung ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) angesetzt. Die Suspension wurde aufgeköcht und mit 5 M Schwefelsäure (H_2SO_4) auf einen pH-Wert < 7 eingestellt. Während der Titration muss mit einem Glasstab permanent Filterpapier mit der Suspension benetzt werden. Wird der Farbstoff adsorbiert, bildet sich ein deutlich umrissener blauer Fleck, der erst mit dem Auftreten von freiem Methylenblau in der Suspension eine blaugüne Aureole („Halo“) zeigt. Aus der ver-

brauchten Menge an Methylenblau wurde durch den Bezug auf eine Referenzprobe, hier den Bentonit von Wyoming, der Anteil quellfähiger Tonminerale errechnet. Mit dem zur Verfügung ste-

henden Probenmaterial wurden von Herrn Dipl.-Min. Apfelbach 14 Untersuchungen am Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt durchgeführt.

2.6 Bodenphysikalische und bodenmechanische Untersuchungen

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden die charakteristischen bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der Debrite der unteren Messel-Formation sowie der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation bearbeitet. Die bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der nahezu vollständig ausgeräumten Sedimente der oberen Messel-Formation waren für die bearbeitete Fragestellung nicht relevant und wurden daher nicht untersucht. Bodenphysikalische und bodenmechanische Eigenschaften paläozoischer Festgesteine, quartärer Lockergesteine und anthropogener Auffüllungen waren ebenfalls nicht Gegenstand dieser Untersuchung.

Für die bodenphysikalischen und bodenmechanischen Untersuchungen wurden quasi ungestörte Proben der Güteklasse 1 aus Oberflächen-

aufschlüssen (Mindestentnahmetiefe 50 cm unter Geländeoberkante) und Bohrkernen der Inklinometermessstellen ausgeschnitten und in Folien vakuumverschweißt. Alle Proben wurden aufgrund der Empfindlichkeit des Materials gegen Austrocknung unmittelbar nach Probenentnahme bearbeitet. Ergänzend entnommene Bohrkernproben der 1993 gegründeten Inklinometermessstelle IN 17 sind der Güteklasse 4 zuzuordnen. Die Zusammensetzung ist erhalten, Gefüge, Wassergehalt etc. sind verändert.

Die Untersuchungen wurden im petromechanischen Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt, im bodenphysikalischen Labor des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie sowie am Institut für Geotechnik der TU Darmstadt durchgeführt.

2.6.1 Bestimmung der bodenphysikalischen Kennwerte

Die Bodenphysik betrachtet mit ihren Analysen die Wirkung der Minerale, Aggregate und Phasen in ihrer Gesamtheit. Bodenphysikalische Untersuchungen ermöglichen die Bestimmung charakteristischer Kenngrößen, die eine Beschreibung der Eigenschaften und eine Klassifizierung des Gesteins erlauben. Alle Untersuchungen wurden nach den geltenden DIN-Normen durchgeführt. Besonderheiten, Abweichungen und Fehlerquellen, bedingt durch charakteristische Eigenschaften der Sedimente, werden im Folgenden kurz erläutert:

- Der Wassergehalt w nach DIN 18 121 Teil 1 bezieht den Massenanteil des Porenwassers m_w auf die Trockenmasse m_d (Gl. 1).

$$\text{Gleichung 1} \quad w = \frac{m_w}{m_d} \left[\frac{\text{g}}{\text{g}} \right]$$

- Der Kalkgehalt V_{Ca} nach DIN 18 129 ist der Massenanteil an Gesamtkarbonaten m_{Ca} bezogen auf die Trockenmasse m_d des Bodens (Gl. 2). Abweichend von DIN 18 129 wurde die Versuchsdauer auf 40 min festgelegt, da Karbonate in den untersuchten Sedimenten vorwiegend als schwerlösliches Eisenkarbonat (Siderit) auftreten.

$$\text{Gleichung 2} \quad V_{Ca} = \frac{m_{Ca}}{m_d} \left[\frac{\text{g}}{\text{g}} \right]$$

- Der Glühverlust V_{gl} nach DIN 18 128 ist der auf die Trockenmasse m_d bezogene Massenverlust Δm_{gl} des Bodens nach dem Glühen (Gl. 3).

Der Massenverlust während des Glühens beruht auf der Oxidation des organischen Kohlenstoffs zu Kohlendioxid. Allerdings kann Kristallwasser aus Mineralen freigesetzt werden, Eisenverbindungen können unter Massenzuwachs oxidieren und Calciumhydroxide unter Aufnahme von CO_2 in schwerere Calciumkarbonate überführt werden. Für die hier untersuchten Sedimente liefert das Verfahren ausreichend genaue Werte (PIETSCH & SCHNEIDER 1982).

$$\text{Gleichung 3 } V_{gl} = \frac{\Delta m_{gl}}{m_d} \left[\frac{g}{g} \right]$$

- Die Korndichte ρ_s nach DIN 18 124 ist definiert als Verhältnis der Trockenmasse der Probe m_d zum Volumen seiner festen Bestandteile V_k (Gl. 4). Abgeleitet werden der Porenanteil n (Gl. 5), die Porenzahl e (Gl. 6) und die Sättigungszahl S_r (Gl. 7).

$$\text{Gleichung 4 } \rho_s = \frac{m_d}{V_k} \left[\frac{g}{\text{cm}^3} \right]$$

$$\begin{aligned} \text{Gleichung 5 Porenanteil } n &= \frac{\text{Vol. der Poren}}{\text{Gesamtvol.}} \\ &= 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad \rho_s = \frac{m_d}{V_k} \left[\frac{g}{\text{cm}^3} \right] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Gleichung 6 Porenzahl } e &= \frac{\text{Vol. der Poren}}{\text{Vol. der Festmasse}} \\ &= \frac{\rho_d}{\rho_s} - 1 \end{aligned}$$

$$\text{Gleichung 7 } S_r = \frac{n_w}{n} = \frac{w \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_w}$$

- Die Dichte ρ und Trockendichte ρ_d sind nach DIN 18 125 Teil 1 und 2 definiert als Verhältnis der Feuchtmasse m_f zu Volumen V , einschließlich Poren und Porenfüllung (Gl. 8) bzw. das Verhältnis der Trockenmasse m_d zu Volumen V (Gl. 9). Abgeleitet werden die

Dichte bei Wassersättigung ρ_r und die Dichte unter Auftrieb ρ' (Gl. 10 und 11). Die jeweiligen Wichten ergeben sich nach Gleichung 12.

$$\text{Gleichung 8 } \rho = \frac{m_f}{V} \left[\frac{g}{\text{cm}^3} \right]$$

$$\text{Gleichung 9 } \rho_d = \frac{m_d}{V} \left[\frac{g}{\text{cm}^3} \right]$$

$$\text{Gleichung 10 } \rho_r = \rho_d + n \cdot \rho_w \left[\frac{g}{\text{cm}^3} \right]$$

$$\text{Gleichung 11 } \rho' = \rho_r - \rho_w \left[\frac{g}{\text{cm}^3} \right]$$

$$\text{Gleichung 12 } \gamma = \rho \cdot g \left[\frac{\text{kN}}{\text{m}^3} \right]$$

- Bindige Böden ändern mit dem Wassergehalt ihre Zustandsform. Die Wassergehalte an den Zustandsgrenzen bzw. Konsistenzgrenzen (w_L , w_p , w_s nach DIN 18 122 Teil 1 und 2) wurden 1911 von ATTERBERG definiert und werden als Atterberg'sche Konsistenzgrenzen bezeichnet. Abgeleitet ergeben sich die Plastizitäts- oder Bildsamkeitszahl I_p als Maß für die Plastizität eines bindigen Bodens (Gl. 13), die Zustands- oder Konsistenzzahl I_C , die eine Aussage über momentanen Zustand und Festigkeit eines Bodens ermöglicht (Gl. 14) sowie die Aktivitätszahl I_A , die einen Wert für die Aktivität der Tonminerale in einem Boden (SKEMPTON 1953) liefert (Gl. 15). Vor der Bestimmung der Konsistenzgrenzen wurden die Debrite der unteren Messel-Formation sowie die Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation vorsichtig zerdrückt, eine Woche in einem Wasserbad eingeweicht und durch ein Sieb mit 0,4 mm Maschenweite gestrichen.

$$\text{Gleichung 13 } I_p = w_L - w_p$$

$$\text{Gleichung 14 } I_C = \frac{w_L - w_p}{w_L - w_p} = \frac{w_L - w}{I_p}$$

$$\text{Gleichung 15 } I_A = \frac{I_p}{\% < 0,002}$$

- Die Wasseraufnahmefähigkeit nach DIN 18 132 ist die Eigenschaft des bis zur Gewichtskonstanz getrockneten Bodens, Wasser aufzunehmen und gegen die Schwerkraft zurückzuhalten. Die im Endzustand aufgenommene Wassermenge W_{\max} wird, bezogen auf das Trockengewicht der Probe, als Wasseraufnahmevermögen W_a bezeichnet (Gl. 16). Das Verhältnis von natürlichem Wassergehalt und Wasseraufnahmevermögen charakterisiert der Wasserbindegrad W_{ag} (Gl. 17). Die pulverisierten Proben wurden bei 40 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet, um eine Beeinflussung der Tonminerale sowie der organischen Bestandteile der Schwarzpelite, die bisher keiner thermischen Belastung >40 °C ausgesetzt waren, zu verhindern. Der Prüflüssigkeit (enthionisiertes Wasser) wurde zur Verringerung der Oberflächenspannung 9% Butanol als Netzmittel zugesetzt (DEMBERG 1991, BÖHLER 1993). Hierdurch waren Kleinstporen besser erreichbar und der im trockenen, pulverisierten Zustand hydrophobe Schwarzpelit konnte benetzt werden. Die Versuchsdauer wurde, um eine Beeinflussung durch Verdunstung zu vermeiden, auf 16 min festgelegt.

$$\text{Gleichung 16 } W_a = \frac{W_{\max}}{m_d} \cdot 100 \text{ [\%]}$$

$$\text{Gleichung 17 } W_{ag} = \frac{W_n}{W_a} \cdot 100 \text{ [\%]}$$

2.6.2 Untersuchungen zum Quellverhalten und Quellvermögen

Das Quellen von Tonen ist die Folge einer Volumenzunahme bei Zugabe von Flüssigkeit unter gleich bleibender Belastung. Konsistenz und Festigkeitseigenschaften werden reduziert, das Material plastifiziert und das Gefüge aufgelockert. Die tatsächliche (aktuelle) Quellhebung bzw. der Quelldruck ungestörter Locker- oder Festgesteine kann in ödometerähnlichen oder dreiaxialen Quellversuchen ermittelt werden. Ist eine Seitendehnung verhindert, äußert sich die Quellung

- Die Kornverteilung nach DIN 18 123 wurde durch Nasssiebungen sowie kombinierte Sieb- und Sedimentationsanalysen bestimmt. Die Schwarzpelite wurden zerdrückt, zwei Wochen in Wasser eingelegt und vorsichtig weiter zerkleinert. Für die Sedimentationsuntersuchungen musste die entstandene Suspension sechs Stunden gerührt und unmittelbar vor der Sedimentation 10 Minuten mit Ultraschall behandelt werden. Als Dispergierungsmittel wurde Natriumpyrophosphat-Lösung ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) eingesetzt. Grundlage der Sedimentationsanalyse (Aräometer) ist das Stoke'sche Gesetz, das die unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten verschieden großer kugelförmiger Teilchen beschreibt. Fehlerquellen des Versuches, insbesondere in der Betrachtung der Schwarzpelite, ergeben sich durch die Form der plättchenartigen Tonminerale, den zusätzlichen Auftrieb infolge des hohen organischen Anteils und das Auftreten stabiler Tonmineralaggregate.

Mit dem zur Verfügung stehenden ungestörten Probenmaterial der Güteklasse 1 wurden jeweils 30 Versuche im petromechanischen Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt durchgeführt.

als axiale Quellverformung Δl . Diese hängt von der axialen Spannung σ und der Quellzeit t_q ab.

Die Dehnung ϵ ist der Quotient aus axialer Quellverformung Δl und Anfangsprobenhöhe l_0 (Gl. 18), der Endwert wird als Quelldehnung ϵ_q bezeichnet (PAUL 1986).

$$\text{Gleichung 18 } \epsilon = \frac{\Delta l}{l_0}$$

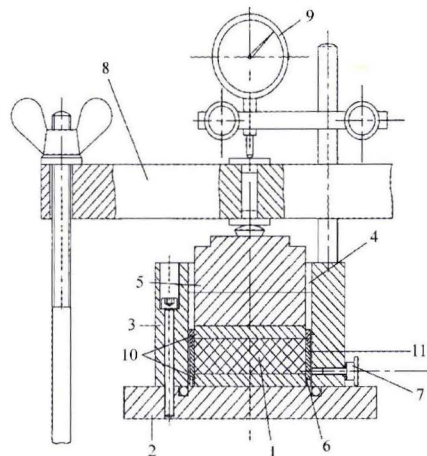
Die Empfehlung Nr. 11 des Arbeitskreises 19 der DGEG in PAUL (1986) unterscheidet folgende Versuchsanordnungen:

- Quellhebungsversuch: Bestimmt wird die Dehnung ϵ unter einer vorgegebenen konstanten Druckspannung σ . Die Quelldehnung, die sich unter einer versuchstechnisch notwendigen Mindestspannung von $\sigma_0 = 5 \text{ kN/m}^2$ einstellt, wird als $\epsilon_{q,0}$ bezeichnet. Wird eine Spannung $\sigma > \sigma_0$ verwendet, so ist der Prüfkörper stufenweise bis zu der gewünschten Spannung σ zu belasten.
- Quellversuch nach KAISER & HENKE (HENKE et al. 1975): Bestimmt wird die axiale Druckspannung $\sigma_{q,0}$, die erforderlich ist, eine Quelldehnung $\epsilon_{q,0}$ rückgängig zu machen (Quelldruck-Äquivalenzwert).
- Quellversuch nach HUDER & AMBERG (1970): Die Quelldehnung ϵ wird für stufenweise abnehmende axiale Spannungen σ bestimmt.
- Quelldruckversuch: Der maximale Quelldruck σ_q wird für definierte Vermeidung der Quelldehnung ϵ bestimmt.

Ergänzend zu den von PAUL (1986) dargestellten Versuchsanordnungen für die Ermittlung eines tatsächlichen Quellvermögens vorwiegend ungestörter Proben führte THURO (1993) den Pulver-Quellversuch, eine Variation des Quellhebungsversuches für gestörte Proben, ein. Im Pulver-Quellversuch wird die Quelldehnung ϵ einer getrockneten und pulverisierten Probe bestimmt. Diese Versuchsanordnung ermöglicht eine schnelle Durchführung und kann auch angewendet werden, wenn keine ungestörten Proben vorliegen. Die Aussagekraft des Pulver-Quellversuches ist aufgrund des zerstörten Gefüges, der Änderung des Wassergehaltes und der Veränderung der Aggregatgröße etc. begrenzt. Die Ergebnisse liefern einen Indexwert für das Quellpotenzial eines Erdstoffes, da eine Korrelation der Quelldehnung ϵ mit dem Gehalt und der Art quellfähiger Tonminerale möglich ist. Der Pulver-Quellversuch kann somit zur Abschätzung potenzieller Quellhebungen genutzt werden. Das tatsächliche Quellverhalten ist ohne Berücksichtigung weiterer Randbedingungen nicht prognostizierbar.

2.6.2.1 Prüfeinrichtung (Quell-Test-Apparat)

Als Versuchsgerät wurde ein im Fachgebiet Ingenieurgeologie des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt entwickelter (HERRMANN 1999, STÄHLER 2000) Quell-Test-Apparat verwendet (Abb. 2). Das Prüfgerät besteht aus einer Grundplatte (PVC) mit Dichtungsring und dem Gehäuse (PVC) mit 75 mm Innendurchmesser. Gehäuse und Grundplatte können fest verschraubt werden. Gestörte oder ungestörte Proben werden in einem Stahlring (70 mm Innendurchmesser, 20 mm Höhe) frei schwebend in das Gehäuse eingebaut, die Lastübertragung erfolgt über die Kopfplatte (PVC). Die gleichmäßige Bewässerung wird durch ober-



- | | |
|---------------------|---------------------------|
| 1 Probenkörper | 7 Wasserablassschraube |
| 2 Bodenplatte (PVC) | 8 Lastarm (Hebel 1:5) |
| 3 Gehäuse (PVC) | 9 Messuhr |
| 4 Wasservorratstank | 10 Filtersteine |
| 5 Kopfplatte (PVC) | 11 Stahlring (zweiteilig) |
| 6 Auflageteife] | |

Abb. 2. Schematischer Aufbau des Quell-Test-Apparates, entwickelt an der TU Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften.

und unterhalb des Probenkörpers angeordnete Filtersteine erreicht. Ein Aufsatzring verhindert während des Versuches ein seitliches Ausweichen des quellenden Materials. Die Seitendehnung der Probe wird in dieser Versuchsanord-

nung verhindert. Quellprozesse äußern sich als axiale Quellverformung Δl und werden mit einer Präzisions-Messuhr bzw. elektronischen Wegaufnehmern bestimmt.

2.6.2.2 Pulver-Quellversuch (Bestimmung des „potenziellen“ Quellvermögens)

Der Versuchsaufbau zur Bestimmung des „potenziellen“ Quellvermögens orientiert sich an Aufbau und Ablauf des Pulver-Quellversuches nach THURO (1993). Bestimmt wird die axiale Dehnung ϵ einer pulverisierten, mit definierter Dichte eingebauten Probe unter einer vorgegebenen konstanten Spannung σ .

Die Probe wurde bei 40 °C getrocknet, gemahlen und auf eine Korngröße $<0,063$ mm gesiebt. Für den Einbau des pulverisierten Materials wurde der untere Filterstein durch eine Kunststoffscheibe mit Filterpapier ersetzt, die Probe in drei Lagen in einen Verdichtungsödemetering (ohne Schneide) eingebaut, verdichtet und geglättet. Der Schwarzpeltit der mittleren Messel-Formation wurde mit einer Einbaudichte von $1,0-1,13$ g/cm³, die tonigen Sande der unteren

Messel-Formation mit einer Einbaudichte von $1,19-1,23$ g/cm³ eingebaut. Neben der Homogenität der Proben ist die Einbaudichte maßgeblich für die Reproduzierbarkeit der Versuche.

Die Proben konsolidierten zwei Stunden unter der versuchstechnisch vorgegebenen Mindestspannung von $\sigma_0 = 0,87-0,91$ kN/m², bevor die Anfangshöhe l_0 bestimmt und der Pulver-Quellversuch durch Zugabe der Prüfflüssigkeit (entionisiertes Wasser) gestartet wurde. Die axiale Quellverformung Δl wurde bis zum Abklingen der Verformung gemessen.

Mit dem zur Verfügung stehenden Probenmaterial wurden neun Versuche im petromechanischen Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt durchgeführt.

2.6.2.3 Quellhebungsversuch (Bestimmung des „aktuellen“ Quellvermögens und der Quell-Sensitivität)

Die Bestimmung des „aktuellen“ Quellvermögens erfolgte durch einen Quellhebungsversuch in Anlehnung an PAUL (1986). Bestimmt wurde die axiale Dehnung ϵ eines ungestörten Probenkörpers unter einer vorgegebenen konstanten Spannung σ . Die ungestörten Probenkörper wurden aus monolithischen, ungestörten (Güteklasse 1) Probenblöcken ausgestanzt, geglättet und sofort in den Quell-Test-Apparat zwischen die gesättigten Filtersteine eingebaut (Tafel 9, Fig. 1 und 2). Die Proben rekonsolidierten zunächst unter einer Belastung von $13,7$ kN/m². Anschlie-

ßend wurde die Versuchsspannung $\sigma_0 = 5,05$ kN/m² eingestellt, nach dem Abklingen der Hebung die Anfangshöhe l_0 bestimmt und der Quellhebungsversuch durch Zugabe der Prüfflüssigkeit (entionisiertes Wasser) gestartet. Die axiale Quellverformung Δl wurde bis zum Abklingen der Verformung gemessen.

Mit dem zur Verfügung stehenden Probenmaterial wurden acht Versuche im petromechanischen Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt durchgeführt.

2.6.2.4 Quellhebungsversuch (Bestimmung der Quell-Sensitivität)

Die Quell-Sensitivität S_t der überkonsolidierten Schwarzpelite wurde durch einen Quellhebungsversuch mit texturgestörten Proben ermittelt. Das ungestörte Probenmaterial der Güteklasse 1 wurde gemörsert, durch ein Sieb mit 0,4 mm Maschenweite gestrichen und mit drei Lagen in einen Verdichtungsodometerring (ohne Schneide) eingebaut, verdichtet und geglättet. Die Einbaudichte lag in der Größenordnung der natürlichen Feuchtdichte. Die Proben konsoli-

dierten unter der Versuchsspannung von $\sigma_0 = 5,05 \text{ kN/m}^2$, bevor die Anfangshöhe l_0 bestimmt und der Quellversuch durch Zugabe der Prüfflüssigkeit (entionisiertes Wasser) gestartet wurde. Die axiale Quellverformung Δl wurde bis zum Abklingen der Verformung gemessen.

Mit dem zur Verfügung stehenden Probenmaterial wurden sechs Versuche im petromechanischen Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt durchgeführt.

2.6.3 Untersuchungen zum Schrumpfverhalten und Schrumpfermögen

Voraussetzung für das Schrumpfen von Erdstoffen ist die Verdunstung des Porenwassers an der Grenze zwischen Bodenteilchen und der mit Wasserdampf untersättigten Umgebungsluft. Versuchsanordnungen zur Beschreibung der Volumenänderung durch Schrumpfung basieren auf einer Bestimmung der Schrumpfgrenze w_s nach DIN 18 122 Teil 2 bzw. des Schrumpfmaßes V_s . Die Schrumpfgrenze w_s ist als der Wassergehalt definiert, unterhalb dessen ein ungestörter Erdstoff nach dem Trocknen an der Luft und bei 105 °C im Ofen keine weitere Volumenverminderung erfährt (PRINZ 1997). Die Volumenänderungen durch Entwässerung bis an den Wassergehalt der Schrumpfgrenze w_s werden durch das Schrumpfmaß V_s (Gl. 19) beschrieben.

$$\text{Gleichung 19} \quad V_s = \frac{V_{\text{Anfang}} - V_{\text{Ende}}}{V_{\text{Anfang}}} [\%]$$

Für die Ermittlung der Schrumpfgrenze und des Schrumpfmaßes sind unterschiedliche analytische und empirische Verfahren durchführbar. SCHULTZE & MUHS (1967), KÉZDI (1973) und v. SOS (1980) bestimmen Schrumpfgrenze und Schrumpfmaß über die Abhängigkeit des Proben-

volumens vom Wassergehalt. KRABBE (1958) leitet die Schrumpfgrenze indirekt aus Fließgrenze w_L und Plastizitätszahl I_p ab.

In dieser Untersuchung wurden Schrumpfgrenze und Schrumpfmaß in Anlehnung an DIN 19 122 Teil 2 durch einmalige Messung von Volumen und Masse der feuchten bzw. trockenen Probe ermittelt. Das Probenmaterial wurde vorsichtig zerdrückt, durch ein Sieb mit 0,4 mm Maschenweite gestrichen und mit dem 1,1-fachen Wassergehalt der Fließgrenze w_L luftblasenfrei in einen Ring gefüllt. Die Proben wurden bis zum Farbumschlag an der Luft und anschließend bei 105 °C im Ofen bis zur Massenkonstanz getrocknet. Das Schrumpfmaß V_s konnte durch das Verhältnis von End- zu Anfangsvolumen bestimmt werden.

Mit dem zur Verfügung stehenden ungestörten Probenmaterial der Güteklasse 1 wurden 30 Versuche im petromechanischen Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt durchgeführt.

Ergänzend wurde die Beeinflussung des Gefüges bzw. Mikrogefüges durch Schrumpfprozesse mit einem ESEM (Environmental Scanning Electron Microscope) untersucht (vgl. Kap. 2.4.2).

2.6.4 Bestimmung der Scherfestigkeit

Spannungen führen für einen bestimmten Belastungszustand, z.B. durch Ausbildung einer diskreten Bruchstruktur, zu einem Versagen des Sedimentkörpers. Die den Grenzzustand beschreibende Grenzspannung, definiert als Scherfestigkeit τ , ist abhängig von der Normalspannung. Unter der Voraussetzung, dass die Verformung des Materials vernachlässigt werden kann, ist die Grenzspannung beim Bruch durch die Coulomb'sche Grenzbedingung darstellbar (Gl. 20).

$$\text{Gleichung 20 } \tau_t = c' + \sigma' \cdot \tan \varphi' \quad [\text{kN/m}^2]$$

τ_t Schubspannung in der Scherfuge im Grenzzustand $[\text{kN/m}^2]$

c' effektive Kohäsion $[\text{kN/m}^2]$

σ' effektive Normalspannung in der Scherfuge $[\text{kN/m}^2]$

φ' effektiver Reibungswinkel $[\circ]$

Die Grenzspannung oder Scherfestigkeit τ wird für bindige Sedimente aus dem Reibungswinkel φ und der von der Normalspannung ab-

hängigen Kohäsion c abgeleitet (Gl. 20). Der größte Scherwiderstand τ_t tritt für steife, bindige Sedimente unmittelbar beim Bruch auf. Mit zunehmender Verformung Δl fällt der Scherwiderstand ab und erreicht bei größeren Scherwegen ein Minimum τ_r , die Gleit- oder Restscherfestigkeit. Die Restscherfestigkeit ist insbesondere für überkonsolidierte und hochplastische Tone sowie auf vorgegebenen Bewegungsflächen von Bedeutung (vgl. z.B. MÜLLER-VONMOOS & LÖKEN 1988, PRINZ 1997, DIN V 4084-100).

Die Scherfestigkeit eines Sedimentes wird durch Scherversuche bestimmt (DIN 18137 Teil 1–3). In dieser Arbeit wurde ausschließlich das direkte Schergerät (Kastenschерgerät) verwendet. Die für die Messung im Triaxialgerät notwendigen zylindrischen Probenkörper mit einem Höhe/Durchmesser-Verhältnis von 2–2,5 : 1 waren nicht herstellbar, da die Probenkörper entlang der Lamination und/oder Klufflächen auflockerten und zerbrachen.

2.6.4.1 Dräniertes Scherversuch (D-Versuch)

Die für die Endstandsicherheit maßgeblichen Parameter der wirksamen bzw. effektiven Kohäsion c' und des wirksamen bzw. effektiven Reibungswinkels φ' wurden durch einen drainierten Versuch (D-Versuch) bestimmt. Im D-Versuch ist die Porenwasseraufnahme und -abgabe unbehindert möglich. Belastungsänderungen und Verformungen werden mit so geringer Geschwindigkeit ausgeführt, dass der Porenwasserdruck innerhalb des Probenkörpers konstant bleibt. Volumenänderungen sind möglich. Da die untersuchten Sedimente als überkonsolidiert anzusprechen sind, wurden die Probenkörper (Kantenlänge 60 mm) zunächst mit 600 kN/m^2 senkrecht zur Ebene der späteren Scherfuge rekonsolidiert und erst anschließend auf die Versuchs-Normalspannungen (400 kN/m^2 , 500 kN/m^2 und 600 kN/m^2) entlastet. Jeder Scherversuch bestand aus drei

Einzelversuchen. Die Scherkraft wurde durch kontinuierlichen Vorschub unter gleichzeitiger Messung der Scherkraft, des Scherweges und der Probenhöhe aufgebracht. Für die bindigen Sedimente wurde eine Vorschubgeschwindigkeit von 0,002 mm/min, für nichtbindige Sedimente eine Vorschubgeschwindigkeit von 0,02 mm/min gewählt. Die Scherfestigkeit wurde parallel zur Schichtung bzw. Lamination der Proben bestimmt und die Lage bzw. Ausbildung der Scherfuge mit dem Einbau des Materials in den Probenrahmen vorgegeben.

Mit dem zur Verfügung stehenden ungestörten Probenmaterial der Güteklasse 1 wurden 24 Scherversuche in den bodenmechanischen Laboren des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie sowie des Instituts für Geotechnik der TU Darmstadt durchgeführt.

2.6.4.2 Wiener Routinescherversuch

Der Winkel der Restscherfestigkeit φ_R wurde in Anlehnung an den Wiener Routinescherversuch (BOROWICKA 1963) sowie DIN 18 137 Teil 3 (Entwurf) parallel zur Schichtung bzw. Lamination der Proben ermittelt. Die Ausbildung der Scherfuge wurde durch den Einbau des Materials in den Probenrahmen vorgegeben. Die Probenkörper (Kantenlänge 60 mm) wurden mit der Versuchs-Normalspannung (400–600 kN/m²) konsolidiert und unter Einhaltung eines konstanten Volumens mit variabler Normalspannung σ – zur Vermeidung von Probenhebungen – sowie einer Vorschubgeschwindigkeit von 0,005 mm/min abgeschert. Nach Erreichen der Bruchscherfestigkeit τ_i wurde bei 15facher zyklischer Umkehr der Scherrichtung und einem jeweiligen Verschiebungsweg von 6 mm der Abschervorgang mit einer Vor-

schubgeschwindigkeit von 0,05 mm/min wiederholt bis keine weitere Reduzierung des Scherwiderstandes festzustellen war. Durch die mehrfache Umkehr der Scherrichtung sowie den großen Scherweg wurde das Material der Scherfläche mylonitisiert und die Textur zerstört. Innerhalb der Versuchsdauer von jeweils ca. 30 Stunden regelten sich die Tonminerale neu ein und das Material quoll aus, so dass die Scherfestigkeit einer gestörten Textur in ausgequollenem Zustand erfasst werden konnte.

Mit dem zur Verfügung stehenden ungestörten Probenmaterial der Güteklasse 1 wurden 31 Versuche im bodenmechanischen Labor des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie durchgeführt.

2.7 Standsicherheitsberechnung

Rutschungen sind der nichtlinearen Dynamik zuzuordnen. Wirkungen sind nicht direkt von Ursachen abhängig, sondern können rückwirkend diese wieder beeinflussen. Alle Standsicherheitsberechnungen beruhen auf Näherungsverfahren, da sich die auslösenden Faktoren einer Rutschung genauer Berechenbarkeit entziehen. Der heterogene und komplexe Aufbau einer Böschung und die mechanischen Wechselwirkungen innerhalb der Rutschmasse nach Auftreten des Bruchs sind mathematisch schlecht zu erfassen (PRINZ 1997). Die Entwicklung eines zutreffenden, geologischen und mechanisch-kinematischen Modelles ist bei Massenbewegungen von größerer Bedeutung als die Genauigkeit von Berechnungen. Fehlende ingenieurgeologische Informationen sind nicht durch „genaue“ mathematische Methoden ersetzbar.

Standsicherheitsuntersuchungen von Böschungen bzw. Hängen sind nach DIN 4084, DIN V 4084-100 sowie ergänzend EUROCODE 7,

TEIL 1 (unter Bezug auf ein nationales Anwendungsdokument) durchzuführen. Für eine Übergangszeit sind zwei Normen gültig, die nach unterschiedlichen Konzepten des Sicherheitsnachweises verfahren. Zum einen das gültige DIN-Normenwerk der DIN 4084 (1981), mit dem Bezug auf ein globales Sicherheitskonzept, zum anderen die Vornorm nach DIN V 4084-100 (1996), mit dem Bezug auf ein probabilistisches Sicherheitskonzept.

Ziel der Standsicherheitsuntersuchung nach DIN 4084 (1981) ist die Bestimmung des Sicherheitsbeiwertes einer potenziellen oder aktivierten Bruchfläche. Der Sicherheitsbeiwert η wird durch das Verhältnis der Momente der rückhaltenden Kräfte (Reibungs- und Kohäsionskräfte) zu den abschiebenden Kräften (Eigengewicht, Oberflächenlasten, Strömungskraft etc.) bzw. nach FELLENIUS (1926) als das Verhältnis der maximal möglichen Scherparameter zu den tatsächlich mobilisierten Scherparametern definiert (Gl. 21).

Gleichung 21 $\eta = \frac{\Sigma \text{Rückhaltende Momente}}{\Sigma \text{Abschiebende Momente}}$

bzw. $\eta_{\phi} = \frac{\tan\phi_{\text{vorh.}}}{\tan\phi_{\text{erf.}}} \quad \eta_c = \frac{\text{tanc}_{\text{vorh.}}}{\text{tanc}_{\text{erf.}}}$

Die Bemessung von Böschungen nach DIN 4084 erfolgt über einen Gesamtsicherheitsbeiwert η_{Grenz} der einen Grenzwert für nach DIN 1054 (1976) definierte Lastfälle nicht überschreiten darf.

Stand sicherheitsuntersuchungen nach DIN V 4084-100 (1996) und EC 7-1 (1997) bauen auf einem probabilistischen Sicherheitskonzept auf. Einwirkungen und Widerstände treten als veränderliche Größen auf, die durch Verteilungsfunktionen, im Allgemeinen eine Normalverteilung, beschrieben sind. Hierfür wird ein Teilsicherheitskonzept mit Teilsicherheitsbeiwerten (γ_i) eingeführt und Standsicherheitsnachweise sind mit den sicherheitsbeaufschlagten (abgeminderten) Größen nach DIN 1054-100 zu führen (SCHMIDT 1996). Eine ausreichende Sicherheit gegen Versagen ist nachgewiesen, wenn die Gleichung für den Grenzzustand der Tragfähigkeit (Gl. 22) eingehalten wird und der resultierende Widerstand in der Gleitfläche wirkender Scherkräfte (R in kN/m) größer als die resultierende Einwirkung aus Lasten (S in kN/m) ist.

Gleichung 22 $\frac{R}{S} = SF \geq 1$

Ein statisch und kinematisch korrektes Verfahren zur Bestimmung der Standsicherheit einer Böschung ist die Methode der Finiten-Elemente, mit welcher der Spannungs- und Verformungszustand einer Böschung berechnet werden kann. Allerdings ist die integrale Bewertung einer mit dieser Methode ermittelten Sicherheit nicht eindeutig (u.a. ZIENCIEWICZ 1984). Für die zutreffende Modellierung einer Rutschung liefern bereits einfache Berechnungsmethoden brauchbare Ergebnisse (SCHMIDT 1996, PRINZ 1997). Gebräuchliche Verfahren ermöglichen den Nachweis der Standsicherheit durch Tabellen, Diagramme oder

einfache Formeln, durch Lamellenverfahren bzw. Näherungsverfahren für gerade und gekrümmte Gleitflächen (BISHOP 1955, JANBU 1955), durch die kinematische Methode für zusammengesetzte Starrkörper-Bruchmechanismen (GUDEHUS 1970, GOLDSCHNEIDER & GUDEHUS 1974) sowie die Methode der kinematischen Elemente (KEM) nach GUBMANN (1992, 1999). Für diese in der Praxis gebräuchlichen kinematischen Verfahren wird der Bruchkörper vereinfacht als starre Scheibe idealisiert und für das so erzeugte ebene Problem das Gleichgewicht von Kräften und Momenten unter einfachen Annahmen über deren Verteilung nachgewiesen. Die Bruchfläche wird als wohldefiniert idealisiert und mit relativ einfachen Bruchfiguren wie z.B. Kreisen, Geraden oder logarithmischen Spiralen modelliert.

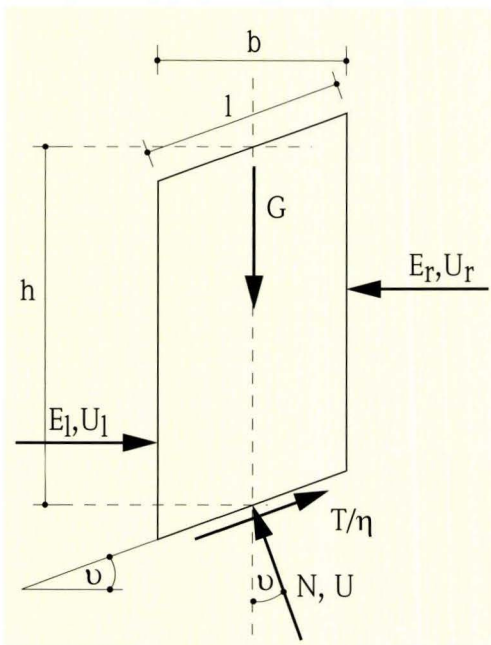
Im Rahmen dieser Untersuchung wurde als Berechnungsmethode ein Lamellenverfahren nach BISHOP (1955) bzw. JANBU (1955) gewählt. Der Gleitkörper, begrenzt von der angenommenen Gleitlinie, wird hierbei in senkrechte Lamellen eingeteilt und für jede Lamelle ist das Gleichgewicht der wirkenden Lasten und Reaktionskräfte nachzuweisen (Abb. 3). Der Bruchkörper selbst wird als unverformbarer Monolith idealisiert. Für geometrisch unregelmäßig ausgebildete Gleitzonen und inhomogenen Untergrund mit wechselnden Festigkeiten können die wirkenden Kräfte bzw. der Standsicherheitsbeiwert η iterativ aus den Gleichungen 23 und 24 bestimmt werden. Die Berechnungen wurden mit dem Tabellenkalkulationsprogramm EXCEL und der Software WINBÖSCH der Firma IDAT durchgeführt.

Gleichung 23 $\eta = \frac{\Sigma i T_i}{\Sigma i G_i \cdot \tan\vartheta_i + \Sigma F_h}$

Gleichung 24 $T_i = \frac{[G_i - (u_i + \Delta u_i) \cdot b_i] \tan\phi_i + c_i \cdot b_i}{\cos^2 \vartheta_i \cdot (1 + \frac{1}{\eta} \tan\phi_i \cdot \tan\vartheta_i)}$

η Gelände- oder Böschungsbruchsicherheit (Stand sicherheitsbeiwert),

G_i Gewichtskraft der einzelnen Lamellen in kN/m unter Beachtung des Ansatzes der Bodenwichte einschließlich der Auflasten,



- G Eigengewicht der Lamelle [kN/m] einschließlich ungünstiger Einwirkungen aus Verkehr [p]
- T Scherwiderstand in der Bruchfuge $T = c * l + \sigma * \tan \varphi$ [kN/m]
- T/η mobilisierter Scherwiderstand nach der Felleniusregel
- N Normalkraft in der Bruchfuge [kN/m]
- E_r, E_l seitliche Erddrücke [kN/m]
- U, U_r, U_l Porenwasserdruckkräfte [kN/m]
- b Breite der Lamelle [m]
- h Höhe der Lamelle [m]
- ν Neigungswinkel der Gleitfläche gegen die Waagrechte in der Schwerlinie der Lamelle

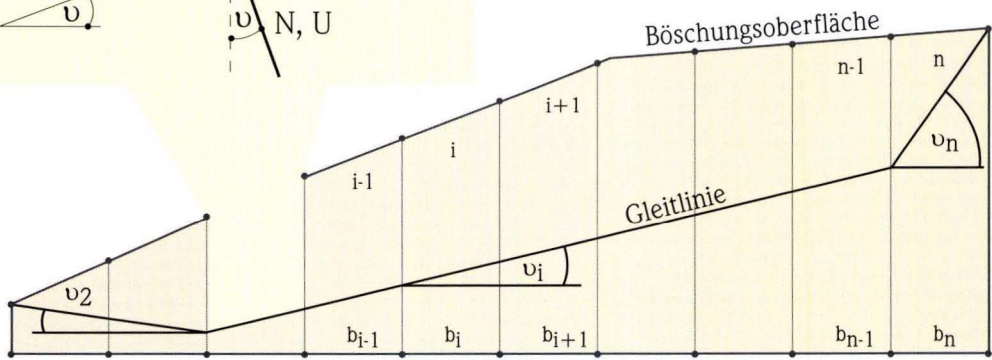


Abb. 3. Böschung mit nicht kreisförmiger Gleitlinie und Lamelleneinteilung sowie dem Kräftegleichgewicht für eine Bodenlamelle (verändert nach SCHMIDT 1996 und BISHOP 1955).

- F_h horizontale Komponente aller äußeren Lasten, positiv anzusetzen wenn sie antreibend wirken,
- T_i für die einzelne Lamelle vorhandene widerstehende tangentielle Kraft des Bodens in der Gleitfläche in kN/m,
- ν_i Tangentenwinkel der betreffenden Lamelle zur Waagerechten in Grad,
- b_i Breite der Lamelle in m, die entsprechend der Schichtung des Bodens und der Geländeform gewählt werden kann,
- φ_i der für die einzelne Lamelle maßgebende Reibungswinkel in Grad,

- c_i die für die einzelne Lamelle maßgebende Kohäsion in kN/m^2 ,
- u_i der für die einzelne Lamelle maßgebende Porenwasserdruck in kN/m^2 ,
- Δu_i der für die einzelne Lamelle maßgebende Porenwasserüberdruck in kN/m^2 infolge Konsolidierung des Bodens.

Die in die Berechnung einfließenden bodenphysikalischen und bodenmechanischen Kennwerte sowie das der Berechnung zugrunde liegende Böschungsmodell werden in Kapitel 6.3 detailliert vorgestellt.

2.8 Extremwertanalyse von Starkniederschlägen

Anhand historischer Niederschlagsereignisse wurde eine extremwertstatistische Analyse für monatliche und 72h-Niederschlagsintervalle durchgeführt. Untersucht wurde zum einen die Höhe (Amplitude) und zum anderen die Wiederkehrzeit (Frequenz) der in einem Zeitraum von 100 Jahren (Langzeitstandsicherheit) zu erwartenden Starkniederschläge. Die Berechnungen stützen sich auf den Atlas der KOSTRA-Starkniederschlagshöhen des Deutschen Wetterdienstes (BARTELS et al. 1997) und die Empfehlungen des 124/ATV-Arbeitsblattes A 121 (1985).

Die Zeitreihen für die Extremwertanalyse wurden durch Maximalwerte der Wintermonate Oktober bis April für den Betrachtungszeitraum 1983–2001 erzeugt ($n_M = 19$). Dieser Aufbau folgt dem Konzept der jährlichen Serie. Die statistisch zu fordernde Unabhängigkeit der Ereignisse ist immer erfüllt. Die extremwertstatistische Beschreibung erfolgt durch eine Extremal-I-Verteilung (Gumbelverteilung). Die standardisierte Gumbelverteilung (Gl. 25) ist die Verteilung einer Zufallsvariablen y_T , die mit der nichtreduzierten Variablen x_T durch die Transformation der Gleichung 26 in Beziehung steht (PLATE 1993).

$$\text{Gleichung 25} \quad F_y(y_T) = \exp\{-e^{y_T}\}$$

$$\text{Gleichung 26} \quad y_T = \lambda_g(x_T - x_{0g})$$

Die Parameterschätzung erfolgt durch doppel-

te Logarithmierung der Gleichung 26 und explizite Berechnung von y_T für den T-ten Datensatz (Gl. 27). Die Parameter λ_g und x_{0g} können durch die lineare Beziehung in Gleichung 26 über eine lineare Regression für gegebene Werte von x_T und y_T bestimmt werden. Für diese Anpassung muss die Wahrscheinlichkeit $F_y(y_T)$ nach Gleichung 28 geschätzt werden. Die Schätzungen der Parameter λ_g und x_{0g} ergeben sich nach Gleichung 29 (PLATE 1993):

$$\text{Gleichung 27} \quad y_T = -\ln\{-\ln F_y(y_T)\}$$

$$\text{Gleichung 28} \quad P_{ET} = \frac{k-0,42}{n_M+0,29} = 1 - [F_x(x_T)]$$

$$\text{Gleichung 29} \quad \lambda_g = \frac{s_{yk}}{s_{xk}} \quad \text{und} \quad x_{0g} = x_m - y_m \cdot \frac{s_{xk}}{s_{yk}}$$

Ziel der Extremwertanalyse ist die Ermittlung von Fraktile x_T nach Gleichung 30 und ihres Konfidenzbereiches, beschrieben durch Gleichung 31 (PLATE 1993).

$$\text{Gleichung 30} \quad x_T = x_m + K_T \cdot s_{xk} \quad \text{mit} \quad K_T = \frac{(y_T - y_m)}{s_{yk}}$$

$$\text{Gleichung 31} \quad x_{Tmax} = x_T + \xi_T \cdot s_{xT} \quad \text{und} \quad x_{Tmin} = x_T - \xi_T \cdot s_{xT}$$

$$\text{mit} \quad s_{xT} = \sqrt{\frac{s_{xk}^2}{n_M} (1 + 1,1396 \cdot K_T + 1,1 \cdot K_T^2)}$$

Für die Charakterisierung des Streubereiches wird $\gamma_k = 0,9$ mit $\xi_\gamma = 1,645$ gewählt.

3. Geologie und Tektonik des „Ölschiefer“-Vorkommens Grube Messel

3.1 Geologischer und geographischer Überblick

Die Grube Messel liegt zwischen den Städten Darmstadt, Dieburg und Langen, ca. 20 km südöstlich von Frankfurt a. Main. Vom nordwestlichen Odenwald ausgehend erstreckt sich hier ein Nord-Süd-gerichteter Höhenzug, der im Raum Neu-Isenburg allmählich in die Rhein-Main-Ebene übergeht.

Geologisch gesehen wird dieser Höhenzug als

Sprendlinger Horst bezeichnet und bildet in der nördlichen Verlängerung des Odenwaldes die östliche Grabenschulter des Oberrheingrabens (Abb. 4). Die Anlage der Horststruktur erfolgte im Alttertiär im Zusammenhang mit der Bildung des Oberrheingrabens. Vermutlich war die Struktur jedoch bereits im Perm vorgeprägt (MARELL 1989, JACOBY 1997, JACOBY et al. 2000).

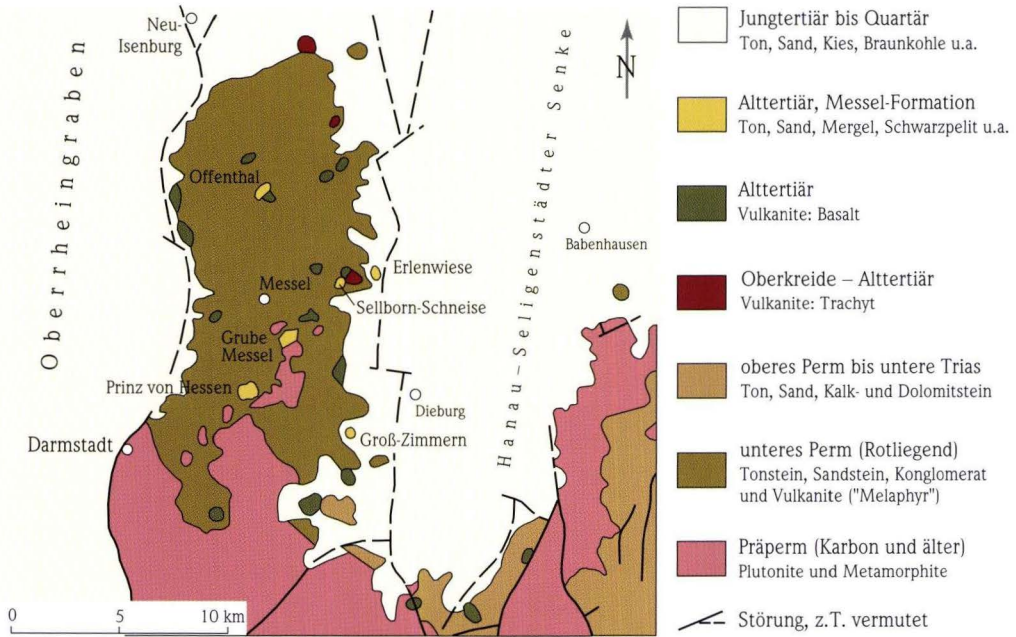


Abb. 4. Geologisch-tektonische Karte des Sprendlinger Horstes (verändert nach HARMS et al. 1999).

Der Sprendlinger Horst wird vorwiegend aus paläozoischen Graniten, Granodioriten, Dioriten und Amphiboliten aufgebaut, die von nach Norden mächtiger werdenden limnischen Sedimentgesteinen des Rotliegend überdeckt sind (MARELL 1989, THEWS 1996). Die Ablagerungen des Rotliegenden bestehen überwiegend aus roten Sand- und Tonsteinen sowie Brekzien und Konglomeraten (MATTHESS 1966). Eingeschaltet sind basische perm- und tertiärzeitliche (49 Ma nach LIPPOLT et al. 1975) Vulkanite, die wahrscheinlich entlang vorgeprägter variscischer Schwächezonen aufstiegen (MATTHESS 1966, NEGENDANK 1975, HARMS 2001).

Durch NNE/SSW (rheinische) bis NE/SW (erzgebirgische) sowie SE/NW (herzynische) bis SSE/NNW (eggische) verlaufende Störungen ist der Sprendlinger Horst in ein Schollenmosaik zerlegt (BACKHAUS 1987, BACKHAUS & RAHNAMA RAD 1989).

Unter dem Begriff der Messel-Formation (WEBER & HOFMANN 1982) werden auf dem Sprendlinger Horst abgelagerte eozäne Süßwassersedimente zusammengefasst. Bislang sind sechs dieser isolierten (Abb. 4) und wahrscheinlich nicht zeitgleich entstandenen Tertiärvorkommen bekannt (HARMS et al. 1999, HARMS 2001, JACOBY et al. 2000, FELDER et al. 2001).

3.2 Genese des Tertiärvorkommens Grube Messel

Noch bis zum Jahr 2001 wurde eine teils sehr kontroverse Diskussion über die Genese des Tertiärvorkommens Grube Messel geführt. Für die Entstehung der ursprünglichen Hohlform wurden drei Grundmodelle vorgestellt, die von einer

tektonisch geprägten Senke, einer Bildung im Zusammenhang mit tertiärem Vulkanismus auf dem Sprendlinger Horst oder einem Impaktereignis ausgingen (HARMS et al. 1999).

CHELIUS (1886) deutete die tertiären Sedi-

mente als den in einer Grabenversenkung eingesunkenen Rest eines größeren Sedimentbeckens. Er beschrieb Randstörungen, an die eine „aus Ölschiefer, Rotliegendem, Ton und Sand wirr zusammengesetzte Auffüllmasse“ gebunden war. Diese Auffassung wurde zunächst von Bearbeitern wie WITTICH (1898), STEUER (1907), KLEMM (1910) und LEHMANN (1933) geteilt. RAUCH (1926, 1927) bezweifelte die Existenz eines Grabens, da er nach Auswertung verschiedener Bohrungen der Gewerkschaft Messel und Geländebegehungen von einem allmählichen Auskeilen des „Ölschiefers“ (erstmalige Verwendung des Begriffs „Ölschiefer“) ausging. Zudem nahm er an, dass die tertiären Sedimente unmittelbar den altpaläozoischen Plutoniten auflagern. HUMMEL (1924, 1927) deutete erstmalig die Struktur der Grube Messel als vulkanische Hohlform. Er bezog sich auf vergleichende Untersuchungen in Java und die Ergebnisse von RAUCH (1926). In den Untersuchungen von MATTHES (1966) wurde das Vorkommen Grube Messel als Grabenstruktur mit zwei tektonisch vorgeprägte Senken charakterisiert. RIETSCHEL (1988) hingegen beschreibt Defizite in Flora und Fauna des Messel-Sees und deutet Messel als ein „maarähnliches Wasserauge im Urwald“. JACOBY (1997) weist nach, dass konzentrisch negativ ausgebildete Bouguer-Schwereanomalien sowie magnetische Anomalien auftreten, die mit einer Genese durch vulkanische Aktivität kompatibel sind. PIRRUNG (1998) nimmt aufgrund sedimentologischer und lithologischer Kriterien eine Genese als vulkanische Hohlform an.

Im Rahmen eines Gemeinschaftsprojektes zur Klärung der Entstehung der tertiärzeitlichen „Ölschiefer“-Vorkommen im Raum Messel wurden von 1997–2001 durch das Forschungsinstitut Senckenberg (FIS), das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) und das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) vier Forschungsbohrungen niedergebracht. Die Vorerkundungen und Bohrarbeiten wurden durch intensive geophysikalische Messkampagnen der Universität Mainz (Gravimetrie

und Magnetik) und des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben GGA (Seismik, Magnetik, Gravimetrie, Elektrik) ergänzt.

Die im Jahr 2001 im Zentrum der Grube Messel abgeteufte Forschungsbohrung 2001 durchbohrte die 229 m mächtige lakustrine Füllung des Seebeckens. Unterhalb eines ca. 100 m mächtigen Schwarzpelitpaketes dominieren bis in 208 m Teufe brekziöse Sedimente mit Rotliegend-, Granodiorit- und Amphibolitklasten in einer schluffig-sandigen, teilweise gradierten Matrix. Zwischen 208 m und 229 m Teufe überwiegen feinere, vorwiegend geschichtete Sande, Schluffe und Brekzien. Unterhalb dieser lakustrinen Füllung des Seebeckens ist ohne deutliche Abgrenzung bis in ca. 240 m Teufe ein tuffitisches Sediment erbohrt. Zwischen 240 m und 373 m Teufe steht Lapillituff mit meist basaltischen, blasenarmen, rundlichen Lapilli, und wechselnden Anteilen an Nebengesteinsklasten (Rotliegendesandstein, Granodiorit bzw. Granit und Amphibolit) bis Blockgröße an. Die blasenarmen Kugellapilli sind als typische Produkte phreatomagmatischer Eruptionen einzustufen (NIX & FELDER 2002). Von 373 m Teufe bis zur Endteufe bei 433 m wurde eine geschichtete, oft calzitisch verkittete Brekzie bis Megabrekzie erbohrt. Die interne Schichtung wird durch die Dominanz jeweils einer Klastenart (Rotliegendesandstein, Granodiorit bzw. Granit, Porphyry oder Amphibolit) hervorgerufen. Einzelne Schichten erreichen Mächtigkeiten von 10–25 m. Diese Abfolge setzt sich nach den Ergebnissen der seismischen Messungen noch mindestens 50 m ins Liegende fort. Entsprechend einer abgewandelten Maar-Lithozonengliederung (PIRRUNG 1998, FELDER et al. 2001) werden diese Sedimente als Teil einer Diatrembrekzie aus fragmentiertem Nebengestein, der kollabierten Umrandung eines ehemaligen Schlotes, eingestuft. Es wird deutlich, dass die Vulkaniklastite und Tuffe infolge des Ausbruchs eines Maar-Vulkans, unmittelbar vor der Bildung des eigentlichen Messel-Sees vor etwa 50 Mio. Jahren, abgelagert wurden (HARMS et al. 2003).

3.3 Stratigraphie, Lithologie und Verbreitung der geologischen Einheiten

3.3.1 Paläozoische und tertiäre Magmatite, altpaläozoische Metamorphite

Die tertiären Sedimente der Messel-Formation füllen eine von Randstörungen begrenzte Hohlform innerhalb umrandender paläozoischer Gesteine aus (Abb. 5). Die altpaläozoischen Plutonite und Metamorphite werden meistens durch Rotliegendesedimentgesteine verhüllt. Lediglich südöstlich des Vorkommens sind Plutonite unmittelbar unter dünner quartärer Überdeckung erbohrt (NIX 2001).

Im Süden treten vorwiegend paläozoische Diorite mit eingeschalteten NW–SE-streichenden Granophyrgängen auf. Im Norden steht überwiegend paläozoischer Granodiorit an (Abb. 5). Die Diorite sind fein- bis mittelkörnig, Hauptgemengeteile sind Plagioklas und Hornblende. Die Granodiorite sind grobkörnig und bestehen überwiegend aus großen Plagioklasen mit wenigen

dunklen Gemengeteilen. Als Gänge auftretende Granophyre sind grau bis rötlich mit Quarz-, Feldspat- oder Biotiteinsprenglingen in dichter, mikrogranitischer Grundmasse (MATTHESS 1966).

Östlich der Grube Messel stehen altpaläozoische Amphibolite an (HARMS et al. 1999). Die ca. 500 m nordöstlich des nördlichen Grubenrands aufgeschlossenen Basalte sind tertiären Alters (NEGENDANK 1975). Das absolute Alter wurde nach Kalium-Argon Datierungen als eozänzeitlich (Umgebung Messel mit 49 Ma) ermittelt (LIPPOLT et al. 1975).

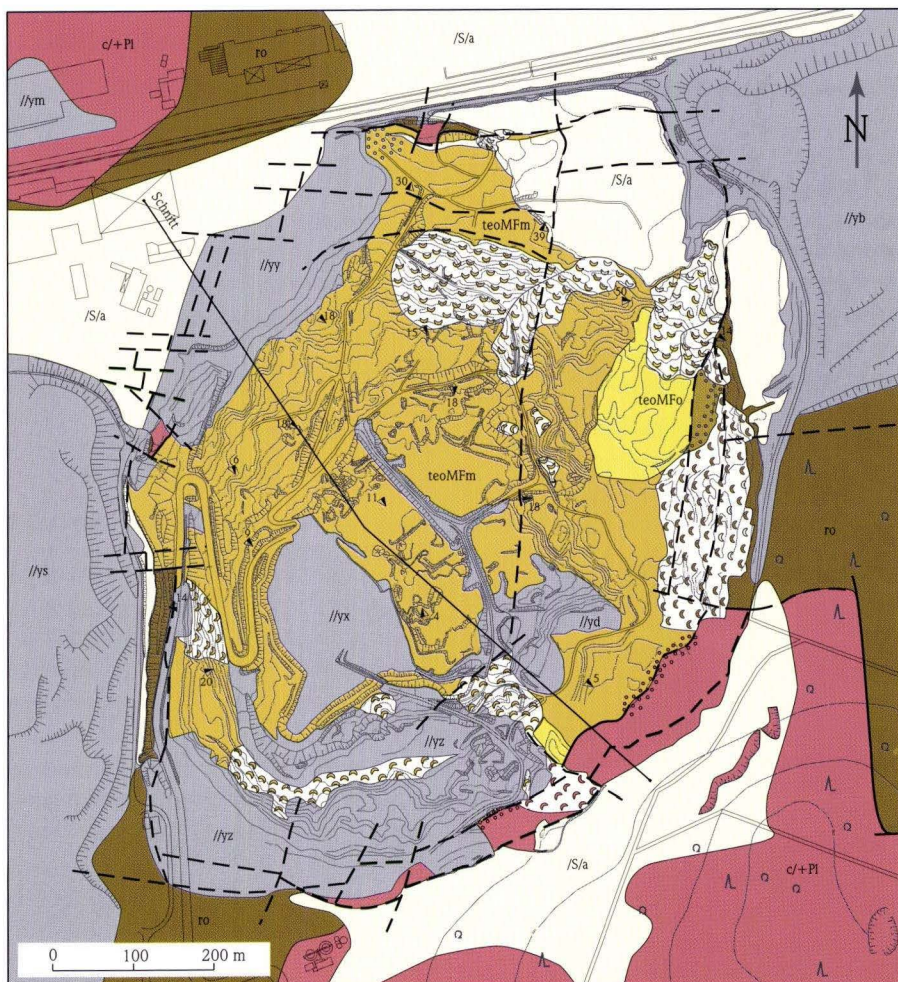
Kartierung und Bohrkernaufnahmen zeigen, dass die paläozoischen Plutonite bis zu einer Teufe von ca. 20–25 m durch Verwitterung vor der Ablagerung der Rotliegendesedimentgesteine bzw. im Tertiär vergrust sind (MATTHESS 1966).

3.3.2 Rotliegendesedimentgesteine

Sedimentgesteine des Rotliegend überlagern in der Umrandung der Grube Messel die altpaläozoischen Plutonite und Metamorphite mit unterschiedlicher Mächtigkeit. Südlich und nördlich des Vorkommens ist eine maximale Mächtigkeit von ca. 7–12 m dokumentiert. Nach Nordosten und Osten hin nimmt die Mächtigkeit auf bis zu ca. 63 m zu. Westlich des Vorkommens sind ebenfalls beträchtliche Mächtigkeiten von mindestens 58 m nachgewiesen (NIX 2001).

Rotliegendesedimentgesteine sind an der Steilböschung im Nordosten und Osten sowie in der Südwestböschung der Grube Messel aufgeschlossen (Abb. 5). Dominierend sind gelbgraue, feldspatführende, meist schlecht geschichtete Mittel- und Grobsandsteine mit eingestreuten

oder lagenweise angereicherten Geröllen. Fein- bis mittelkonglomeratische Linsen und mittel- bis grobkonglomeratische Bänke sind zwischengeschaltet. Bis auf vereinzelte rötliche, gelbgraue und schwarze Tonsteinlagen fehlen feinklastische und karbonatische Sedimente. Die Abfolgen werden als Ablagerungen von Massenströmen (distale debris flow deposits) gedeutet (MARELL 1989). Im Tonmineralbestand dominieren Illit und Kaolinit. Smectit tritt selten auf, mixed-layer-Mineralie und Vermiculit sind nur lokal nachweisbar (MARELL 1989, Brg. 01/1974). MARELL (1989) rechnet die Rotliegendesedimentgesteine der Grubenumgebung zu den Moret-Schichten des Oberrotliegend, der ältesten auf dem Sprendlinger Horst abgelagerten Rotliegend-Einheit.



<p>//y Holozän // Bergwerkshalden und künstliche Auffüllungen</p> <p>//yx Holozän // Rutschmassen</p> <p>//yz Quartär // Hangschuttdecken über älteren Ablagerungen</p> <p>//ys Pleistozän, Würm-Kaltzeit // Flugsand u. holozäne Bachablagerungen</p> <p>//sa Tertiär, Miozän // Flugsand, Ton, Schluff</p> <p>teoMfo Tertiär, Miozän // obere Messel-Formation</p> <p>teoMFm Tertiär, Miozän // mittlere Messel-Formation</p>	<p>ym: Bauschutt, Porenbetonbruchstein, Müll yx: Schotter (Drainageschicht) yz: Porenbetonbruchstein yz: Porenbetonbruchstein, Bauschutt, Abraum, umgelagerter "Ölschiefer", Schwelrückstände yd: "Ölschiefer" umgel., mit Bauschutt verunreinigt yb: Abraumhalde (Kies, Sand, Ton u.a.) ys: Rückstands- und Schlackenhalde</p> <p>verrutschte Gesteinsmassen und verkippte Schollen aus Sedimenten der Messel-Formation, paläozoischen Festgesteinen und quartärer Bedeckung (Zusammensetzung entsprechend Formationsfarben)</p> <p>Schluff, Sand, Kies, Gesteinsschutt (Zusammensetzung entsprechend Formationsfarben)</p> <p>Mittelsand, fein-grobsandig, örtlich lagenweise kiesig, schluffig, tonig</p> <p>Ton, Schluff, Sand</p> <p>Schwarzpelit ("Ölschiefer"), z.T. sandig, lagenweise kiesig</p>	<p>teoMFu Tertiär, Miozän // untere Messel-Formation Konglomerat, Brekzie, Sand(stein), z.T. kiesig, Ton und Schluff, z.T. mit pyroklastischem Material</p> <p>ro Perm, Oberrotliegend Konglomerat, Sandstein, z.T. kiesig, Ton- und Schluffstein</p> <p>c/+Pl Karbon Plutonite: Granit, Granodiorit, Diorit einschließlich Ganggesteine</p> <p>Schnittgrenze Schichtgrenze</p> <p>Störung, z.T. (unter Bedeckung) vermutet</p> <p>Fallen und Streichen der Schichten in Grad</p> <p>Schnitt Geologischer Schnitt</p>
--	--	--

Abb. 5. Geologische Karte der Grube Messel.

3.3.3 Tertiäre Sedimente der Messel-Formation

Die in Messel abgelagerten Sedimente der Messel-Formation wurden im frühen Miozän, vor etwa 49 Millionen Jahren, gebildet. Entsprechend der Säugetierfauna, insbesondere dem Entwicklungsstand der Urpferde, wird die Entstehung in das untere Geiseltalium bzw. untere Lutetium (marin) datiert. (TOBIEN 1968, FRANZEN & HAUBOLD 1986, FRANZEN in SCHAAL & ZIEGLER 1988). Die Gliederung der Formation erfolgt

nach lithofaziellen und stratigraphischen Aspekten (MATTHESS 1966, WEBER & HOFMANN 1982) in (vom Liegenden zum Hangenden):

- untere Messel-Formation, teoMFu (früher: liegende klastische Sedimente)
- mittlere Messel-Formation, teoMFm (früher: „Ölschiefer“)
- obere Messel-Formation, teoMFO (früher: hangende klastische Sedimente)

3.3.3.1 Untere Messel-Formation

Die Sedimente der unteren Messel-Formation umfassen die basalen Grobklastika, die grobklastische Randfazies des Messel-Sees sowie – im zentralen Teil des Beckens – die unteren 20–40 m der Schwarzpelite mit einem hohen Anteil tuffitischer Resedimente. Die Ablagerungen sind aus einer inhomogenen Abfolge schlecht sortierter Debrite sowie Sand-, Schluff- und Tonlagen aufgebaut, die als Produkte subaquatischer Trübebröme bzw. subaquatischer Rutschungen angesehen werden (MATTHESS 1966, PIRRUNG 1998, HARMS et al. 1999, LIEBIG 2000). Extraklasten aus Sandsteinen oder Arkosen des Rotliegend sowie Diorit oder Granodiorit (Tafel 1, Fig. 1) sind vorwiegend eckig, selten kantengerundet. Insbesondere am Top der Abfolge sind „Schwarzpelitklasten“ eingestreut. Gut geschichtete sandig-schluffige und sandig-tonige Lagen sind z.T. deutlich gradiert und schräggeschichtet (Tafel 1, Fig. 2). Der Anteil an vulkaniklastischen Bestandteilen (Lapilli und Bomben bis zu 3 cm Durchmesser) ist in der gesamten Abfolge sehr hoch (PIRRUNG 1998, LIEBIG 2000). Die vulkaniklastischen Fragmente sind zumeist stark alteriert und lediglich in sekundär durch Calcit verfestigten Bereichen unzersetzt erhalten (Tafel 1, Fig. 3). Die Sedimente enthalten häufig Pyrit (MATTHESS

1966). Neben Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Glimmer dominieren jedoch Tonminerale – insbesondere Smectit – das mineralogische Inventar (WEBER 1988).

Bereits am Rand des Vorkommens sind Sedimente der unteren Messel-Formation mit beträchtlichen Mächtigkeiten nachweisbar (z.B. 40,85 m in Brg. IN 17, mehr als 61 m in Brg. IN 28). Die größten Mächtigkeiten treten jedoch zum Zentrum des Vorkommens hin auf (z.B. Brg. FB 1–7, 1/27 und 13/26). Die Forschungsbohrung Messel 2001 durchbohrte die untere Messel-Formation im Struktur tiefsten und dokumentiert eine Mächtigkeit von ca. 140 m (NIX & FELDER 2002, HARMS et al. 2003). Aktuell sind Sedimente der unteren Messel-Formation u.a. im Osten der Grube (Abb. 5) durch den Abbau freigelegt und werden dort z.T. von Abbauresten der oberen Messel-Formation und Böschungsabschwemmmaterial der steilen Grubenböschungen verdeckt. Ein Kontakt der unteren Messel-Formation mit Rotliegendesedimentgesteinen ist im Norden der Grube aufgeschlossen (Tafel 1, Fig. 4). Die sandig-kiesigen Lagen mit flach nach Süden einfallenden, scharf umgrenzten Schwarzpeliteinschaltungen kennzeichnen die Randfazies des Messeler Sees.

3.3.3.2 Mittlere Messel-Formation („Ölschiefer“)

Die Sedimente der mittleren Messel-Formation umfassen ein ca. 100 m mächtiges Paket zu meist feingeschichteter, stark wasserhaltiger Schwarzpelite. Der ursprünglich bergmännische Begriff des „Ölschiefers“ ist weder geologisch-petrographisch noch chemisch exakt definiert. Nach TAYLOR et al. (1998) ist jedes Sedimentgestein ein „Ölschiefer“ (bzw. oil shale), das hohe Anteile „unreifer“ organischer Substanz mit einem hohen Kohlenwasserstoffpotenzial enthält. TISSOT & WELTE (1984) beschreiben Sedimentgesteine, die durch Pyrolyse industriell nutzbare Mengen Öl liefern, als „Ölschiefer“. Eine Klassifikation erfolgt nach dem Typ und der Herkunft des organischen Materials, das in ein komplexes System von Maceralen eingeteilt wird. Nach der Definition von COOK et al. (1981) und HUTTON (1987) ist der Messeler „Ölschiefer“ als Lamosit einzustufen (GOTH 1990).

Überlieferte Pflanzen und Tiere des Messeler Schwarzpelites stammen aus festländischen Lebensräumen. Die Sedimente, überwiegend feine Tontrübe, wurden über temporäre Zuflüsse sowie untergeordnet äolisch in einen Süßwassersee transportiert und abgelagert. Einzelne Lagen deuten auf episodisch direkt eingetragene vulkanische Aschen hin (KUBANEK et al. 1988). Das Grundmuster der Sedimentation ist durch einen rhythmischen Wechsel dünner Tonminerallagen mit variablem organischem und anorganischem Anteil bestimmt. Diese Abfolge entstand bei konstanter Sedimentationsrate der Mineralphase durch episodische Ablagerung von Einzelzellen der Grünalge *Tetraedron minimum* (A. BRAUN) HANSGIRG, 1888 (IRION 1977, GOTH 1990). Im Zentrum des Vorkommens ist die Feinlamination ausgeprägt. Sie wird allerdings durch häufig auftretende nicht laminierte pelitische oder sandig-kiesige Zwischenlagen unterbrochen (Tafel 1, Fig. 8), die z.T. als Leithorizonte genutzt werden (HARMS et al. 1999). Häufigkeit, Mächtigkeit und Korngröße dieser z.T. schnell auskeilenden Horizonte nehmen zu den Randbereichen des Vorkommens

hin zu. Die Einschaltungen werden als Produkte von Seeturbiditen oder Suspensionsströmen bzw. subaquatischen Rutschungen gedeutet. Solche Massentransporte können z.B. durch eine Mobilisierung des Sedimentes infolge seismischer Erschütterung etc. entstehen (GOTH 1990).

Feinlaminierte Schwarzpelite werden von hellen, konkordanten, bis zu mehreren Millimetern mächtigen Sideritlagen durchzogen (Tafel 1, Fig. 8). Der Siderit wurde bei einem Überangebot an Fe^{2+} durch Stoffwechselfvorgänge von Mikroorganismen innerhalb des Sedimentes bzw. an der Sediment/Wasser-Grenze gebildet (FELDER et al. 2000). Sideritlagen treten zentral gehäuft auf und sind am Rand des Vorkommens nur selten nachzuweisen.

Im Gegensatz zu den zentralen Ablagerungen ist der Schwarzpelit im Randbereich des Vorkommens vorwiegend nicht oder nur schlecht laminiert (Tafel 1, Fig. 7). Die Sedimente sind als massive, feinsandige Schwarzpelite mit vereinzelt eingestreuten Extra- und Intraklasten (Tafel 1, Fig. 6) anzusprechen.

Insbesondere am Süd- und Ostrand des Vorkommens treten Kieselschwammnadeln bzw. Abdrücke von Kieselschwammnadeln auf. Ausschließlich im Osten ist lokal ein nahezu gesteinsbildend aus Kieselschwammnadeln [*Spongilla gutenbergiana* (MÜLLER 1982)] bestehender Lithofazies-Typ (Spikulit) ausgebildet.

Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation und Sedimente der unteren Messel-Formation sind durch ein im Zentrum ca. 10 m mächtiges, intraklastenführendes, beckenweit zu verfolgendes Schuttstromsediment voneinander abgegrenzt. Innerhalb der Schwarzpelite ist ein Übergangsbereich ausgebildet, der durch einen hohen Anteil sandig-kiesiger Schüttungen charakterisiert ist (Tafel 1, Fig. 5).

Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Schwarzpelite zeigt die für Tonsteine typischen SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte. Hohe Ti-, Cr-, Ni- und V-Gehalte weisen auf ein vulkanoge-

nes, basaltisches Ausgangsmaterial hin (HARMS et al. 1999). Der minerogene Bestand der Sedimente wurde u.a. von IMMEL (1960), MATTHESS et al. (1964), MATTHESS (1966), IRION (1977) und WEBER (1988, 1991) untersucht. Mineralische Hauptkomponenten sind Smectit, Siderit, Pyrit, Quarz, Opal und Zeolith. Smectit dominiert das Tonmineralspektrum mit einem Anteil von ca. 85–95 % (MATTHESS et al. 1964, IRION 1977, GOTH 1990). In den sandig-kiesigen Einschaltungen treten vorwiegend Kaolinit, Illit, Glimmer, Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz sowie geringe Mengen an Calcit auf. Nach KUBANEK et al. (1988) war das Ausgangsmaterial des „Ölschiefers“ aus eingeschwemmten, verwitterten und/oder eingewehten, frischen basisch-vulkanogenen Komponenten zusammengesetzt. Primäre Mafite wie Olivin, Pyroxen und Hornblende sowie andere instabile Komponenten wurden offenbar rasch nach der Ablagerung (halmyrolytische bzw. diagenetische Neubildung) in einen „hoch katalytisch wirksamen Ton“ umgewandelt (KUBANEK et al. 1988).

Der Anteil organischer Substanz der Schwarzpelite variiert zwischen 20 % und 40 %. Vom Zentrum des Vorkommens ausgehend, ist eine systematische Abnahme zu den Rändern nachweisbar (sog. „Randschiefer“ der Bergleute). Die Kohlenstoffgehalte differieren als Folge unterschiedlicher „Verdünnung“ durch anorganisches Material und nicht aufgrund einer Änderung der Organismenart bzw. des Erhaltungsgrades (RULLKÖTTER et al. 1988). Eine quantitative Maceralanalyse dokumentiert einen Anteil an Huminit von ca. 4–14 %, an Inertit von ca. 0–9 % sowie an Liptinit von ca. 88 %. Schätzungsweise 10 % der organischen Substanz sind in der mineralischen Grundmasse verborgen (HAGEDORN-GÖTZ 1985, JANKOWSKI & LITKE 1986). Mehr als 80 % des Liptinits wird als ehemaliges Nannoplankton des Meseler Sees [entspr. *Tetraedron minimum* (A. BRAUN) HANSGIRG, 1888] interpretiert (RULLKÖTTER et al. 1988). Dieser Liptinit tritt sowohl in dichten Lagen („Algen-Laminae“) als auch dispers in der mineralischen Grundmasse neben den ande-

ren Maceralen auf. Unstrukturierte, z.T. lagig angeordnete organische Substanz wird als Produkt einer bakteriellen Überarbeitung der „Algen-Laminae“ gedeutet (RULLKÖTTER et al. 1988).

Etwa 2–5 % des organischen Kohlenstoffs ist in Verbindungen mit niedrigem Molekulargewicht, extrahierbar mit organischen Lösungsmitteln, gebunden. Mehr als 95 % des organischen Kohlenstoffs sind hingegen in polykondensierten Verbindungen, so genannten Kerogenen, fixiert (MICHAELIS et al. 1988). Kerogene sind feste, wenig mobile Polymere, die polyaromatische und polycyclische Ringe sowie aliphatische Verbindungen enthalten. Erst bei hohem Druck und hoher Temperatur werden sie unter Wirkung mineralischer Katalysatoren zersetzt (DURAND 1980, JASMUND & LAGALY 1993). Die Zusammensetzung der Kerogene ist äußerst variabel und kann nicht wie die Struktur von Biopolymeren exakt ermittelt werden. Nach der formalen Klassifizierung handelt es sich bei der organischen Substanz der Schwarzpelite um Typ-II-Kerogen (JANKOWSKI & LITKE 1986, RULLKÖTTER et al. 1988).

Die Inkohlung bzw. chemische Umstrukturierung des organischen Materials ist durch eine Huminit-Reflexion von 0,22–0,41 % (Vitrinit-Reflexion von 0,26 % nach RULLKÖTTER et al. 1988) charakterisiert (JANKOWSKI & LITKE 1986). Nach HAYES et al. (1987) wurde das organische Material des Schwarzpelites mit maximal 40 °C thermisch überprägt. Nach der Ablagerung erfuhren die Sedimente somit nur eine geringe Versenkung bzw. wurden nur in geringem Umfang von jüngeren Ablagerungen überdeckt.

Die Basis der Schwarzpelite der mittleren Mesel-Formation wird im Struktur tiefsten durch Bohrung 6/24 und die Forschungsbohrung 2001 bei ca. 6 m ü. NN dokumentiert. Die Restmächtigkeit beträgt hier ca. 99 m. Dies entspricht einer Mächtigkeit vor Abbau von ca. 160 m. Aktuell ist der Schwarzpelit im Zentrum des Vorkommens gut aufgeschlossen und wird lediglich im Nordosten durch eine nicht abgebaute pleistozäne Dekkschicht sowie im Süden und Westen durch anthropogene Aufschüttungen überlagert (Abb. 5).

3.3.3.3 Obere Messel-Formation

Die Ablagerungen der oberen Messel-Formation waren nur in drei syn- bis postsedimentär gebildeten grabenartigen Hohlräumen (sog. „Mulden“) am Süd- und Ostrand des Vorkommens überliefert und erreichten hier eine Mächtigkeit von ca. 30–35 m (MATTHESS 1966). Die Sedimentbasis lag in der Südmulde auf ca. 140 m NN, in der Südostmulde auf ca. 130–135 m NN und in der Nordostmulde auf ca. 120–125 m NN (NIX 2001).

Unmittelbar über den Schwarzpeliten befand sich ein 0,5–5 m mächtiger schwarzer Ton (KLEMM 1910). Innerhalb dieses Tones wurden geringmächtige Braunkohleflöze erbohrt. In den südlichen und östlichen Randmulden folgten ca.

14 m gelbgraue, hellgraue, blaue oder olivgraue Tone, die von tonigen Sanden überlagert wurden (MATTHESS 1966).

Die Sedimente wurden bis auf zwei kleine Vorkommen im Osten und Südosten der Grube (Abb. 5) durch den Bergbau ausgeräumt. Die noch erhaltenen Ablagerungen bestehen aus hellen, schluffigen Feinsanden und einer Wechselfolge grober, bunter Sande mit bunten (grünlich-grauen, blauen, schwarzen und gelben) plastischen Tonen. Die Restmächtigkeit beträgt im Norden der Ostmulde mehr als 5 m. Die Sedimente der oberen Messel-Formation lagern hier unmittelbar über Sedimenten der unteren Messel-Formation (Abb. 5).

3.3.4 Quartär

Senken in der Oberfläche der Messel-Formation waren mit pleistozänem Kies gefüllt, der stellenweise von umgelagertem Schwarzpelit überdeckt wurde. In der Umgebung sind die pleistozänen Kiese bis zu 3 m, meistens aber ca. 1,5 m mächtig (MATTHESS 1966) und gehen in

gelbliche, rötliche oder braune Sande mit kleinen Geröllen über. Der überlagernde Flugsand wird durchschnittlich 1–2 m mächtig und ist aktuell im Nordosten des Vorkommens Grube Messel sowie an den Grubenrändern über paläozoischen Gesteinen aufgeschlossen (Abb. 5).

3.3.5 Anthropogene Bildungen

Nordöstlich des Grubenbereiches wurde durch den Tagebau eine Abraumhalde (Ton, Sand, Kies u.a.) aufgeschüttet. Westlich des Grubengebäudes (Abb. 5) entstanden durch die Produktion eine Schwel- und Grieshalde (Schlacke, verschwelter und ausgebrannter Schwarzpelitrückstand, kleinstückiger Schwarzpelit). Am Südrand wurden umgelagerte Sedimente der mittleren und oberen Messel-Formation (mit Bauschutt und Porenbetonbruchsteinen verunreinigt) als

Vorschüttung eingebracht und neu angebösch (Abb. 5). Porenbetonbruchsteinhalden, aus Produktionsabfällen des Ytong-Werkes, wurden auf die ehemalige erste bis dritte Sohle der nördlichen Westböschung sowie einen Teil der Südostböschung geschüttet (Abb. 5). Im Zentrum der Grube ist die ursprünglich als Deponiedrainage geplante Schicht aus Schotter erhalten (Abb. 5).

3.4 Modellierung der geologischen und tektonischen Verhältnisse des Vorkommens

Die Verbreitung der tertiären Seesedimente ist innerhalb umrandender Rotliegendesedimentgesteine und Plutonite durch die Größe und Form des explosiv entstandenen Hohlraums begrenzt (Abb. 6, Lage des Schnittes in Abb. 5). Nach einer primär explosiven Ausräumung von Material, bevorzugt entlang existierender Schwächezonen (Trennflächen), folgte ein syn- bis post-eruptives Nachsacken und Kollabieren von Kraterandbereichen (syneruptives Hohlraumwachstum, vgl. LORENZ 1986, 2000) infolge der sukzessiven Tieferlegung der Wurzelzone bzw. des Explosionsniveaus des Maars. Der Kollaps der Kraterwände verlief vorzugsweise entlang NNE/SSW-, ESE/WNW- und NE/SW-streichender, listrisch verlaufender Störungen, die somit die Begrenzung der tertiären Sedimentfüllung gegenüber umrandenden paläozoischen Gesteinen bilden. Der geologische Schnitt (Abb. 6) zeigt die asymmetrische Verteilung der syn- bis post-eruptiv entstandenen Sedimentfüllung. Einer raschen Mächtigkeitzunahme und einem deutlichen Versatz im Süden bis Südosten und Westen stehen eine allmähliche Mächtigkeitzunahme und ein staffelbruchartiges Absinken im Norden gegenüber. Die größten Mächtigkeiten tertiärer Sedimente treten im Struktur tiefsten bzw. über dem Diatrem im Südosten des Vorkommens auf (Abb. 6, Brg. FB 2001). Über Tuffen bzw. Tuffiten sowie einer Diatrem- oder Nebengesteinsbrekzie wurde hier die Basis der Sedimente der Messel-Formation bei ca. -129 m NN durch die Forschungsbohrung 2001 nachgewiesen (NIX & FELDER 2002, HARMS et al. 2003). Das Unterlager der tertiären Sedimente außerhalb des Struktur tiefsten bleibt unklar. Zu den Randbereichen hin können unbeeinflusste bzw. brekziöse paläozoische Plutonite und Metamorphite auftreten. Der im geologischen Schnitt ausgearbeitete Übergang der tertiären Sedimente zu (brekziösen) Plutoniten bzw. Metamorphiten wurde, wenn nicht durch Bohrungen belegt, aus den geophysikali-

schen Untersuchungen abgeleitet (BUNESS et al. 2003).

Zum Zentrum des Vorkommens hin verzahnen die Debrite der Randbereiche mit den Schwarzpeliten, der Ruhig- bzw. Tiefwasserfazies des Messel-Sees. Im Zentrum des Vorkommens lagern die Schichten nahezu horizontal (Abb. 6). Mit zunehmender Entfernung vom Struktur tiefsten nimmt der Einfallwinkel auf ca. 20–25° zu. In den Randbereichen des Vorkommens liegen die Schwarzpelite den aus dem Tuffwall bzw. der Umgebung z.T. steil angeschütteten Randsedimenten diskordant an.

Infolge posteruptiver, syn- bis postsedimentärer Setzungen der im Diatrembereich abgelagerten Tuffe und Tuffite traten zum Struktur tiefsten gerichtete syn- bis postsedimentäre Ausgleichsbewegungen entlang der präexistenten, listrisch ausgebildeten Schwächezonen bzw. entlang neu entstehender Verwerfungen auf (Abb. 6). Hierbei entwickelten sich im Hangenden der Abschiebungen z.T. antithetische Flexuren (Rollover) mit einer Verkippung der Bruchkörper vom Struktur tiefsten weg. Infolge der auch postsedimentär anhaltenden Setzungen und Senkungen der Diatremablagerungen (Brekzien, Tuffe und Tuffite) bildeten sich, ausgehend von den mit ca. 80° einfallenden Diatremwänden (LORENZ 1986), z.T. revers verlaufende Störungen (vgl. ODONNE et al. 1999).

Vorwiegend in den Randbereichen im Süden und Südosten (Abb. 6) entstanden durch weitere syn- bis postsedimentäre Verwerfungen, möglicherweise im Zusammenhang mit der Bildung des Oberrheingrabens, grabenartige Einbrüche. Die infolge der Einsenkung entstandenen Hohlräume wurden mit Sedimenten der oberen Messel-Formation („Randmulden“) gefüllt, die hier vor der Erosion geschützt wurden. Zur Verdeutlichung dieser Strukturen sind die durch den Bergbau abgebauten Sedimente und Plutonite in ihrer ursprünglichen Verbreitung – durch Bohrungen rekonstruiert – dargestellt (Abb. 6).

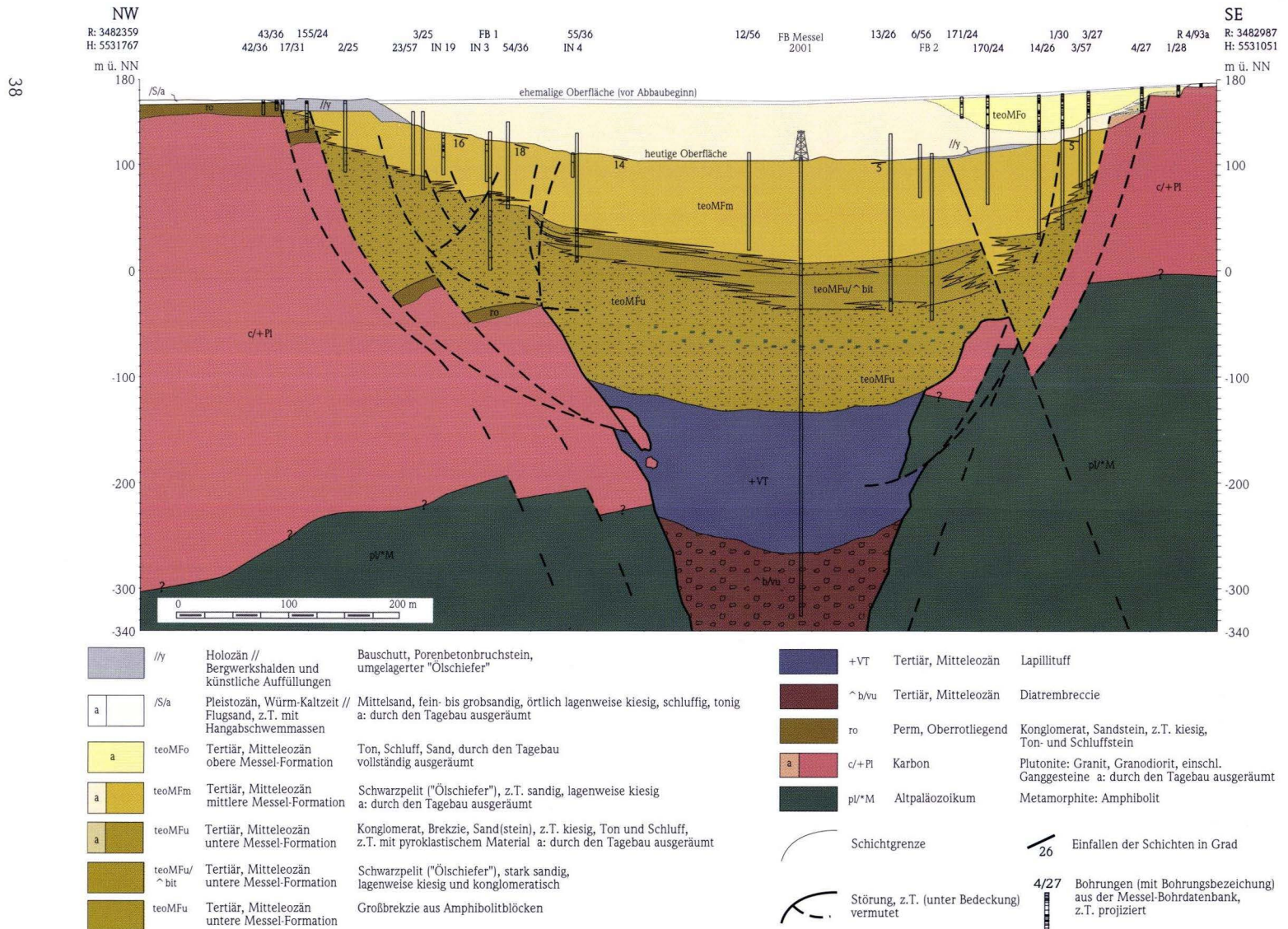


Abb. 6. Geologischer Schnitt in Nordwest–Südost-Richtung durch das Vorkommen Grube Messel, Entwurf T. NIX und F.-J. HARMS.

3.5 Analyse des Trennflächengefüges

3.5.1 Paläozoische Magmatite

Das Trennflächengefüge der das Tertiärvorkommen umrandenden paläozoischen Magmatite zeigt eine undeutlich ausgebildete Regelung (Abb. 7). Das Klüftgefüge wird durch ESE/WNW-, NNE/SSW- und NE/SW-streichende Klufscharen bestimmt. Die Schwerpunktvektoren der signifikanten Trennflächenscharen wurden mit $k11 = 212/87$, $k12 = 093/85$ sowie $k13 = 312/36$ ermittelt (Abb. 7).

Die Klüftflächen sind vorwiegend uneben und

rau ausgebildet. Für 50 % aller Klüftflächen der Klufschar $k12$ ist ein toniger Belag nachweisbar. Die mittlere Öffnungsweite der Klufschar $k11$ beträgt 1,9 mm, der mittlere Trennflächenabstand 15,6 cm. Für Klufschar $k12$ ist eine mittlere Öffnungsweite von 2,2 mm und ein mittlerer Trennflächenabstand von 19,3 cm dokumentiert. Klufschar $k13$ weist eine mittlere Öffnungsweite von 0,4 mm und einen mittleren Trennflächenabstand von 10,8 cm auf (Nix 2003).

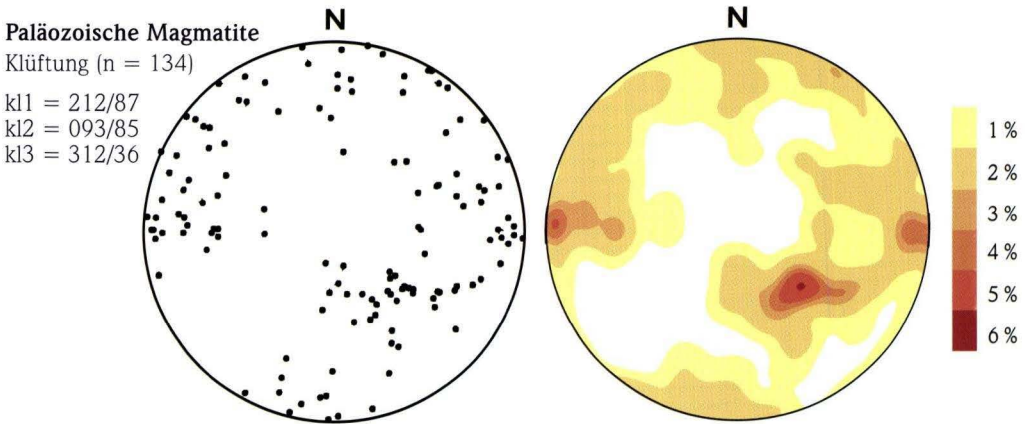


Abb. 7. Klüftgefüge paläozoischer Magmatite südöstlich der Grube Messel, dargestellt im Schmidt'schen Netz als Flächenpolpunkte bzw. Linien gleicher Häufigkeit.

3.5.2 Rotliegendesedimentgesteine

Für das Schichteinfallen der Sedimentgesteine des Rotliegend westlich des Vorkommens der Messel-Formation wurde der Schwerpunktvektor mit $270/12$, für das Schichteinfallen östlich des Vorkommens mit $121/12$ ermittelt (Abb. 8).

Die signifikanten Klufscharen der Rotliegendesedimentgesteine streichen ESE/WNW bzw. NNE/SSW. Die entsprechenden Schwerpunktvektoren wurden mit $k11=039/74$ und $k12=111/87$ ermittelt (Abb. 8). Das Klüftgefüge ist mit dem der paläozoischen Magmatite vergleichbar. Allerdings ist die NE/SW-streichende, flach einfallende Kluf-

schar $k13$ nicht eindeutig dokumentiert.

Die Klüft- und Schichtflächen sind vorwiegend uneben und rau ausgebildet. Beläge treten bei mehr als 80 % aller Flächen nicht auf. Die mittlere Öffnungsweite der Klufschar $k11$ beträgt 2,4 mm, der mittlere Trennflächenabstand 14,3 cm. Für Klufschar $k12$ ist eine mittlere Öffnungsweite von 5,7 mm und ein mittlerer Trennflächenabstand von 16,4 cm dokumentiert. Die Schichtung weist eine mittlere Öffnungsweite von 1,3 mm und einen mittleren Trennflächenabstand von 2,7 cm auf (Nix 2003).

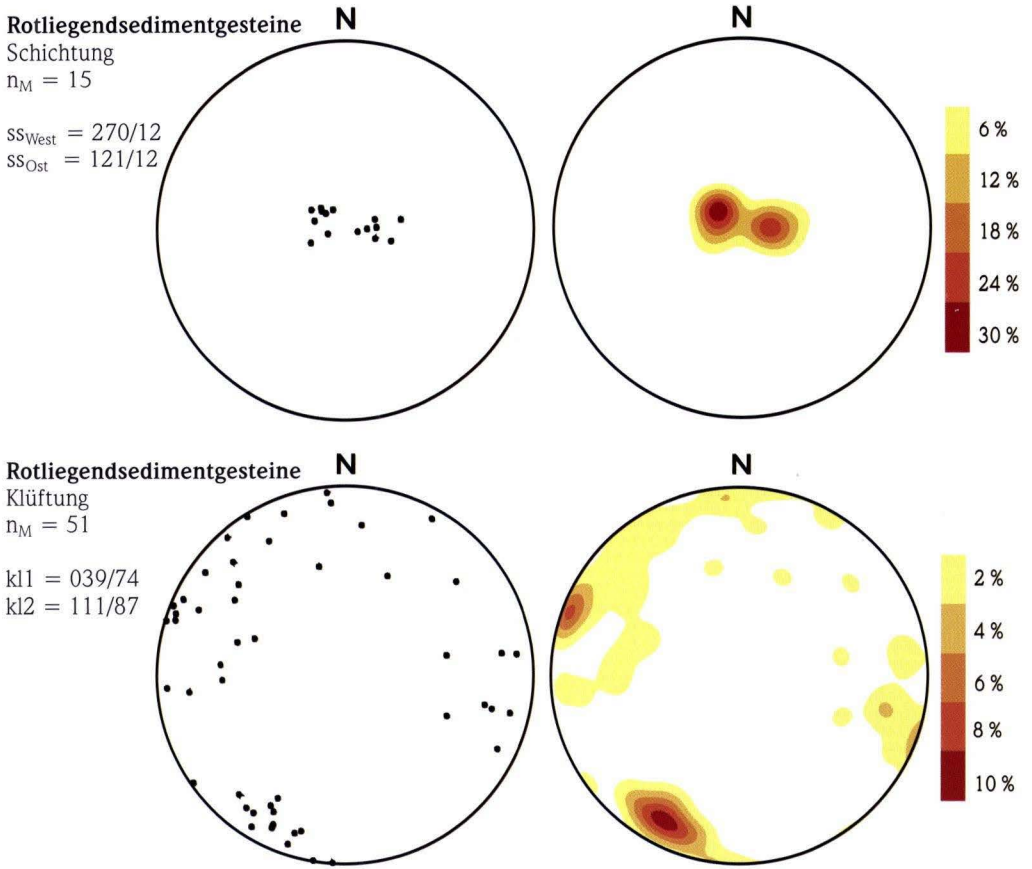


Abb. 8. Schichtung und Klüftgefüge der Rotliegendensedimentgesteine westlich und östlich der Grube Messel, dargestellt im Schmidt'schen Netz als Flächenpolpunkte bzw. Linien gleicher Häufigkeit.

3.5.3 Sedimente der Messel-Formation (Schwarzpelit)

Im Zentrum des Vorkommens lagern die Schichten nahezu söhlig. Mit zunehmender Entfernung vom Struktur tiefsten steigt der Einfallwinkel an und die Schwarzpelite fallen konzentrisch zum Struktur tiefsten hin ein (vgl. Abb. 5 u. 9). Dies ist auf die Beanspruchung der stark wasserhaltigen Schwarzpelite durch die Eigenkompaktion sowie die Setzungen der locker gelagerten minerogenen Seesedimente während der Diagenese zurückzuführen. Da sowohl die Eigenkompaktion als auch die Setzungen im Struktur tiefsten aufgrund der größeren Mächtigkeiten

höher waren als am Struktur rand, wurde eine quasi konzentrische Verbiegung der Schichten zum Struktur tiefsten hin erzeugt.

Weiterhin wurden die Schwarzpelite, durch syn- und postsedimentäre Ausgleichsbewegungen infolge der Senkungen und Setzungen der Tuffe und Tuffite im Diatrembereich, entlang listrisch verlaufender Abschiebungen (vgl. Abb. 6) verstellt. Insbesondere am Nordrand des Vorkommens weisen die Lagerungsverhältnisse der Schwarzpelite auf solche syn- bis postsedimentären tektonischen Verstellungen hin. Hier fallen

die Schichten mit bis zu 40° vom Struktur-tiefsten weg in Richtung Norden (vgl. Abb. 5).

Wahrscheinlich infolge des im frühen Tertiär beginnenden Einbruchs des Oberrheingrabens erfolgte zudem eine vorwiegend postsedimentäre tektonische Verkippung der Schichten entlang NNE/SSW-streichender Trennflächen. Am Ost- und Südostrand ist z.B. ein Schichteinfallen von bis zu 60° in Ost- bzw. Südostrichtung dokumentiert. Diese tektonisch bedingte Verstellung der Schichtung ist auf eine über den Rand des Vorkommens hinaus verlaufende NNE/SSW- bzw. NE/SW-streichende Verwerfung (vgl. Abb. 5) zurückzuführen, die u.a. den grabenartigen Einbruch im Nordosten erzeugte (vgl. Abb. 6).

Die Schichtflächen des Schwarzpelites sind vorwiegend eben und glatt ausgebildet. Die Mehrzahl der Flächen weist keinen Belag auf, z.T. ist ein Überzug aus Eisenoxid dokumentiert. Die mittlere Öffnungsweite beträgt 0,4 mm, der mittlere Trennflächenabstand 0,7 cm (Nix 2003).

Das schlecht geregelte Kluftgefüge wird durch steil einfallende und konzentrisch um das Struktur-tiefste streichende Klüfte geprägt (Abb. 9). Zwei signifikante Maxima, die auch das Trennflächengefüge der umrandenden paläozoischen Festgesteine dominieren, sind durch die Schwerpunktvektoren $k11=033/87$ sowie $k12=279/87$ charakterisiert (Abb. 9).

Die regionale Gliederung des Kluftgefüges

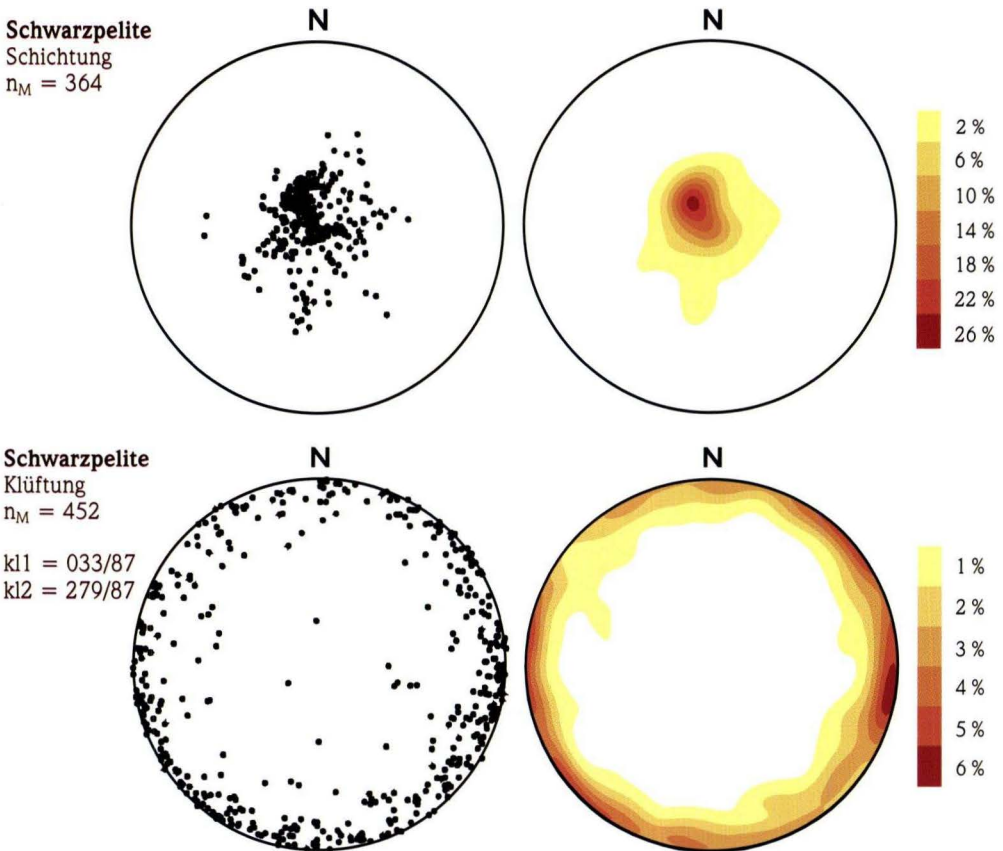


Abb. 9. Schichtung und Kluftgefüge der eozänen Schwarzpelite, dargestellt im Schmidt'schen Netz als Flächenpolpunkte bzw. Linien gleicher Häufigkeit.

nach Böschungsbereichen verdeutlicht die Dominanz der konzentrisch um das Struktur tiefste streichenden Klüfte (Abb. 10, vgl. Abb. 12). Dieses charakteristische Kluftsystem wurde durch folgende Einwirkungen erzeugt:

- Brüche infolge der zum Struktur tiefsten gerichteten syn- bis postsedimentären Ausgleichsbewegungen nach Setzungen und Senkungen der Diatremensedimente,
- Kompaktionsbrüche infolge der Kompaktionsunterschiede zwischen randlichen und zentra-

len Schwarzpeliten bzw. nach Setzungen der minerogenen Seesedimente,

- Brüche durch Dehnungen infolge des im frühen Tertiär beginnenden Einbruchs des Oberrheingrabens.

Die Kluftflächen sind uneben und rau. Die mittlere Öffnungsweite der Kluftschar kl1 beträgt 5,2 mm, der mittlere Trennflächenabstand 33,3 cm. Für Kluftschar kl2 ist eine mittlere Öffnungsweite von 4,8 mm und ein mittlerer Trennflächenabstand von 28,0 cm dokumentiert (Nix 2003).

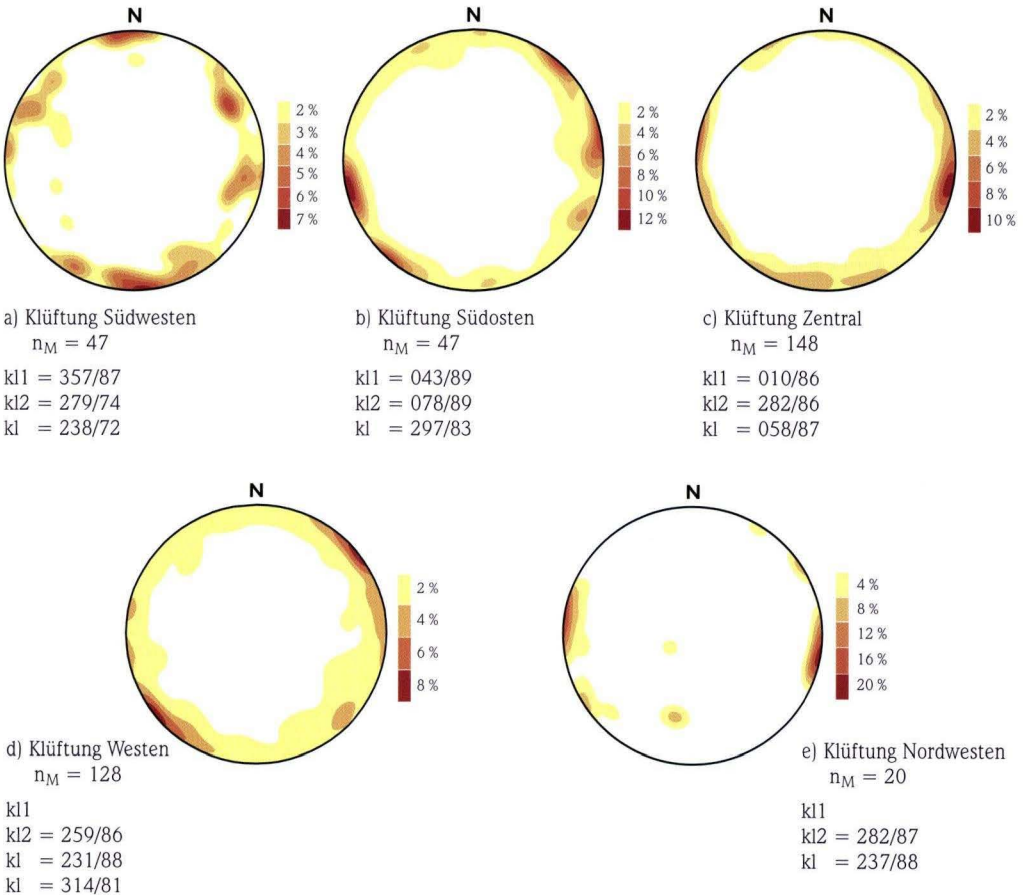


Abb. 10. Regionale Gliederung des Kluftgefüges der eoänen Schwarzpelite der Grube Messel, dargestellt im Schmidt'schen Netz als Linien gleicher Häufigkeit.

3.5.4 Böschungsstandsicherheit und Trennflächengefüge

Unter geologisch-tektonischen Gesichtspunkten ist für die Betrachtung der Standsicherheit der Grubenböschungen die Analyse des Trennflächengefüges und der kinematisch möglichen Gleitflächen relevant.

Die insbesondere in den paläozoischen Magmatiten auftretende, flach einfallende Kluftschar k13 bildet in der Südost- und Ostböschung potenzielle, die Böschung unterschneidende, kinematisch mögliche Bewegungszonen. Demgegenüber wirken die sowohl in den paläozoischen Festgesteinen wie auch den tertiären Sedimenten auftretenden Kluftscharen k11 und k12 aufgrund des steilen Einfallwinkels vorwiegend als Ablöseflächen. Generell ist zu berücksichtigen,

dass Trennflächen in den paläozoischen Gesteinen erst infolge der Freilegung dieser Festgesteinspfeiler durch den Tagebau etc. wirksam werden können (vgl. Rutschungen in der Ostböschung, Kap. 4).

Ausgeprägte Schwächezonen stellen die Randverwerfungen im Übergangsbereich der tertiären Sedimente zu den umrandenden paläozoischen Festgesteinen dar. Da diese Randverwerfungen parallel zu den jeweiligen Böschungen streichen, bilden sie potenzielle Ablöseflächen für großräumige Bewegungen der tertiären Sedimente, die als Bewegungsbahn die zum Struktur tiefsten (Grubenzentrum) einfallenden Schichtflächen nutzen können.

4. Erfassung, Dokumentation und messtechnische Kontrolle der Böschungsbewegungen

Der ehemalige Tagebau liegt als „kesselförmige“ Hohlform in einer leicht hügeligen Landschaft. Die Höhendifferenzen zwischen Grubenrand und Grubensohle betragen zwischen 60 und 70 m. Die Grubensohle (sechste Abbausohle) liegt auf ca. 104 m ü. NN.

Die Süd-, Südwest-, und Westböschungen sind gleichmäßig steil. Die Böschungswinkel betragen zwischen ca. 30–35° für die Südböschung und ca. 20–30° für die Westböschung. Auf der ebenen Böschungskrone im Süden ist die Grubenkläranlage eingerichtet. Die Böschungskrone im Nordwesten ist Standort des Ytong-Werkes (Abb. 11 und 12).

Der östliche Grubenrand ist als ca. 10 m hohe Steilböschung mit Böschungswinkeln von bis zu 80° ausgebildet, die zum Grubenzentrum hin auf ca. 10° abnehmen.

Am nördlichen Grubenrand tritt eine mit ca. 4° nach Norden geneigte ca. 100 m breite Stufe auf, der ein Böschungswinkel von 30–50° folgt, der zum Grubenzentrum hin auf ca. 10–20° abnimmt. Die nördliche Böschungskrone ist eben ausgebildet. In einem Abstand von ca. 30–40 m zum Rand des Vorkommens verläuft die Bundesbahnstrecke Darmstadt–Dieburg (Abb. 11 und 12).

4.1 Entwicklung des Tagebaus und Dokumentation der Abbaubewegungen

In den Jahren von 1889 bis 1924 erfolgte die Gewinnung des Schwarzpelites im Rollochbetrieb (Trichterschurrenbetrieb). Das abgebaute Material wurde in Rolllöcher gekippt und über Schachttunnel zur Oberfläche befördert. Über-

reste der Förderstollen sind z.T. im Grubenzentrum (ca. 90–95 m ü. NN) erhalten. Eine maschinelle Abbauweise mit Elektro-Löffelbaggern wurde 1913/14 eingeführt und bis zur Einstellung im Jahr 1961 beibehalten. Der Schwarzpelit wurde

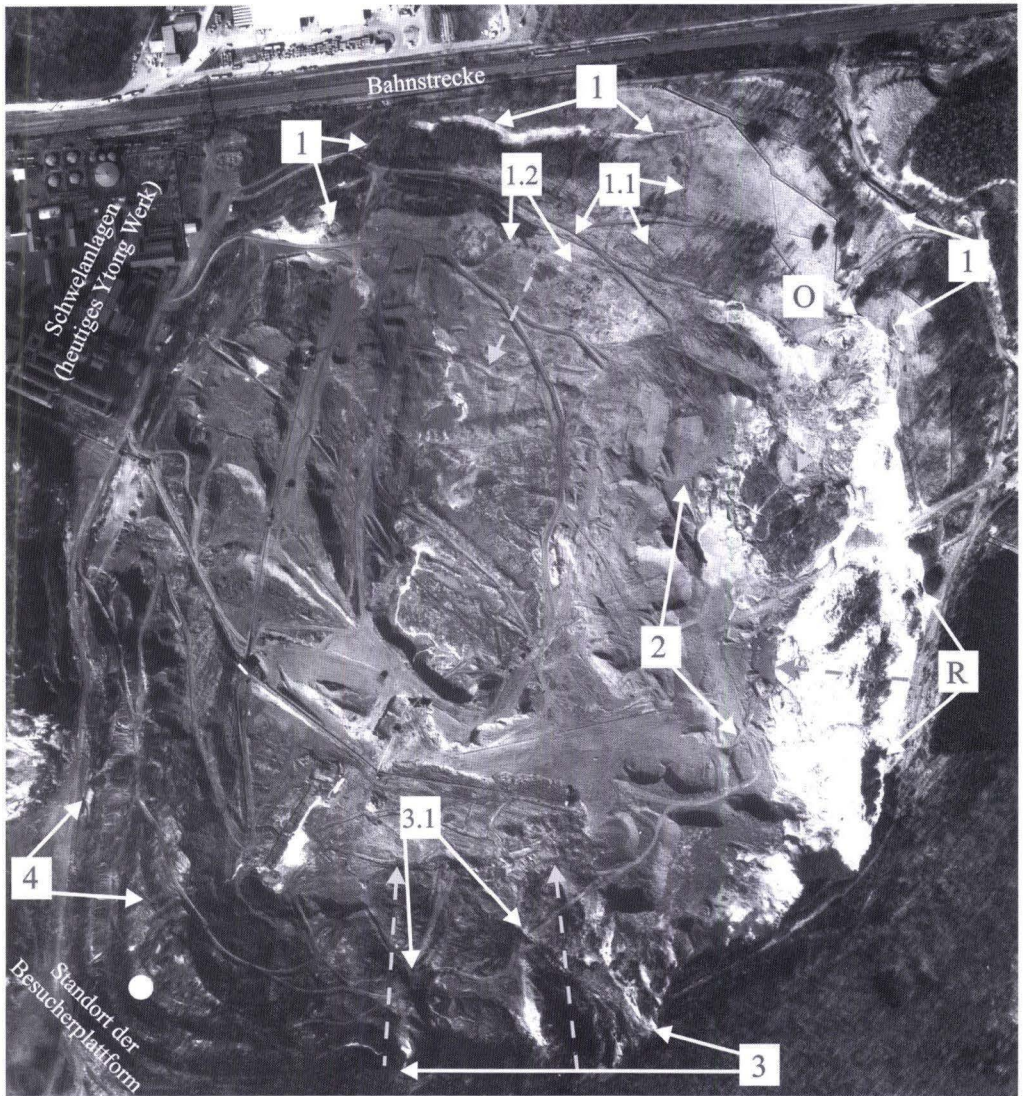


Abb. 11. Luftbild der Grube Messel von 1961 mit Rutschungen und Abrissen, Maßstab ca. 1:5 000, Reihenummer 1058/61, Bild 114, mit Genehmigung des Hessischen Landesvermessungsamtes vervielfältigt, Vervielfältigungsnummer 11/02.

in ca. 10 m hohen Bärmen, so genannten „Bauscheiben“, abgebaut und über Tage durch Kettenbahnen bzw. ab 1950 durch den Bandstollen zu den Schwelöfen transportiert (BEEGER in SCHAAL & SCHNEIDER 1995, RAAB 1996, 1998, HARMS et al. 1999).

Der Abbaubetrieb hatte 1937 im Zentrum des

Vorkommens die vierte Sohle erreicht. Die Grubenränder im Westen, Osten und Süden waren bis zur zweiten Sohle aufgefahren. Der Abbau am Nordrand des Vorkommens war, wahrscheinlich aufgrund der sich entwickelnden Böschungsbe-
wegungen, bereits eingestellt. Bis zum Jahr 1957 wurden zentral die fünfte und sechste Sohle auf-

gefahren, auf die sich auch der weitere Abbau bis 1971 beschränkte. Die Grubenränder im Westen, Osten und Süden entsprachen 1957 bereits weitgehend der aktuellen Ausdehnung. Der Abbau in diesen Randbereichen des Vorkommens wurde wahrscheinlich aufgrund andauernder Böschungsbewegungen und der schlechten Schmelqualität des so genannten „Randschiefers“ eingestellt.

Bereits im Tagebaubetrieb, zwischen 1961 und 1971, begann die teilweise Verfüllung der Grube. Der südwestliche Grubenrand, heutiger Standort der Besucherplattform (Abb. 12), wurde von 1961 bis 1988 bis zur dritten Sohle mit Bauschutt und Abraum aufgefüllt. Mit der Verfüllung bis zur ersten Abbausohle wurde am nordwestlichen Grubenrand der heutige Lagerplatz des

Ytong-Werkes angelegt. Von 1971 bis 1988 entstand aus Produktionsabfällen des Ytong-Werkes die Porenbetonbruchsteinhalde am Westrand der Grube (Abb. 12). Diese Bruchsteinhalde reicht aktuell mit einer Mächtigkeit von maximal 30 m bis zur dritten Abbausohle (ca. 129 m ü. NN).

In den 70er Jahren begannen in der Südböschung Vorarbeiten für das geplante Deponiebauwerk. Auf der sechsten Abbausohle wurden Teile eines Deponieplanums, der so genannten „Schotterfläche“ (Abb. 12), hergestellt. Die Rutschmassen auf der vierten bis sechsten Sohle der Südböschung wurden neu angeböschert und ein Wegenetz aufgebaut. Am Westrand der Grube (Abb. 12) entstand in den 80er Jahren eine asphaltierte „Deponiezufahrt“.

4.2 Böschungsbewegungen im Rahmen der bergbaulichen Aktivitäten

Die ältesten, in der Grubenkarte von 1937 dokumentierten Bewegungsmerkmale befinden sich am Nordrand der Grube. Die Abrisskanten sind mit 12/1934 (Nordwesten) bzw. 11/1930 (Nordosten) datiert (**1**, Abb. 11). Weitere Abrisse sind in der Ostböschung (Grubenkarte 1937; **2**, Abb. 11), der Südböschung („Rutschungen seit 1954“ in der Grubenkarte 1957; **3**, Abb. 11) und der Westböschung (Grubenkarte 1957; **4**, Abb. 11) dokumentiert. Die jeweilige Bewegungsrichtung ist durch einen gestrichelten Pfeil markiert (Abb. 11). Innerhalb der großräumigen Rutschschollen sind seit 11/1932 Sekundärabrisse dokumentiert (**1.1**, **1.2** und **3.1**, Abb. 11). Die sich z.T. aus diesen Sekundärabrissen entwickelnden historischen Rutschmassen sind an der unruhigen, buckeligen Morphologie und dem Versatz von Wegsystemen erkennbar. Akkumulationsbereiche dieser großräumigen Rutschungen wurden in den Grubenkarten durch die Eintragung „hochgedrückter Ölschiefer“ gekennzeichnet. Eine Bezeichnung, die wahrscheinlich pressungsbedingte Schichtaufwölbungen am Widerlager der Rutschscholle charakterisieren sollte.

Lokal begrenzte Rutschungen sind am Ostrand der Grube in den Sanden und Tonen der oberen Messel-Formation (**O**, Abb. 11) sowie in den Rotliegendesedimentgesteinen ausgebildet (**R**, Abb. 11). Die ca. 20 000 m² große Rutschung in den Rotliegendesedimentgesteinen des östlichen Abbaurandes kann durch das amtliche Grubenbild von 1954 auf 8/1959 datiert werden.

Diese Rekonstruktion der historischen Entwicklung verdeutlicht, dass die tief greifenden Böschungsbewegungen innerhalb der Grube Messel bereits in den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts, noch während des industriellen Tagebaus, entstanden. Anhaltende Deformationen innerhalb des Vorkommens Grube Messel sind u.a. durch Erweiterung und Neubildung von Rissen sowie die Entstehung pressungsbedingter Schichtverbiegungen in den Akkumulationszonen etc. belegt. Allerdings dokumentiert die multitemporale Luftbilddauswertung für den Zeitraum nach der industriellen Nutzung, von 1961 bis 1997, lediglich am östlichen Abbaurand eine Verschiebung der Ablöseflächen der Rutschungen in Richtung des umrandenden paläozoischen Fest-

gesteinssockels. Im Wesentlichen blieben die Deformationen demzufolge auf die großräumigen in den 30er Jahren angelegten Rutschungen be-

grenzt und griffen nicht auf die umrandenden paläozoischen Festgesteine über.

4.3 Erfassung und Dokumentation der Böschungsbewegungsformen im Gelände

In Messel ist das Auftreten umfangreicher aktiver oder ruhender Rutschprozesse im gesamten Grubenbereich dokumentiert (vgl. Kap. 4.2). Folgende Bewegungsmechanismen und -formen treten in den geologischen bzw. anthropogenen Einheiten auf:

1. Großräumige aktive bzw. latente oder blockierte Rutschungen in den tertiären Sedimenten mit gleitendem, kombiniert rotativem und translativem Versagen der Böschungen auf vorgegebenen Trennflächen,
2. begrenzte aktive bzw. latente oder blockierte Rutschungen in magmatischen Festgesteinen und Rotliegendesedimentgesteinen der südöst-

lichen und östlichen Abbauränder mit fortschreitendem, gleitendem, kombiniert rotativem und translativem Versagen auf Trennflächen,

3. Bewegungen in anthropogenen Auffüllungen innerhalb und außerhalb des Grubenbereiches, die vorwiegend auf Bewegungen unterlagernder tertiärer Sedimente bzw. unterlagernder historischer Rutschmassen zurückzuführen sind,
4. Kriechbewegungen der von 1. und 2. historisch erzeugten Rutschmassen (bzw. der momentan inaktiven von 1. und 2. erzeugten Rutschmassen).

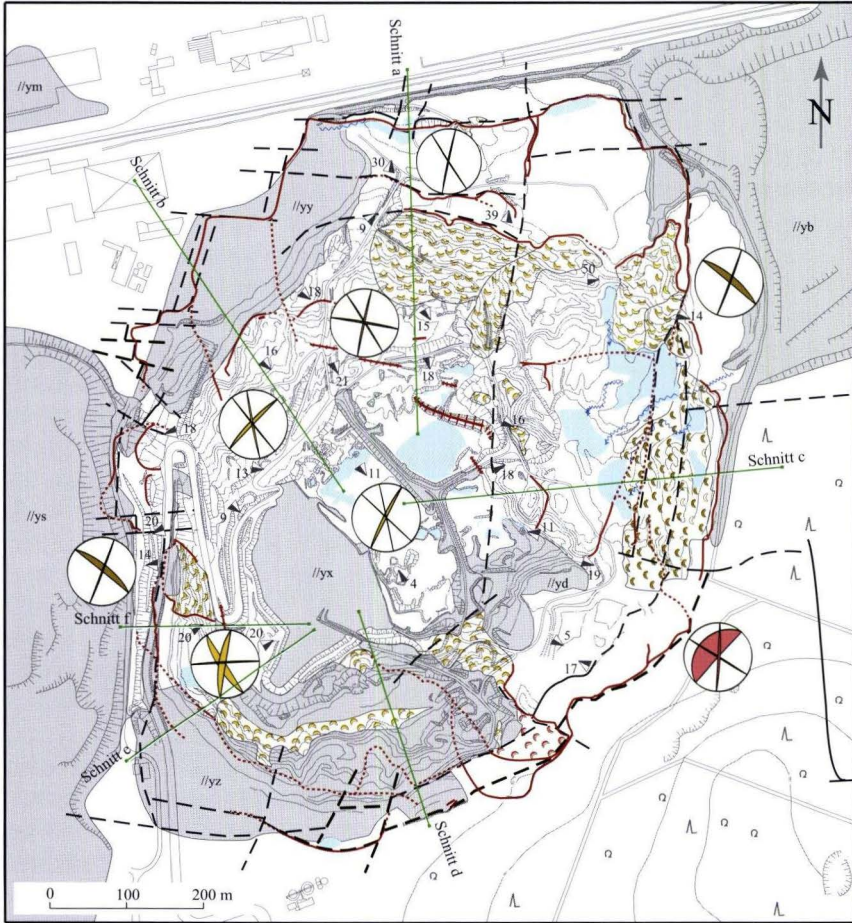
4.3.1 Bewegungen der tertiären Sedimente der Messel-Formation

Aktive bzw. latente oder blockierte Rutschungen in den tertiären Sedimenten der Messel-Formation werden durch den Rand des Vorkommens bzw. den Kontaktbereich der tertiären Sedimente zu umrandenden paläozoischen Gesteinen begrenzt. Abrissgebiete sind im Gelände durch Abrisskanten und Abrisse am Grubenrand (ca. 160–170 m ü. NN) dokumentiert (Tafel 2, Fig. 1). Als Ablösefläche werden durch Randstörungen bzw. Kontaktzonen zwischen paläozoischen Festgesteinen und tertiären Sedimenten gebildete Schwächezonen genutzt. Lediglich der Abriss der Rutschung der Ostböschung folgt einer N/S-verlaufenden Schwächezone, die Sedimente der unteren Messel-Formation von Sedimenten der mittleren Messel-Formation trennt (Abb. 5 und 12). Der direkte Zusammenhang von Tektonik, Trennflächengefüge und Ausbildung der Rutschkörper wird insbesondere durch den parallelen Verlauf von Abrissen und Randstörungen in der Nord-

und Nordwestböschung deutlich (Abb. 12).

Schwächezonen entlang der zum Grubenzentrum einfallenden Schichtung wirken als Bewegungsbahnen für das gleitende Versagen der Böschungen. In den Akkumulationszonen am Übergang zur Grubensohle treten Überschiebungen und pressungsbedingte Schichtverbiegungen auf. Die Schwarzpelite werden am statischen Widerlager der Grubensohle eingeengt und deformiert. Die Biegestrukturen verlaufen rechtwinklig zur Bewegungsrichtung der Rutschmassen (Tafel 2, Fig. 2).

Tiefgreifende Rutschschollen zerbrechen an internen Schwächezonen und bilden durch Sekundärabrisse getrennte (Tafel 2, Fig. 3), z.T. unterschiedlich aktive Teilschollen. Diese flachen Sekundärrutschschollen weisen z.T. unterschiedliche Bewegungsformen auf. Sowohl rotativ (Westböschung, westlich der Deponiestraße) als auch translativ gleitende Bewegungen (Westböschung, östlich der Deponiestraße) sind dokumentiert.



- | | | |
|--|---|--|
| <p>Holozän //
Bergwerkshalden und ähnliche
künstliche Auffüllungen</p> | <p>ym: Bauschutt, Porenbetonbruchstein, Müll
yx: Schotter (Drainageschicht)
yy: Porenbetonbruchstein
yz: Porenbetonbruchstein, Bauschutt, Abraum,
umgelagerter "Ölschiefer", Schwelrückstände
yd: "Ölschiefer" umgel., mit Bauschutt verunreinigt
yb: Abraumhalde (Kies, Sand, Ton u.a.)
ys: Rückstands- und Schlackenhalde</p> | <p> Nassstellen</p> <p> fließendes Wasser, oberflächennahe
Wasserbewegungen z.B. aus Böschungsschuttquellen, Bächen etc.</p> |
| <p> Holozän //
Rutschmassen</p> | <p>verrutschte Gesteinsmassen und verkippte Schollen,
aus Sedimenten der Messel-Formation, paläozoischen
Festgesteinen und quartärer Bedeckung
(Zusammensetzung entsprechend Formationsfarben)</p> | <p> Fallen und Streichen der Schichten
in Grad</p> |
| <p> Abrisse, z.T. (unter Bedeckung)
vermutet</p> | | <p> Einfallrichtung und Einfallwinkel der
Kluftscharen, dargestellt als Großkreise
im Schmidt'schen Netz</p> |
| <p> Sekundärrabrisse und lokal
begrenzte Abrisse, z.T. (unter Bedeckung) vermutet</p> | | <p> Störung, z.T. (unter Bedeckung) vermutet</p> |
| <p> pressungsbedingte Verbiegung der
Schichten im Akkumulationsbereich von Rutschungen</p> | | <p> Böschungsschnitt</p> |

Abb. 12. Karte der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel.

Im Frühjahr 1999 und im Frühjahr 2001 traten verstärkte Deformationen auf und die über den Abrissen wachsende Vegetation wurde zerstört (Tafel 2, Fig. 1). Die Deponiestraße im Süd-

westen dokumentierte in diesen Zeiträumen durch verstärkte Rissbildung im Asphalt die Bewegungen der unterlagernden tertiären Sedimente (Tafel 2, Fig. 4).

4.3.2 Bewegungen der paläozoischen Festgesteine

Aktive bzw. latente oder blockierte Rutschungen der magmatischen Festgesteine und der Rotliegendesedimentgesteine treten an den freistehenden, steilen Abbaurändern des östlichen und südöstlichen Grubenrandes auf (Abb. 12). Die entfestigten Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden sowie die Magmatite sind durch NNE/SSW-, ESE/WNW- und NE/SW-streichende Trennflächen in Großluftkörper zerlegt. Die als Ablöse- und Bewegungsflächen relevanten Klüfte streichen parallel zu den Grubenrändern (Kap. 3.5). Wird die Festigkeit auf den steil zum Grubenzentrum einfallenden Trennflächen (Tafel 2, Fig. 7) überschritten, kommt es zu einem fortschreitenden, staffelbruchartigen, kombiniert rotativem und translativem gleitenden Versagen. Aufgrund der steil einfallenden, tief greifenden Bewegungszonen entsteht im Abrissgebiet häufig

ein Doppelgrat.

Die Deformationen der Rotliegendesedimentgesteine der Ostböschung dehnen sich fortschreitend nach Osten aus (Abb. 12) und erfassen aktuell Teilbereiche des Grubenrandweges. Im Frühjahr 2001 waren deutliche Anzeichen für verstärkte Deformationen innerhalb der Rotliegendesedimentgesteine und der Rutschmassen erkennbar. Neue Abrisse wurden ausgebildet und die Ablösefläche entgegen der Bewegungsrichtung nach Osten verlagert (Tafel 2, Fig. 7).

Die Deformationen innerhalb der magmatischen Festgesteine der Südböschung sind abgeklungen. Eine anhaltende fortschreitende Entwicklung ist im Gelände nicht erkennbar. Die flach geböschten Rutschmassen aus tertiären Sedimenten wirken als stabiles Widerlager (Abb. 12).

4.3.3 Bewegungen anthropogener Aufschüttungen

Charakteristisch für die innerhalb und außerhalb des Grubenbereiches auftretenden anthropogenen Auffüllungen sind die Heterogenität der Materialzusammensetzung, geringe und räumlich variierende Lagerungsdichten sowie unterschiedliche Wassergehalte. Für das ingenieurgeologische Verhalten sind ungleichmäßige Setzungen, entsprechend geringe Tragfähigkeiten sowie

eine Neigung zu Rutschungen zu erwarten. Allerdings zeigt die Geländeaufnahme, dass Rutschungen innerhalb der anthropogenen Auffüllungen nicht „eigenständig“ auftreten. Vielmehr sind Abrisse bzw. Bewegungsmerkmale (Tafel 2, Fig. 8) auf das Abrutschen unterlagernder tertiärer Sedimente bzw. unterlagernder Rutschmassen zurückzuführen.

4.3.4 Bewegungen historischer Rutschmassen

Durch historisch erzeugte Rutschmassen in der Süd- und Nordböschung (vgl. Abb. 12) wurde die ursprüngliche, durch Abbausohlen geprägte

Morphologie zerstört. Die Rutschmassen sind durch eine unruhige, buckelige Oberfläche mit wulstartigen Verformungen gekennzeichnet. Ein-

zelle „Schwarzpelitschollen“ sind verkippt und rotiert, ältere Bäume verstellt, junge Birken zeigen häufig Säbelwuchs. Aufgrund der Zerrüttung der bewegten Massen siedeln sich Nässe bevorzugende Pflanzen, wie z.B. Farne, verstärkt an.

Durch den Abbaubetrieb wurden z.T. die Gleitzone flacher Sekundärrutschungen freigelegt. Zwischen dem Liegenden, dem durch die Bewegungen unbeeinflussten Material, und den abgerutschten Massen ist ein mylonitisierter Bereich ausgebildet (Tafel 2, Fig. 5). Die Schichtpakete oberhalb der Gleitzone sind verstellt, verbogen und intern zerbrochen (Tafel 2, Fig. 6). Kriechdeformationen der inaktiven bzw. latent aktiven historischen Rutschmassen waren durch die Geländeaufnahme nicht nachzuweisen.

Die historische Rutschmasse in den Sedimenten der oberen Messel-Formation (Ostböschung) ist durch eine unruhige, buckelige Oberfläche gekennzeichnet. Bäume wurden verstellt, junge Birken zeigen z.T. Säbelwuchs. Am Rand der Rutschmasse, insbesondere im Fußbereich, treten

Feuchtstellen und abflusslose Senken auf (vgl. Abb. 12). Kriechdeformationen der inaktiven bzw. latent aktiven historischen Rutschmasse waren mit der Geländeaufnahme nicht nachweisbar.

Die historische Rutschmasse in den Rotliegendesedimentgesteinen am Ostrand der Grube Messel ist durch eine unruhige Oberfläche gekennzeichnet. Das fortschreitende Auftreten des gleichen Bewegungstyps im Sinne einer Mehrfach- bzw. Serienrutschung prägt die Ausgestaltung der Rutschmassen und äußert sich in einer sukzessiven Anordnung staffelbruchartig ausgebildeter Rutschkörper. Am Top sowie im Fußbereich der Rutschung treten Feuchtstellen auf. Wasseraustritte erfolgen z.T. diffus und vereinigen sich zu unregelmäßigen Wasserläufen, die eine großflächige Durchfeuchtung erzeugen (vgl. Abb. 12). Im Frühjahr 2001 dokumentierten neue Abrisse an steilstehenden Trennflächen der Primärrutschkörper und eine großräumige Verkipfung des Baumbestandes die anhaltende Aktivität dieser Rutschmassen.

4.4 Hydrologische Randbedingungen

Für die Untersuchung des Zusammenhangs von Massenbewegungen und möglichen hydrologischen bzw. hydrogeologischen Einflüssen ist eine Einwirkungsabfolge zu betrachten. Beginnend mit dem Niederschlag, ist der Böschungswasserhaushalt in der Folge als eine Funktion von Infiltration, Evapotranspiration und Bodenwasserbewegung anzusehen, die den Einfluss des Wassers auf die Bodenmatrix und das Kräftegleichgewicht der Böschung bestimmen.

Der Niederschlag stellt, mit hoher zeitlicher und räumlicher Variabilität, die primäre Eingangsgröße dar. Während die räumliche Variabilität in dieser Untersuchung aufgrund der geringen Fläche des Untersuchungsgebietes vernachlässigt werden kann, ist die zeitliche Variabilität des Niederschlages für die Einwirkung auf das Böschungsgleichgewicht entscheidend (HANEBERG

1991). Dauer und Intensität (Niederschlagsmenge pro Zeiteinheit) von Niederschlagsereignissen sind abhängig von Niederschlagstypen (zyklonale oder orographische Niederschläge) und wesentlich für das Ausmaß der Einwirkung auf den Böschungswasserhaushalt. Kurze, intensive z.B. orographische Niederschläge können einen deutlichen Oberflächenabfluss verursachen, der dem System Böschung entzogen und nicht wirksam wird. Langanhaltende Niederschläge können hingegen eine permanente Infiltration und Grundwasserneubildung bewirken, die über den erhöhten Grundwasserstand auf das Böschungsgleichgewicht wirkt. Demzufolge beeinflusst die zeitliche Variabilität des Niederschlages das gesamte hydrologische und hydrogeologische System der Böschungen und muss durch variierende zeitliche Auflösungen berücksichtigt werden.

4.4.1 Niederschlag

Für die Erfassung des Niederschlages wurden Daten der unmittelbar nordwestlich der Grube Messel liegenden Wetterbeobachtungsstation Messel (R 3480930, H 5531340) herangezogen. Für den betrachteten Zeitraum von 01/1983–12/2000 standen kontinuierlich die Tagessummenwerte des Niederschlages zur Verfügung.

Der mittlere Jahresniederschlag beträgt $N_{\text{Jahr}} = 712$ mm. Im Beobachtungszeitraum war das Jahr 1995 mit $N_{\text{Jahr}} = 937$ mm das feuchteste und das Jahr 1991 mit $N_{\text{Jahr}} = 493$ mm das trockenste. Die

höchsten mittleren Summen des Monatsniederschlages traten im Sommer (Mai–Juli) mit bis zu $N_{\text{Monat}} = 72$ mm auf. Die Monate Januar, Februar und April weisen mit weniger als $N_{\text{Monat}} = 53$ mm, die geringsten Niederschläge auf. Monatliche Niederschlagsextrema können bis zu 26% des mittleren Jahresniederschlages (z.B. $N_{\text{Monat, max}} = 184$ mm im Juli 2000) darstellen. Tägliche Niederschlagsextrema können bis zu 5% des mittleren Jahresniederschlages (z.B. $N_{\text{Tag, max}} = 38,9$ mm im Dezember 1993) repräsentieren (Abb. 13).

4.4.2 Verdunstung

Die Evapotranspiration wurde nach Daten der Klimastation Darmstadt berechnet. Das Jahresmittel der potenziellen Evapotranspiration nach HAUDE (1958) erreicht für den Zeitraum von 1983–2000 eine Höhe von $ET_{\text{pot}} = 741$ mm und überschreitet den mittleren Jahresniederschlag von $N_{\text{Jahr}} = 712$ mm. Die monatliche potenzielle Evapotranspiration überschreitet im Sommerhalbjahr stets die monatliche Niederschlagshöhe (Abb. 14). Eine Grundwasserneubildung wird nur

im Winterhalbjahr von September bis März stattfinden. Niederschlagsextrema der Sommermonate werden infolge der hohen potenziellen Verdunstung „abgepuffert“. Niederschlagsextrema der Wintermonate fallen hingegen mit einer geringen potenziellen Verdunstung zusammen und stehen nahezu ohne Verluste durch Evapotranspiration für die Auffüllung des Grundwasserspiegels zur Verfügung.

4.5 Hydrogeologische Randbedingungen

Der Sprendlinger Horst bildet eine oberirdische Wasserscheide für Rhein und Main. Während der westliche Bereich des Sprendlinger Horstes zum Niederschlagsgebiet des Rheins gehört, ist der östliche Bereich dem Niederschlagsgebiet des Mains zuzuordnen.

In der Umgebung der Grube Messel zirkuliert Grundwasser oberflächennah in den quartären Lockersedimenten und als tiefes Grundwasser in den Klüften der schlecht wasserwegsamem Rotliegendesedimentgesteine und Magmatite. Bevorzugte Wasserwege sind mit 20° – 70° bzw. 100° – 170° streichende tektonische Spalten und Störungszonen (RAHNAME RAD 1989). Für die Grubenumge-

bung und den Grubenrand kann von einem kombinierten Poren-/Kluftgrundwassersystem ausgegangen werden.

Das oberflächennahe Einzugsgebiet bzw. Niederschlagsgebiet der Grube Messel umfasst nach Höhenlinien der TK 25, Blatt 6018 Langen, eine Fläche von ca. $3,6$ km². Die größten Teileinzugsgebiete befinden sich mit ca. $1,6$ km² im Norden und mit ca. $1,2$ km² im Osten der Grube. Differenzen zwischen oberirdischem Einzugsgebiet und Grundwassereinzugsgebiet sind aufgrund der anisotropen Wasserführung der Kluftgrundwasserleiter möglich.

Zur Zeit wird das Oberflächenwasser des nörd-

lich der Bahnlinie gelegenen Einzugsgebietes über ein System von Entwässerungsgräben in einem nördlich der Bahngleise verlaufenden Graben gesammelt, über einen Bahndurchlass dem unbefestigten südlichen Bahngraben und schließlich dem Sülzbach zugeführt. Das Oberflächen-

wasser des Einzugsgebietes östlich der Grube Messel wird durch den „Hildegardstollen“ gesammelt und seit 1985, über einen neu angelegten Abflusskanal, in den Bahngraben eingeleitet (im Mittel 5,2 l/s, nach RAHNAMA RAD 1989).

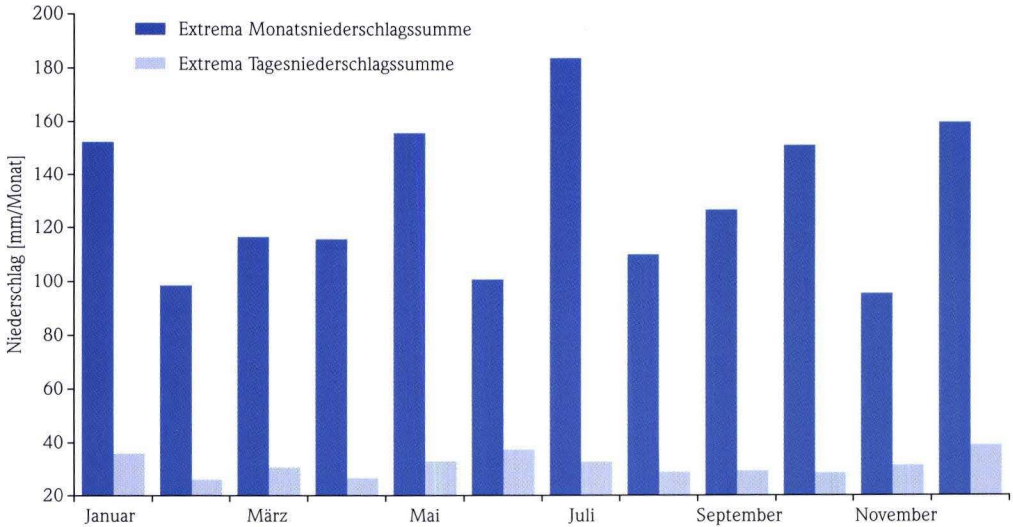


Abb. 13. Extremwerte (Maxima) der monatlichen und täglichen Niederschlagssumme für den Zeitraum von 1983 bis 2000.

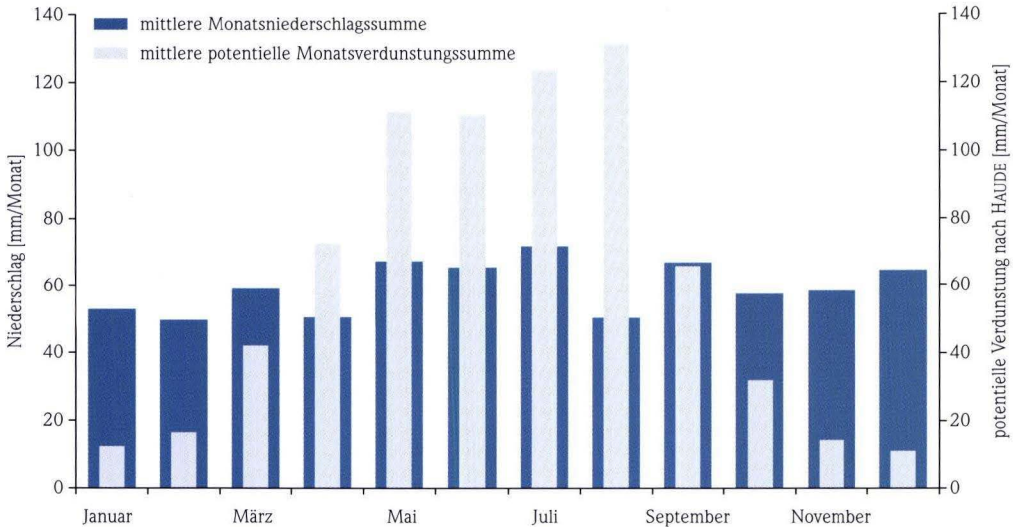


Abb. 14. Mittlere Summe des Monatsniederschlags und mittlere monatliche potenzielle Evapotranspiration den Zeitraum von 1983 bis 2000.

4.5.1 Grundwassereintritt und Grundwasserbewegung in den tertiären Sedimenten

Die Grube Messel ist vereinfacht als mit tertiären Sedimenten gefüllter „auf der Spitze stehender Kegel“ innerhalb der paläozoischen Festgesteine charakterisierbar. Die z.T. mylonitisierten, vertonten Randstörungen am Übergang der tertiären Sedimente zu den paläozoischen Festgesteinen können zumindest in Teilbereichen als Grundwasserbarrieren wirken.

Der hydraulische Kontakt der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation mit den kluftwasserführenden Umgebungsgesteinen ist infolge der geringen hydraulischen Leitfähigkeit des Schwarzpelites durch seinen Kluftabstand und seine Kluftöffnungsweite bestimmt. Eine direkte hydraulische Verbindung mit dem umrandenden paläozoischen Kluftgrundwasserleiter ist wahrscheinlich vor allem durch geöffnete, wasserführende tektonische bzw. pseudotektonische Spalten und Klüfte gegeben. Aufgrund des plasti-

schen Materialverhaltens der Schwarzpelite werden die Kluftöffnungsweiten mit zunehmender Tiefe geringer, so dass eine entsprechend verminderte Wasserwegsamkeit in größerer Tiefe zu erwarten ist. Dementsprechend ist über undurchlässigem, grundwasserstauendem Schwarzpelit ein oberflächennahes, freies, „oberes Kluftgrundwasserstockwerk“ in der Verwitterungs- bzw. Auflockerungszone ausgebildet (Abb. 15).

Permeable tonig-sandige bzw. sandig-kiesige Einschaltungen wirken innerhalb der undurchlässigen Schwarzpelite als Porengrundwasserleiter. Diese Einschaltungen treten in den Randbereichen häufig auf und keilen zum Zentrum des Vorkommens hin aus (vgl. Kap. 3). Infolge der Undurchlässigkeit der überlagernden Schwarzpelite führen sie in einem „mittleren Grundwasserstockwerk“ meist gespanntes Grundwasser (Abb. 15).

Die tonigen Sande und Kiese der unteren Mes-

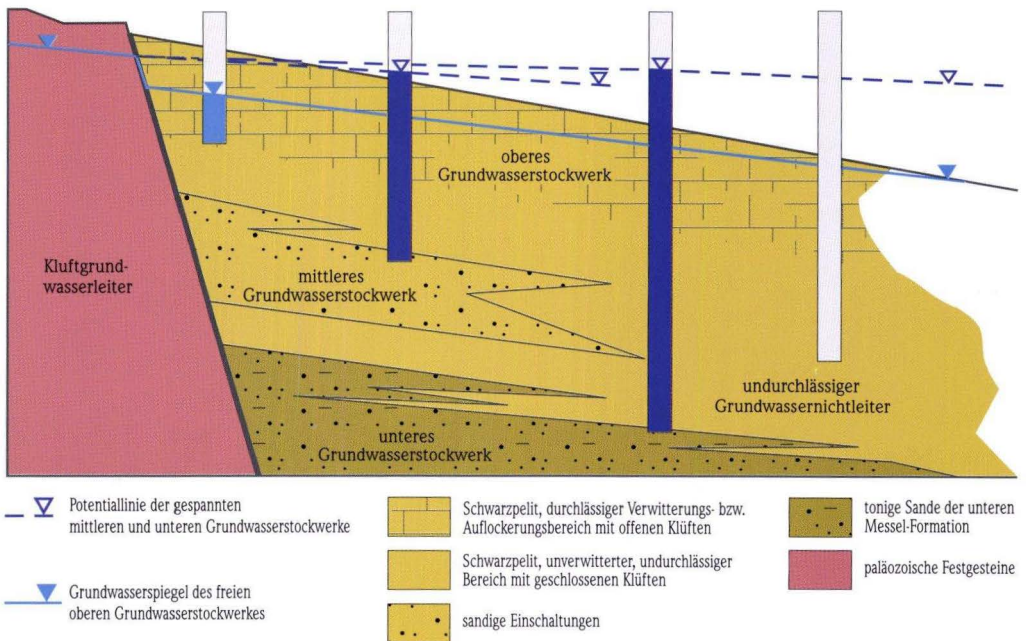


Abb. 15. Schematisierte Darstellung des Grundwassereintrittes und der Grundwasserverhältnisse in den Sedimenten der Messel-Formation.

sel-Formation sind Porengrundwasserleiter und besitzen aufgrund der größeren hydraulischen Leitfähigkeit (Geringleiter bis Leiter) eine bessere hydraulische Anbindung an die umgebenden paläozoischen Festgesteine. Infolge der abdichtenden Wirkung der überlagernden Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation zirkuliert das Grundwasser im unteren Grundwasserstockwerk, in den Sedimenten der unteren Messel-Formation, vorwiegend gespannt (Abb. 15).

Eine erhöhte Wasserdurchlässigkeit ist für das durch Böschungsbewegungen aufgelockerte, zerbrochene und mylonitisierte Material der Gleitzone zu erwarten. Die Durchlässigkeit dieser Zonen wird durch einen Summeneffekt aus Kluftdurchlässigkeit, Materialdurchlässigkeit und „Porendurchlässigkeit“ des beanspruchten, mylonitisierten Gleitzone materials bestimmt. In den Randbereichen des Vorkommens bestehen wahrscheinlich direkte Verbindungen aktiver Gleitzone mit dem anströmenden Kluftgrundwasser. Infolge der abdichtenden Wirkung überlagernder, „unbeanspruchter“ Schwarzpelite können hier gespannte Grundwasserverhältnisse auftreten.

Direkt auf den Schwarzpelit fallender Niederschlag versickert sofort oder wird in Senken zwischengespeichert und versickert langsam bzw.

verdunstet. Ist die Infiltrationskapazität kleiner als die Niederschlagsintensität, tritt Oberflächenabfluss auf. Oberflächlich abfließendes Wasser infiltriert an anderer Stelle oder verlässt das System. Pflanzen (Farne, Birken, Gräser) leiten den Niederschlag weiter zum Boden oder halten ihn als Interzeption zurück. Das durch Interzeption „zwischengespeicherte“ Wasser wird durch Evaporation entfernt. Infiltriertes Wasser folgt in der ungesättigten, oberflächennahen Verwitterungszone dem Potenzialgradienten und füllt die „Bodenporen“ bzw. Klüfte. Teilweise wird es in diesem Stadium durch Evaporation und Transpiration dem System Böschung wieder entzogen. Ein Teil des verbleibenden infiltrierten Wassers kann sich als Zwischenabfluss in einer oberflächennahen Verwitterungs- bzw. Makroporenschicht zum Böschungsfuß bewegen. Der andere Teil folgt dem Druckgradienten und bewegt sich innerhalb des Verwitterungsbereichs bzw. des Kluftsystems zum obersten Grundwasserleiter (Schwarzpelit). Wasser, das diesen obersten Grundwasserhorizont erreicht, führt zur Grundwasserneubildung innerhalb des Grubenbereiches. Das mittlere und untere Grundwasserstockwerk werden hingegen durch direkten Niederschlagseintrag im Grubenbereich kaum beeinflusst.

4.5.2 Grundwasserverhältnisse in der Grube Messel

Durch kontinuierliche Wasserhaltung wird der Grundwasserstand der Grubensohle auf ca. 102 m ü. NN \pm 0,5 m gehalten. Die mittlere jährliche Fördermenge beträgt $F_{\text{Jahr}} = 373\,000 \text{ m}^3$ (1989–2000). Die Wasserhaltung erzeugt einen großräumigen Absenktrichter und verursacht einen allseitigen, zum Grubenzentrum gerichteten Grundwasserzustrom innerhalb des oberen Grundwasserstockwerkes (Abb. 16). Auch für das mittlere und untere Grundwasserstockwerk ist von einer Beeinflussung durch die Wasserhaltung auszugehen, da mit einer dem Potenzialgradienten folgenden vertikalen Durchsickerung (von unten nach oben) der Schwarzpelite zu rechnen ist (vgl.

Kap. 4.5.1). Diese Verhältnisse werden von den aktuell in das Messprogramm zur Langzeitbeobachtung integrierten Flachpegeln erfasst, die den Grundwasserstand des oberen Grundwasserstockwerkes innerhalb der Verwitterungs- bzw. Auflockerungszone des Schwarzpelites charakterisieren.

Die Tiefenpegel bzw. Inklinometermessstellen erfassen hingegen unterschiedliche Grundwasserstockwerke (paläozoische Plutonite, tonige Sande der unteren Messel-Formation, sandig-kiesige Einschaltungen oder Gleitzone) mit z.T. gespanntem Grundwasser. Aufgrund der inhomogenen Ausbildung und Anordnung der jeweiligen

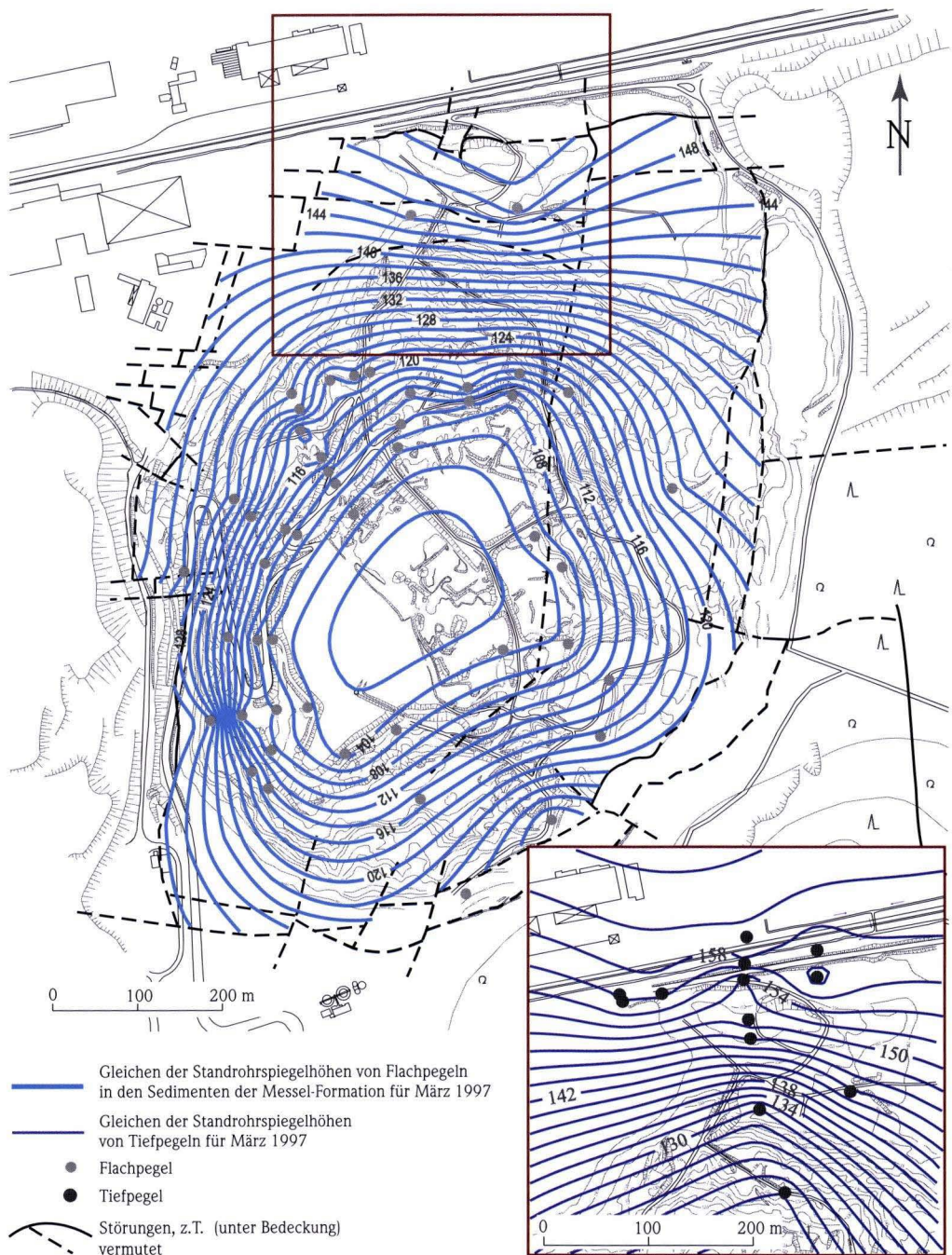


Abb. 16. Gleichenplan der Standrohrspiegelhöhen von Flachpegeln der Grube Messel für März 1997. Der rot umrandete Ausschnitt stellt den Gleichenplan der Standrohrspiegelhöhen von Tiefpegeln am Nordrand der Grube Messel für März 1997 dar.

Grundwasserstockwerke ist eine Darstellung als Gleichenplan der Standrohrspiegelhöhen bzw. der hydraulischen Druckhöhen von Tiefenpegeln für den gesamten Grubenbereich nicht gerechtfertigt. Vielmehr ist es notwendig Teilbereiche der Böschungen zu betrachten. Der rot umrandete Ausschnitt in Abb. 16 dokumentiert exemplarisch für den nördlichen Grubenrand den Übergang des Grundwassers aus den Klüften der paläozoischen Festgesteine in die Sedimente der Messel-Formation. Da der Grundwassereintritt in

die Schwarzpelite stark behindert ist, kommt es zu einem teilweisen „Unterströmen“ des undurchlässigen Schwarzpelitpaketes in den Sedimenten der unteren Messel-Formation (vgl. Abb. 15). Das im unteren Grundwasserstockwerk zirkulierende Grundwasser ist artesisch gespannt (z.B. Messstelle IN 17). Der relativ gleichmäßige Verlauf der Gleichenlinien weist auf einen guten hydraulischen Kontakt der paläozoischen Festgesteine mit den tonigen Sanden der unteren Messel-Formation hin.

4.5.3 Jahreszeitliche Periodizität von Standrohrspiegelhöhenschwankungen

Die jahreszeitlichen Schwankungen der Standrohrspiegelhöhen zeigen relative Grundwasserhochstände im Frühjahr und relative Grundwassertiefstände im Herbst (Abb. 17). Diese Periodizität ist eine Folge der geringeren Evapotranspiration im Winterhalbjahr und einer entsprechend größeren Grundwasserneubildung (vgl. Abb. 14). Für den Beobachtungszeitraum von 1993–2001 beträgt die maximale Standrohrspiegelschwankung der Tiefpegel 5,13 m (Messstelle G 4) und die maximale Standrohrspiegelschwankung der Flachpegel 2,76 m (KP 332).

Außergewöhnliche Niederschlagsereignisse, wie z.B. im Dezember 1993, Januar und Februar 1995, September und Oktober 1998, Juli 2000 sowie März 2001, verursachen relative Hochstände der Standrohrspiegelhöhen (Abb. 17). In

den Sommermonaten kann durch solche Niederschlagsereignisse die jahreszeitliche Periodizität überlagert werden (z.B. Juli 2000). Aufgrund des in diesem Zeitraum leeren Poren- bzw. Kluftraumes bleibt der Anstieg der Standrohrspiegelhöhen jedoch vergleichsweise gering. Treten Starkniederschläge in Phasen verstärkter Grundwasserneubildung (Frühjahr und Winter) bzw. in Phasen erhöhter Niederschlagsintensität auf, bewirken sie einen deutlich stärkeren Standrohrspiegelanstieg. Im Dezember 1993 führten starke Niederschläge in einer Phase mit geringer Evapotranspiration und einem bereits aufgefüllten Poren- bzw. Kluftraum zu einem Anstieg der Standrohrspiegelhöhen von ca. 2 m in acht Tagen (vgl. Abb. 17).

4.6 Messtechnische Erfassung und Kontrolle der Rutschungen

4.6.1 Messtechnische Erfassung und Kontrolle von Oberflächenbewegungen

Die messtechnische Erfassung der Oberflächenbewegungen bestätigt und ergänzt die Dokumentation der Bewegungsmerkmale im Gelände. Große, aktive Rutschschollen sind auf die tertiären Sedimente der Messel-Formation begrenzt. Als Ablöseflächen werden Randstörungen bzw. der Kontaktbereich der tertiären Sedimente mit paläozoi-

schen Gesteinen genutzt (vgl. Abb. 18). Die Standsicherheit des die Grube umrandenden paläozoischen Festgesteinssockels wird nachgewiesen. Lediglich im Osten und Südosten deutet sich mit horizontalen Bewegungsgeschwindigkeiten von bis zu 17 mm/a eine leichte Verschiebung der umrandenden Diorite zum Grubenzentrum an.

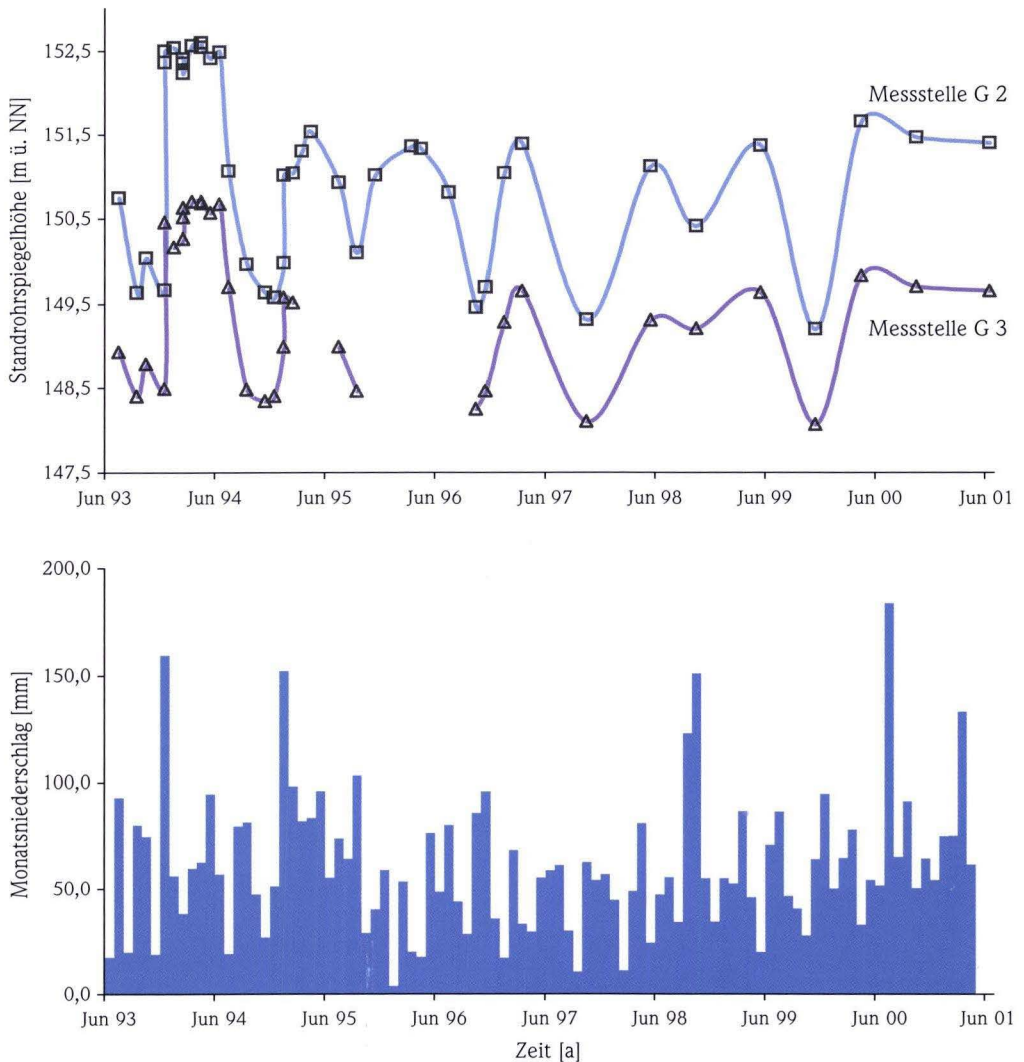
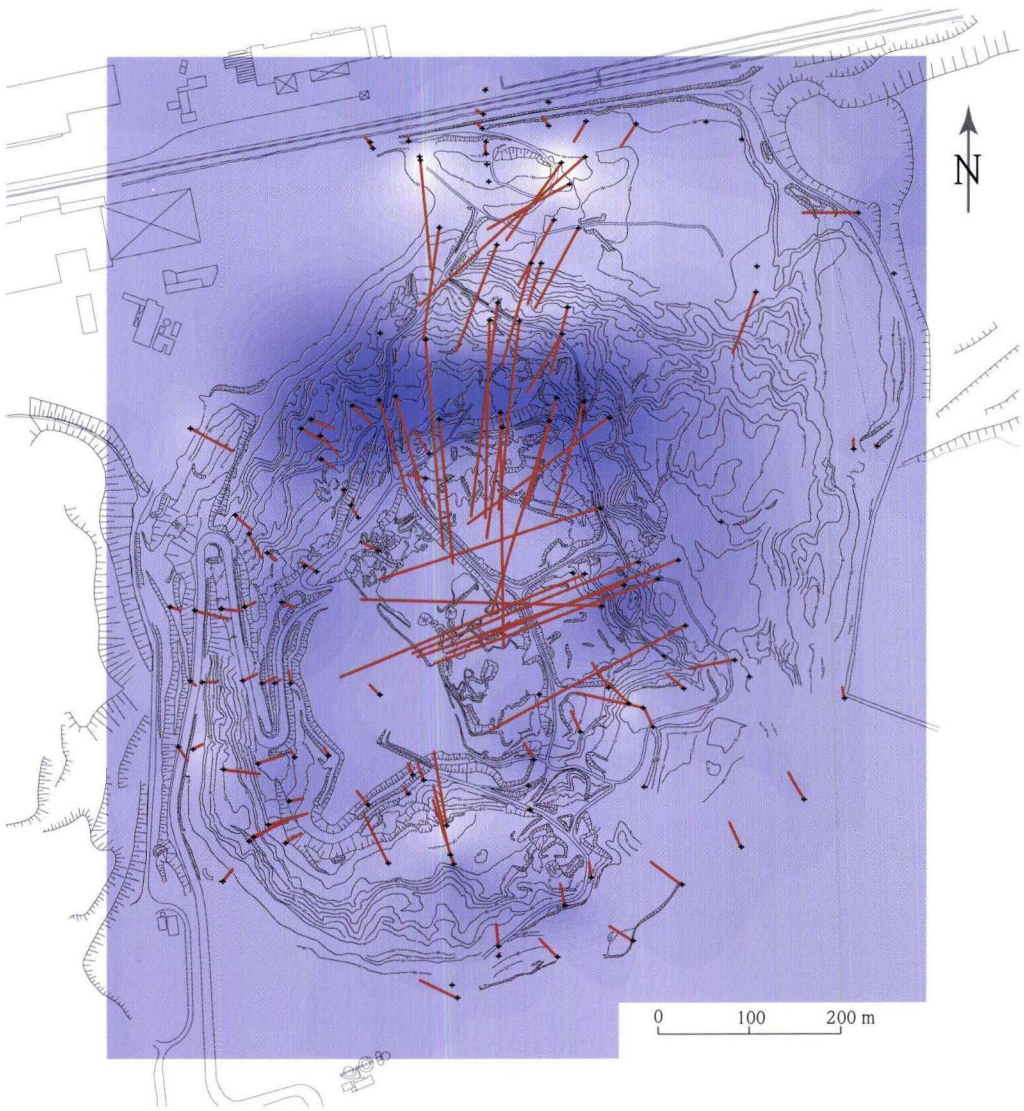


Abb. 17. Jahreszeitliche Periodizität des Grundwasserspiegels im Vergleich mit Starkniederschlägen am Beispiel der Grundwassermessstellen G2 und G3.

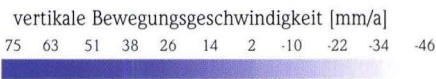
Die Bedeutung der als Schwächezone wirkenden Randstörungen wird im direkten Vergleich benachbarter Messstellen wie z.B. KP 121/122 (Deponiestraße im Südwesten), KP 311/312 bzw. KP 321/G 3 (Nordabbriss) deutlich. Lediglich die in den tertiären Sedimenten gegründeten Messpunkte KP 122, KP 312 und G 3 werden durch die Deformationen beeinflusst (Abb. 18).

Die Vektoren der horizontalen Bewegungsge-

schwindigkeit dokumentieren in der Nord-, Ost- und Südwestböschung drei aktive Rutschschollen I, II und IV, die sich mit einer horizontalen Bewegungsgeschwindigkeit von bis zu 116 mm/a (1997–2001) zum Grubenzentrum hin bewegen. Differierende Bewegungsgeschwindigkeiten innerhalb der Rutschschollen, z.B. im Nordosten (IN 23 mit ca. 28 mm/a) und Nordwesten (IN 6 mit ca. 82 mm/a), verdeutlichen die unterschied-



Messzeitraum 03/97-04/01 (1477 Tage) maximale vertikale Bewegungsgeschwindigkeit 78 mm/a bzw. -44 mm/a



Messzeitraum 03/97-04/01 (1477 Tage) maximale horizontale Bewegungsgeschwindigkeit 116 mm/a

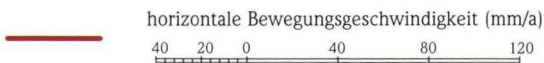


Abb. 18. Horizontale und vertikale Bewegungsgeschwindigkeit von Oberflächenmesspunkten für den Zeitraum 1997–2001.

liche Aktivität von Teilschollen. Die Abrissgebiete sind durch deutliche Senkungen von bis zu -44 mm/a (1997–2001) gekennzeichnet (Abb. 18). Die Senkungsmaxima verlaufen parallel zur Ablösefläche. Innerhalb der zugehörigen Akkumulationszonen treten Hebungen von bis zu 78 mm/a (1997–2001) auf (vgl. Abb. 18). Senkungen im Bereich der Abrissgebiete sind zum einen durch die rotative, abtauchende Bewegungskomponente der Rutschschollen, zum anderen durch die translative Verlagerung von Material des Abrissgebietes aus morphologisch höheren in morphologisch

tiefere Bereiche bedingt. Dementsprechend sind Hebungen im Bereich der Akkumulationszonen zum einen auf die rotative, auftauchende Bewegungskomponente der Rutschschollen, zum anderen auf pressungsbedingte Schichtverbiegungen bzw. die Überschiebung des Rutschungsvorlandes durch Rutschmassen zurückzuführen.

Die Horizontalbewegungen von ca. 32 mm/a (1997–2001) innerhalb der tertiären Rutschmassen der Süd- bzw. Südostböschung (Rutschscholle III) weisen auf deren labiles Gleichgewicht hin (vgl. Abb. 18).

4.6.2 Messtechnische Erfassung und Kontrolle der Bewegungen im Untergrund

Die messtechnische Erfassung der Bewegungen in der Tiefe verdeutlicht die Beschränkung aktiver Rutschschollen auf die tertiären Sedimente der Messel-Formation (Anh. 12.2). Die in den umrandenden paläozoischen Festgesteinen eingerichteten Messstellen sind nicht durch Gleitzonen beeinflusst und dokumentieren die Standsicherheit der nördlichen Böschungskrone mit der Bahnlinie Darmstadt–Dieburg, der südwestlichen Böschungskrone entlang der Schwelhalde sowie der südöstlichen und südlichen Böschungskrone.

Bereits in den Randbereichen des Vorkommens erreichen die Rutschschollen beträchtliche Mächtigkeiten. Gleitzonen treten hier bevorzugt im Übergangsbereich der unteren zur mittleren Messel-Formation auf. Zum Zentrum des Vorkommens hin greifen die Gleitzonen, bedingt durch die tektonische Versenkung bzw. die Mächtigkeitszunahme der tertiären Sedimente, ausschließlich auf den Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation über. Gleitzonen in den Sedimenten der unteren Messel-Formation sind nicht dokumentiert.

Die Profile a und b (Abb. 19 und Abb. 20) stellen Rutschscholle I (Nordböschung) mit den nördlich bzw. nordwestlich angrenzenden paläozoischen Festgesteinspfeilern im Schnitt dar. Angenommen wird eine sich fortsetzende, kombiniert rotative und translative gleitende Bewegung

auf einer aus unterschiedlich gekrümmten und ebenen Bruchflächen zusammengesetzten Gleitzone, deren Zwangspunkte durch die Abrisskannte, Inclinometermessstellen und den Akkumulationsbereich festgelegt sind. Die Messstellen IN 17 und IN 25 sowie IN 5, IN 27 und IN 28 erfassen die Gleitzone im Abrissgebiet in einer Teufe von 20 – 37 m auf ca. 120 – 123 m ü. NN (Anh. 12.2). Als Ablösefläche wird die das Tertiärvorkommen begrenzende Randstörung genutzt. Schwächezonen entlang der zum Grubenzentrum einfallenden Schichtung wirken als Bewegungsbahnen. Am Rand des Vorkommens ist die Gleitzone vorwiegend im Übergangsbereich der tonigen Sande der unteren Messel-Formation zum Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation angeordnet. Zum Zentrum des Vorkommens hin erfolgt ein Übergreifen auf den Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation (Abb. 19 und Abb. 20). Der Verlauf der Gleitzone im Bereich der Transportzone ist durch die Messstellen IN 6, IN 18, IN 19 sowie IN 23 und IN 26 charakterisiert. In der Akkumulationszone, im Bereich der Grubensohle bzw. der unteren Grubenböschungen, taucht die Gleitzone auf und ist durch Messstelle IN 7 in einer Teufe von 9 m auf ca. $104,02$ m ü. NN und durch Messstelle IN 3 in einer Teufe von 21 m auf ca. $100,71$ m ü. NN lokalisiert (Anh. 12.2).

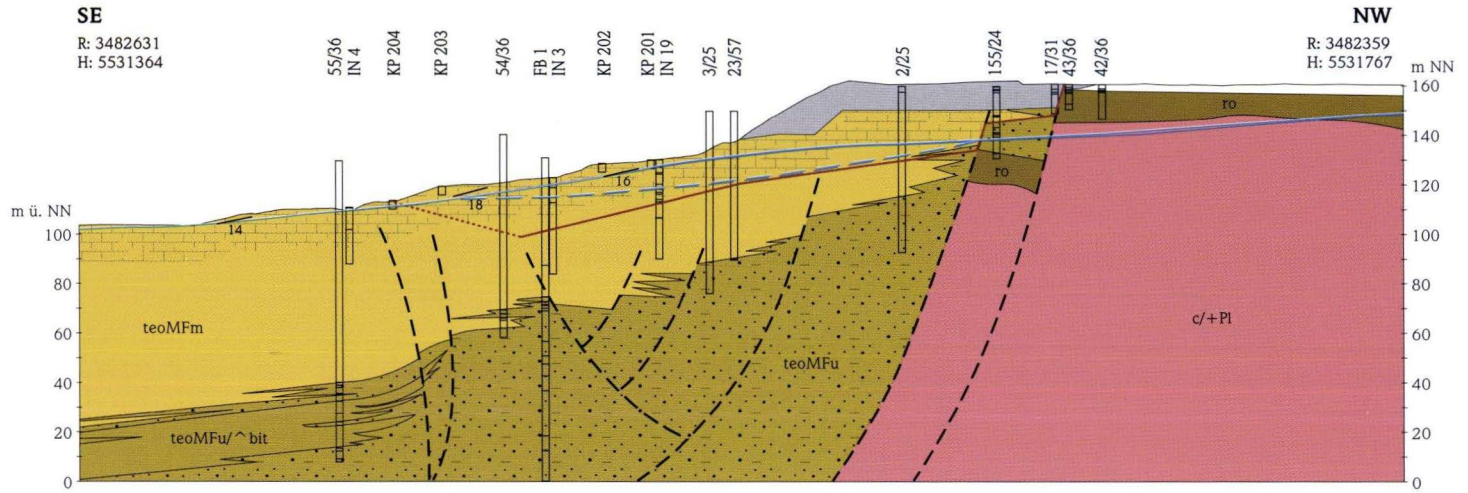


Abb. 20. Ingenieurgeologischer Schnitt b in Nordwest–Südost-Richtung durch Rutschscholle I in der Nordwestböschung des Vorkommens Grube Messel.

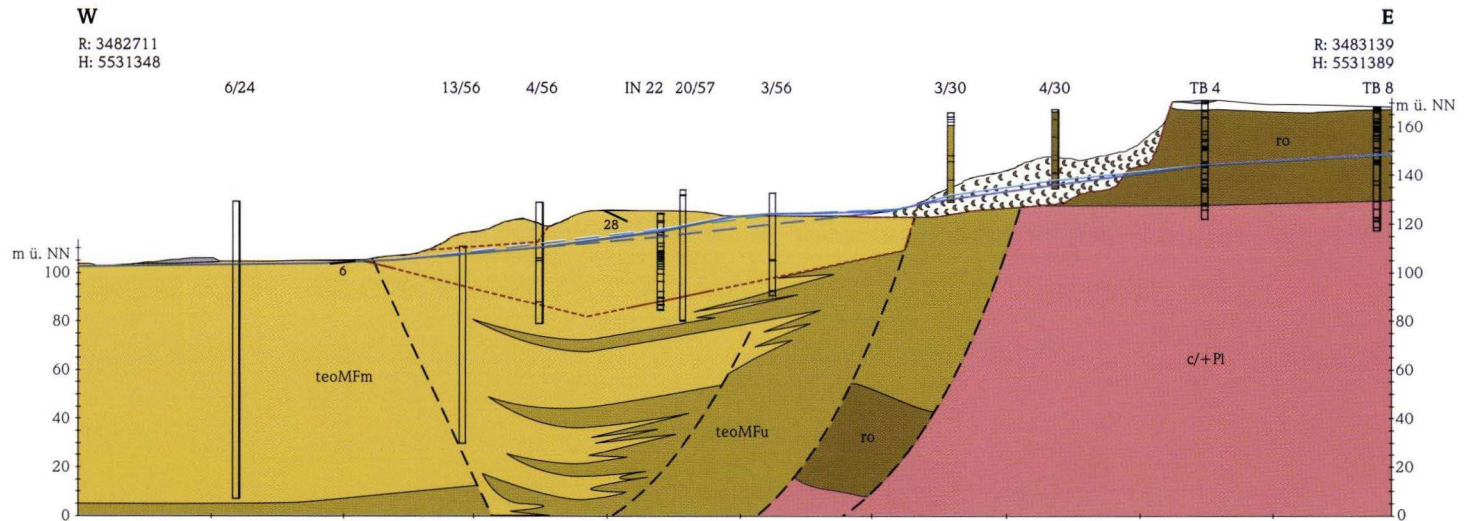


Abb. 21. Ingenieurgeologischer Schnitt c in Ost–West-Richtung durch Rutschscholle II in der Ostböschung des Vorkommens Grube Messel.

Die Bohrkernaufnahme der Messstellen IN 25–28 dokumentiert eine Lagerungsdiskordanz zwischen den mit ca. 15° nach Süden einfallenden Sedimenten der unteren Messel-Formation und den mit 20–40° nach Norden einfallenden Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation. Der Übergangsbereich der unteren zur mittleren Messel-Formation ist hier geprägt durch vorwiegend massige, schlecht laminierte, sandig-kieselige Schwarzpelite (Tafel 3, Fig. 1–4 und Fig. 8) im Hangenden und ein intraklastenführendes Schuttstromsediment im Liegenden (Tafel 3, Fig. 5–7). Die Gleitzone wird durch einen 3–4 m mächtigen Bewegungsbereich gebildet, in dem mehrere ca. 5–25 cm mächtige Bewegungsbahnen [vgl. z.B. IN 25 von 24,58–24,65 m (Tafel 3, Fig. 4) und IN 27 von 36,28–36,51 m (Tafel 3, Fig. 7), 36,82–37,15 m (Tafel 3, Fig. 5 und 6)] angeordnet sind. Das Material der Bewegungsbahnen ist mylonitisiert und plastifiziert (Tafel 3, Fig. 3). Die Schwarzpelite sind zerbrochen und zeigen „Strie-

mungen“ in Bewegungsrichtung (Tafel 3, Fig. 1 und 2). Ursprünglich vertikal eingeregelter Komponenten des Schuttstromsedimentes wurden parallel zur Bewegung ausgerichtet (Tafel 3, Fig. 5–7).

Profil c (Abb. 21) stellt Rutschscholle II (Ostböschung) mit dem östlich angrenzenden paläozoischen Festgesteinspfeiler im Schnitt dar. Angenommen wird eine sich fortsetzende, kombiniert rotative und translative gleitende Bewegung auf einer aus unterschiedlich gekrümmten und ebenen Bruchflächen zusammengesetzten Gleitzone, deren Zwangspunkte durch die Abrisskante, Inklinometermessstellen und den Akkumulationsbereich festgelegt sind. Als Ablösefläche wird eine Störung innerhalb der Sedimente der Messel-Formation genutzt. Analog zu Rutschscholle I ist die Gleitzone am Rand des Vorkommens im Übergangsbereich der tonigen Sande der unteren Messel-Formation zum Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation angeordnet. Schwächezonen entlang der zum Grubenzentrum ein-

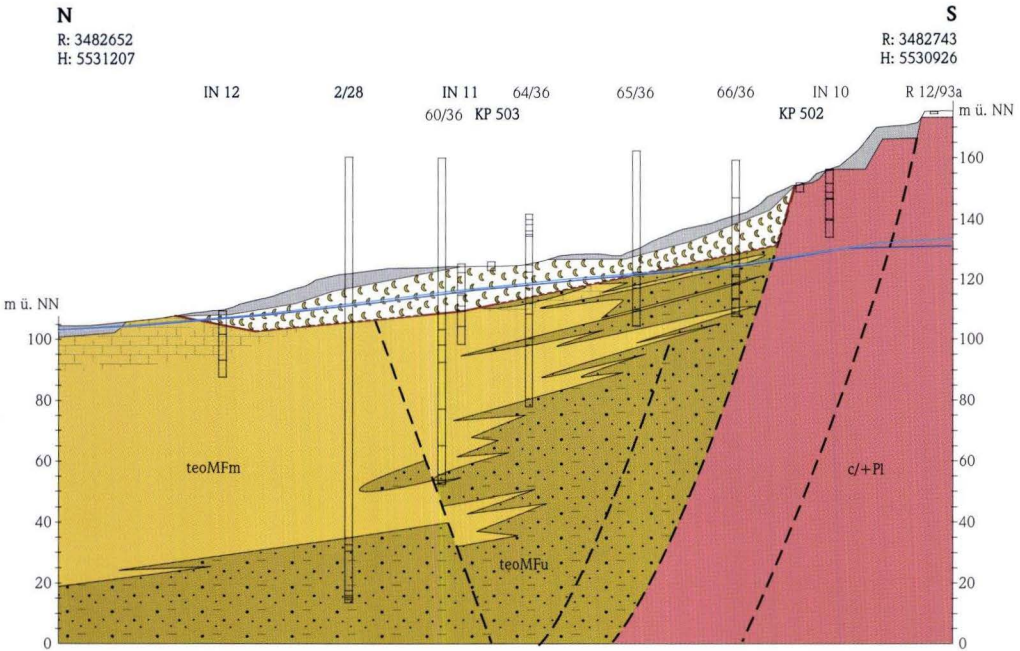


Abb. 22. Ingenieur-geologischer Schnitt d in Süd-Nord-Richtung durch Rutschscholle III in der Südböschung des Vorkommens Grube Messel.

fallenden Schichtung wirken als Bewegungsbahnen. Zum Zentrum des Vorkommens hin erfolgt ein Übergreifen auf den Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation (Abb. 21). Der Verlauf der Gleitzone im Bereich der Transportzone ist durch Messstelle IN 22 in einer Teufe von 38 m auf ca. 87,2 m ü. NN dokumentiert (Anh. 12.2). Im Bereich der Grubensohle ist die Akkumulationszone durch pressungsbedingte Schichtverbiegungen lokalisierbar (Abb. 12). Der Rutschungsfuß der Rotliegendesedimentgesteine der Ostböschung wirkt als Auflast im Abrissgebiet.

Südöstlich von Rutschscholle II dokumentiert Messstelle IN 21 eine auf 108,9 m ü. NN lokalisierte Gleitzone (Anh. 12.2), die eine mögliche Erweiterung von Rutschscholle II in Richtung Süden andeuten könnte. Die differierenden Oberflächenbewegungsgeschwindigkeiten deuten auf die Ausbildung unterschiedlich aktiver Teilschollen hin (vgl. Abb. 12).

Profil d (Abb. 22) stellt Rutschscholle III (Südböschung) mit dem südlich angrenzenden paläozoischen Festgesteinspfeiler im Schnitt dar. An-

genommen wird eine latente, sich fortsetzende, kombiniert rotative und translative gleitende Bewegung auf einer aus unterschiedlich gekrümmten und ebenen Bruchflächen zusammengesetzten Gleitzone, deren Zwangspunkte durch Inklinationsschichten und den Ausbiss im Akkumulationsbereich festgelegt sind. Als Ablösefläche wird die das Tertiärvorkommen begrenzende Randstörung genutzt. Das Abrissgebiet ist anthropogen überprägt und die exakte Lokalisierung der Abrisskanten im Gelände nicht möglich. Die in Abb. 22 angenommene Ablösefläche wurde aus der multitemporalen Luftbilddauswertung übernommen und mit den Ergebnissen der geodätischen Oberflächenüberwachung überprüft. Als Bewegungsbahn wirken Schwächezonen entlang der zum Grubenzentrum einfallenden Schichtung. Am Rand des Vorkommens ist die Gleitzone vorwiegend im Übergangsbereich der tonigen Sande der unteren Messel-Formation zum Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation angeordnet. Zum Zentrum des Vorkommens hin erfolgt ein Übergreifen auf den Schwarzpelit

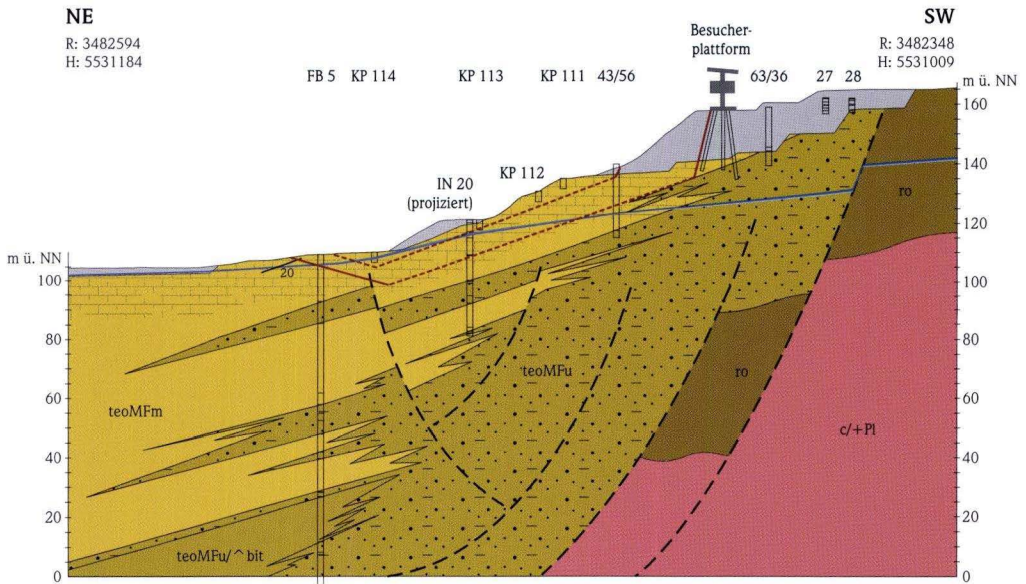


Abb. 23. Ingenieur-geologischer Schnitt e in Südwest-Nordost-Richtung durch Rutschscholle IV in der Südwestböschung des Vorkommens Grube Messel.

der mittleren Messel-Formation. Der Verlauf der Gleitzone im Bereich der Transportzone wird durch die Messstellen IN 8 auf 94,12 m ü. NN und IN 11 auf 110,77 m ü. NN erfasst. Im Bereich der Grubensohle bzw. der unteren Grubenböschung taucht die Gleitzone in der Akkumulationszone auf und ist durch Messstelle IN 12 auf 103,2 m ü. NN lokalisiert (Anh. 12.2).

Die Profile e (Abb. 23) und f (Abb. 24) stellen Rutschscholle IV (Südwest- und Westböschung) mit dem südwestlich bzw. westlich angrenzenden paläozoischen Festgesteinspfeiler im Schnitt dar. Angenommen wird eine sich ausweitende, kombiniert rotative und translative gleitende Bewegung auf einer aus unterschiedlich gekrümmten und ebenen Bruchflächen zusammengesetzten Gleitzone. Die Zwangspunkte sind durch Abrisse bzw. Abrisskanten an der Besucherplattform (vgl. Abb. 23) sowie entlang der Zufahrtsstraße (vgl. Abb. 24), Inklinometermessstellen und presungsbedingte Hebungen im Akkumulationsbereich vorgegeben. Schwächezonen entlang der zum Grubenzentrum einfallenden Schichtung wirken als Bewegungsbahn. Am Rand des Vorkommens ist die Gleitzone im Übergangsbereich der tonigen Sande der unteren Messel-Formation zum Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation angeordnet. Zum Zentrum des Vorkommens hin erfolgt ein Übergreifen auf den Schwarzpelit

der mittleren Messel-Formation. Der Verlauf der Gleitzone im Bereich der Transportzone ist lediglich durch Messstelle IN 2 auf 94,1 m ü. NN und 104,1 m ü. NN charakterisiert (Anh. 12.2). Messstelle IN 20 scheint, da keine Bewegungszonen nachweisbar sind, außerhalb des aktiven Bewegungsbereiches installiert zu sein. Die Ergebnisse der Messstelle IN 1, innerhalb des westlich angrenzenden paläozoischen Festgesteinssockels, sind nicht eindeutig zuzuordnen (Anh. 12.2).

Im Abrissgebiet der Rutschscholle IV, am südwestlichen Grubenrand, wurde 1996 die Besucherplattform (vgl. Abb. 23) auf vier Großbohrpfählen ($\varnothing \geq 0,75$ m) in Form von drei Schrägpfählen und einem Lotpfahl gegründet, die zu einem Pfahlbock-System zusammengefasst sind (Plan-Nr. 17219 und 17219a vom 20.09.1996). Entgegen den bisherigen Annahmen erfolgt nach den in dieser Untersuchung vorgestellten Ergebnissen die Übertragung aus den Einwirkungen der Spitzendruckpfähle nicht in den paläozoischen Plutoniten sondern in den Sedimenten der unteren (Pfähle 1, 2 und 3) bzw. mittleren Messel-Formation (Pfahl 4).

Da nach den bisherigen Messergebnissen, Stand April 2001, die Besucherplattform zur Zeit nicht in Bewegung ist und sich Abrisskanten der Rutschscholle IV bislang ausschließlich entlang des grubenseitigen Randes des Pfahlbock-Systems

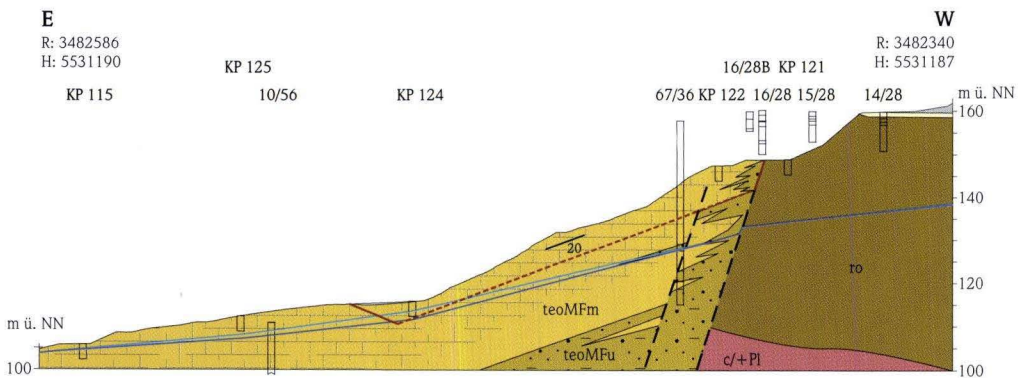


Abb. 24. Ingenieurgeologischer Schnitt f in West-Ost-Richtung durch Rutschscholle IV in der Westböschung des Vorkommens Grube Messel.

ausgebildeten, wird angenommen, dass die Gleitzone nicht unterhalb der Gründungstiefe der Pfähle verläuft. Möglicherweise wirken die Großbohrpfähle an der Schnittstelle mit der Gleitzone im Sinne einer lokalen Verdübelung. Maßgebend für die zukünftige Stabilität und Standsicherheit der Plattform wäre in diesem Fall die Bruchkraft oder Baustofffestigkeit der Pfähle bzw. der Eindring- oder Herauszieh Widerstand (Pflugwirkung) im Sediment. Eine Verkantung der Plattform oder Bewegungen im Pfahlbock-System, infolge Zerstörung der Pfähle bzw. Umfließens, können nicht ausgeschlossen werden. Aus den dargestellten

Untersuchungsergebnissen des Messprogrammes geht zudem hervor, dass im Plattformbereich die geringste Informationsdichte hinsichtlich des geologischen Aufbaus bzw. der Ausbildung der Rutschscholle besteht. Sollte es sich bei weiteren Untersuchungen herausstellen, dass der Pfahlbock nicht im standfesten Bereich gegründet ist, dann besteht die Gefahr, dass sich die Gleitfläche unter den Pfählen fortsetzt und durch die Rutschungsdeformationen eine Verkantung der Plattform bzw. Bewegungen im Pfahlbock-System zunehmend wahrscheinlich werden.

4.6.3 Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen

Das Bewegungsverhalten der Rutschschollen ist durch die Bewegungsgeschwindigkeit repräsentativer Messpunkte (Abb. 25 und 26) der aktiven bzw. latent aktiven Rutschschollen I (IN 18), II (IN 22), III (IN 12) und IV (F 1) sowie die Deformationsgeschwindigkeit innerhalb der Gleitzonen (Inklinometermessstellen) charakterisierbar (Anh. 12.2). Die jeweiligen Betrachtungsintervalle sind

durch den Zeitpunkt der geodätischen Haupt- und Zwischenmessrunden von November 1993 bis April 2001 bzw. durch den Zeitpunkt der jährlichen Inklinometermessungen bestimmt und daher nicht äquidistant (vgl. Kap. 2.3 und Nix 2003).

Aktive Rutschschollen in Messel gleiten, abhängig von der Jahreszeit, mit einer Geschwindigkeit von bis zu 20 mm/a. Episodisch, wie z.B.

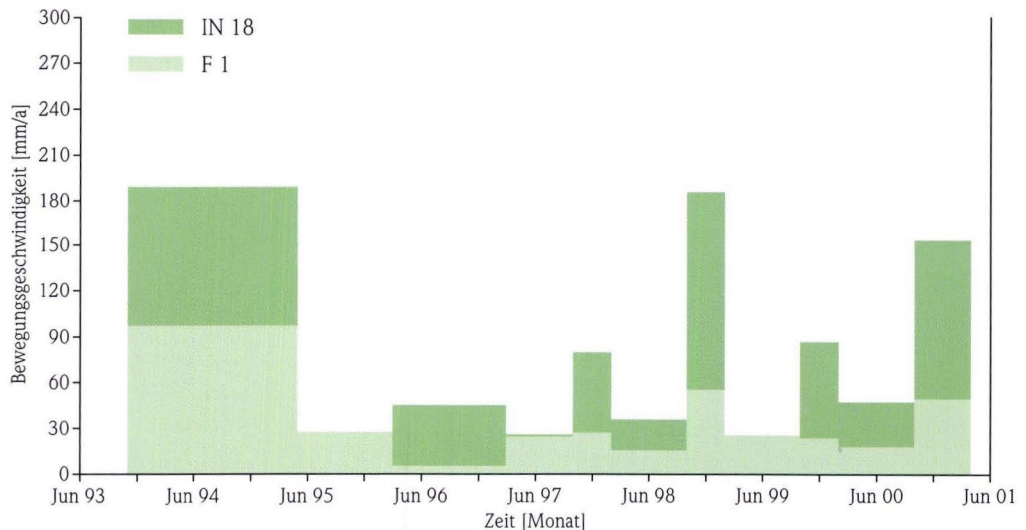


Abb. 25. Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen der Rutschschollen I und IV, dargestellt durch die Bewegungsgeschwindigkeit der Messpunkte IN 18 und F 1.

im Frühjahr 1994, im Frühjahr 1995, im Herbst/Winter 1998 und im Frühjahr 2001, treten Beschleunigungsphasen mit Oberflächenbewegungsgeschwindigkeiten von bis zu 609 mm/a und Bewegungsgeschwindigkeiten in Gleitzonen von bis zu 176 mm/a auf (Abb. 25 und 26; Anh. 12.2). Das Bewegungsverhalten ist als unstetig, mit unregelmäßig auftretenden Beschleunigungs-

und Verzögerungsphasen zu charakterisieren. Die Beschleunigung aktiver Rutschschollen (I, II, IV) erfolgt simultan. Das Ausmaß der Beschleunigung ist von der Stabilität des jeweiligen Böschungszustandes abhängig. Ein Abklingen der Deformationen ist lediglich für Rutschscholle III (Abb. 26) erkennbar.

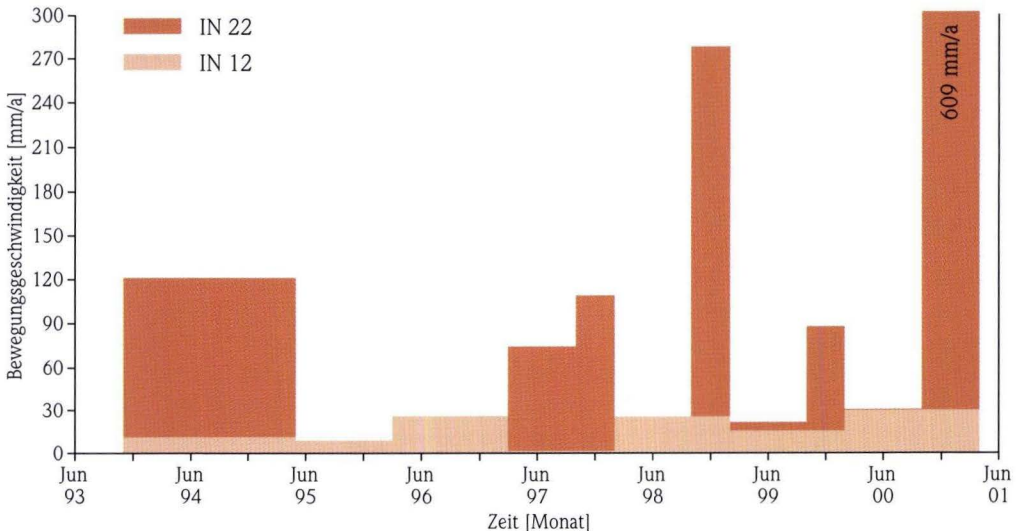


Abb. 26. Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen der Rutschschollen II und III, dargestellt durch die Bewegungsgeschwindigkeit der Messpunkte IN 22 und IN 12.

5. Bodenphysikalische und bodenmechanische Eigenschaften

5.1 Lithologie und Gefüge

5.1.1 Sedimente der unteren Messel-Formation

Die Debrite der unteren Messel-Formation sind vorwiegend matrixgestützt (Tafel 4, Fig. 1 und 2). Selten sind Übergänge zu einem korngestützten Gefüge dokumentiert (Tafel 4, Fig. 4). Lithoklasten sind überwiegend eckig oder kantengerundet und bestehen aus Sandsteinen oder Arkosen des Rotliegend sowie Diorit oder Granodiorit (Tafel 4, Fig. 1 und 2). Die Klasten werden von einer tonig-schluffigen Matrix willkürlich verteilter Tonminerale (Kaolinit, Illit, z.T. Smec-

tit), Quarz, Muskovit, Biotit und selten Feldspat umhüllt (Tafel 5, Fig. 3 und 4).

Der Anteil vulkaniklastischer Bestandteile (Tafel 4, Fig. 1 und 2) ist z.T. sehr hoch. Die häufig glasigen Fragmente sind zumeist stark alteriert. An den Rändern setzt die Verwitterung zu Smectit ein (Tafel 4, Fig. 3). Die neu gebildeten Smectite sind als Einzelpartikel über Kante/Kante (EE)- und Kante/Fläche (EF)-Kontakte (vgl. VAN OLPHEN 1977) assoziiert (Tafel 5, Fig. 1 und 2).

5.1.2 Sedimente der mittleren Messel-Formation

Untersuchungen von FRANZEN et al. (1982) und GOTH (1990) dokumentieren unterschiedliche Faziestypen der Schwarzpelite, die von den Bearbeitern u.a. durch das Verhältnis des organischen Anteils zu anorganischem Anteil, das Gefüge und den Sideritanteil charakterisiert werden. GOTH (1990) gliedert den Schwarzpelit z.B. in: Tetraedron-Fazies, Normal-Fazies und Siderit-Fazies. Zwischen diesen Faziesgliedern können fließende Übergänge auftreten.

5.1.2.1 Lithofazies-Typ 1

Lithofazies-Typ 1 ist ein dunkler, organisch reicher, fein laminiertes Ton. Die feine Lamination (Tafel 4, Fig. 5 und 6) wurde durch rhythmische Ablagerung von Algenzellen [*Tetraedron minimum* (A. BRAUN) HANSGIRG, 1888] mit variierendem Anteil minerogener Substanz verursacht.

Organisch dominierte Laminae aus Algenzellen treten nahezu ohne anorganisches Hintergrundsediment auf und können bis zu ca. 200 µm mächtig werden. Individuelle, „kissenförmige“ Algenzellen sind horizontal ausgerichtet (Tafel 5, Fig. 5 und 6). Minerogen dominierte Laminae sind aus einer Mischung von Tonmineralen, vorzugsweise Smectit, selten Kaolinit oder Illit, mit dispers verteilter organischer Detritus wie Pollen etc. aufgebaut (Tafel 4, Fig. 5 und 6). In diesen Bereichen treten häufig durch Auflast verformte Aggregate aus Tonmineralen und organischer Substanz auf (Tafel 5, Fig. 7 und 8 sowie Tafel 6, Fig. 1 und 2). Individuelle Tonmineralpartikel sind vorwiegend über Fläche/Kante (EF)-Kontakte (vgl. VAN OLPHEN 1977) verknüpft, die infolge der Kompaktion deformiert wurden (Tafel 6, Fig. 3–5). Vereinzelt sind dünne Tonmineral-Laminae (< 50 µm) nahezu ohne organischen

In dieser Arbeit wird der Schwarzpelit, auf den Untersuchungen von FRANZEN et al. (1982) und GOTH (1990) aufbauend, in geotechnisch bzw. ingenieurgeologisch relevante Lithofazies-Typen gegliedert, um die Variationsbreite der bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften zu systematisieren (NIX & MOLEK 2001). Die makroskopische Unterscheidung der Lithofazies-Typen erfolgt primär durch Gefüge und Lithologie.

Detritus eingeschaltet. Auch in diesen Lagen sind einzelne Tonminerale über Fläche/Kante (EF)-Kontakte (vgl. VAN OLPHEN 1977) assoziiert (Tafel 6, Fig. 6). Häufig treten laminationsparallel eingeschaltete Siderit-Laminae auf, die aus kugelförmigen oder stäbchenförmigen Siderit-Einzelkristallen aufgebaut sind (Tafel 6, Fig. 7 und 8).

Mehr als 80 % des organischen Materials sind als Liptinit einzuordnen (Tafel 8, Fig. 1–4). Näherungsweise 90 % des Liptinit werden durch Algen-Individuen innerhalb der Algen-Laminae repräsentiert (Tafel 8, Fig. 1 und 2). In minerogen dominierten Laminae treten dispers verteilte, figurierte organische Fragmente wie z.B. Pollenkörner und einzelne Algenzellen auf. Charakteristisch für die minerogen dominierten Laminae sind jedoch schwach fluoreszierende Bereiche (Tafel 8, Fig. 3 und 4) aus einer Mischung von Tonmineralen und amorpher organischer Substanz (unvollständige bakterielle Degradation organischer Substanz), in denen stabile Verbindungen der Tonminerale mit organischen Abbauprodukten zu erwarten sind (NIX & FEIST-BURKHARDT 2002, 2003).

5.1.2.2 Lithofazies-Typ 2

Lithofazies-Typ 2 ist ein massiger, schlecht geschichteter, häufig gradiertes, organisch reicher Ton mit hohem Feinsandanteil, der als Produkt von Trübeströmen interpretiert wird, die sich infolge subaquatischer Rutschungen bildeten (vgl. Kap. 3.3.3.2). Das Sediment wird aus Tonmineralen, organischem Detritus, isolierten Feinsandkörnern und resedimentierten Fetzen von Algen-Laminae aufgebaut (Tafel 4, Fig. 7 und Tafel 7, Fig. 1). Häufig treten innerhalb der tonigen Matrix „schwimmende“ laminierte Schwarzpelit-Intraklasten und Gesteinsfragmente auf. Einzelne Tonmineralpartikel, vorwiegend Smectit, selten Illit oder Kaolinit, sind über Fläche/Fläche

(FF)-Kontakte (vgl. VAN OLPHEN 1977) miteinander assoziiert (Tafel 7, Fig. 3–6).

Figurierte organische Substanz (Pollenkörner, Fragmente einzelner Algenzellen und Fragmente von Algen-Laminae) ist dispers im Sediment verteilt (Tafel 8, Fig. 5). Charakteristisch für Lithofazies-Typ 2 sind jedoch schwach fluoreszierende Bereiche (Tafel 8, Fig. 6) aus einer Mischung von Tonmineralen und amorpher, unstrukturierter organischer Substanz, in denen die Bildung stabiler Verbindungen der Tonminerale mit organischen Abbauprodukten zu erwarten ist (NIX & FEIST-BURKHARDT 2002, 2003).

5.1.2.3 Lithofazies-Typ 3

Lithofazies-Typ 3 wird nahezu gesteinsbildend aus Kieselschwammnadeln (*Spongilla gutenbergiana* nach MÜLLER 1982) gebildet (Spikulit). Die Kieselschwammnadeln sind horizontal eingeregelt (Tafel 4, Fig. 8 und Tafel 7, Fig. 7) und in eine tonig-schluffige „Matrix“ aus Tonmineralen und

fein verteiltem organischem Detritus eingebettet (Tafel 7, Fig. 8). Tonmineralpartikel, vorwiegend Smectit, selten Illit oder Kaolinit, sind über z.T. deformierte Fläche/Kante (FE)-Kontakte (vgl. VAN OLPHEN 1977) miteinander assoziiert.

5.1.2.4 Lithofazies-Typ 4

Lithofazies-Typ 4 charakterisiert unverfestigte, sandig-kiesige Einschaltungen innerhalb der Schwarzpelite, die als Produkt von Trübeströmen mit grobklastischem Material interpretiert werden und sich infolge von Rutschungen in den Rand- bzw. Uferbereichen bildeten (vgl. Kap. 3.3.3.2). Im Grubenzentrum sind die sandig-kiesigen, meist gradierten Zwischenlagen selten und

geringmächtig (Tafel 1, Fig. 8). Zu den Rändern des Vorkommens hin nehmen Häufigkeit, Mächtigkeit und Korngröße der z.T. schnell ausgehenden Einschaltungen zu (Tafel 1, Fig. 5 und 6). Lithoklasten aus den umrandenden paläozoischen Festgesteinen dominieren neben Quarz und Feldspat den Sedimentaufbau. Die Fragmente sind nicht bzw. schlecht gerundet.

5.2 Mineralogische Zusammensetzung

5.2.1 Sedimente der unteren Messel-Formation

Das Mineralspektrum der Debrite der unteren Messel-Formation wird durch Tonminerale, Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Glimmer und z.T. Hornblende, Pyrit und Apatit bestimmt (Anh. 12.3). Der bodenphysikalisch und bodenmechanisch relevante Anteil an Tonmineralen wird durch Smectit bzw. Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale mit einem mittleren Anteil von 37 % am Gesamtspektrum dominiert. Kaolinit (2 %) und Illit (8 %) treten als Beimengungen auf (Anh. 12.3).

Der Basisreflex der Smectite ist deutlich verbreitert und deutet auf ein schlecht geordnetes Kristallgitter bzw. die Ausbildung von Wechsella-

gerungsmineralen hin. Die Schichtgitterabstände der Smectite betragen in den unbehandelten Texturpräparaten ca. 15,2 Å und weisen auf Smectit-betonte Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale hin. Durch die Behandlung mit Diethylenglycol werden die Schichtabstände auf 16,7–17,7 Å aufgeweitet (Nix 2003).

Die Bestimmung quellfähiger Tonminerale mit der Methylenblau-Methode bestätigt die Abschätzung durch die Röntgendiffraktometrie. Im Mittel wird ein Anteil von 39 % quellfähiger Tonminerale an der Gesamtfraktion ermittelt (Anh. 12.3).

5.2.2 Sedimente der mittleren Messel-Formation

Das Mineralspektrum der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation wird durch Tonminerale, sowie geringe Anteile an Quarz und Siderit bestimmt (Anh. 12.3). In den sandig-kiesigen Einschaltungen (Lithofazies-Typ 4) treten zudem Feldspat und Hornblende auf. Bis zu 70 % der Gesamtfraktion der Schwarzpelite bestehen aus organischen oder röntgenamorphen Substanzen (Lithofazies-Typen 1, 2 und 3). Der bodenphysikalisch und bodenmechanisch relevante Anteil an Tonmineralen wird durch Smectit bzw. Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale mit einem mittleren Anteil von 15 % am Gesamtspektrum dominiert. Kaolinit (2–3 %) und Illit (2 %) treten in Lithofazies-Typ 1, 2 und 3 als Beimengungen auf (Anh. 12.3). Ihr mittlerer Anteil steigt in Lithofazies-Typ 4 auf 6 % (Kaolinit) bzw. 11 % (Illit) – bezogen auf den Anteil der Minerale < 0,063 mm – an (Anh. 12.3).

Signifikante Differenzen im Mineralbestand, insbesondere hinsichtlich Art und Anteil quellfähiger Tonminerale, sind für die Lithofazies-Typen 1, 2 und 3 nicht nachweisbar. Die Unterschiede liegen im Bereich der Fehlergrenzen (5–10 %) des Verfahrens.

Der Basisreflex der Smectite ist in den Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation deutlich verbreitert und deutet auf ein schlecht geordnetes Kristallgitter, die Ausbildung von Wechselagerungsmineralen bzw. eine Beeinflussung durch organische Substanzen hin. Die oxidative Entfernung der organischen Bestandteile verursacht in den Paralleluntersuchungen jedoch keine signifikanten Veränderungen. Der Schichtgitterabstand der Smectite beträgt in den unbehandelten Texturpräparaten 12,4–15,2 Å und weist auf Smectit-betonte Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale hin. Durch die Behandlung mit Diethylenglycol werden die Schichtabstände auf 17,3–18,2 Å aufgeweitet (Nix 2003).

Die Bestimmung quellfähiger Tonminerale mit der Methylenblau-Methode bestätigt die Abschätzung der Mineralanteile durch die Röntgendiffraktometrie. Im Mittel wird ein Anteil von 15 % quellfähiger Tonminerale an der Gesamtfraktion der Schwarzpelite ermittelt. Für Lithofazies-Typ 2 ist ein überproportionaler mittlerer Anteil von 19 % quellfähiger Tonminerale an der Gesamtfraktion dokumentiert (Anh. 12.3).

5.3 Bodenphysikalische Eigenschaften

5.3.1 Sedimente der unteren Messel-Formation

Die Debrite der unteren Messel-Formation sind nach DIN 18196 als tonige Sande (ST) zu charakterisieren ($V_{gl} = 4,9\%$). Die Kornverteilung ist sehr ungleichförmig ($U > 28$), der Massenanteil der Körner $d_k < 0,063$ mm liegt bei 23–34 % (Abb. 27). Ein Kalkgehalt von $V_{Ca} = 0,5\%$ dokumentiert den geringen Anteil an Karbonaten. Die Korndichte beträgt $\rho_s = 2,62$ g/cm³, die Feuchtdichte $\rho = 1,66$ g/cm³ und die Trockendichte $\rho_d = 1,21$ g/cm³. Die Sedimente liegen, mit einer Sättigungszahl $S_r = 0,77$, in einem ungesättigten Zustand vor (Anh. 12.4).

Der Wassergehalt an der Fließgrenze ($w_L = 0,77$) und der Ausrollgrenze ($w_p = 0,39$) ist

durch den hohen Anteil an Smectit bzw. Illit/Smectit-Wechselagerungsmineralen geprägt. Die Plastizitätszahl $I_p = 0,38$ charakterisiert ein ausgeprägt plastisches Verhalten der Sedimente, die im Plastizitätsdiagramm nach CASAGRANDE im Bereich der ausgeprägt plastischen Tone, entlang der A-Linie, angeordnet sind (Abb. 30). Der hohe Anteil an Smectit bzw. Illit/Smectit-Wechselagerungsmineralen wird zudem durch eine Aktivitätszahl von $4,1 < I_A < 4,9$ dokumentiert. Die Sedimente sind als sehr aktiv zu klassifizieren und weisen ein dementsprechendes Wasseraufnahmevermögen von $W_a = 112,57\%$ auf.

5.3.2 Sedimente der mittleren Messel-Formation

Die Schwarzpelite (Lithofazies-Typ 1–3) der mittleren Messel-Formation sind nach DIN 18196, mit einem mittleren Glührverlust $V_{gl} =$

33,4–52,1 % als organogene Lockergesteine mit mineralischen Beimengungen (Mudden, OM) zu charakterisieren. Der Gehalt an organischer Sub-

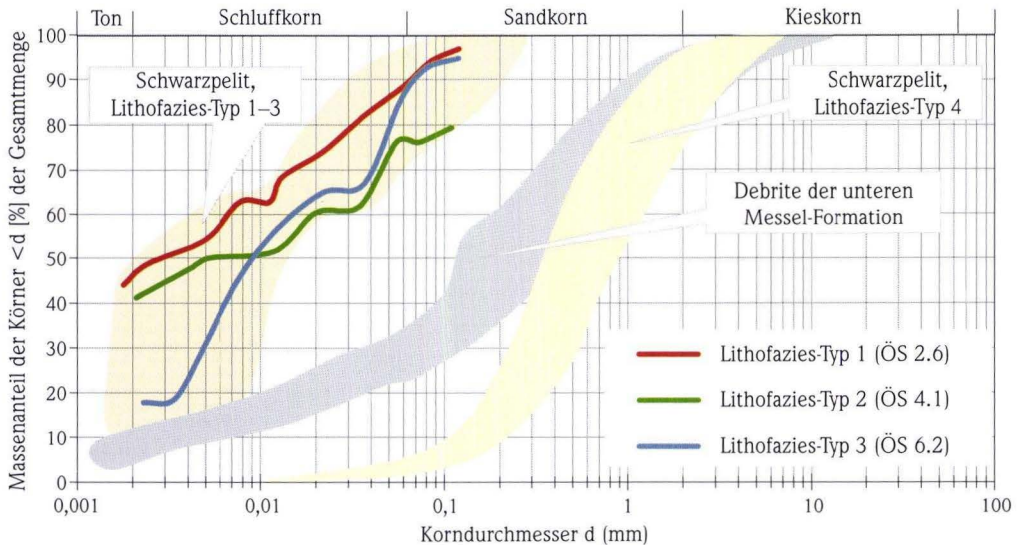


Abb. 27. Korngrößenverteilung der Sedimente der Messel-Formation. Flächen beschreiben Kornverteilungsgebiete der Lithofazies-Typen des Schwarzpelites bzw. der Debrite der unteren Messel-Formation. Für die Lithofazies-Typen 1–3 sind die Kornverteilungskurven charakteristischer Proben dargestellt.

stanz differiert als Folge unterschiedlicher Verdünnung durch minerogene Anteile und nicht aufgrund einer Änderung der Organismenart bzw. des Erhaltungsgrades. Die Kornverteilung ist ungleichförmig, der Massenanteil der Körner $d_k < 0,063$ mm beträgt 71–94 % ($U > 3$). Den größten Massenanteil der Körner mit $d_k < 0,002$ mm weisen mit 40–48 % die Lithofazies-Typen 1 und 2 auf. Lithofazies-Typ 4 ist nach DIN 18196, mit einem mittleren Glühverlust $V_{gl} = 3,1$ % als nichtbindiger, normal abgestufter Sand (SN) charakterisiert. Der Massenanteil der Körner $d_k < 0,063$ mm liegt bei 3–5 % (Abb. 27).

Ein Karbonatgehalt von $V_{Ca} = 0,1$ –2 % dokumentiert den geringen Anteil an Karbonaten (Siderit). Lediglich im Zentrum des Vorkommens sind Karbonatgehalte von bis zu 9,3 % für Lithofazies-Typ 1 dokumentiert (vgl. Nix 2003).

Die Korndichte der Lithofazies-Typen 1–3 ist mit $\rho_s = 1,68$ –1,94 g/cm^3 , die Feuchtdichte mit $\rho = 1,28$ –1,39 g/cm^3 und die Trockendichte mit $\rho_d = 0,75$ –0,86 g/cm^3 durch den hohen Anteil an organischer Substanz geprägt. Der geringe organische Anteil des Lithofazies-Typs 4 wird durch

eine Korndichte von $\rho_s = 2,57$ g/cm^3 , eine Feuchtdichte von $\rho = 1,53$ g/cm^3 und eine Trockendichte von $\rho_d = 1,23$ g/cm^3 dokumentiert. Den zugrunde liegenden korrelativen Zusammenhang von Korndichte und Glühverlust (organischem Anteil) veranschaulicht Abb. 28.

Analog zu den tonigen Sanden der unteren Messel-Formation liegt Lithofazies-Typ 4, mit einer Sättigungszahl von $S_r = 0,44$, in einem ungesättigten Zustand vor. Die Lithofazies-Typen 1–3 weisen hingegen Sättigungszahlen von $S_r = 0,92$ –0,98 auf, so dass für die Schwarzpelite von einem quasi gesättigten Zweiphasen Feststoff/Wasser-System auszugehen ist. Die Wassergehalte an der Fließgrenze ($w_L = 1,06$ –1,35) und der Ausrollgrenze ($w_P = 0,67$ –0,89) der Lithofazies-Typen 1–3 sind primär durch den hohen Anteil an Smectit bzw. Illit/Smectit-Wechselagerungsmineralen, sekundär jedoch durch den variierenden Anteil an organischer Substanz geprägt. Den entsprechenden positiven korrelativen Zusammenhang der Ausrollgrenze mit dem Glühverlust (organischem Anteil) veranschaulicht Abb. 29.

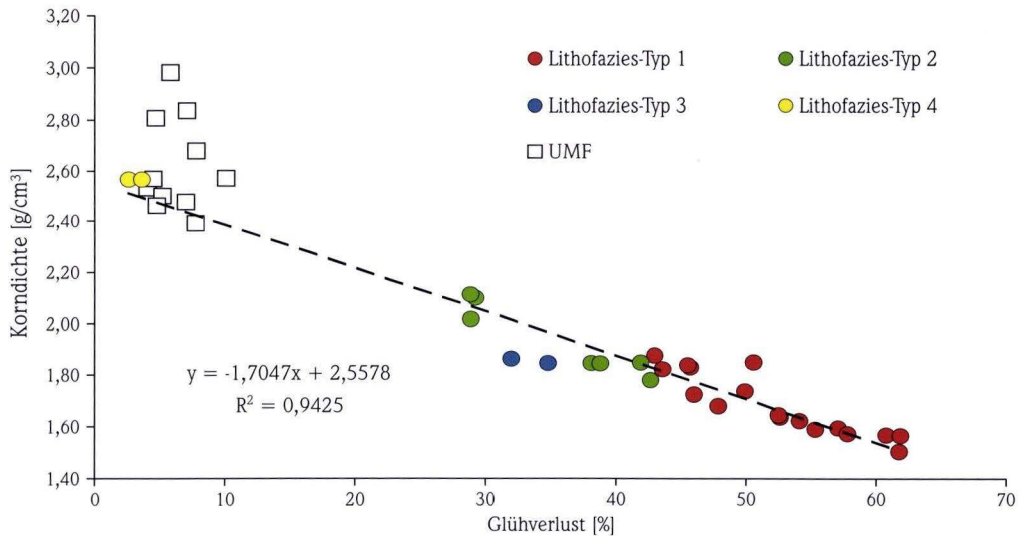


Abb. 28. Korrelativer Zusammenhang von Korndichte und Glühverlust. Mit zunehmendem organischem Anteil des Sediments wird die Korndichte geringer.

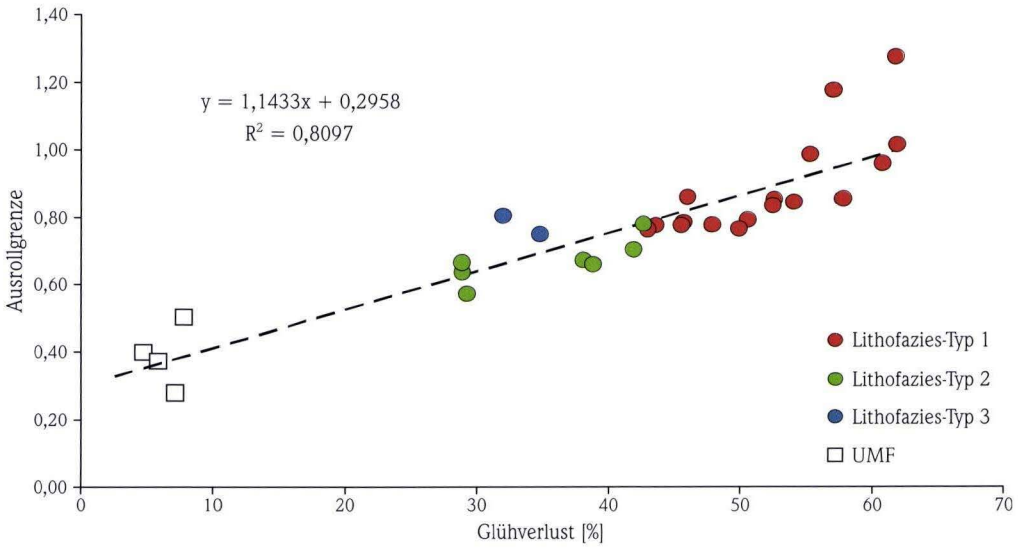


Abb. 29. Korrelativer Zusammenhang von Ausrollgrenze und Glühverlust. Mit zunehmendem organischem Anteil steigt der Wassergehalt an der Ausrollgrenze.

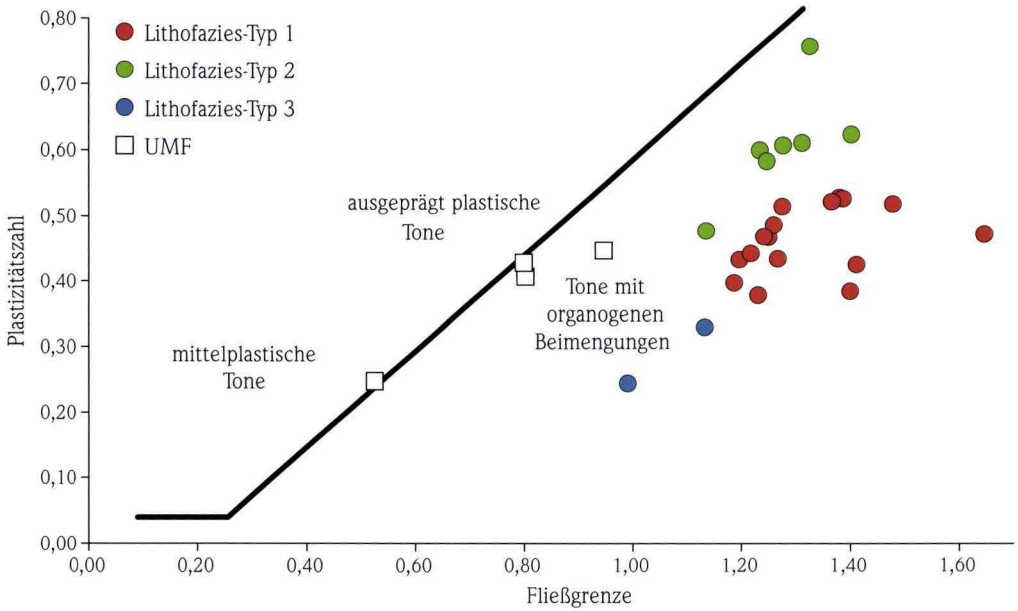


Abb. 30. Plastizitätsdiagramm nach CASAGRANDE für die tonigen Sande der untere Messel-Formation und die Lithofazies-Typen des Schwarzpelites.

Die Plastizitätszahlen der Lithofazies-Typen 1–3 dokumentieren mit $I_p = 0,29–0,61$ ein plastisches (Lithofazies-Typ 3) bis ausgeprägt plastisches (Lithofazies-Typ 1 und 2) Verhalten der Schwarzpelite, die im Plastizitätsdiagramm nach CASAGRANDE im Bereich der Tone mit organogenen Beimengungen, unterhalb der A-Linie, angeordnet sind (Abb. 30). Der hohe Anteil an Smectit bzw. Illit/Smectit-Wechselagerungsmineralen wird durch eine Aktivitätszahl von $1,5 < I_A < 1,95$ für Lithofazies-Typ 1, von $1,5 < I_A < 2,8$ für Lithofazies-Typ 2 und von $I_A = 1,25$ für Lithofazies-Typ 3 charakterisiert. Lithofazies-Typ 1 und 2 sind als aktiv bis sehr aktiv, Lithofazies-Typ 3 ist als aktiv zu klassifizieren. Dieser Einstufung entspricht das hohe Wasseraufnahmevermögen von $W_a = 89,9\%$ für Lithofazies-Typ

1, $W_a = 124,2\%$ für Lithofazies-Typ 2 und $W_a = 101,7\%$ für Lithofazies-Typ 3.

Die Bestimmung der bodenphysikalischen Eigenschaften entsprechend der ingenieurgeologisch relevanten Lithofazies-Typen ermöglicht die Bildung statistisch „abgesicherter“ Mittelwerte der bodenphysikalischen Kennwerte. Die Standardabweichung beträgt für Kennwerte der jeweiligen Lithofazies-Typen maximal 15 % (Anh. 12.4). Signifikante Unterschiede in den bodenphysikalischen Eigenschaften der unterschiedlichen Lithofazies-Typen können für die Korngrößenverteilung, die Dichte, Zustandsgrenzen und Zustandsform, Plastizität und Wasserbindevermögen aufgezeigt werden.

5.4 Belastungsgeschichte

Der Primärspannungszustand als Verhältnis vertikaler und horizontaler Spannungsanteile im Gebirge, charakterisiert durch den Ruhedruckbeiwert K_0 , ist u.a. abhängig von bodenphysikalischen oder bodenmechanischen Eigenschaften bzw. Anisotropien, dem Trennflächengefüge, der Gebirgsscherfestigkeit sowie lokalen oder regionalen Spannungsanteilen aus Tektonik, Topographie bzw. Morphologie und geologischer Vorbelastung. Untersuchungen von u.a. SKEMPTON (1961), MÜLLER-SALZBURG (1970), SCHULTZ & SMOLTZCYK (1970), GRÜNDER & POLL (1977), GREINER (1978), GRÜNDER (1980), GRÜNDER & PRÜHS (1985) und RAABE (1985) zeigen, dass die geologische Entwicklung eines Gesteins bis zum heutigen Abtragungsniveau, d.h. die Belastungsgeschichte bzw. Druck-/Spannungsverhältnisse bis zur einer erneuten Freilegung an der Oberfläche sich in einer geologischen Vorbelastung (Überkonsolidierung) äußern, die zu spezifischen Festigkeits- und Verformungseigenschaften führt.

Für die Belastung- bzw. Spannungsentwicklung der Sedimente der Messel-Formation müssen zum einen die geologische Vorbelastung

nach der Ablagerung mit späterer Freilegung durch flächenhafte Erosion und zum anderen der anthropogene Einfluss durch den Tagebau berücksichtigt werden.

Mit dem beginnenden Einbruch des Oberreingrabens im frühen Eozän und der relativen Hebung der Grabenschultern entwickelte sich das Gebiet des Sprendlinger Horstes von einem Sedimentationsraum zu einem Abtragungsgebiet. Die eozäne Landoberfläche dürfte vor dem Ausbruch des Messeler Maar-Vulkans bis auf das Niveau der Rotliegendesedimentgesteine abgetragen gewesen sein. In den Brekzien der Diatremfüllungen verschiedener Vorkommen der Messel-Formation sind keine postpermischen Gesteine nachweisbar (FELDER et al. 2001).

Die maximale Mächtigkeit der Rotliegendesedimentgesteine beträgt am Nordrand des Sprendlinger Horstes ca. 250 m (MARELL 1989). Bezogen auf die aktuelle Mächtigkeit der Rotliegendesedimentgesteine in der Umgebung der Grube Messel von bis zu 66 m (Brg. TB 1), ist davon auszugehen, dass die eozäne Landoberfläche maximal ca. 180 m über dem heutigen Geländeniveau lag.

Sedimente des oberen Eozäns bzw. unteren Oligozäns sind aus dem Mainzer Becken bekannt [Pechelbronner Schichten in STRAUB (1955), GAUPP & NICKEL 2000]], allerdings auf dem Sprendlinger Horst nicht dokumentiert. Oligozäne und miozäne Ablagerungen des Mainzer bzw. Hanauer Beckens wurden nach paläogeographischen Karten von GOLWER (1968) von Norden und Westen her lediglich bis zum heutigen Sprendlingen im Süden abgelagert.

Zur diagenetischen Verfestigung und Kompaktion der Sedimente der Messel-Formation standen demnach folgende, mittlerweile erodierte Abfolgen zur Verfügung:

- Ablagerungen der mittleren und oberen Messel-Formation (maximal ca. 180 m), die sich innerhalb des vulkanischen Hohlraums infolge der permanenten Setzungen des Diatrembereichs in ursprünglich größerer Mächtigkeit bildeten und im jüngeren Tertiär und älteren Pleistozän abgetragen wurden.
- Pliozäne und Pleistozäne Ablagerungen, die jedoch aufgrund der geringen Mächtigkeiten von einigen Zehner Metern nicht als alleinige Auflast in Betracht gezogen werden können.

Entsprechend dieser Überlegungen sind die Sedimente der Messel-Formation als überkonsolidiert zu betrachten. Die genaue Größenordnung der Vorbelastung ist aufgrund der unbekannteren tatsächlichen Mächtigkeit jüngerer Ablagerungen sowie der fraglichen Größe der erosi-

ven Abtragung unsicher, dürfte jedoch maximal 180 m betragen haben (s.o.).

Ein weiterer Hinweis auf eine relativ geringe Überdeckung der Sedimente der Messel-Formation ergibt sich aus der Inkohlung des organischen Materials. Die „chemische Umstrukturierung“ der organischen Substanz der Schwarzpelite ist durch eine Huminit-Reflexion von 0,22 % bis 0,41 % [Vitrinit-Reflexion von 0,26 % (RULLKÖTTER et al. 1988)] charakterisiert (JANKOWSKI & LITKE 1986). Zudem wurde das organische Material keiner thermischen Belastung > 40 °C ausgesetzt (HAYES 1987). Die Sedimente können demzufolge nach ihrer Ablagerung nur eine geringe Versenkung bzw. eine geringe Auflast erfahren haben.

RAHNAMA RAD (1989) sieht petrographisch den Messeler Schwarzpeliten ähnliche Sedimente im Rheingraben (HLfB-Bohrarchiv Nr. 6217/30, Bohrung Stockstadt 5, Bl. 6217 Zwingenberg) als zeitliches Äquivalent zur Messel-Formation und leitet aus den hangenden Pechelbronner Schichten eine Überdeckung von ca. 100 m für die Sedimente der Messel-Formation in Messel ab. Bisher unveröffentlichte biostratigraphische Untersuchungen weisen jedoch nach, dass die mit Bohrung Stockstadt 5 erbohrten Schwarzpelite zwar eozänen Alters, jedoch deutlich jünger als die mittel-eozäne Messel-Formation sind (HARMS 1999), so dass dieser Vergleich kritisch zu bewerten ist.

5.5 Volumenzillation

Die Bewässerung und Trocknung toniger Sedimente kann mit einer Volumenänderung verbunden sein. Ursache der Volumenänderung ist die Anlagerung bzw. Ablösung von Wassermolekülen an bzw. von der Feststoffphase der Bodenmatrix. Unter dem Quellen bzw. Schrumpfen von Tonen wird die Volumenzunahme bzw. Volumenabnahme bei Zugabe von Flüssigkeit bzw. Entwässerung unter gleich bleibender Belastung verstanden. Schrumpfung ist in Sedimenten stets der

primäre Prozess, Quellung kann erst nach vorhergehender Entwässerung stattfinden.

Ingenieurgeologische Untersuchungen zur Volumenzillation der Tone beruhten zunächst auf der Analyse von Schadensereignissen infolge der „expansive clays“ Amerikas, Afrikas und Australiens oder der „quick clays“ Europas. Neben der Untersuchung von Schadensereignissen, insbesondere infolge Volumenzunahme, wurden auch schon in frühen Arbeiten die Grundlagen des

Quellens und Schrumpfens bindiger Sedimente bearbeitet. Beispiele geben u.a. SKEMPTON (1953), KRABBE (1958), FECKER & MÜHLHAUS (1979), WIDGER & FREDLUND (1979), ARNOLD (1984), PILE & MCIN-

NES (1984), SHIMING (1984), FRÖHLICH (1986), HASENPATT et al. (1987), HASENPATT (1988), MADSEN (1989), LACKNER (1991), MADSEN & NUESCH (1990) und MÜLLER-VONMOOS et al. (1991).

5.5.1 Quellverhalten und Quellvermögen, Grundlagen

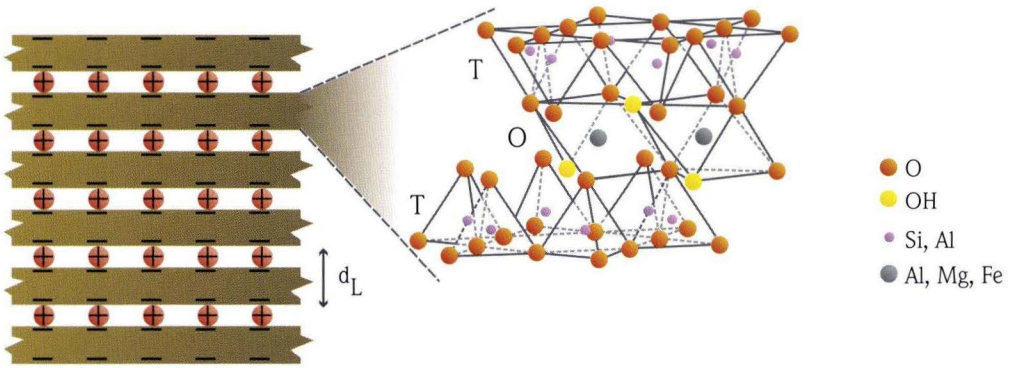
Das Quellen von Tonen wird grundsätzlich durch die Wechselwirkungen zwischen Flüssigkeit und Tonmineralen bestimmt (JASMUND & LAGALY 1993, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Quellung tritt auf, wenn das Gleichgewicht der gegenseitigen Einflüsse gestört wird. Der Quellprozess ist im Wesentlichen von der Art und Assoziation der Minerale (z.B. AYLMOORE & QUIRK 1960, SLOANE & KELL 1966, SMART 1967, MOON 1972, BARDEN 1973, VAN OLPHEN 1977) und dem Chemismus der Flüssigkeit abhängig. Zwei Mechanismen der Volumenzunahme sind von Bedeutung: die Hydratation und die Osmose.

Die Anlagerung von Wassermolekülen an die Kationen der äußeren und inneren Oberfläche eines quellfähigen Tonminerals wird als Hydratation bzw. innerkristalline Quellung bezeichnet. Aufgrund der Hydratationsenergie der Kationen dringt Wasser in die Zwischenschichten ein. Die Wassermoleküle orientieren sich mit ihren negativen Polen zum Kation und schwächen die elektrostatische Wechselwirkung der Tonmineraloberflächen mit den Zwischenschichtkationen (MADSEN & MÜLLER-VONMOOS 1988). Die Dicke der Wasserhaut, die den Abstand des Zwischenschichtkations von der Tonmineraloberfläche bestimmt, hängt u.a. von der Größe der Ladung, der Wertigkeit der Ionen (Hydratationsfähigkeit) und dem Hydratationszustand der geladenen Oberfläche ab (KLIESCH 1990).

Die Zwischenschichtkationen werden zunächst von einer planar angeordneten Wasserschicht umgeben, gefolgt von einer oktaedrischen Koordination der Wassermoleküle. Mit der Ausbildung der dritten und vierten Wasserschicht geht die innerkristalline Quellung in die osmotische über (Abb. 31). Während höherwertige Kationen in einer

Mittelposition verharren und dem osmotischen Quelldruck die elektrische Anziehung entgegenzusetzen, werden einwertige Kationen, wie z.B. Natrium, zur Schichtoberfläche gedrängt, so dass es zu einer vollständigen Isolierung einzelner Schichten kommen kann (HASENPATT et al. 1987). KASSIF & BEN SHALOM (1971) zeigen in ihren Untersuchungen des Hydratationseffektes, dass 95 % des maximalen Quelldruckes nach Adsorption der ersten Wasserschicht bzw. Aufnahme von ca. einem Drittel der maximal möglichen Wassermenge erreicht werden. Aus diesem Grund geht MITCHELL (1974) davon aus, dass für bautechnische Zwecke der Einfluss der Hydratation sowohl der Tonmineraloberfläche als auch der Ionen in der Porenlösung bei ungestörten Proben zu vernachlässigen ist. KLIESCH (1990) fügt hierzu an, dass diese Annahme für Tone sicherlich zutrifft, dass aber bei Tonsteinen der Fall auftreten kann, dass weniger als ein Drittel des möglichen Wasserbedarfs befriedigt ist.

Der osmotische Quellvorgang wird durch osmotischen Druck infolge einer Veränderung der Zusammensetzung der freien Porenlösung bestimmt. Osmotischer Druck ist der Druck, der notwendig ist eine Wasserbewegung zwischen zwei Flüssigkeiten unterschiedlicher Ionenkonzentration durch eine semipermeable Membran zu verhindern. Die benötigte Membran wird im Tonmineralgefüge durch die negativ geladenen Tonmineraloberflächen induziert. Diese negative Überschussladung wird durch Kationen der Porenlösung nahe der Teilchenoberfläche ausgeglichen. Innerhalb des Ionenschwarms der Porenlösung nimmt die Kationenkonzentration mit der Entfernung von der Oberfläche des Tonmineralteilchens exponentiell ab. Dort, wo Kationen-



Dreischicht-Tonmineral (2:1 Schichtsilikat) z.B. Smectit, Illit oder Vermiculit

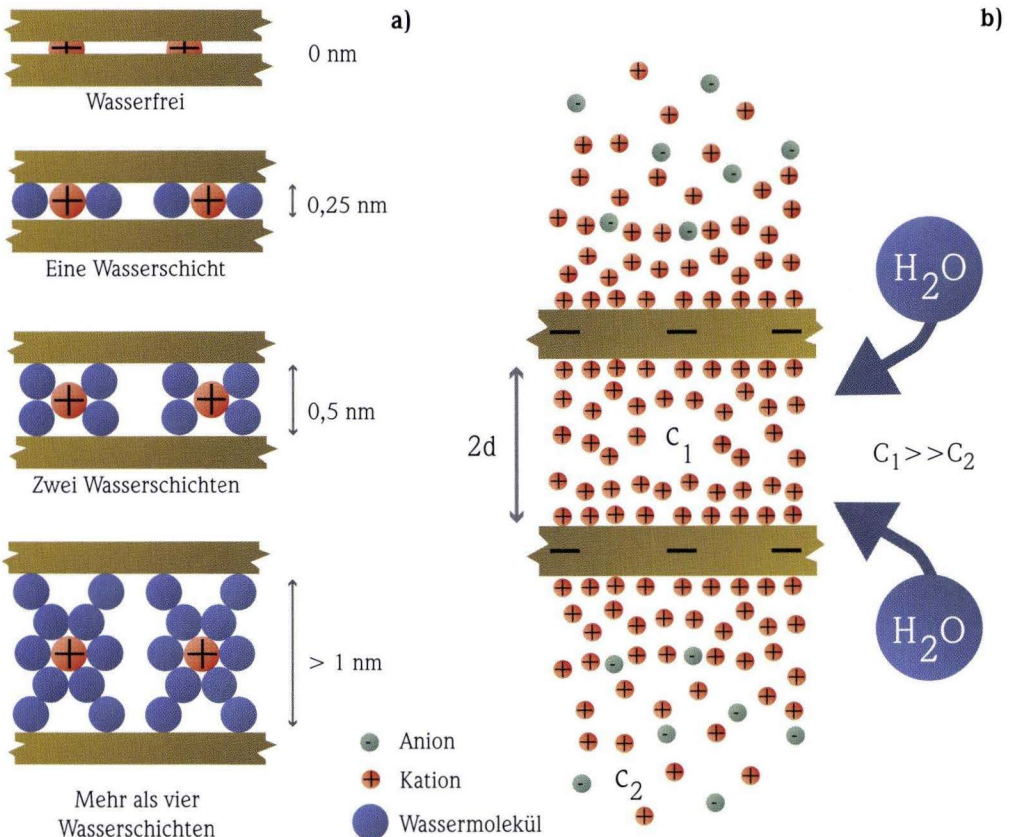


Abb. 31. Schichtstruktur eines quellfähigen Dreischicht-Tonminerals (verändert nach JASMUND & LAGALY 1993) mit schematischer Darstellung der a) innerkristallinen Quellung mit der Einlagerung von Wassermolekülen (verändert nach HASENPATT et al. 1987) und dem b) Prinzip der osmotischen Quellung (verändert nach MADSEN & MÜLLER-VONMOOS 1987).

Anionenkonzentration den gleichen Wert erreichen, beginnt die Gleichgewichtslösung. Grundlegend für das Verständnis dieser Zusammenhänge sind die Arbeiten von GOUY (1911) und CHAPMAN (1913), die erstmals das Modell der diffusen Doppelschicht vorstellten. Dieses Modell wurde durch die Untersuchungen von STERN (1924) und später von HAMAKER (1937), DERJAGUIN & LANDAU (1941) sowie VERWEY & OVERBEEK (1948) mit Arbeiten zur DLVO-Theorie erweitert.

Da sich die Ionen innerhalb der diffusen Doppelschicht nicht frei bewegen können, wirkt als treibende Kraft der osmotischen Quellung der Konzentrationsunterschied zwischen den nahe der Tonmineraloberfläche elektrostatisch zurückgehaltenen Ionen der diffusen Doppelschicht und der Elektrolytkonzentration im Porenwasser des Sedimentes. Die Ionenkonzentration c_1 zwischen den Tonteilchen ist wesentlich höher als die Konzentration c_2 der umgebenden Porenlösung (Abb. 31). Da die Kationen zwischen den Tonmineralpartikeln durch die negativ geladenen Tonmineraloberflächen elektrostatisch zurückgehalten werden, kann ein Konzentrationsausgleich nur erreicht werden, wenn Wassermoleküle in den Raum zwischen den Tonmineralen eindringen (MADSEN & MÜLLER-VONMOOS 1988). Bei behinderter Volumenzunahme entwickelt sich ein entsprechend des Gleichgewichtszustandes maximaler osmotischer Druck. Bei unbehinderter Volumenzunahme wird zum einen die diffuse Doppelschicht und somit der Abstand zweier Tonteilchen vergrößert, zum anderen werden die Zwischenschichten der Tonminerale aufgeweitet. Nach JAYADEVA & SRIDHARAN (1982) bestimmen die Kationenaustauschkapazität, die Tonmineraloberfläche, der Tonmineraltyp, die Wertigkeit der Kationen, die Konzentration der Porenlösung, die Temperatur und die Dielektrizitätskonstante der Porenlösung das osmotische Quellverhalten.

Insbesondere für die Entwicklung osmotischer Quellprozesse ist der Belastungszustand bzw. die Belastungsentwicklung eines Sedimentes von Bedeutung. TERZAGHI (1931) beschreibt die Bodenmatrix mit einer Gesamtenergie, die sich aus ei-

nem mechanischen und einem physikochemischen Anteil zusammensetzt. Der mechanische Anteil ist durch die Konsolidationstheorie und die Erfassung der Spannungspfade charakterisiert. Es werden die Belastungszustände der Normalkonsolidation und der Überkonsolidation unterschieden. Mit einer Entlastung ist nach der Konsolidationstheorie eine Volumenzunahme verbunden, bei der die unterschiedlichen Belastungszustände unterschiedliche Formänderungsenergie besitzen, die sich bei Entlastung in unterschiedlicher Volumenzunahme äußern muss. Wird ein normal- oder überkonsolidiertes Sediment entlastet, stellt sich ein neuer Gleichgewichtszustand ein. Durch die Volumenzunahme vergrößert sich der Porenraum, es entsteht ein Porenwasserunterdruck, der durch zusätzliche Wasseraufnahme in den Porenräumen ausgeglichen werden muss. Hierdurch wird die Porenlösung verdünnt und es können osmotische Quellprozesse induziert werden (MADSEN & MÜLLER-VONMOOS 1988, KLIESCH 1990).

Einen weiteren wesentlichen Einflussfaktor für die Entwicklung von Quellprozessen stellen Art, Anteil und Verteilung organischer Substanz dar. Ein Teil der mineralischen Komponenten der festen Phase kann mit organischen Substanzen molekularer bzw. kolloidaler Größe zu stabilen organo-mineralischen Verbindungen verknüpft sein. An diesen Verbindungen sind im Wesentlichen Bestandteile der adsorptionsaktiven Feinfraktion, insbesondere Tonminerale, beteiligt. Die Bildung organo-mineralischer Verbindungen wird wesentlich von der Reaktionsfähigkeit des organischen Materials gesteuert. Schwer abbaubare organische Substanz wie z.B. Torf etc. bildet auch bei längerer Einwirkungsdauer keine stabilen Verbindungen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Die Reaktionsfähigkeit der Tonminerale ist von der Kristallstruktur abhängig. Zweischicht-Tonminerale wie Kaolinit bilden Einlagerungsverbindungen indem neutrale organische Moleküle zwischen die neutralen Silikatschichten eindringen. Die eingelagerten Moleküle können gegen andere neutrale Moleküle ausgetauscht werden (Ver-

drängungsreaktion). Dreischicht-Tonminerale wie Smectite reagieren mit organischen Stoffen wesentlich vielfältiger (vgl. JASMUND & LAGALY 1993).

O'BRIEN (1970) und SCHILLER (1980) weisen in organisch reichen Tonen eine hohe Einregelung von Tonmineralen nach, die auf organische Moleküle zurückgeführt wird, die die Oberflächenladung der Tonminerale neutralisiert und eine Dispergierung während der Sedimentation verursacht. TAZAKI et al. (1989) führen eine „zementierende“ Wirkung von Polymeren durch Bildung organo-mineralischer Komplexe an. Solche Zementiereffekte können nach YONG et al. (1984) z.B. durch Aggregatbildung und Partikelquerbindung so genannte „tote Zonen“ bilden und einen theoretisch möglichen Quelldruck reduzieren.

PUSCH (1973) dokumentiert im Gefüge quartärer Tone, dass organische Molekül- und Gelkomplexe enge Poren im Mikrogefüge blockieren und eine dichte Partikelassoziation geringer Durchlässigkeit verursachen. Neben diesen Einwirkungen auf das Mikrogefüge können durch Wechselwirkungen komplexer organischer Moleküle mit Tonmineralen auch die mechanischen, physikalischen und chemischen Eigenschaften von Tonen beeinflusst werden. HASENPATT (1988) zeigt z.B., dass durch den Ersatz der Primärionen eines Bentonits gegen Schwermetallkomplexe, reaktionsfähige Kohlenwasserstoffketten, zyklische Kohlenwasserstoffverbindungen oder Polymere das Quellvermögen deutlich abnimmt und die Durchlässigkeit ansteigt.

5.5.1.1 „Potenzielles“ Quellvermögen der Sedimente

Das potenzielle Quellvermögen liefert einen Indexwert für das Quellpotenzial eines Erdstoffes, und wurde über die Quelldehnung getrockneten und pulverisierten Materials ermittelt (vgl. Kap.

2.6). Die Versuchsdauer betrug für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation $t_q = 102$ h, für Lithofazies-Typ 1 $t_q = 286$ h und für Lithofazies-Typ 2 $t_q = 299$ h.

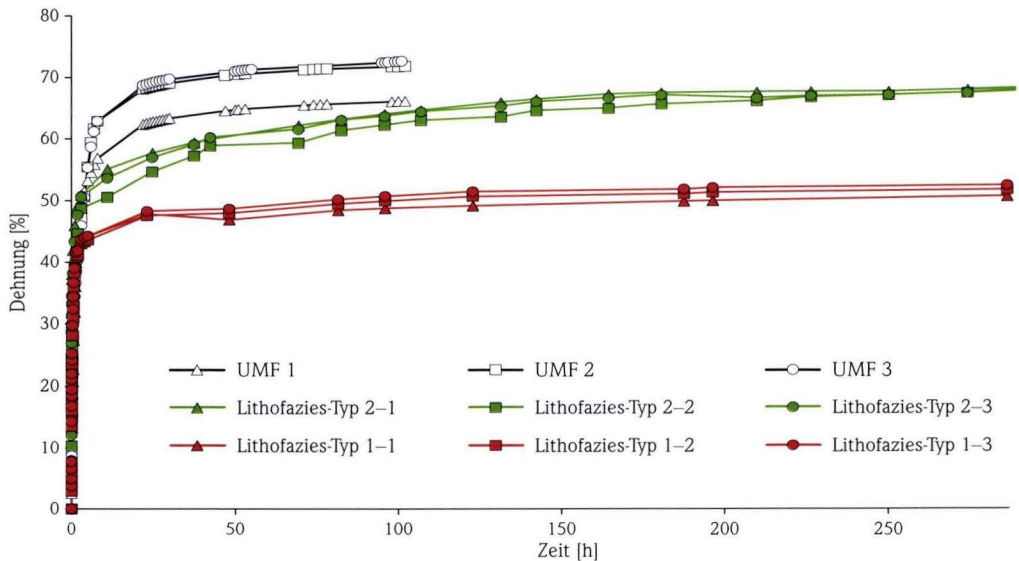


Abb. 32. Zeitabhängige Quelldehnung pulverisierter und getrockneter Proben im Pulver-Quellversuch der unteren (UMF) und mittleren (Lithofazies-Typ 1 und 2) Messel-Formation.

Die Ergebnisse dokumentieren das hohe „potenzielle“ Quellvermögen sowohl der tonigen Sande der unteren Messel-Formation als auch der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation. Für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation ist eine mittlere Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 70,1\%$, für Lithofazies-Typ 1 eine mittlere Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 51,5\%$ und für Lithofazies-Typ 2 eine mittlere Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 68,1\%$ nachgewiesen (Abb. 32 und Anh. 12.5).

In einer ersten Quellphase wird aufgrund der Kapillarwirkung der trockenen und pulverisierten

Probe der vorhandene Porenraum aufgefüllt. Tonminerale werden hydratisiert, freie Oberflächen benetzt. Diese Phase ist durch schnelle Quelldehnungen charakterisiert. Mehr als 90 % der maximalen Dehnung ϵ_{\max} treten innerhalb der ersten 24–48 Stunden des Versuches auf. In einer zweiten Quellphase setzt die osmotische Quellung innerhalb des zu diesem Zeitpunkt wassergelassenen Porenraums ein. Diese Phase wird durch eine deutlich langsamere Dehnung der Probe bis zur maximalen Dehnung ϵ_{\max} am Versuchsende dokumentiert (Abb. 32).

5.5.1.2 „Aktuelles“ Quellvermögen der Sedimente

Das aktuelle Quellvermögen ist der Indexwert für das tatsächliche Quellvermögen eines Erdstoffes und wurde über die Quelldehnung ungestörter Proben der Güteklasse 1 ermittelt. Die Versuchsdauer betrug für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation $t_q = 407$ h, für Lithofazies-Typ 1 $t_q = 1334$ h und Lithofazies-Typ 2 $t_q = 455$ h.

Mit einer Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 0,04\%$ für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation, von $\epsilon_{\max} = 0,69\%$ für Lithofazies-Typ 1 und von $\epsilon_{\max} = 1,54\%$ für Lithofazies-Typ 2 (Abb. 33 und Anh. 12.5) ist sowohl für die Sedimente der unteren Messel-Formation wie auch den Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation ein geringes „aktuelles“ Quellvermögen dokumentiert.

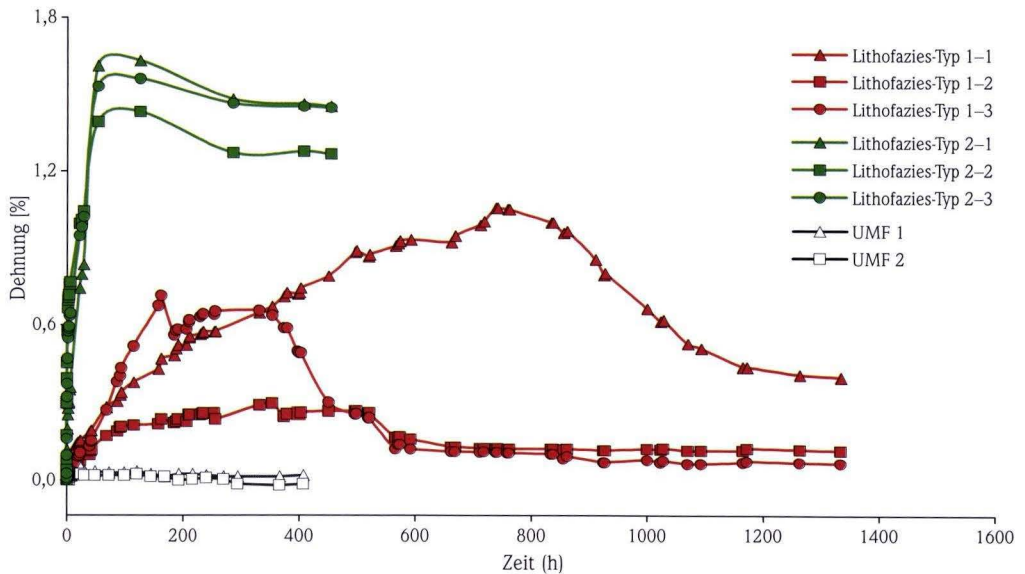


Abb. 33. Zeitabhängige Quelldehnung ungestörter Proben im Quellhebungsversuch der unteren (UMF) und mittleren (Lithofazies-Typ 1 und 2) Messel-Formation.

In der ersten Quellphase wird eine Quelldehnung ϵ vorwiegend durch osmotische Quellprozesse erzeugt. Die Hydratation der Tonminerale ist aufgrund des bereits wassergefüllten Porenraumes vernachlässigbar (vgl. MITCHELL 1974). Diese erste Phase ist durch eine langsame Volumenänderung bis zur maximalen Dehnung ϵ_{\max} charakterisiert. Lithofazies-Typ 1 erreicht die maximale Quelldehnung ϵ_{\max} nach einer Quellzeit von $t_q = 200\text{--}750$ h, Lithofazies-Typ 2 und die tonigen Sande der unteren Messel-Formation nach einer Quellzeit von $t_q = 150$ h. Die Quellzeit t_q bis zum Erreichen von ϵ_{\max} ist für Lithofazies-Typ

1, wahrscheinlich aufgrund der Inhomogenität der ungestörten Proben (auskeilende Laminae etc.), schlecht reproduzierbar (Abb. 33). In einer zweiten Quellphase werden die Quelldehnungen, ausgehend von der maximalen Quelldehnung ϵ_{\max} , reduziert. Infolge der axialen Quellverformung Δl regeln sich Partikel der festen Phase neu ein und es treten Setzungen auf. Insbesondere für eine längere Versuchsdauer ist zudem ein Abbau der organischen Substanz durch Redoxreaktionen zu berücksichtigen, der zu Volumenreduzierungen führen kann (Abb. 33).

5.5.1.3 Quell-Sensitivität der Sedimente

Die Quell-Sensitivität, als Indiz für die Veränderung des Quellvermögens eines Erdstoffes infolge mechanischer Beanspruchung, wurde über die Quelldehnung texturgestörter Proben ermittelt. Die Versuchsdauer betrug für die tonigen

Sande der unteren Messel-Formation $t_q = 450$ h, für Lithofazies-Typ 1 $t_q = 458$ h und für Lithofazies-Typ 2 $t_q = 453$ h.

Alle Proben zeigen eine starke Quell-Sensitivität S_v , d.h. das Quellvermögen wird durch die

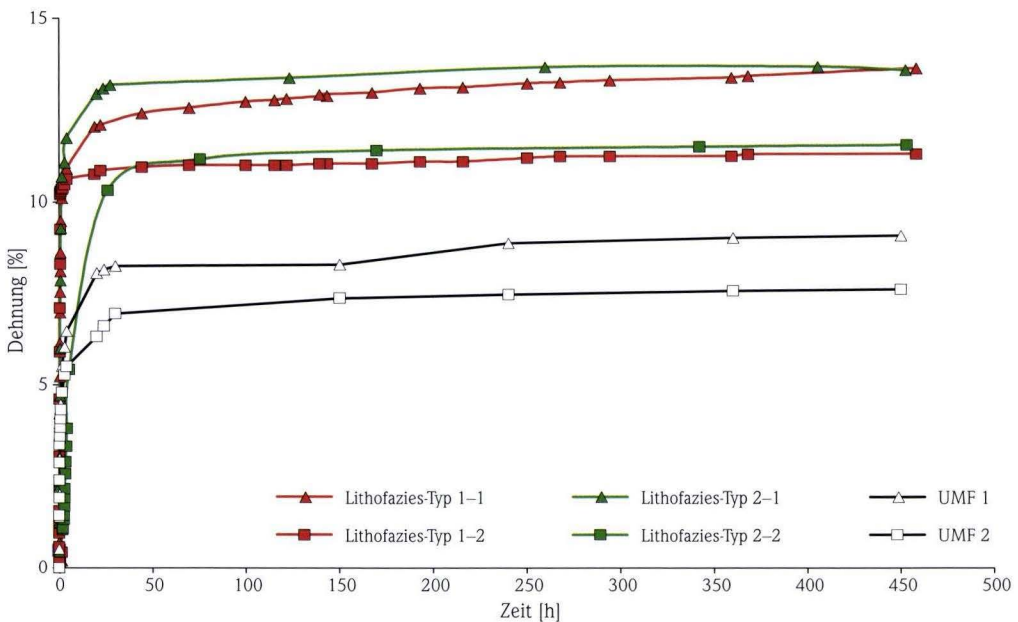


Abb. 34. Zeitabhängige Quelldehnung texturgestörter Proben im Quellhebungsversuch der unteren (UMF) und mittleren (Lithofazies-Typ 1 und 2) Messel-Formation.

Zerstörung der Textur verstärkt. Für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation ist eine Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 8,33\%$, für Lithofazies-Typ 1 eine Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 12,46\%$ und für Lithofazies-Typ 2 eine Quelldehnung von $\epsilon_{\max} = 12,56\%$ dokumentiert (Abb. 34 und Anh. 12.5).

In einer ersten Quellphase wird der vorhandene bzw. durch die Zerstörung der Textur zugängliche Porenraum aufgefüllt. Da die Tonminerale

weitgehend hydratisiert sind, dominiert die osmotische Quellung infolge der Verdünnung der ursprünglichen Porenlösung. Diese Phase ist durch schnelle Quelldehnungen charakterisiert (vgl. Abb. 34). In einer zweiten Quellphase stellt sich allmählich ein neues Gleichgewicht der physikochemischen Potenziale ein. Diese Phase ist durch eine langsamere Dehnung der Probe bis zur maximalen Dehnung ϵ_{\max} am Versuchsende dokumentiert (vgl. Abb. 34).

5.5.1.4 Diskussion des Quellverhaltens und Quellvermögens

Die Untersuchung des Quellvermögens weist für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation und die Lithofazies-Typen 1 und 2 der mittleren Messel-Formation ein hohes „potenzielles“ jedoch ein wesentlich geringeres „aktuelles“ Quellvermögen nach. Alle Sedimente zeigen ein durch Texturveränderungen beeinflusstes Quellvermögen, d.h. eine starke Quell-Sensitivität S_q . Quellverhalten und Quellvermögen der Sedimente werden durch folgende Parameter bestimmt:

- Art, Anteil und Assoziation der Tonminerale,
- Wassergehalt (Sättigung), Wasserangebot und Wasserwegsamkeit des ungestörten bzw. texturgestörten Zustands,
- Gefüge, Verteilung und Anteil organischer Substanz,
- Belastungsgeschichte und Spannungszustand,
- Chemismus bzw. Ionenstärke des Porenwassers und des zutretenden Wassers.

Das große „potenzielle“ Quellvermögen der Sedimente wird durch den hohen Anteil quellfähiger Tonminerale wie Smectite und Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale bestimmt.

Maßgeblich für die Größenordnung des „aktuellen“ Quellvermögens der ungestörten, natürlichen Sedimente ist jedoch die Ausgangssituation der mechanischen, geochemischen und elektrostatischen Potenziale (natürlicher Wassergehalt, Sättigung etc.), welche die Größenordnung des bereits durchlaufenen Quellvorganges charakterisieren. Der hohe natürliche Wasserge-

halt und Sättigungsgrad der Sedimente (vgl. Kap. 5.3), ausschließlich erreicht über die Kompaktion während der Diagenese (Entwässerung), repräsentiert den für das ungestörte Gleichgewicht der mechanischen, geochemischen und elektrostatischen Potenziale maximal aufzunehmenden Anteil einer flüssigen Phase. Demzufolge ist für den ungestörten Zustand ein abgeschlossener Hydratationsprozess der Tonminerale zu erwarten. Quelldehnungen des ungestörten Sedimentes können lediglich durch osmotische Quellprozesse auftreten.

Die bevorzugte Assoziation der Tonminerale über Fläche/Fläche (FF)-Kontakte, wie z.B. in Lithofazies-Typ 2, verursacht in ungestörten Proben ein stärkeres „aktuelles“ Quellvermögen als die bevorzugte Assoziation von Tonmineralen über Fläche/Kante(EF)- bzw. Kante/Kante(EE)-Kontakte, wie z.B. in den tonigen Sanden der unteren Messel-Formation und Lithofazies-Typ 1. Diese Abhängigkeit der Quellfähigkeit eines Tones von unterschiedlichen Assoziationen der Tonminerale belegen auch Modellrechnungen von YONG et al. (1984). In diesen Berechnungen führte die Annahme einer optimalen FF-Einregelung zu theoretisch maximalen Quelldrücken, während EE- bzw. EF-Assoziationen deutlich geringere Empfindlichkeit gegenüber Elektrolytänderungen zeigen.

Organische Substanz tritt in Lithofazies-Typ 1 vorwiegend in kompakten Laminae liptinitischen Materials sowie in Lithofazies-Typ 1 und 2 als

dispers verteiltes figuriertes und amorphes organisches Material auf. Das hohe „potenzielle“ Quellvermögen der Sedimente dokumentiert, dass ein (innerkristallines) Quellvermögen der Tonminerale, unabhängig von möglichen Verbindungen mit organischen Substanzen, nicht blockiert ist. Allerdings behindern insbesondere die kompakten Algen-Laminae die Wasserwegsamkeit des ungestörten Materials und feinverteilt amorphes organisches Material kann Porenräume bzw. Porenkanäle „verstopfen“.

Die überkonsolidierten Sedimente der Messel-Formation weisen nur ein geringes „aktuelles“ Quellvermögen auf, zeigen jedoch eine ausgeprägte Quell-Sensitivität. Einen solchen Zusammenhang beschreibt bereits MITCHELL (1974, 1976), der darauf hinweist, dass insbesondere alte, überkonsolidierte Tone stark sensitiv, d.h. empfindlich gegenüber Texturveränderungen durch mechanische Beanspruchung, wie z.B. gestörten Einbau, reagieren und dann zu starkem Quellen neigen. Möglicherweise ist für die Schwarzpelite ($k_f = 3-8 \cdot 10^{-10}$ m/s nach RAHNAMA

RAD 1989) ein Stagnationsgradient anzunehmen, dessen Entstehung durch das Sedimentgefüge bzw. die Verteilung der organischen Substanz zusätzlich begünstigt wurde. In diesem Fall kann ein durch Entlastung und Verformung des Sedimentes – infolge Erosion und Bergbau – entstandener Porenwasserunterdruck trotz ausreichenden Wasserangebotes nicht abgebaut werden. Infolge der Zerstörung der ungestörten Textur wird jedoch die Wasserwegsamkeit der Proben verstärkt und der Stagnationsgradient abgebaut bzw. reduziert. Dargebotene Flüssigkeit kann in das Sediment eindringen, verdünnt das Porenwasser und induziert einen osmotischen Quellprozess. Das als Prüfliquidität eingesetzte entionisierte Wasser verursacht in diesem Fall aufgrund der ausgeprägten Differenz zur Ionenstärke des Porenwassers die stärksten osmotischen Quellungen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zum Quellverhalten und Quellvermögen verdeutlichen, dass die dokumentierten Quellverformungen als standfestigkeitsmindernde und/oder bewe-

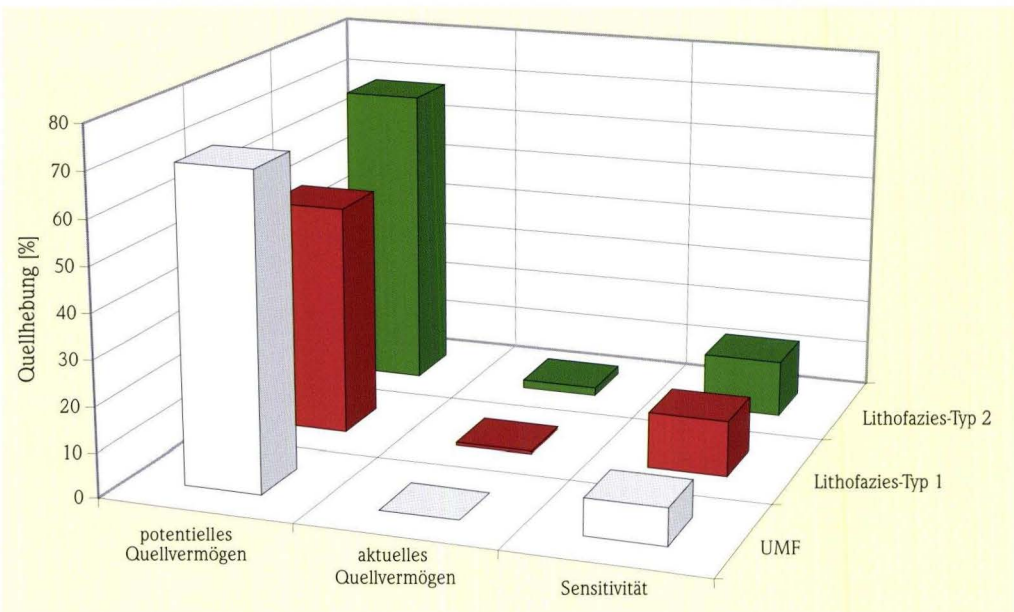


Abb. 35. Vergleichende Darstellung des potenziellen und aktuellen Quellvermögens sowie der Quell-Sensitivität S_t .

gungsbeeinflussende Faktoren für Rutschungen in der Grube Messel zu berücksichtigen sind. Insbesondere für den am stärksten quellfähigen Lithofazies-Typ 2 sind lokale Gefügeveränderungen (Einregelung) und die Entwicklung lokaler Spannungskonzentrationen (Quelldruck) zu erwarten.

5.5.2 Schrumpfverhalten und Schrumpfvermögen, Grundlagen

Schrumpfprozesse in Erdstoffen sind Folgen einer Verdunstung von Porenwasser an der Grenze zwischen Bodenteilchen und der mit Wasserdampf untersättigten Umgebungsluft. Für den Schrumpfvorgang sind das Haft-, Kapillar- und das ungebundene Grundwasser von Bedeutung. Adsorptionswasser kann aufgrund seiner starken Bindung durch die in der Natur auftretenden Bedingungen nicht entfernt werden (PLACZEK 1982).

Das wassergesättigte Sediment trocknet durch die Verdunstung aus und es entsteht eine kontinuierliche Porenwasserbewegung aus dem „Sedimentinnern“ zur Verdunstungsfläche. Der sich entwickelnde Schrumpfprozess des Sedimentes ist nur untergeordnet von der Art und Assoziation der Tonminerale abhängig. Maßgebend sind die physikochemischen Eigenschaften der Bodenteilchen (insbesondere die Korngröße) und deren Wechselwirkungen mit der flüssigen Phase.

Der makroskopisch sichtbare „Matrixschrumpfprozess“ wird bei Wasserverlust primär durch die Oberflächenspannung des Wassers ausgelöst, die eine Krümmung der Porenmenisken in die Pore bewirkt und die Bodenteilchen allseitig zusammenzieht. Eine Gleichgewichtsbetrachtung der von oben wirkenden Kraft und den entgegengesetzt wirkenden Komponenten (Abb. 36) beschreibt Gleichung 32.

$$\text{Gleichung 32} \quad u_a - u = \frac{2T_w}{r_K}$$

T_w Oberflächenspannung des Wassers

r_K Porenradius

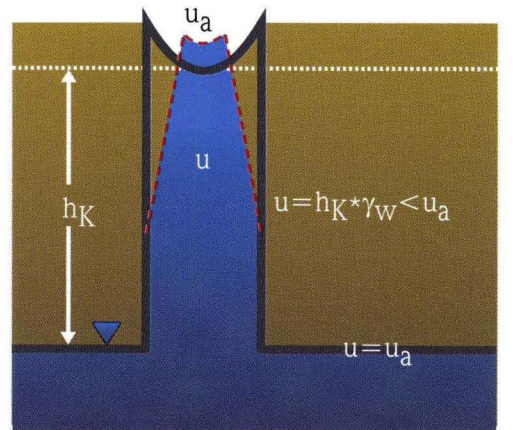
u Wasserdruck

u_a Luftdruck

Innerhalb aktiver Scherzonen wird infolge der mechanischen Zerstörung der Textur die Quell-Sensitivität S_t der Sedimente aktiviert, so dass hier von zusätzlichem Quelldruck und insbesondere einer weitergehenden Plastifizierung des Materials auszugehen ist (NIX 2002, NIX & MOLEK 2002).

Die resultierende Druckdifferenz zwischen dem Luftdruck über dem Meniskus und dem Wasserdruck unter ihm wirkt kontrahierend (vgl. Gl. 32). Die Kontraktion wird mit zunehmender kapillarer Steighöhe und abnehmender Porengröße bzw. einer Annäherung der Teilchen stärker. Der Schrumpfvorgang wird demzufolge durch die Korngröße (Tonmineralegehalt), die Temperatur der Luft, die Luftfeuchtigkeit und den Wassergehalt des Bodens bestimmt.

Mit zunehmender Entwässerung nehmen Kontraktionen bzw. Spannungen innerhalb des Sedimentes zu und die Festigkeit steigt zunächst aufgrund des sich entwickelnden Porenwasserunter-



u Wasserdruck

u_a Luftdruck

h_K Steighöhe des Kapillarwassers

γ_W Wichte des Wassers

Abb. 36. Luft- und Wasserdruck in einer Kapillare. Die kontrahierende Druckdifferenz in der Kapillare symbolisiert die gestrichelte Linie (verändert nach HARTGE & HORN 1999).

druckes an. Mit fortschreitender Entwässerung konzentrieren sich Spannungsspitzen an Inhomogenitäten der Lagerung und mit Überschreitung der Festigkeit wird ein Trennbruch verursacht. Die Entlastung durch den Trennbruch führt zu einer Umverteilung der Spannungen, die über

den Bruch nicht mehr übertragen werden können. Erste Trennbrüche entstehen im Sediment prismenbildend nahezu senkrecht zur Tiefe hin, bevor Polyeder durch weiteres Schrumpfen der Prismen gebildet werden (HARTGE & HORN 1999).

5.5.2.1 Schrumpfvormögen

Für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation ist mit einem mittleren Schrumpffmaß von $V_s = 0,48$ ein großes Schrumpfvormögen dokumentiert. Die Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation zeigen, mit Ausnahme von Lithofazies-Typ 3, ein noch größeres Schrumpfvormö-

gen. Für Lithofazies-Typ 1 ist ein mittleres Schrumpffmaß von $V_s = 0,59$, für Lithofazies-Typ 2 ein mittleres Schrumpffmaß von $V_s = 0,60$ und für Lithofazies-Typ 3 ein mittleres Schrumpffmaß von $V_s = 0,40$ nachgewiesen (vgl. Anh. 12.4).

5.5.2.2 Gefügeveränderungen infolge von Schrumpfpzessen

Den Einfluss der Schrumpfung auf das Gefüge ungestörter Proben verdeutlichen ESEM-Analysen (vgl. Kap. 2.4.2). Die Serienaufnahmen der Tafel 10, Fig. 1–4 bzw. Fig. 5–8 zeigen eine horizontal ausgerichtete Algen-Laminae, die vertikal von minerogen dominierten Laminae begrenzt ist bzw. den Übergangsbereich einer minerogen dominierten Laminae und einer Siderit-Laminae. Mit der Reduzierung des Wasserdampfdruckes in der Mikroskopkammer des ESEM wurden variable Feuchtigkeitsbedingungen erzeugt und die Probe kontrolliert entwässert. Die entsprechen-

den Randbedingungen sind innerhalb der Datenbalken (Tafel 10, Fig. 1–8) dargestellt. Aufgrund der Entwässerung schrumpft die Probe und im Übergangsbereich der Laminae (Markierung in Tafel 10, Fig. 2–4 und Fig. 6–8) entstehen fortschreitende Trennbrüche. Diese Trennbrüche werden mit ansteigendem Wasserdruck und somit einer Befeuchtung der Probe nicht wieder geschlossen. Die Gefügeveränderungen infolge von Schrumpfpzessen sind demzufolge nicht vollständig reversibel.

5.5.2.3 Diskussion des Schrumpfverhaltens und Schrumpfvormögens

Feinkörnige Sedimente zeigen aufgrund der kleineren Porenradien stärkere Schrumpfvormormungen (vgl. Gl. 32). Der höhere Korngrößenanteil $d_k < 0,063$ mm von ca. 71–94 % erklärt somit die stärkere Schrumpfung der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation im Vergleich mit den tonigen Sanden der unteren Messel-Formation, die einen Korngrößenanteil $d_k < 0,063$ mm von ca. 23–34 % aufweisen.

Die bei der Entwässerung entstehenden Risse bzw. Brüche bilden die Entlastung von – durch die Schrumpfung erzeugten – Spannungszuständen innerhalb des Schwarzpelites. Die Untersuchungsbruchfläche der Probe im ESEM erlaubt die Beobachtung der parallel zur Lamination entstehenden Brüche. Allerdings treten auch senkrecht zur Lamination Brüche auf, da in der (ursprünglichen) Vertikalen die feste Phase der iso-

tropen Meniskenkontraktion innerhalb der Poren ebenfalls einen Verformungswiderstand entgegen setzt.

Die durch die Schrumpfung senkrecht bzw. parallel zur Lamination entstehenden Risse sind Trennbrüche, die rechtwinklig zur Wirkungslinie der voneinander weg gerichteten Kräfte verlaufen. Wird infolge der Spannungen die Zugfestigkeit des Materials überschritten, entstehen primär an Inhomogenitäten Spannungsspitzen, von denen ausgehend sich der Bruch mit weiter anwachsender Zugspannung – infolge steigender Wasserspannung durch Entwässerung – fortbildet.

Inhomogenitäten werden in den Schwarzzeolithen durch die Feinlamination (z.B. Algen-Laminae, Siderit-Laminae, sandige Einschaltungen) gebildet, die durch unterschiedliche Materialzusammensetzung und somit unterschiedliche Verformungs- und Festigkeitseigenschaften charakterisiert sind.

In der Natur bilden sich von der Oberfläche

ausgehende vertikale Trocknungsprismen, die an diesen horizontalen Inhomogenitäten abreißen, so dass ebene oder aufgebogene Plättchen entstehen (vgl. Abb. 37). Die Fortsetzung des Schrumpfrisses in die Tiefe ist aufgrund der Spannungsentlastung verhindert. Die charakteristische Biegung der Blättchen entsteht infolge der höheren Scherfestigkeit und entsprechend geringerer Schrumpfung im unteren Abrissbereich des Plättchens. Hier werden Sandkörner oder Sideritkristalle etc. mitgerissen, die eine höhere Scherfestigkeit aufweisen (vgl. Abb. 37).

Die beschriebenen Gefügedeformationen infolge Entwässerung sind innerhalb der Verwitterungszone als standfestigkeitsmindernde Faktoren zu beachten. Die Festigkeit des Gesteins bzw. Sedimentverbandes wird reduziert, da insbesondere laminationsparallele Schrumpfrisse Schwächezonen bilden, in denen nur eine verminderte Materialfestigkeit wirksam werden kann (NIX 2002, NIX & MOLEK 2002).

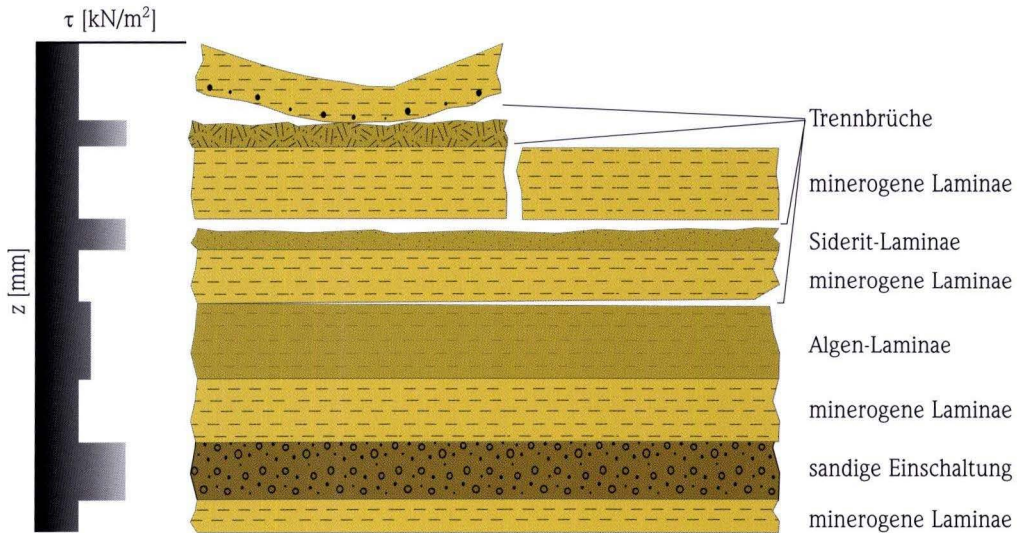


Abb. 37. Entstehung von Trennbrüchen im Messeler Schwarzzeolith durch Schrumpfung infolge der Bildung von Spannungskonzentrationen an Inhomogenitäten mit unterschiedlichen Festigkeits- und Verformungseigenschaften.

5.6 Bodenmechanische Eigenschaften

5.6.1 Charakteristische Scherfestigkeitseigenschaften

Für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation ist ein mittlerer effektiver Reibungswinkel von $\varphi' = 26,8^\circ$ und eine mittlere effektive Kohäsion von $c' = 31,4 \text{ kN/m}^2$ dokumentiert. Die Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation weisen eine größere effektive Scherfestigkeit auf. Für Lithofazies-Typ 1 ist ein mittlerer effektiver Reibungswinkel von $\varphi' = 26,5^\circ$ und eine mittlere effektive Kohäsion von $c' = 60,3 \text{ kN/m}^2$ nachgewiesen, für Lithofazies-Typ 2 ein mittlerer effektiver Reibungswinkel von $\varphi' = 25,4^\circ$ und eine mittlere effektive Kohäsion von $c' = 77,1 \text{ kN/m}^2$ sowie für Lithofazies-Typ 3 ein mittlerer effektiver Reibungswinkel von $\varphi' = 45,3^\circ$ und eine mittlere effektive Kohäsion von $c' = 29,0 \text{ kN/m}^2$. Die Scherfestigkeit des nichtbindigen, kohäsionslosen Lithofazies-Typs 4 ist durch einen mittleren effektiven Reibungswinkel von $\varphi' = 31,1^\circ$ charakterisiert (Anh. 12.6).

Scherflächen des Lithofazies-Typs 1 verlaufen

entlang der feinen Lamination. Die Scherflächen sind eben, glatt und weisen häufig einen netzartigen Sideritbelag auf (Tafel 9, Fig. 3). Scherflächen der Lithofazies-Typen 2 und 3 können nicht auf vorgezeichnete Bewegungsbahnen bzw. Schwächezonen „zurückgreifen“. Die Scherflächen sind uneben, rau und weisen im Allgemeinen keinen Belag auf (Tafel 9, Fig. 4).

Sowohl die tonigen Sande der unteren Messel-Formation als auch die Lithofazies-Typen 1–3 zeigen einen deutlichen Abfall von der Bruchscherfestigkeit τ_i zur Restscherfestigkeit τ_R . Der mittlere Winkel der Restscherfestigkeit beträgt für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation $\varphi_R = 12,3^\circ$. Für Lithofazies-Typ 1 der Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation ist ein mittlerer Winkel der Restscherfestigkeit von $\varphi_R = 12,6^\circ$, für Lithofazies-Typ 2 von $\varphi_R = 13,5^\circ$ und für Lithofazies-Typ 3 von $\varphi_R = 16,5^\circ$ dokumentiert (Anh. 12.6).

5.6.2 Diskussion der Scherfestigkeitseigenschaften

Die Charakterisierung der Festigkeitseigenschaften der Schwarzpelite entsprechend ingenieurgeologisch bedeutsamer Lithofazies-Typen reduziert die Streubreite der effektiven Scherparameter.

Der mittlere effektive Reibungswinkel φ' kann für den jeweiligen Lithofazies-Typ bzw. die tonigen Sande der unteren Messel-Formation mit einer Standardabweichung $< 15 \%$ charakterisiert werden (vgl. Anh. 12.6). Die in der Literatur beschriebenen Korrelationen des Reibungswinkels mit anderen bodenphysikalischen Kennwerten wie z.B. der Plastizität (TERZAGHI & PECK 1967), dem Tongehalt (SKEMPTON 1985) und dem Wassergehalt bzw. der Fließgrenze (MEYER-KRAUL 1989) sind sowohl für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation wie auch den Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation nicht ausgebildet.

Der Parameter der effektiven Kohäsion c' weist eine größere Streubreite auf (vgl. Abb. 38 und Anh. 12.6). Erfahrungsgemäß ist die Bestimmung der Kohäsion allerdings immer mit einer größeren Streuung der Kennwerte behaftet (PRINZ 1997).

Auffällig ist die für Lithofazies-Typ 2 dokumentierte erhebliche Streuung für den Kennwert der effektiven Kohäsion. Da lediglich geringe Unterschiede in Art und Anteil der Tonminerale, Wassergehalt sowie Sättigungsgrad vorliegen, wird deutlich, dass die effektive Kohäsion auch durch den ursprünglichen Belastungszustand (vor Abbau) bestimmt ist. Die im Randbereich der Grube entnommenen ungestörten Proben weisen im Vergleich mit den im Grubenzentrum entnommenen ungestörten Proben eine wesentlich geringere effektive Kohäsion c' auf. Der Unterschied ist auf die Auflastdifferenz (vor Abbau) von ca. 40 m

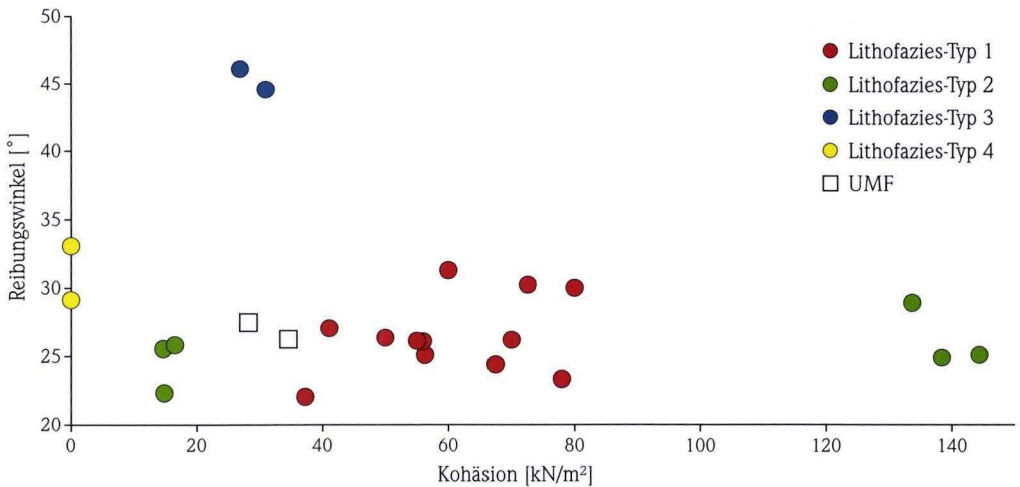


Abb. 38. Streubreite des Reibungswinkels und der Kohäsion der sandigen Tone der unteren Messel-Formation sowie des Schwarzpelites der mittleren Messel-Formation.

zurückzuführen, die eine stärkere Konsolidation und Verfestigung der „zentralen“ Schwarzpelite verursachte (vgl. Nix 2003).

Die Charakterisierung der Restscherfestigkeit entsprechend der ingenieurgeologisch bedeutsamen Lithofazies-Typen reduziert die Streubreite des Restscherfestigkeitsparameters. Der Winkel der Restscherfestigkeit φ_R kann für den jeweiligen Lithofazies-Typ der Schwarzpelite bzw. die tonigen Sande der unteren Messel-Formation mit einer Standardabweichung $< 15\%$ erfasst werden (vgl. Anh. 12.6).

Alle Sedimente zeigen einen deutlichen Abfall von der Bruchscherfestigkeit τ_t zur Restscherfes-

tigkeit φ_R , der für überkonsolidierte bzw. hochplastische Sedimente mit einem hohen Anteil quellfähiger Tonminerale charakteristisch ist. Durch die anhaltenden Scherbewegungen und Richtungswechsel bzw. infolge des großen Verschiebungsweges bei der Durchführung des Wiener Routinescherversuches werden zum einen die Scherflächen geglättet und Schichtsilikate regeln sich in Richtung der Scherzone ein (Tafel 9, Fig. 7 und 8). Zum anderen kommt es in der Scherbahn zu verstärkter Wasseraufnahme, der Bildung eines Wasser/Ton-Films (Tafel 9, Fig. 5 und 6) und einer zunehmenden Plastifizierung des Materials.

6. Standsicherheit der Böschungen

6.1 Einteilung von Homogenbereichen

Primär relevant für die Klassifikation von Homogenbereichen sind die markanten petrographischen, bodenphysikalischen und bodenmechanischen Unterschiede zwischen den paläozoischen Festgesteinen und den Sedimenten der mittleren Messel-Formation. Paläozoische Festgesteine

und tertiäre Sedimente weisen zudem deutliche strukturelle (Trennflächengefüge) Unterschiede auf. Innerhalb des Tertiärvorkommens müssen die Morphologie des Grubengebäudes sowie das unterschiedliche Trennflächengefüge (Lagerungsverhältnisse) der Schwarzpelite im Bereich der

ehemaligen Abbauböschungen bzw. der Grubensohle beachtet werden.

Unter Berücksichtigung dieser Kriterien ergibt sich folgendes Schema zur Ausgliederung technisch und ökonomisch erforderlicher und realisierbarer Homogenbereiche:

- Homogenbereich I (H1), der unverwitterte und verwitterte paläozoische Festgesteine der Böschungskronen (Magmatite und Rotliegendesedimentgesteine) außerhalb der Randstörungen des Tertiärvorkommens charakterisiert.

- Homogenbereich II (H2), der die unverwitterten und verwitterten, quasi sählig lagernden Schwarzpelite der Grubensohle charakterisiert.
- Homogenbereich III (H3), der die unverwitterten und verwitterten, vorwiegend zum Strukturtiefsten einfallenden Schwarzpelite der Grubenböschungen charakterisiert.
- Homogenbereich IV (H4), der quartäre Lockersedimente und anthropogene Auffüllungen charakterisiert, die als zusätzliche Lasten bzw. Widerlager wirken.

6.2 Standsicherheitsbeeinflussende Faktoren

Rutschungen konnten in Messel nur infolge des aktiven Tagebaus entstehen, der durch die stetige Entfernung der zentralen Böschungswiderlager die Voraussetzungen für die Wirkung standsicherheitsmindernder Einflüsse schuf. Die für einen Abbaubetrieb konzipierten Böschungen waren nicht auf langfristige Standsicherheit ausgelegt. Vorrangig war die Gewährleistung des Abbaus innerhalb einer, bezogen auf die jetzige Standzeit, kurzen Zeitspanne.

Die Entstehung der Rutschungen in der Grube Messel ist auf Veränderungen des Kräftegleichgewichtes in den Böschungen zurückzuführen. Für eine Einschätzung der aktuellen und zukünftigen Stabilität der Böschungen müssen standfestigkeitsmindernde (permanente) Faktoren und bewegungsauslösende (episodische) Faktoren unterschieden werden.

Standfestigkeitsmindernde Faktoren in diesem Sinne sind permanent wirkende, den Spannungszustand bzw. die chemische Zusammensetzung und die mechanischen Eigenschaften von Gestein und Gebirge beeinflussende Faktoren (Gravitation, Verwitterung etc.), die durch den Menschen nicht verhindert, jedoch durch Sicherungsmaßnahmen in ihrer Wirksamkeit beschränkt werden können. Bewegungsauslösende Faktoren greifen episodisch in das Kräftegleichgewicht einer Böschung ein und sind auf natürliche oder anthropogene Einwirkungen zurückzuführen. Be-

wegungsauslösende Einflüsse bewirken eine schnelle Reduzierung der haltenden Kräfte und verursachen eine Mobilisierung bzw. kurzzeitige Aktivierung (u.a. BRUNSDEN 1985, KRAUTER 1987, REUTER et al. 1992).

Episodische und permanente Einwirkungen treten üblicherweise nicht unabhängig voneinander oder singulär auf. Wird der Einfluss einer Einwirkung bestimmend, spricht man von dem so genannten auslösenden Moment. Das bedeutet, die Möglichkeit eines Bruchvorgangs ist durch die Summe der Einwirkungen gegeben, der Einfluss einer singulären Einwirkung kann jedoch den Zeitpunkt des Eintretens bestimmen. MULDER & ASCH (1988) weisen z.B. statistisch nach, dass außer der Neigung der Scherfuge insbesondere die Scherparameter und der Grundwasserstand die Stabilität von Böschungen bestimmen. HANEBERG (1991) zeigt rechnerisch, dass langandauernde Niederschläge mit geringer Intensität die Stabilität von Hängen mit tiefliegenden Gleitflächen und kurze Niederschläge mit hoher Intensität die Stabilität von Hängen mit hochliegenden Gleitflächen gefährden. Dementsprechend ordnen u.a. KRAUTER (1987), HÄFNER & KRIECHBAUM (1997) und FELL et al. (1988) insbesondere dem Niederschlag bzw. dem Böschungs- oder Bergwasser einen bestimmenden Einfluss als episodisch auftretendes, auslösendes und geschwindigkeitssteuerndes Moment zu.

6.2.1 Permanent standfestigkeitsmindernde Faktoren

Infolge der erosiven Verringerung der ursprünglichen Auflast traten in den überkonsolidierten Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation elastische Rückverformungen in vertikaler Richtung auf, die zunächst in horizontaler Richtung behindert wurden, so dass sich ein Spannungsüberschuss mit $K_0 > 1$ aufbaute. Durch den Tagebau wurde Schwarzpelit ausgeräumt und der „gespeicherte“ horizontale Spannungsüberschuss über vorwiegend horizontale Verformungen reduziert (Abb. 39). Hierdurch auftretende Spannungen konzentrierten sich insbesondere an Inhomogenitäten (s.u.) mit unterschiedlichen Festigkeits- und Verformungseigenschaften und mussten hier über eine Erhöhung der Scherspannung aufgenommen werden. Überstieg die Spannung lokal die Bruchscherfestigkeit, traten Bewegungen auf, die bei entsprechend großer Verformung die Scherfestigkeit des Sedimentes bis auf die Restscherfestigkeit herabsetzten. Die Spannungskonzentration verlagerte sich infolge der Bewegungen entlang der Schwächezone böschungsaufwärts und führte zu einem fortschreitenden progressiven Bruch, der das Versagen der Böschungen verursachte.

Voraussetzung für die Entwicklung eines progressiven Bruches entsprechend dieser Vorstellung sind Inhomogenitäten oder Schwächezonen,

die Ansatzpunkte für die Entwicklung des Bruches bilden. In der Grube Messel können folgende Strukturen wirksam werden:

- Die Feinlamination der Schwarzpelite wie z.B. Algen-Laminae, Siderit-Laminae, minerogen dominierte Laminae oder sandige Einschaltungen,
- die vertikale Abfolge unterschiedlicher Lithofazies-Typen des Schwarzpelites,
- der Übergangsbereich der tonigen Sande der unteren Messel-Formation zu den Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation,
- oberflächennahe Schwächezonen durch laminationsparallele Trennbrüche infolge der Entwässerung der Schwarzpelite.

Eine weitere Voraussetzung für die Entwicklung eines progressiven Bruches entsprechend des vorgestellten Modelles, ist der ausgeprägte Unterschied zwischen Bruchscherfestigkeit τ_f und Restscherfestigkeit τ_r des Sedimentes, wie er für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation und die Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation dokumentiert ist. Die Neigung zur Bildung eines progressiven Bruchs steigt dabei mit der Sprödigkeit, entsprechend des Sprödigkeitsindex nach Bishop I_B und der Abnahme des Verschiebungsweges zur Mobilisierung der Restscherfestigkeit τ_r .

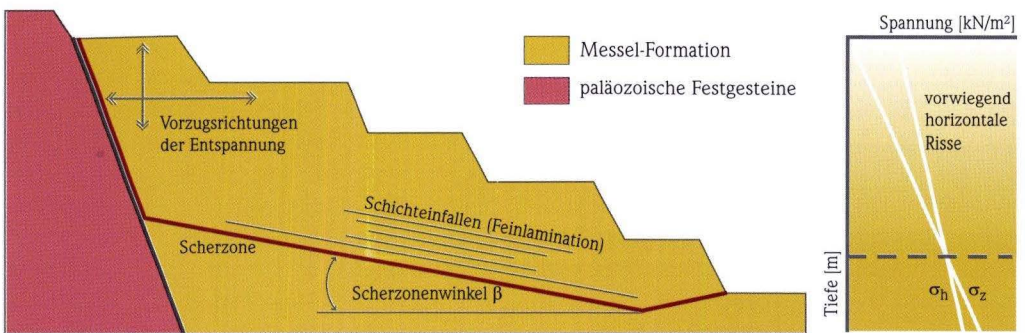


Abb. 39. Schematische Darstellung einer Böschung in Messel mit den Entspannungsrichtungen der Sedimente, den zum Grubenzentrum einfallenden Inhomogenitäten und dem anzunehmenden Verlauf der horizontalen und vertikalen Spannungen.

Da das „gespeicherte“ Verformungsvermögen der Schwarzpelite aufgrund starker diagenetischer Bindungen wahrscheinlich über Jahre hinweg allmählich freigesetzt wurde, konnte die Entwicklung progressiver Brüche mit größerer zeitlicher Verzögerung auftreten. Die Scherzonen entwickelten sich entlang der zum Zentrum des Tertiärvorkommens einfallenden Schichtung bzw. Lamination. Innerhalb aktiver Gleitzonen ist

infolge der mechanischen Beanspruchung und der aktivierten Quell-Sensitivität S_i des Materials von einer zusätzlichen Plastifizierung durch Quellprozesse auszugehen. Die paläozoischen Festgesteine begrenzen die Deformationen, so dass die tektonisch bzw. pseudotektonisch entstandenen Randstörungen am Übergang der tertiären Sedimente zu den paläozoischen Festgesteinen als Ablöseflächen wirksam werden.

6.2.2 Episodisch bewegungsbeeinflussende Faktoren

Alle Rutschschollen weisen ein Bewegungsverhalten mit ausgeprägten Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen auf. Um ein solches Bewegungsmuster zu erzeugen bzw. um die Rutschschollen nicht sofort und kontinuierlich abgleiten zu lassen, muss die aus der Neigung der Böschungen bzw. der Gleitzonen und der Schwerkraft resultierende Schubspannung τ in etwa der Restscherfestigkeit τ_R in den Gleitzonen entsprechen. Wäre die Schubspannung τ wesentlich größer als die Restscherfestigkeit τ_R , so wäre ein sofortiges,

kontinuierliches Rutschungsversagen eingetreten.

Eine Beschleunigung der Deformationen wird durch zusätzliche Störungen der labilen Stabilität des Böschungszustandes ausgelöst. Als aktivierender bzw. auslösender Faktor wirkt in Messel das Böschungswasser. Die episodischen, temporären Beschleunigungsphasen sind mit außergewöhnlich niederschlagsreichen Monaten, wie z.B. Dezember 1993, Januar 1994, Oktober 1998 sowie März 2001 verknüpft (vgl. Abb. 40 und 41). Beschleunigte Deformationen sind demzu-

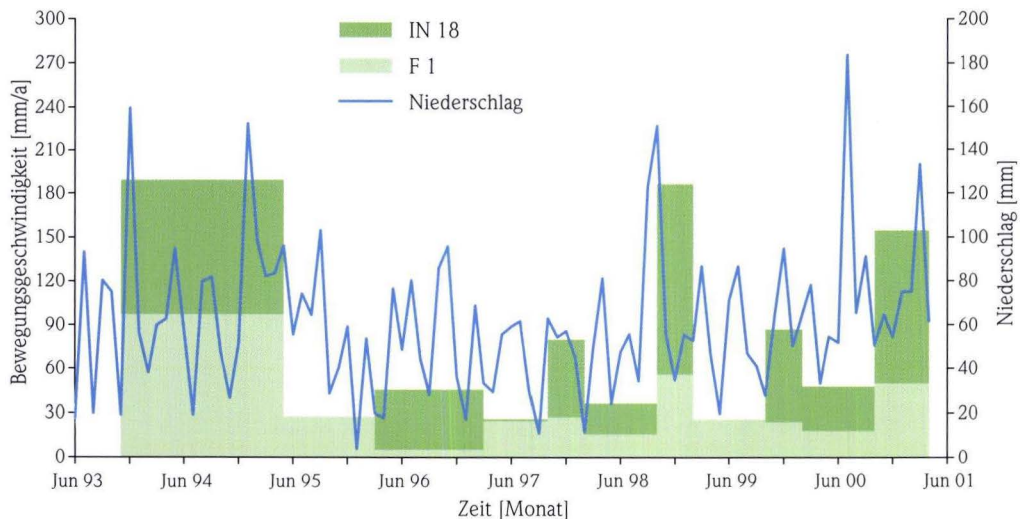


Abb. 40. Einfluss des Niederschlages auf Beschleunigung und Verzögerung der Rutschschollen I und IV, dargestellt durch einen Vergleich der Bewegungsgeschwindigkeit der Messpunkte IN 18 und F 1 mit monatlichen Niederschlägen des Zeitraumes 1993–2001.

folge an einen erhöhten Grundwasserstand bzw. Wasserdruck gebunden, der in Zeiträumen geringer Evapotranspiration durch eine verstärkte Grundwasserneubildung verursacht wird. Die aktiven Rutschschollen gehen aufgrund des veränderten Böschungszustandes temporär in ein beschleunigtes Gleiten über und eine Verzögerung der Bewegungen kann nur mit der erneuten Einstellung labiler Stabilitätsbedingungen infolge eines sinkenden Grundwasserstandes bzw. Wasserdruckes erfolgen.

Die Reaktionszeit der Rutschungen auf die Veränderung der labilen Stabilitätsbedingungen ist aufgrund der großen Messintervalle nicht eindeutig zu ermitteln. Geländebeobachtungen in den Jahren 1998 und 2001 deuten jedoch auf verstärkte Bewegungen der Rutschmassen ca. 10–12 Tage nach Starkniederschlägen hin.

Das Wasser beeinflusst die labile Böschungssituation hierbei über ein komplexes Zusammenspiel von Einwirkungen.

1. Durch den in Gleitzonen wirkenden Porenwasserdruck: Auf Gleitzonen innerhalb des durchlässigen Auflockerungs- bzw.- Verwitterungsbereiches des Schwarzpelites wirkt ein

Auftrieb, der durch den Grundwasserstand des obersten Grundwasserstockwerkes bestimmt wird. Mit einem Anstieg des Grundwasserspiegels steigt dieser Wasserdruck und die haltenden Kräfte in der Gleitzone werden reduziert. In sandigen Zwischenlagen (Lithofazies-Typ 4), in Gleitzonen innerhalb der undurchlässigen Schwarzpelite sowie in den tonigen Sanden der unteren Messel-Formation zirkuliert das Grundwasser unter gespannten, z.T. artesischen Verhältnissen (Abb. 42a). Unter diesen Bedingungen wird ein Porenwasserdruck u (Wert C in Abb. 42a) an den jeweiligen Grenzflächen wirksam, der über die Sickerstrecke von Punkt A bis Punkt B abgebaut werden muss. Ein verstärkter Grundwasserzufluss aus den paläozoischen Festgesteinen nach Starkniederschlägen verursacht für diesen Fall eine entsprechende Verstärkung der Porenwasserdruckkraft U und reduziert hierdurch episodisch die haltenden Kräfte innerhalb der Böschungen. Werden die in ebenen Gleitzonen des Schwarzpelites wirkenden Kräfte schematisch betrachtet (Abb. 42a), kann für die Scherfestigkeit des Materials auf-

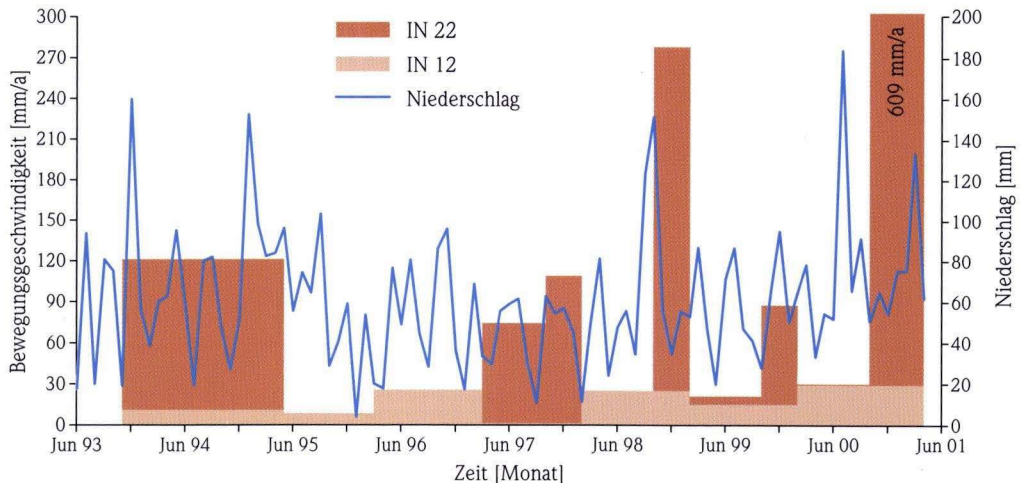
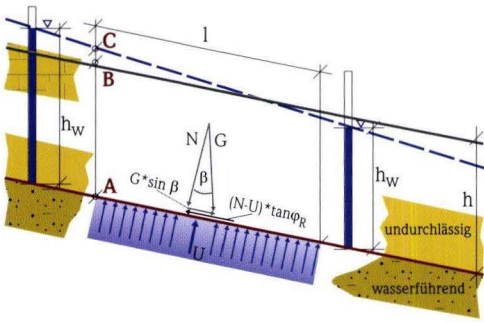
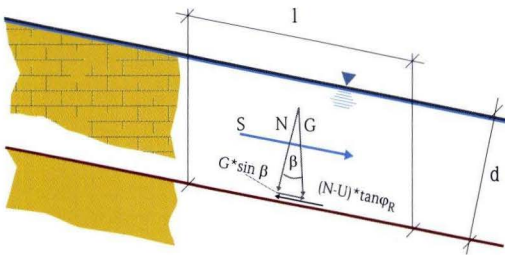


Abb. 41. Einfluss des Niederschlages auf Beschleunigung und Verzögerung der Rutschschollen II und III, dargestellt durch einen Vergleich der Bewegungsgeschwindigkeit der Messpunkte IN 22 und IN 12 mit monatlichen Niederschlägen des Zeitraumes 1993–2001.



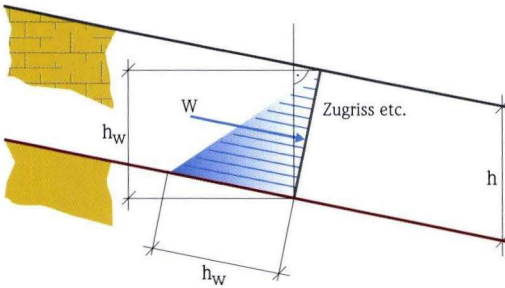
a)

Resultierende Porenwasserkraft
 $U = \gamma_w \cdot h_w \cdot l$ [kN/m]



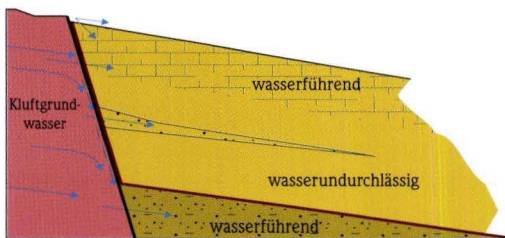
b)

Resultierende Strömungskraft
 $S = l \cdot d \cdot \gamma_w \cdot i$ [kN/m]
 mit hydraulischem Gefälle
 $i = \sin \beta$



c)

Resultierende Kluftwasserkraft
 $W = 1/2 \cdot \gamma_w \cdot h_w^2$ [kN/m]



d)






-  Schwarzpelit, durchlässiger Verwitterungs- bzw. Auflockerungsbereich mit offenen Klüften
-  Schwarzpelit, unverwitterter, undurchlässiger Bereich mit geschlossenen Klüften
-  sandige Einschaltungen
-  tonige Sande der unteren Messel-Formation
-  paläozoische Festgesteine

Abb. 42. Schematische Darstellung der in einer ebenen Gleitzone des Schwarzpelites durch a) Schwerkraft und Porenwasserdruck, b) Schwerkraft und böschungsparelle Grundwasserströmung und c) Kluftwasserdruck wirkenden Kräfte. Ergänzend ist d) der Kluftwasserübertritt aus den umrandenden paläozoischen Festgesteinen in die tertiären Sedimente der Messel-Formation schematisch abgebildet.

grund der bereits erfolgten Bewegungen nur der Winkel der Restscherfestigkeit berücksichtigt werden.

2. Durch die bei der Durchströmung der Böschungen auftretende Strömungskraft: In Böschungen strömt das Grundwasser immer aus Bereichen höherer Energie in Bereiche geringerer Energie. Eine Durchströmung der Poren bzw. Klüfte ist für die tonigen Sande der unteren Messel-Formation, die sandig-kiesigen Einschaltungen, den oberflächennahen Schwarzpelit mit geöffneten und miteinander kommunizierenden Trennflächen und die Gleitzonen anzunehmen (vgl. Kap. 4.5.1). Das Korngerüst bzw. die Kluftwände werden durch eine mit stärkerer Durchströmung bzw. höherem Grundwasserstand zunehmende Strömungskraft belastet, welche die abschiebenden Kräfte verstärkt. Werden die hierbei in einer ebenen Gleitzone des Schwarzpelites wirkenden Kräfte schematisch betrachtet (Abb. 42b), muss die Scherfestigkeit des Materials aufgrund der bereits erfolgten Bewegungen

mit dem Winkel der Restscherfestigkeit berücksichtigt werden.

3. Durch in Trennflächen (Böschungszugrissen) wirkenden hydrostatischen Kluftwasserdruck: Niederschlagsabhängige Wasserfüllungen können in Trennflächen geringer Öffnungsweite einen beträchtlichen als zusätzliche treibende Kraft wirkenden Kluftwasserdruck W erzeugen (Abb. 42c).
4. Durch einen „äußeren“ Wasserdruck aus den paläozoischen Festgesteinen: Da die undurchlässigen Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation den Durchflussquerschnitt des umrandenden Kluftgrundwasserleiters verengen, muss im Übergangsbereich der tertiären Sedimente zu den paläozoischen Festgesteinen eine z.T. nach unten gerichtete Strömung auftreten (Abb. 42d). Es entsteht ein „äußerer“, vom Kluftwasserstand in den paläozoischen Festgesteinen abhängiger Wasserdruck, der auf das Schichtpaket undurchlässiger Schwarzpelite wirkt.

6.2.3 Bewegungsaktivierende Schwellenwerte des Niederschlages

Wie bereits ausgeführt, kann die zeitliche Variabilität des Niederschlages für die Einwirkung auf das Böschungsgleichgewicht entscheidend sein (vgl. auch HANEBERG 1991, AU 1998). Zur Erfassung dieses Einflusses auf das Böschungsgleichgewicht wurden niederfrequente Niederschlagsintervalle (Monatssummen) und hochfrequente Niederschlagsintervalle (im 24h-Niederschlagskontinuum erzeugte 72h-Summen) betrachtet. Ein Vergleich der unterschiedlichen Niederschlagsintervalle mit messtechnisch nachgewiesenen Beschleunigungsphasen veranschaulicht, dass die Reaktivierung der Rutschungen vorzugsweise mit langandauernden (niederfrequenten) Niederschlägen hoher Amplitude in den Wintermonaten verbunden ist (Abb. 43). In den Sommermonaten werden nieder- und hochfrequente Niederschläge mit hoher Amplitude

durch die hohe Evapotranspiration „abgepuffert“ (vgl. Abb. 14) und tragen nur in geringem Maß zu einer Erhöhung des Grundwasserstandes bzw. Wasserdruckes in den Böschungen bei. Als Beispiel ist der Niederschlag im Juli 2000 anzuführen, der mit $N_{\text{Monat}} = 183,5$ mm das stärkste im Beobachtungszeitraum auftretende Niederschlagsereignis darstellt, jedoch nicht zu einer Beschleunigung der Böschungsbewegungen führt (Abb. 40, 41 und 43).

Die Wirkung hochfrequenter Niederschläge (72h-Intervall) mit hoher Amplitude wird von der Vorsättigung des Sedimentes (bzw. der ungesättigten Zone) bestimmt. Hochfrequente Niederschläge haben als isoliertes Ereignis eine geringere Wirkung als bei Einbindung in ein ergiebiges, niederfrequentes Niederschlagsintervall, da sie durch eine geringe Vorsättigung des Sedimentes

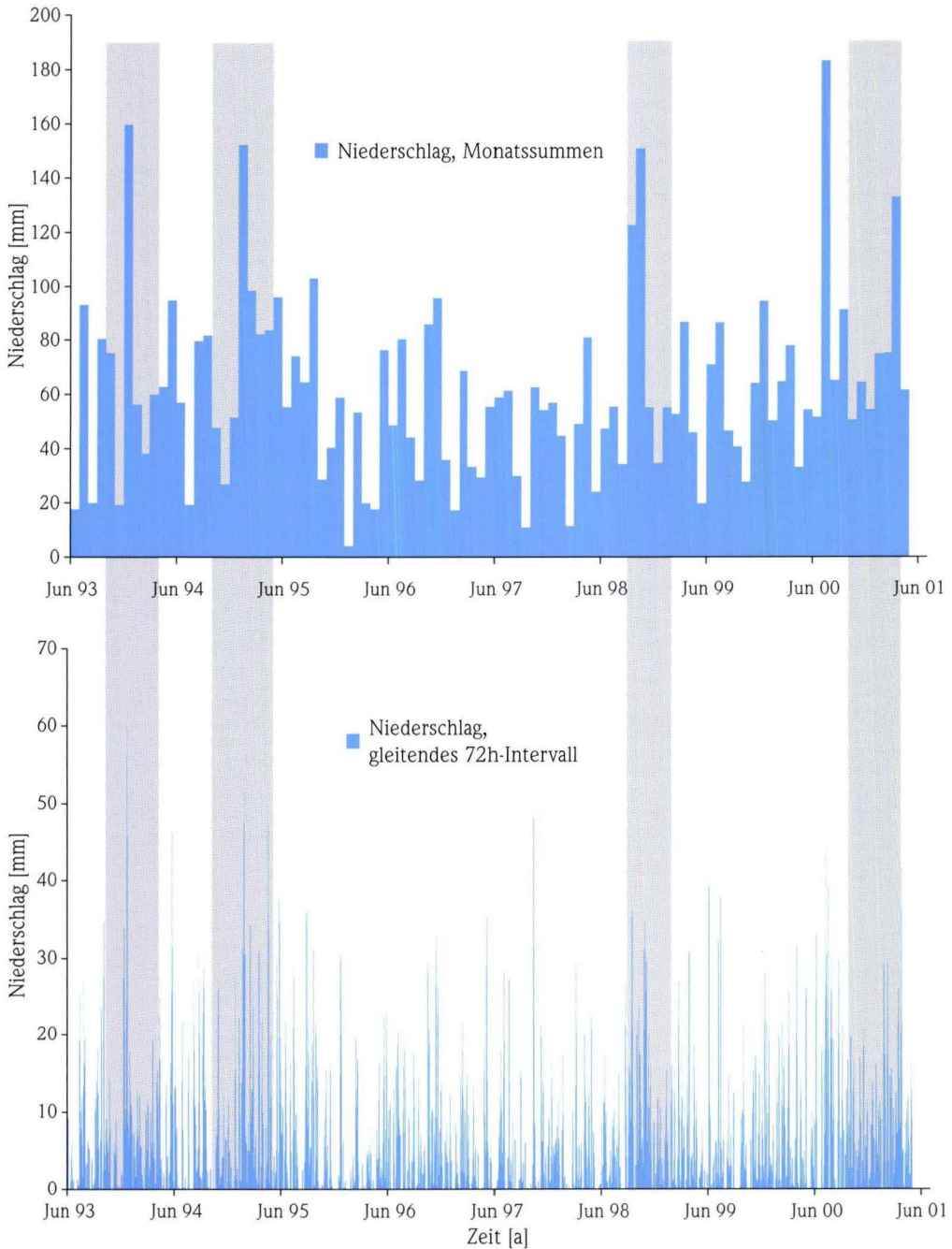


Abb. 43. Vergleich niederfrequenter (Monatssummen) und hochfrequenter (72h-Summen) Niederschlagsintervalle mit messtechnisch nachgewiesenen Beschleunigungsphasen für den Zeitraum 1993–2001. Die 72h-Intervalle wurden durch gleitende Intervallbildung im 24h-Niederschlagskontinuum erzeugt.

bereits in geringer Tiefe gedämpft werden. Der zur Beschleunigung der Rutschungen notwendige Grundwasserstand bzw. Wasserdruck kann sich nicht aufbauen. Diesen Zusammenhang verdeutlicht ein Vergleich der 72h-Niederschlagsintervalle von Oktober 1997 und Oktober 1998 (Abb. 40, 41 und 43).

Der häufig direkte Zusammenhang des Hang- bzw. Böschungsgleichgewichtes mit hydrologischen und hydrogeologischen Einflussgrößen eröffnet die Schlussfolgerung, dass eine Korrelation von Niederschlagshöhe, -dauer, -intensität etc. mit der Auftretenswahrscheinlichkeit von Rutschungen vorhanden sein kann. Zahlreiche Un-

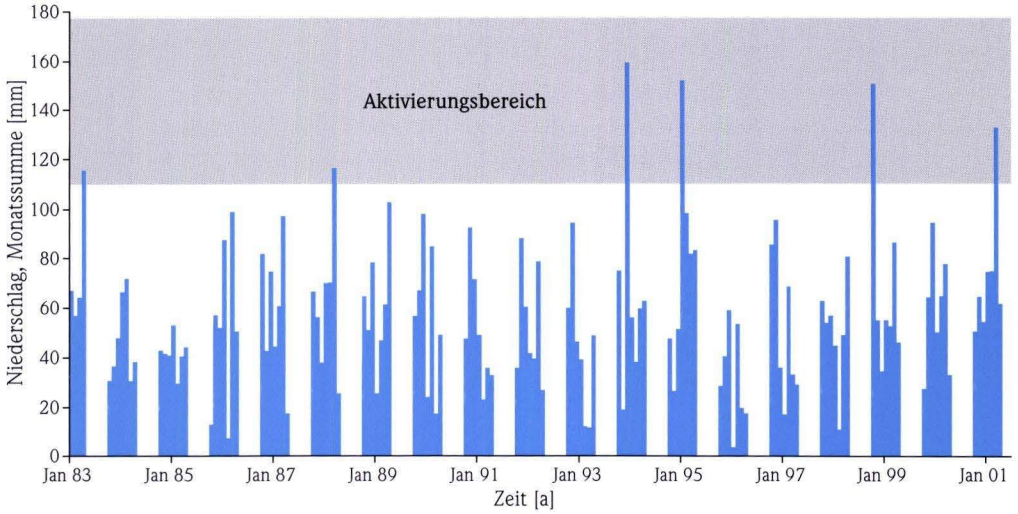


Abb. 44. Schwellenwert bzw. Aktivierungsbereich für monatliche Niederschläge (1983–2001) des Winterhalbjahres.

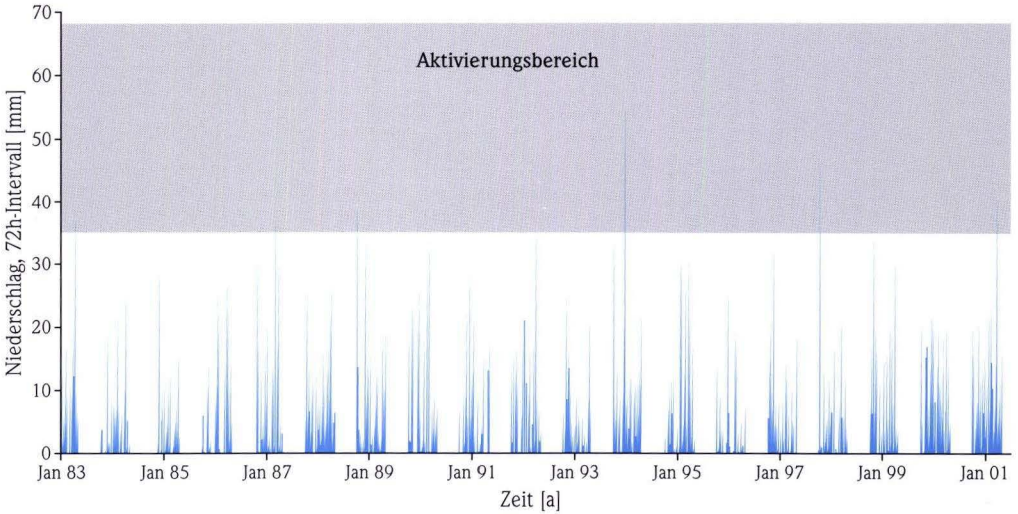


Abb. 45. Schwellenwert bzw. Aktivierungsbereich für 72h-Intervalle des Niederschlages (1983–2001) des Winterhalbjahres.

tersuchungen zeigen dementsprechend, dass für einzelne Regionen durch die Bestimmung fester Schwellenwerte der Niederschlagshöhe, Vorrugen etc. sehr gute Prognosesysteme aufgebaut werden können (vgl. u.a. KEEFER et al. 1987). Mit langjährigen Messreihen und hohem messtechnischem Aufwand erarbeiteten z.B. CARTIER & POUGET (1987) sowie FELL et al. (1988) Korrelationen des durch den Niederschlag bestimmten Grundwasserstandes mit Hangbewegungen.

Der für Messel aufgezeigte direkte Zusammenhang des Böschungszustandes mit hydrogeologischen bzw. hydrologischen Einflussgrößen deutet an, dass auch für die Rutschungen im Grubenbereich ein Schwellenwert kritischer Niederschlagsintensität existieren muss, für dessen Überschreitung eine Beschleunigung der Bewegungen erfolgt. Zurzeit ist jedoch ein quantitativer korrelativer Zusammenhang von Beschleunigungsphasen und Niederschlagsverteilung aufgrund der unregelmäßigen Messintervalle nicht herzustellen. Eine Korrelationsuntersuchung vergleicht intern und zueinander äquidistante Zeitreihen. Die Erzeugung einer äquidistanten Zeitreihe der Bewegungsgeschwindigkeit z.B. durch Interpolation oder Mittelwertbildung ist aufgrund der temporären, nichtlinearen Bewegung während der Messintervalle jedoch nicht zulässig.

Werden für die Frequenz des auslösenden Niederschlagsereignisses die bereits eingeführ-

ten Monats- bzw. 72h-Intervalle der Winterhalbjahre gewählt und auf Messintervalle mit Bewegungsgeschwindigkeiten >130 mm/a (1993–2001) bezogen, sind qualitative Schwellenwerte für Niederschlagshöhen zu ermitteln, die eine Beschleunigung der Bewegungen verursachen (Abb. 44 und 45).

Für die Monatssummen des Niederschlages der Winterhalbjahre ergibt sich ein Schwellenwert von $N_{\text{Monat, crit}} > 105$ mm. Dieser Schwellenwert erfasst die messtechnisch nachgewiesenen Beschleunigungsphasen im Frühjahr 1988, 1994, 1995, Herbst/Winter 1998/99, Frühjahr 2001 und auch die in RAHNAMA RAD (1989) dokumentierte Beschleunigung der Bewegungen im Frühjahr 1983 (Abb. 44).

Für das 72h-Intervall des Niederschlages der Winterhalbjahre ist kein eindeutiger Schwellenwert zu ermitteln, da die Wirkung hochfrequenter Niederschläge (72h-Intervall) mit hoher Amplitude von der Vorsättigung des Sedimentes bestimmt wird. Für diesen Fall ist immer die Einbindung in ein ergiebiges, niederfrequentes Niederschlagsintervall zu berücksichtigen. Unter diesen Voraussetzungen ergibt sich ein Schwellenwert von $N_{72\text{h, crit}} > 35$ mm, der den Schwellenwert $N_{\text{Monat, crit}}$ für höherfrequente Starkniederschlagsereignisse ergänzt (Abb. 45). Eine Beschleunigung der Rutschungen ist für $N_{72\text{h, crit}} > 35$ mm und $N_{\text{Monat, crit}} > 105$ mm zu erwarten.

6.3 Berechnung der Böschungsstandsicherheit

6.3.1 Eingangparameter und Modellannahmen

Das bruchhafte Versagen der Böschungen in Messel ist bereits vor ca. 70 Jahren eingetreten. Aufgrund des fortschreitenden Tagebaus waren Böschungsgeometrie und hydrogeologische Rahmenbedingungen (Wasserhaltung) ständigen Veränderungen ausgesetzt, die eine Rekonstruktion der Böschungen (Rückrechnung) zum Versagenszeitpunkt nicht mehr erlauben.

Im Rahmen dieser Untersuchung soll die ak-

tuelle Standsicherheit der Grubenböschungen für die Schnitte a–f (Abb. 19–24) durch die Bewegungsbereiche I–IV berechnet und das Auftreten von Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen rechnerisch nachvollzogen werden. Feste Eingangparameter sind die durch das geotechnische Messprogramm bestimmte Ausbildung der Gleitzonen, die durch das Messprogramm erfassten hydrogeologischen Verhältnisse und die in Labor-

untersuchungen statistisch „abgesichert“ ermittelten bodenphysikalischen und bodenmechanischen Kennwerte. Die Berechnungen werden bewusst nicht nach DIN V 4084-100 und dem Teilsicherheitskonzept mit sicherheitsbeaufschlagten Einwirkungen und Widerständen durchgeführt, um eine realistische Abschätzung der Güte des gewählten Modellansatzes zu erhalten.

Für die modellierende Beschreibung der Beschleunigungs- und Verzögerungsphasen kommen zwei unterschiedliche Böschungszustände bzw. Lastfälle zur Anwendung (vgl. HÄFNER & KRIECHBAUM 1997):

- Lastfall 1 (LF1, Regelkombination mit Sicherheitsklasse 1 nach DIN 1054-100) charakterisiert die Bemessungssituation der Böschungen für „normalen“ Grundwasserstand bzw. Wasserdruck in Verzögerungsphasen der Rutschungen.
- Lastfall 2 (LF2, seltene Einwirkungs-Kombination mit Sicherheitsklasse 1 nach DIN 1054-100) charakterisiert die Bemessungssituation der Böschungen für außergewöhnlichen, unregelmäßig auftretenden Grundwasserstand bzw. Wasserdruck in Beschleunigungsphasen der Rutschungen.

Für Lastfall 1 (LF1) wird der Grundwasserstand bzw. der Wasserdruck des Frühjahres 1997 (März

1997) angenommen (kein messtechnischer Bewegungsnachweis, vgl. Kap. 6.2.2). Für Lastfall 2 (LF2) wird Grundwasserstand bzw. Wasserdruck des Frühjahres 1994 (Februar 1994) angesetzt (messtechnischer Bewegungsnachweis, vgl. Kap. 6.2.2).

Folgende Einwirkungen werden entsprechend der Modellvorstellungen berücksichtigt:

- Die Eigenlast des Gleitkörpers unter Berücksichtigung der Vorgaben aus dem Ansatz der Wasserdrucklast (s.u.).
- Die Last aus Halden und anthropogenen Aufschüttungen unter Berücksichtigung der Vorgaben aus dem Ansatz der Wasserdrucklast (s.u.).
- Wasserdrucklasten auf die Gleitfläche innerhalb des durchlässigen Auflockerungsbereiches des Schwarzpelites. Die Mächtigkeit des Auflockerungsbereiches wird nach Geländebeobachtungen und Bohrungen mit 15 m angesetzt. Der Porenwasserdruck u in der Gleitzone wird näherungsweise aus der Ortshöhe h_s der Sickerlinie über der Gleitlinie ermittelt. Mit dieser Vereinfachung wird eine waagrechte Strömung angenommen. Gespannte, gegebenenfalls artesische Grundwasserverhältnisse werden gemäß Abb. 46 angesetzt. Für die Berücksichtigung des Wasserdruckes (entsprechend der Standrohr-

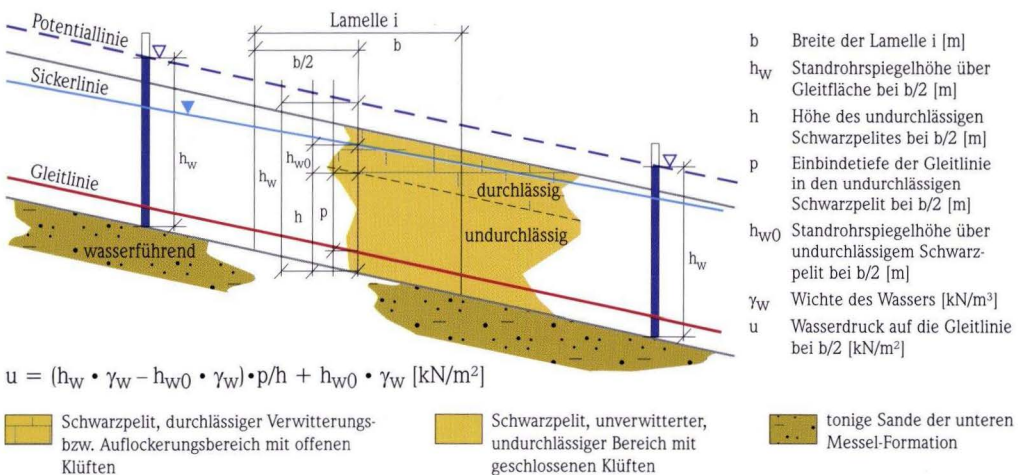


Abb. 46. Berechnung des Wasserdruckes auf der Gleitfläche für gespannte Grundwasserverhältnisse.

spiegelhöhe) innerhalb der Gleitzonen, innerhalb der sandigen Einschaltungen sowie innerhalb der tonigen Sande der unteren Messel-Formation wird ein linearer Druckabbau über den Bereich des undurchlässigen Schwarzpelites angenommen (vgl. Abb. 42a). Oberhalb der Sickerlinie des Auflockerungsbereiches wird die Wichte des feuchten Bodens γ (kN/m³), unterhalb der Sickerlinie die Wichte des wassergesättigten Bodens γ_r (kN/m³) angesetzt.

- Aufgrund der langen Standzeit der Böschungen muss in den kohäsiven Sedimenten der Wasserdruck in Zugrissen mit einer Tiefe h_c (Gl. 33) berücksichtigt werden (DIN V 4084-100). In den Rissen wird für Lastfall 1 keine Wasserfüllung, für Lastfall 2 eine vollständige Wasserfüllung angenommen. Der zu berücksichtigende hydrostatische Wasserdruck W ergibt sich gemäß Abb. 42c. Treten Blockhalden (Auffüllungen) bzw. historische Rutschmassen im Abrissgebiet der Rutschungen auf (Schnitt b, d und e), wird der hydrostatische Wasserdruck W nicht angesetzt.

Gleichung 33
$$h_c = \frac{2c'}{\gamma \cdot \tan(45^\circ - \phi'/2)}$$

h_c Tiefe des Zugrisses (m)

c' effektive Kohäsion (kN/m²)

ϕ' effektiver Reibungswinkel (°)

γ Wichte des feuchten Sedimentes (kN/m³)

Als Widerstände werden Bemessungswerte der Scherkräfte infolge des Reibungswinkels und der Kohäsion in den Gleitflächen berücksichtigt. Aufgrund der in den Gleitzonen eingetretenen Verschiebungen von mehr als 0,1 m ist gemäß

DIN 4084 und DIN V 4084-100 für bindige Sedimente der Winkel der Restscherfestigkeit ϕ_R nach DIN 18137 Teil 1 maßgebend.

Für die Sedimente der Messel-Formation werden die durch Laborversuche erfassten statistisch „abgesicherten“ Mittelwerte der bodenphysikalischen und bodenmechanischen Parameter angesetzt. Da die Verteilung der Lithofazies-Typen über die Gleitzonen nicht bekannt ist, wird für die bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften jeweils ein gewichtetes arithmetisches Mittel $x_{m,g}$ (Gl. 34) verwendet.

Gleichung 34
$$x_{m,g} = \frac{\sum_{i=1}^n W_i \cdot x_{mi}}{\sum_{i=1}^n W_i}$$

Die bodenphysikalischen bzw. bodenmechanischen Parameter x_i der Lithofazies-Typen 1 und 2 gehen entsprechend ihrem Anteil am Sediment (Schwarzpelit) mit den Faktoren $w_i = 0,6$ (Lithofazies-Typ 1) und $w_i = 0,4$ (Lithofazies-Typ 2) ein. Die Lithofazies-Typen 3 und 4 sind nicht relevant für die Standsicherheitsbetrachtung und werden nicht einbezogen (Tab. 1).

Bodenphysikalische und bodenmechanische Parameter der anthropogenen Auffüllungen werden dem Gutachten ETN (1994), die bodenphysikalischen und bodenmechanischen Parameter für die quartären Sedimente (schwach schluffige, eng gestufte Sande) und die verwitterten Rotliegendesedimentgesteine (schwach schluffige, intermittierend gestufte Sande) der DIN 1055 Teil 2 entnommen (Tab. 1).

Tab. 1. Bodenphysikalische und bodenmechanische Parameter der Sedimente der Messel-Formation, der anthropogenen Auffüllungen (aus ETN 1994) sowie der quartären Sande und der verwitterten Rotliegendesedimentgesteine (nach DIN 1055 Teil 2).

	γ (kN/m ³)	γ_r (kN/m ³)	ϕ_R (°)	ϕ' (°)
untere Messel-Formation	16,3	17,5	12,3	–
mittlere Messel-Formation	13,1	13,4	13,0	–
Auffüllungen (Porenbetonbruchstein)	11,0	15,0	–	45,0
Mischhalden (Sand, Schwarzpelit etc.)	18,0	20,0	–	30,0
Rotliegendesedimentgesteine (verwittert)	18,0	20,0	–	30,0
Quartär (schwach schluffige Sande)	17,0	19,0	–	30,0

6.3.2 Ergebnisse der Standsicherheitsuntersuchung

Die Standsicherheitsbeiwerte für die Berechnungsschnitte a, b und c der Bewegungsbereiche I und II dokumentieren für Lastfall 1 eine Standsicherheit von $\eta = 1,01$ – $1,06$, die für Lastfall 2 auf $\eta = 0,85$ – $0,99$ sinkt. Für Bewegungsbereich III dokumentiert Berechnungsschnitt d sowohl für Lastfall 1 wie auch Lastfall 2 mit $\eta = 1,10$ bzw. $\eta = 1,08$ einen Standsicherheitsbeiwert $\eta > 1$. Für Bewegungsbereich IV wird hingegen mit den Berechnungsschnitten e und f sowohl für Lastfall 1 wie auch Lastfall 2 mit $\eta = 0,64$ – $0,69$

bzw. $\eta = 0,62$ – $0,63$ ein Standsicherheitsbeiwert $\eta < 1$ nachgewiesen (Tab. 2, vgl. Nix 2003).

Die Berechnungen zeigen, dass für alle Bewegungsbereiche die nach DIN 1054 notwendige Sicherheit von $\eta = 1,3$ für Lastfall 2 bzw. $\eta = 1,4$ für Lastfall 1 nicht erreicht ist (Tab. 2). Im Ergebnis der Standsicherheitsuntersuchung kann somit die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die Standsicherheit der untersuchten Böschungen nicht gewährleistet ist.

Tab. 2. Ergebnisse der Standsicherheitsberechnung für die Lastfälle 1 und 2.

	Schnitt a	Schnitt b	Schnitt c	Schnitt d	Schnitt e	Schnitt f
Lastfall 1	1,01	1,02	1,06	1,10	0,64	0,69
Lastfall 2	0,92	0,99	0,85	1,08	0,63	0,62

6.3.3 Diskussion des gewählten Berechnungsmodelles

Die Standsicherheitsuntersuchung bestätigt die für die modellierende Beschreibung der Rutschungen der Bewegungsbereiche I–III getroffenen Annahmen zur Gleitflächengeometrie, den hydraulischen Verhältnissen und den bodenphysikalischen bzw. bodenmechanischen Kennwerten. Die Einführung der Lastfälle 1 und 2 erlaubt es rechnerisch die messtechnisch nachgewiesene Beschleunigung der Bewegungsbereiche I und II nachzuvollziehen. Erst mit Eintreten des Lastfalles 2 ($\eta < 1$) gehen diese Rutschschollen aus der labilen Stabilität der Böschung in ein langsames Gleiten über. Ebenso kann die messtechnisch nachgewiesene Stabilisierung des Bewegungsbereiches III rechnerisch nachvollzogen werden, da diese Rutschscholle auch mit Eintreten des Lastfalles 2 ($\eta > 1$) nicht aus der labilen Stabilität in ein langsames Gleiten übergeht.

Lediglich die Standsicherheitsuntersuchung des Bewegungsbereiches IV liefert für den gewählten Modellansatz keine befriedigenden Ergebnisse. Da sich Bewegungsbereich IV nicht in

einer kontinuierlichen Gleitbewegung befindet, sind die errechneten Standsicherheitsbeiwerte von $\eta < 1$ zu gering. Mit dem Ansatz eines Winkels der Gesamtscherfestigkeit von $\varphi_{\text{ges}} = 20^\circ$ bzw. $\varphi_{\text{ges}} = 18,5^\circ$, kann für Lastfall 1 ein mit den messtechnischen Beobachtungen korrespondierender Standsicherheitsbeiwert von $\eta = 1,0$ ermittelt werden, der für Lastfall 2 auf $\eta = 0,98$ bzw. $\eta = 0,90$ absinkt (Nix 2003). Dies könnte darauf hindeuten, dass aufgrund der bisher geringen Bewegungen dieses Rutschkörpers die Restscherfestigkeit in der Gleitzone noch nicht erreicht ist und der Ansatz des Winkels der Restscherfestigkeit den aktuellen Zustand zu ungünstig beschreibt. Insbesondere für Bewegungsbereich IV ist jedoch zu beachten, dass die messtechnische Überwachung dieser Rutschscholle zurzeit nicht ausreichend ist, und der Modellansatz bezüglich Gleitflächengeometrie und hydrogeologischen Verhältnissen noch fehlerhaft sein kann.

In Relation zu den für aktive Bewegungsberei-

che (I, II, IV) und Lastfall 2 berechneten Standsicherheitsbeiwerten von $\eta < 1$, sind die messtechnisch nachgewiesenen Bewegungen gering. Für eine realistische Betrachtung ist hier zu berücksichtigen, dass alle Berechnungen auf einem zweidimensionalen Berechnungsansatz basieren in den räumliche Effekte nicht einfließen (vgl.

Kap. 2.7). Insbesondere für einen vom Umfang her nahezu kreisförmigen Hohlraum wie die Grube Messel und jeweils zum Grubenzentrum gerichtete Böschungsbewegungen ist von einer günstigen Beeinflussung der Böschungsstandsicherheit durch räumliche Wechselwirkungen der Rutschschollen auszugehen

6.3.4 Diskussion der langfristigen Standsicherheit der Grubenböschungen

Die Grubenböschungen in Messel müssen auf eine langfristige Standsicherheit ausgelegt sein, um eine Gefährdung von Personen oder angrenzenden Bauwerken auszuschließen und die wissenschaftliche Bearbeitung dauerhaft zu ermöglichen. Langzeitstandsicherheit wird in dieser Arbeit als die äußerst geringe Wahrscheinlichkeit definiert ($< 1\%$), dass sich im Zeitraum von einhundert Jahren Böschungen der Grube Messel signifikant bewegen ($> 20\text{ mm/a}$). Diese Voraussetzungen sind zurzeit nicht gegeben.

Für das gewählte Intervall der Langzeitstandsicherheit müssen zudem – über den aktuellen Zustand der Böschungen hinaus – mögliche Veränderungen der permanent standfestigkeitsmindernden und bewegungsbeeinflussenden Faktoren bedacht werden, deren Entwicklung die Standsicherheit der Grubenböschungen – ausgehend von ihrem aktuellen Status – beeinflusst. Trends, Periodizitäten oder zufällige Verteilungen standfestigkeitsmindernder und bewegungsbeeinflussender Elemente ergeben sich aus folgenden Überlegungen:

- Geologisch induzierte standfestigkeitsmindernde Einflüsse sind zeitlich unveränderlich. Einwirkungen aus Lagerungsverhältnissen, Trennflächengefüge, Spannungsgeschichte etc. sind für das Zeitintervall der Langzeitsicherheit und eine unveränderte Böschungsmorphologie als konstant anzunehmen.
- Die charakteristischen Materialeigenschaften der Sedimente sind für das Zeitintervall der Langzeitsicherheit als konstant anzunehmen. Die Böschungssituation (Lastfall 1 und 2) ist

mit dem Ansatz des mittleren Winkels der Restscherfestigkeit zutreffend beschrieben. Mit dieser Annahme des ungünstigsten Zustandes ist eine weitere Reduzierung der Materialfestigkeit nicht anzunehmen.

- Anthropogene Veränderungen der Böschungsgeometrie durch Bergbau, Deponiebau etc. sind aufgrund des Status der Grube Messel als UNESCO-Weltnaturerbe für das Zeitintervall der Langzeitsicherheit nicht relevant. Allerdings ist die aktuelle Böschungsmorphologie fortschreitenden Veränderungen durch die Rutschprozesse unterworfen. Ein allmählicher Übergang aus der aktuell labilen Stabilität der Böschungen in eine dauerhafte Stabilität ist zu erwarten.
- Niederschlag und Grundwasserstand sind jahreszeitlichen, zufälligen oder trendbestimmten, längerfristigen Veränderungen unterworfen. Mit der Frequenz und der Amplitude des Auftretens außergewöhnlicher Niederschlagsereignisse mit $N_{\text{Monat, crit}} > N_m$ bzw. $N_{72\text{h, crit}} > N_{72\text{h}}$ wird die Stabilität der Grubenböschungen über das Eintreten des Lastfalles 2 gesteuert.

Unabhängig von einem langfristigen Übergang der Böschungen in ein stabiles Gleichgewicht wird die Langzeitsicherheit somit primär von der Frequenz und Amplitude der zu erwartenden Starkniederschläge beeinflusst. Um unter diesen Voraussetzungen die Langzeitstandsicherheit zu prognostizieren, wurde mit den im Betrachtungszeitraum von 1983–2001 historisch aufgetretenen Niederschlagsereignissen eine extremwert-

statistische Analyse für monatliche und 72h-Niederschlagsintervalle durchgeführt. Untersucht wurden Höhe (Amplitude) und Wiederkehrzeit (Frequenz) der in einem Zeitraum von 100 Jahren (Langzeitstandsicherheit) zu erwartenden Starkniederschläge (vgl. Kap. 2.8).

Die Ergebnisse zeigen, dass Starkniederschläge mit einer zweijährigen Wiederkehrzeit für das monatliche bzw. 72h-Intervall der Niederschlagssummen eine mittlere Amplitude von $N_{\text{Monat}} = 97$ mm bzw. $N_{72h} = 38$ mm zugeordnet ist. Für eine Wiederkehrzeit von 100 Jahren beträgt die mittlere zu erwartende Niederschlagsamplitude bereits $N_{\text{Monat}} = 204$ mm bzw. $N_{72h} = 76$ mm (Tab. 3).

Den höchsten im monatlichen (z.B. Dezember 1993, Januar 1995) bzw. im 72h-Intervall (z.B. April 1987, Dezember 1993) historisch aufgetretenen Starkniederschlägen der Jahre 1983–2001, mit einer Amplitude von $N_{\text{Monat}} > 150$ mm bzw. $N_{72h} > 55$ mm, ist statistisch eine Wiederkehrzeit von ca. 10 Jahren zugeordnet (Abb. 47 und 48). Starkniederschläge mit höheren Wiederkehrzeiten und entsprechend höherer Amplitude – z.B. Niederschlagsereignisse mit 100-jähriger Wiederkehrzeit im Monats- bzw. 72h-Intervall – treten innerhalb des historischen Untersuchungszeitraumes von 1983–2001 nicht auf (Abb. 47 und 48).

Lastfall 1 (Frühjahr 1997) ist hinsichtlich der Amplitude der den entsprechenden Böschungszustand (Grundwasserstand bzw. Wasserdruck) verursachenden Niederschläge eine statistische Wiederkehrzeit von weniger als zwei Jahren zugeordnet. Lastfall 1 erfasst somit den jährlich wiederkehrenden Regelzustand der Böschungen.

Es ist dementsprechend zu folgern, dass langfristig mit langsamen, gleitenden Bewegungen der Böschungen in den Monaten Oktober bis April zu rechnen ist.

Lastfall 2 (Frühjahr 1994) ist hinsichtlich der Amplitude der den entsprechenden Böschungszustand (Grundwasserstand bzw. Wasserdruck) verursachenden Niederschläge eine statistische Wiederkehrzeit von ca. 10 Jahren zugeordnet. Lastfall 2 beschreibt demzufolge einen Ausnahmestand der Böschungen der einmal in zehn Jahren zu erwarten ist (Abb. 47 und 48).

Die generelle Auftretenswahrscheinlichkeit von Beschleunigungsphasen wird jedoch nicht durch das Eintreten von Lastfall 2 charakterisiert. Vielmehr wird die Reaktivierung der Rutschschollen durch das Überschreiten der eingeführten Schwellenwerte der monatlichen bzw. 72h-Intervall Niederschlagssummen $N_{\text{Monat, crit}} > 105$ mm bzw. $N_{72h, crit} > 35$ mm in den Wintermonaten gesteuert. Diesen Schwellenwerten ist durch die Extremwertanalyse eine Wiederkehrzeit von ca. drei bis fünf Jahren zugeordnet (Abb. 47 und 48).

Es ist zu berücksichtigen, dass für im historischen Untersuchungszeitraum nicht aufgetretene Starkniederschläge – mit einer Wiederkehrzeit von 50–100 Jahren – von einer wesentlich stärkeren Zunahme der Bewegungsgeschwindigkeit bzw. der Absolutbewegungen auszugehen ist. Eine Größenordnung kann hierfür jedoch nicht prognostiziert werden. Ein möglicher Trend hin zu einer generellen Zunahme von Starkniederschlagsereignissen wird nicht erfasst, da der Betrachtungszeitraum von 1983–2001 hierfür zu kurz ist. Die mögliche Existenz eines solchen Trends würde je-

Tab. 3. Extremwertanalyse zu erwartender Starkniederschläge für 2-, 5-, 10- und 100-jährliche Wiederkehrzeiten, basierend auf den Niederschlägen der Monate Oktober bis April der Jahre 1983–2001 (x_m : Mittelwert, x_{min} : untere Konfidenzgrenze, x_{max} : obere Konfidenzgrenze). Anzahl der Ereignisse $n_M = 19$ und Streubereich $\gamma = 0,9$.

Wiederkehrzeit	Monatsintervalle des Niederschlages			72h-Intervalle des Niederschlages		
	x_m	x_{min}	x_{max}	x_m	x_{min}	x_{max}
2 Jahre	97	86	107	38	34	42
5 Jahre	125	107	144	48	42	54
10 Jahre	145	119	170	55	64	46
100 Jahre	204	157	252	76	59	92

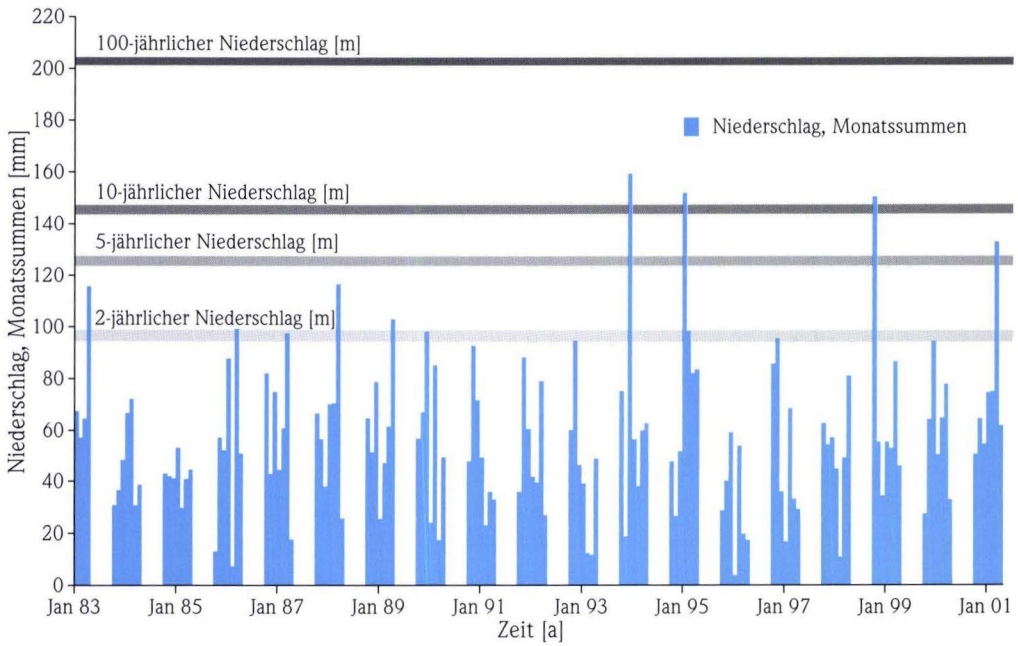


Abb. 47. Statistische Wiederkehrzeiten monatlicher Starkniederschläge, basierend auf einer extremwertstatistischen Auswertung von Niederschlägen der Monate Oktober bis April der Jahre 1983–2001.

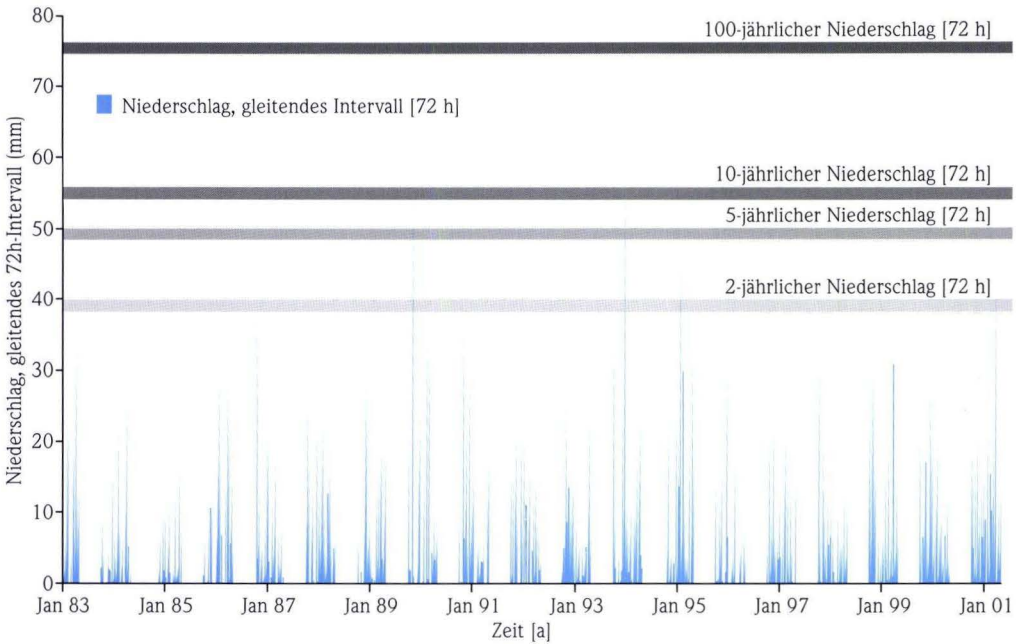


Abb. 48. Statistische Wiederkehrzeiten von Starkniederschlägen des 72h-Intervalles, basierend auf einer extremwertstatistischen Auswertung von Niederschlägen der Monate Oktober bis April der Jahre 1983–2001.

doch eine erhöhte Auftretenswahrscheinlichkeit von Beschleunigungsphasen bedingen.

Aus den vorgestellten Untersuchungen ist die Schlussfolgerung zu ziehen, dass die aktuelle Standsicherheit der Grubenböschungen für Lastfall 1 – mit einem Standsicherheitsbeiwert $\eta < 1,4$ – und für Lastfall 2 – mit einem Standsicherheitsbeiwert $\eta < 1,3$ – nicht gewährleistet ist.

7. Risikoanalyse der Grubenböschungen

Die Langzeitsicherheit der Grubenböschungen ist nicht gewährleistet. Das von den instabilen Böschungen ausgehende Risikopotenzial muss aufgrund der Frequentierung durch Personen bzw. der wirtschaftlichen Bedeutung (Personen- und Objektschäden) für die folgenden Bereiche minimiert werden:

- Grabungsstellen auf der Grubensohle und den unteren Böschungsbereichen,
- Besucherplattform und Grubenstraße am Südwestrand der Grube,
- Werksanlagen am Westrand der Grube,
- Bundesbahnstrecke auf dem nördlich angrenzenden paläozoischen Festgesteinssockel,
- Grubenrandwege auf den umrandenden paläozoischen Festgesteinssockeln.

Grundlage der Risikobewertung ist die Festlegung der Eintretenswahrscheinlichkeit eines Schadens und des zu erwartenden Schadensausmaßes (u.a. FELL 1994, AESCHLIMANN 1996, CRUDEN & FELL 1997). Dieses Risiko (R_i) kann allgemein als Funktion von Eintretenswahrscheinlichkeit (W_e) und Schadensausmaß (A_s) beschrieben werden (Gl. 35).

$$\text{Gleichung 35} \quad R_i = W_e \cdot A_s$$

Personenschäden durch Rutschungen reichen von der Verletzung bis zum Todesfall, das Schadensausmaß ist hoch. Personenschäden sind jedoch in erster Linie durch schnelle und/oder plötzliche Bewegungen, d.h. für den Übergang aus einem langsamen Gleiten in eine beschleunigte

Zudem wird auch die geforderte Langzeitsicherheit der Grubenböschungen nicht erreicht. Mit andauernden Deformationen und episodischen Beschleunigungen ist bis zum Erreichen eines stabilen Zustandes der Böschungen zu rechnen. Die sich daraus ergebenden Konsequenzen hinsichtlich der erforderlichen Sicherungsmaßnahmen werden im folgenden Kapitel behandelt.

gleitbewegung zu erwarten. Die Eintretenswahrscheinlichkeit von Beschleunigungsphasen und somit auch von Personenschäden wird durch die drei- bis fünfjährige Auftretenswahrscheinlichkeit von Schwellenwerten des Niederschlages mit $N_{\text{Monat, crit}} > N_{\text{Monat}}$ bzw. $N_{72\text{h, crit}} > N_{72\text{h}}$ gesteuert. Die bisher dokumentierten maximalen Bewegungsgeschwindigkeiten von bis zu 609 mm/a erlauben jedoch eine ausreichende Vorwarnzeit und es besteht die Möglichkeit den gefährdeten Bereich rechtzeitig zu verlassen. Aus der niedrigen Eintretenswahrscheinlichkeit leitet sich somit, trotz des hohen Schadensausmaßes, ein geringes Risiko von Personenschäden ab.

Objektschäden sind zunächst von einer Beeinträchtigung der Gebrauchstauglichkeit des Objektes, wie z.B. Deformation der Bahntrasse, Deformation der Verkehrswege, Verstellung der Besucherplattform etc., gekennzeichnet. Als Resultat anhaltender, langsamer aber auch plötzlicher außergewöhnlicher Bewegungen ist die Zerstörung betroffener Objekte mit entsprechenden Folgeschäden (Personenschäden etc.) zu erwarten, das Schadensausmaß ist hoch. Aus dem Ergebnis der extremwertstatistischen Untersuchung wird geschlussfolgert, dass langfristig mit geringen Bewegungen der Böschungen in den Monaten Oktober bis April zu rechnen ist. Das bedeutet, die Eintretenswahrscheinlichkeit von Objektschäden wird durch die jährliche Auftretenswahrscheinlichkeit des Regelzustandes der Böschungen bestimmt. Somit ist das Risiko von

Objektschäden für die Grubenböschungen (Homogenbereich 3) mit aktiven bzw. latenten Rutschungen hoch, für die umrandenden, standisicheren paläozoischen Festgesteinssockel (Homogenbereich 1) mittel einzustufen.

Die insbesondere für Objektschäden vorhandenen Risiken sind nicht tolerierbar. Durch bautechnische Sicherungsmaßnahmen und/oder kontinu-

ierliche messtechnische Überwachung ist entweder das Schadensausmaß zu reduzieren oder die Eintretenswahrscheinlichkeit zu senken. Im Folgenden werden die vorhandenen bautechnischen Sicherungen und messtechnischen Überwachungseinrichtungen kritisch bewertet und Schlussfolgerungen für Maßnahmen zur Verbesserung der Sicherheit der Grubenböschungen gegeben.

7.1 Sicherung der Böschungen durch bautechnische Sicherungsmaßnahmen

7.1.1 Bestehende bautechnische Sicherungen

Zur Begrenzung des Kluftwasserdruckes des angrenzenden paläozoischen Festgesteinspfeilers wurden 1996 elf Horizontal-Drainrohre am Nordrand der Grube installiert (Bohrung 801: R 34 82 670 / H 55 31 848 bis Bohrung 811: R 34 82 772 / H 55 31 839). Die Bohrungen sind fächerartig angeordnet, im Granodiorit verfiltert und mit Neigungen von -10° bzw. -20° als Überlaufbohrungen konzipiert. Die Summenschüttung variiert von 1,5 l/min bis zu 14,2 l/min (25 Messungen von 1997–2001). Die geringsten Schüttungen treten in den Sommer- und Herbstmonaten, die stärksten Schüttungen in den Winter- und Frühjahrsmonaten auf. Die bauliche Ausfüh-

rung der horizontalen Entwässerungsbohrungen kann als erfolgreich angesehen werden, da aufgrund der Wasserführung anzunehmen ist, dass wasserführende Trennflächen des paläozoischen Festgesteinspfeilers angebohrt wurden. Eine signifikante Stabilisierung der Rutschung der Nordböschung konnte nicht erreicht werden, da die Entwässerung zum einen nur ca. 20 % des die Rutschscholle begrenzenden Festgesteinspfeilers erfasst und zum anderen die Bohransatzhöhe von 149–150 m ü. NN für eine Beschleunigung der Bewegungen ausreichende Kluftwasserstände in den paläozoischen Festgesteinen zulässt.

7.1.2 Vorschläge für realisierbare bautechnische Sicherungsmaßnahmen

Für die Sicherstellung der Standsicherheit der Grubenböschungen wurden bereits durch die Gutachterkommission Grube Messel, im so genannten Grabungsgutachten NATAU et al. (1989), konstruktive Sicherungsmaßnahmen (Ankerung, Verdübelung, Vorschüttung etc.) empfohlen. Diese Sicherungen wurden allerdings aufgrund des hohen wirtschaftlichen Aufwandes nicht realisiert und sollen daher auch an dieser Stelle nicht weiter verfolgt werden.

Einen neuen Ansatz für die Konzeption konstruktiver Böschungssicherungen bietet der dokumentierte Zusammenhang der Rutschungen bzw. der Beschleunigungsphasen mit hydrologischen

und hydrogeologischen Einwirkungen. Es wird deutlich, dass eine bautechnische Sicherung der Böschungen auch durch dauerhafte Senkung des Grundwasserstandes in den umrandenden paläozoischen Festgesteinsgrundwasserleitern bzw. durch Reduzierung des Wasserdruckes in den Gleitzonen möglich ist. Denkbar wäre z.B. eine Entwässerung bzw. Sammlung zuströmenden Kluftgrundwassers im Übergangsbereich der Sedimente der Messel-Formation zu umrandenden paläozoischen Festgesteinen durch Tiefdrainschlitzte oder die Entwässerung der tonigen Sande der unteren Messel-Formation mittels parallel zu den Grubenrändern angeordneter Brunnengalerien.

Diese bautechnischen Sicherungsmaßnahmen, die sowohl die Böschungskronen wie auch die Böschungen an sich erfassen würden, erfordern jedoch einen wirtschaftlichen und technischen Aufwand der angesichts des aktuell von den Böschungen ausgehenden Risikos unter Kosten-/Nutzen-Aspekten als zu hoch angesehen wird.

Unabhängig von einer kostenintensiven „Gesamtsicherung“ der Bewegungsbereiche können bereits die im Folgenden vorgeschlagenen lokalen Maßnahmen zu einer Verbesserung der Standsicherheit der Böschungen beitragen:

- Oberflächenwasser ist von den Rutschungen abzuhalten und abzuführen. Zur Verhinderung des Einsickerns sind Risse und Spalten mit bindigem Material zu verschließen. Abrissgebiete können zusätzlich mit wasserverbrauchendem Bewuchs begrünt und die Infiltration durch ein System flacher Sickerstränge abgemindert werden. Abflusslose Senken sind zu entwässern und die Funktionsfähigkeit der Drain- und

Oberflächenwassersammelsysteme (Straßengräben, Bahngraben etc.) ist sicherzustellen.

- Die steilen Abbauränder bzw. Abrisskanten in den paläozoischen Festgesteinen – insbesondere am Ostrand aber auch gegebenenfalls am Westrand – sollten lokal durch Felsanker gesichert werden.
- Der flache Rutschkörper im Bereich der Grubenstraße (Schnitt f) kann mit entsprechendem Verbau bis unter die Gleitzone abgetragen und die Böschungsgeometrie anschließend mit Fremdmaterial (z.B. Porenbetonbruchstein) als „standfeste Steinplombe“ wieder hergestellt werden. Der Abtrag des Rutschkörpers sollte zur Verzahnung der Materialien treppenartig erfolgen, die Aufstandsfläche wäre mittels einer Sickerlage zu entwässern.
- Mit einem Teilabtrag der Porenbetonbruchsteinhalde könnte eine deutliche Stabilisierung der Nordwestböschung auf bis zu $\eta = 1,07$ für Lastfall 2 erreicht werden (vgl. Nix 2003).

7.2 Sicherung der Böschungen durch messtechnische Überwachung

Ist eine Vorhersage des Baugrundverhaltens aufgrund vorab durchgeführter Baugrunduntersuchungen und rechnerischer Nachweise nicht ausreichend zuverlässig möglich, kann unter folgenden Voraussetzungen die Beobachtungsmethode nach DIN 1054-100 angewendet werden:

- Das voraussichtliche Böschungsverhalten ist mit hinreichender Wahrscheinlichkeit anhand vorliegender Erkundungsergebnisse rechnerisch zu ermitteln.
- Die zur Schadensverhinderung einzuhaltenden Grenzwerte (Handlungsrichtwerte) sind festzulegen.
- Messprogramme relevanter Größen bzw. Einflussfaktoren sind aufzustellen. Messintervalle und die Zeit zwischen Messung und Analyse sind so zu wählen, dass gegebenenfalls erforderliche Maßnahmen rechtzeitig durchgeführt werden können.

- Für die Überschreitung der einzuhaltenden Grenzwerte sind Gegenmaßnahmen zu entwickeln, die bei Bedarf jederzeit ausführbar sein müssen.

Die Zielstellungen eines messtechnischen Überwachungsprogrammes nach DIN 1054-100 sind:

- Rechtzeitiges Erkennen bzw. kontinuierliche Überwachung von Bruchzuständen. Anzeige der Notwendigkeit von Sicherungsmaßnahmen als Sofortmaßnahme bei Überschreitung der Handlungsrichtwerte.
- Verifizierung der Modellvorstellungen und kontinuierliche Entwicklung verfeinerter Prognoseberechnungen.
- Beurteilung der Wirksamkeit gegebenenfalls durchzuführender Sicherungsmaßnahmen.

Wird eine kontinuierliche Überwachung von Böschungszuständen im Rahmen eines Messprogrammes angestrebt, sind als Überwachungsme-

thoden geodätische und geotechnische Messungen von Verschiebungen an der Geländeoberfläche, geotechnische Messungen im Untergrund, hydrologische und hydrogeologische Messungen sowie gegebenenfalls geophysikalische Messungen verfügbar (u.a. AESCHLIMANN 1996, THUT

1996, KUNTSCHKE 1997). Unabhängig von einer messtechnischen Überwachung sollte zudem eine kontinuierliche visuelle Beobachtung gefährdeter Hänge und Böschungen erfolgen (ARBEITSKREIS „BÖSCHUNGEN“ der DGGT u. DGG 1997).

7.2.1 Bestehende messtechnische Überwachung

Für die Grube Messel wurde, im Sinne eines tolerierbaren Risikos, anstelle der ursprünglich durch NATAU et al. (1989) empfohlenen konstruktiven Sicherungsmaßnahmen ein geotechnisches Beobachtungsprogramm der Grubenböschungen gemäß DIN 1054-100 eingerichtet. Das gegenwärtig durchgeführte Konzept der Langzeitbeobachtung basiert auf dem Gutachten „Geotechnik und Grabungssicherheit Grube Messel, 1. Bericht zu den geotechnischen Verhältnissen des Beobachtungskonzepts der Grabungssicherheit bei den paläontologischen Forschungen in der Grube Messel“, vom 08.03.1994, Band I–V mit Ergänzungsband vom 31.05.1994 (ETN 1994) und erfasst hydrologische, hydrogeologische sowie geotechnische Messgrößen. Generell erscheint die messtechnische Überwachung der Böschungen in Messel als durchaus geeignet, das von den Böschungen ausgehende Risiko zu senken, allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass die zurzeit durchgeführte Langzeitüberwachung aus folgenden

Gründen nicht den Anforderungen der DIN 1054-100 entspricht:

- Relevante Messgrößen (z.B. Verschiebung, Wasserdruck etc.) werden nur unzureichend erfasst. Messaufnehmer (Inklinometer etc.) sind z.T. aufgrund starker Verschiebungen zerstört worden (vgl. Anh. 12.2).
- Besonders schutzwürdige Objekte werden durch die z.T. ungünstige räumliche Anordnung der Messstellen unzureichend überwacht (z.B. Besucherplattform, Werksanlagen).
- Die halbjährlichen Mess- und Auswertintervalle sind nicht geeignet kritische Bewegungen oder Beschleunigungen aktuell zu erfassen. Eine Überschreitung der Handlungsrichtwerte ist nicht zeitnah zu registrieren, gegebenenfalls erforderliche Maßnahmen können nicht rechtzeitig eingeleitet werden.
- Sofortige Gegenmaßnahmen für das Auftreten kritischer Verformungen sind weder durch den Rahmenbetriebsplan noch das Beobachtungskonzept vorgegeben.

7.2.2 Konzept einer modifizierten messtechnischen Überwachung

Zur Sicherung bzw. Überwachung und Kontrolle der Böschungen wird im Folgenden ein modifiziertes messtechnisches Überwachungsprogramm vorgeschlagen, das nach den Anforderungen und Zielstellungen der DIN 1054-100 konzipiert ist. Im Ablauf der Überwachung ist die planmäßige Durchführung der Messungen sowie die rechtzeitige Auswertung sicherzustellen. Abweichungen vom Plan und außergewöhnliche Ereignis-

nisse (Baumaßnahmen, Änderungen im Wasserhaushalt, Erschütterungen etc.) sind zu dokumentieren. Im Falle außergewöhnlicher und unvorhergesehener ungünstiger Ereignisse müssen Ausmaß und Häufigkeit der Messungen erweitert werden. Im Falle einer günstigeren Entwicklung kann anhand neuer Prognosen das Messprogramm optimiert bzw. reduziert werden.

7.2.2.1 Handlungsrichtwerte

Für Bewegungsbeträge von einigen Zentimetern im Jahr empfiehlt PRINZ (1997) eine regelmäßige Überwachung und für Rutschungsgeschwindigkeiten von Zentimetern pro Woche sofortige Gegenmaßnahmen.

Vor diesem Hintergrund wird für die Grube Messel eine permanente messtechnische Überwachung für Rutschungen mit Verschiebungsgeschwindigkeiten > 20 mm/a vorgeschlagen. Es ist zu beachten, dass z.T. latente bzw. blockierte Rutschungen durch bewegungsbeeinflussende

Faktoren wieder aktiviert werden können. Als Handlungsrichtwert (Grenzwert) für den sofortigen Einsatz bautechnischer Sicherungsmaßnahmen wird für Bauwerke und Objekte eine Verschiebungsgeschwindigkeit > 20 mm/a empfohlen. In Bereichen ohne Bauwerke und Objekte sollten bautechnische Sicherungsmaßnahmen für Verschiebungsgeschwindigkeiten > 20 mm/Woche über einen Zeitraum von sechs Wochen mit anhaltender Beschleunigungstendenz durchgeführt werden.

7.2.2.2 Geodätische Messungen an der Geländeoberfläche

Die automatisierte und kontinuierliche Erfassung der relativen Abstände von Messpunkten und deren Veränderung sollte mit elektrooptischen Entfernungsmessgeräten bzw. motorisierten Theodoliten als wirtschaftlich kostengünstigste Alternative realisiert werden.

Die Messdaten sind kontinuierlich bzw. quasi-kontinuierlich mit einer Genauigkeit von mindestens ± 10 mm zu erfassen und als Messwert-Zeit-Diagramm darzustellen. Für Überschreitung der festgelegten Handlungsrichtwerte sind die entsprechenden Maßnahmen einzuleiten. Die

absolute Position geotechnischer Messstellen und geodätischer Messpunkte ist z.B. durch Satellitengeodäsie (GPS) in Zweijahresabständen (April) zu überprüfen.

Die Messpunkte müssen reproduzierbar fixiert werden und dürfen nicht durch äußere Einflüsse (Frost, Erosion, Schrumpfdeformationen etc.) beeinflussbar sein (Gründungstiefe $> 0,8$ m). Bereits installierte und intakte Messpunkte sind in dieses neu konzeptionierte Messprogramm integriert worden (Abb. 49, Anh. 12.7).

7.2.2.3 Geotechnische Messungen im Untergrund

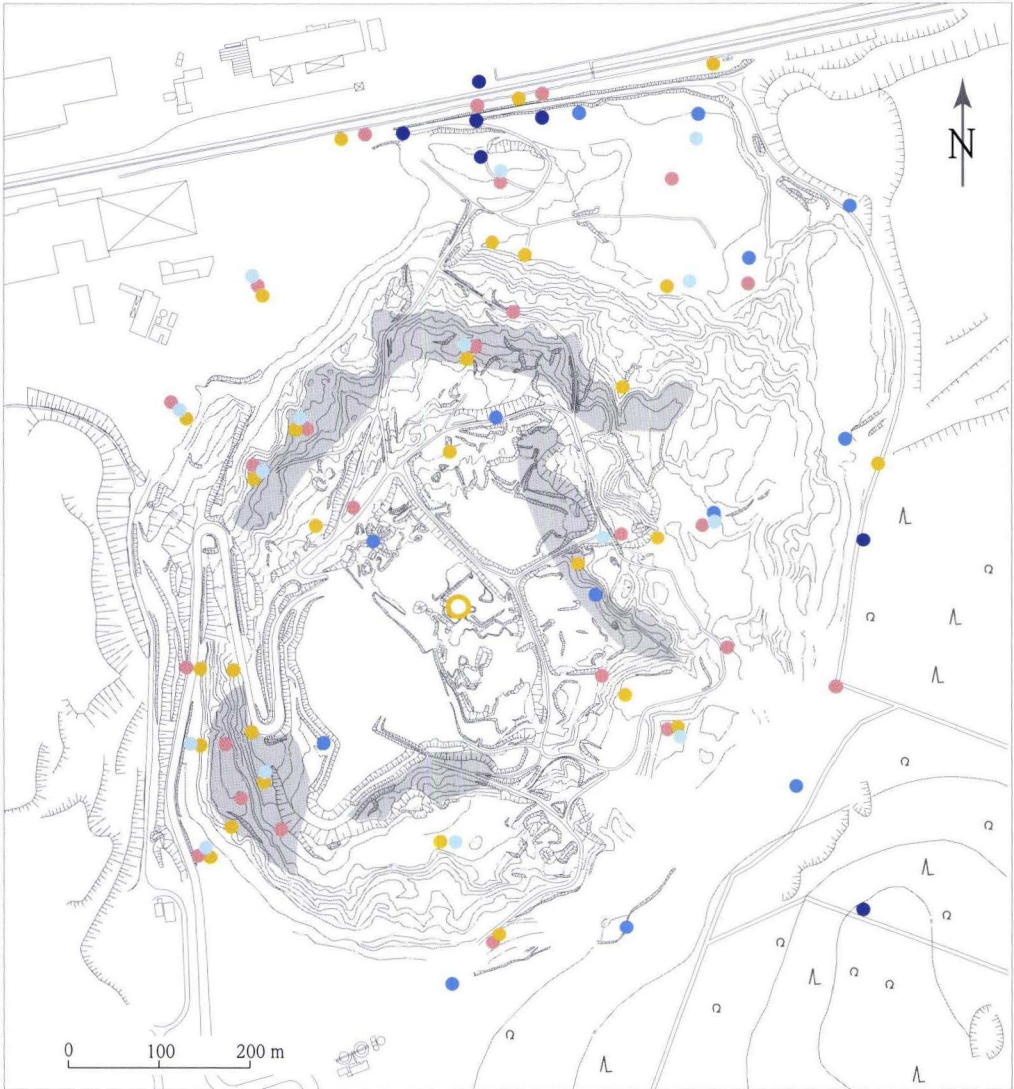
Für die Überwachung tiefer Bewegungen im Untergrund sollten weiterhin Bohrlochinklinometer eingesetzt werden. Zum einen ist die erforderliche Messausrüstung vorhanden, so dass weitere Investitionen nicht erforderlich sind, zum anderen weisen Bohrlochinklinometer für die zu erwartenden Verformungen die höchste Lebensdauer auf. Aus diesem Grund wird für neue Messstellen zudem der Einsatz von Führungsrohren mit möglichst großem Durchmesser empfohlen.

Die Messdaten sind halbjährlich zu erfassen (September/April) und als Absolutabweichung des Bohrlochverlaufes in Bezug auf die Nullmessung (Verformungsprofil) darzustellen. Die zu erreichende Messgenauigkeit von Inklinometern wird im normalen Betrieb für Sondenlängen von 1 m mit ca. 0,2 mm pro Messschritt angegeben.

Aufgrund der hohen Kosten und der begrenzten Lebensdauer werden neue Messstellen ausschließlich zur Sicherung besonders schutzwürdiger Objekte und zur Überwachung bislang un-

zureichend erfasster Böschungsbereiche geplant. Bereits installierte und intakte Messstellen sind

in dieses neu konzeptionierte Messprogramm integriert worden (Abb. 49, Anh. 12.7).



- geodätische Messpunkte
 - Beobachtungspunkt der Abstandsmessungen
 - Inklinometermessstellen
 - Tiefpegel
 - Flachpegel
 - Piezometer
 - Nutzfläche für Gegengewichtsschüttungen
- Tiefpegel B 1, 2, 5 und 6 liegen außerhalb des Kartenausschnittes

Abb. 49. Modifizierte Anordnung von Messstellen für die neu konzipierte geotechnische Langzeitüberwachung der Grubenböschungen.

7.2.2.4 Hydrologische und hydrogeologische Messungen

Der direkte Zusammenhang des Hang- bzw. Böschungsgleichgewichtes mit hydrologischen und hydrogeologischen Einflussgrößen erfordert die Erfassung des Niederschlages sowie des Grundwasserstandes bzw. Wasserdruckes der unterschiedlichen Grundwasserstockwerke und -leiter innerhalb der Böschungen und der näheren Umgebung.

Der Niederschlag sollte als Tagessumme erfasst und als Messwert-Zeit-Diagramm für 72h- und Monatsintervalle dargestellt werden.

Die Grundwasserverhältnisse außerhalb des Grubenbereiches können mit den bereits installierten Grundwassermessstellen (Abb. 49, Anh. 12.7) überwacht werden. Messungen sollten vierteljährlich im März, Juni, September und Dezember durchgeführt werden und sind als Messwert-Zeit-Diagramm darzustellen. Die Wasserfüh-

rung der Entwässerungssysteme (Drainbohrungen, Bahngräben und Hildegardstollen) ist ebenfalls vierteljährlich zu dokumentieren.

Der Wasserdruck innerhalb der Gleitzonen sollte durch neu zu installierende Porenwasserdruckmesssysteme (Abb. 49, Anh. 12.7) überwacht werden. Gegenüber dem Grundwasser abgekapselte Piezometer sind im Vergleich mit pneumatisch bzw. hydraulisch betriebenen Systemen zu bevorzugen. Der Porenwasserdruck ist unterhalb, innerhalb und oberhalb der Gleitzone durch in der jeweiligen Tiefe eingebaute und gegeneinander abgedichtete Messsysteme zu erfassen. Die Messwerte können von einem Datensammler gespeichert, abgefragt und als fortlaufendes Messwert-Zeit-Diagramm dargestellt werden.

7.2.2.5 Dokumentation von Bewegungsmerkmalen im Gelände

Die Dokumentation von Bewegungsmerkmalen im Gelände sollte durch halbjährliche Begehungen im März und September realisiert werden. Die Karte der ingenieurgeologischen Verhältnisse ist mit den folgenden Merkmalen kontinuierlich zu ergänzen:

- Morphologische Merkmale wie Abrisskanten und -spalten, Zugrisse im Hinterland, Randspalten, pressungsbedingte Schichtverbiegungen

und unruhige Morphologie,

- hydrogeologische Merkmale wie Wasseraustritte, Feuchtstellen, Quellen und Schluckstellen,
- biologische Merkmale wie unregelmäßiger Bewuchs, Schiefstellung und Krümmung von Bäumen, abgerutschte Vegetationsdecken, gespannte oder abgerissene Wurzeln und auffallend üppige oder karge Vegetation.

7.2.2.6 Sofortmaßnahmen für die Überschreitung der Handlungsrichtwerte

Unverzichtbarer Bestandteil des vorgeschlagenen, modifizierten Konzeptes einer messtechnischen Langzeitüberwachung der Grubenböschungen sind die vorgeschlagenen Handlungsrichtwerte, deren Überschreitung sofortige bautechnische Sicherungsmaßnahmen erfordert.

Häufig reicht bereits eine Erhöhung des Standsicherheitsbeiwertes auf $\eta = 1,1-1,15$ aus, um Böschungsbewegungen zum Stillstand zu bringen

bzw. zu bremsen (SOMMER 1978, BRANDL 1987). Ein solcher, relativ niedriger Sicherheitsbeiwert ist vertretbar, wenn geringe Nachbewegungen hingenommen werden können, das verbleibende Risiko durch Kontrollmessungen reduziert wird und eine spätere Verstärkung der Sicherungsmaßnahmen möglich ist (JAHNEL & KÖSTER 1993). Dieser Argumentation folgend, wird zur Bemessung der Sofortsicherungen ein Standsicherheitsbei-

wert von $\eta = 1,1$ für Lastfall 2 zugrunde gelegt. Die messtechnische Überwachung der Rutschungen muss jedoch fortlaufend gewährleistet sein.

Bautechnische Soforticherungen müssen für eine mögliche Überschreitung der Handlungsrichtwerte unmittelbar zur Verfügung stehen. Für diese gezielt einzusetzenden Sicherungsmaßnahmen sind in Messel Gegengewichtsschüttungen am Böschungsfuß logistisch und wirtschaftlich günstig durchzuführen. Maßgebendes Kriterium für die Anwendung der Gegengewichtsschüttungen als Sofortmaßnahme ist die schnelle Verfügbarkeit eines Materials mit möglichst hoher Wichte. Dieser Anforderung entspricht der ursprünglich als Deponieplanum auf der Grubensohle eingebaute Schotter mit einer Wichte von $\gamma = 19 \text{ kN/m}^3$ und einem

verfügbaren Volumen von ca. $70\,000 \text{ m}^3$.

Gegengewichtsschüttungen stabilisieren die Rutschungen durch eine Erhöhung der haltenden Kräfte. Das erforderliche Gegengewicht wurde durch eine Gleichgewichtsbetrachtung von treibenden und haltenden Kräften für den zu erreichenden Sicherheitsfaktor ermittelt (vgl. Nix 2003). Unter diesen Voraussetzungen berechnet sich die Dimensionierung der Gegengewichtsschüttungen für die Schnitte a–f (vgl. Kap. 4.6.2) gemäß Tabelle 4. Der jeweilige Flächenverbrauch ist abhängig von der Kubatur und Sicherungslänge der Gegengewichtsschüttungen und somit in hohem Maße von der Wichte des verwendeten Materials. Die für Gegengewichtsschüttungen zu nutzenden Flächen sind in Abb. 49 markiert.

Tab. 4. Dimensionierung von Gegengewichtsschüttungen als Sofortmaßnahme.

Schnitt	Gegengewicht [kN/m]	Vorschüttvolumen [m ³]	Sicherungslänge [m]	Kubatur [m ³]
a	3900	205	300	61500
b	1537	81	370	29970
c	2129	112	250	28000
d	141	7	120	840
e	1041	55	120	6600
f	554	29	100	2900

8. Schlussbetrachtungen und Empfehlungen

Basierend auf einer geologischen Neuinterpretation der Messel-Geologie in Kombination mit den Ergebnissen einer komplexen messtechnischen Beobachtung der Grubenböschungen und der detaillierten Erfassung der charakteristischen bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der Sedimente der Messel-Formation konnten die Ursachen von Böschungsbewegungen in der Grube Messel geklärt werden.

Es wurde deutlich, dass die Entstehung der Rutschungen auf ein vielschichtiges und komplexes Zusammenwirken der permanent standfestigkeitsmindernden Faktoren aus Spannungsgeschichte bzw. Spannungszustand, charakteristischen Materialeigenschaften und Trennflächen-

system zurückzuführen ist. Das Böschungswasser wurde für die tiefgreifenden Rutschungen in den tertiären Sedimenten als bewegungsbeeinflussender Faktor identifiziert. Eine Beschleunigung der Rutschschollen ist mit Starkniederschlägen verbunden, die über Infiltration, Durchströmung und Grundwasserneubildung eine Störung der labilen Böschungsstabilität verursachen. Hierbei wirkt das Böschungswasser über eine Zunahme des Porenwasserdruckes in den Gleitzonen, verstärkten hydrostatischen Wasserdruck in Trennflächen, zunehmende Strömungskraft und einen erhöhten „äußeren“ Wasserdruck aus den umrandenden paläozoischen Festgesteinen.

Mit den Standsicherheitsuntersuchungen wur-

de aufgezeigt, dass für alle Bewegungsbereiche die nach DIN 1054 notwendige Sicherheit von $\eta = 1,3$ für Lastfall 2 (außergewöhnlicher Zustand) bzw. $\eta = 1,4$ für Lastfall 1 (Regelzustand) nicht erreicht wird. Zudem ist die geforderte Langzeitsicherheit der Grubenböschungen nicht gewährleistet. Mit langsamen Deformationen ist permanent und mit episodischen Beschleunigungen ist alle 3–5 Jahre bis zum Erreichen eines stabilen Gleichgewichtszustandes der Böschungen zu rechnen. Das von den instabilen Böschungen ausgehende Risiko ist mit der gegenwärtig durchgeführten messtechnischen Überwachung nicht tolerierbar und muss durch weitere bautechnische Sicherungsmaßnahmen und/oder eine weiterentwickelte und verbesserte kontinuierliche messtechnische Überwachung gesenkt werden.

Sowohl die vorgestellten umfassenden bautechnischen Sicherungsmaßnahmen als auch das vorgestellte modifizierte messtechnische Überwachungsprogramm sind geeignet, das Schadensausmaß bzw. die Eintretenswahrscheinlichkeit von Schäden zu reduzieren. Eine Abwägung des von

den Böschungen ausgehenden Risikopotenzials in Verbindung mit einer Kosten-/Nutzen-Betrachtung lässt jedoch die Reduzierung des Risikos durch modifizierte Überwachungs- und Kontrollmessungen günstiger und praktikabler als großräumige bautechnische Sicherungen erscheinen.

Vorgeschlagen wird daher für die langfristige Sicherung der Böschungen der Grube Messel eine dauerhafte messtechnische Überwachung im Sinne der DIN 1054-100 auf der Basis des vorgestellten Messprogrammes. Parallel zu einer dauerhaften Überwachung sollten die dargestellten lokalen bautechnischen Sicherungsmaßnahmen, wie z.B. die Reduzierung versickernden Oberflächenwassers, die Sicherung der steilen Abbauränder an West- und Ostrand etc. durchgeführt werden. Diese Kombination von dauerhafter messtechnischer Überwachung und lokaler bautechnischer Sicherung erlaubt es mit überschaubaren Kosten die Sicherheit in gefährdeten Teilbereichen deutlich zu erhöhen und einen sicheren Betrieb der Grube Messel zu gewährleisten.

9. Danksagung

Diese Arbeit entstand an der Technischen Universität Darmstadt, Fachbereich Material- und Geowissenschaften, Fachgebiet Ingenieurgeologie, unter Betreuung von Herrn Prof. Dr.-Ing. H. Molek. Sie wurde von Juli 1997 bis September 1999 durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung, nunmehr Landesamt für Umwelt und Geologie, im Rahmen eines Werkvertrages gefördert.

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr.-Ing. H. Molek, der mit seinen Anmerkungen und Ratschlägen zur Entstehung und zum Gelingen dieser Arbeit maßgeblich beigetragen hat.

Herrn Prof. Dr. G. Ebhardt danke ich für die fachliche Unterstützung und die Bereitschaft zur Übernahme des Korreferats. Außerdem bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. A. Hoppe für die Ini-

tiation des Projektes und die wohlwollende Unterstützung.

Ganz besonderer Dank gilt Frau Dr. G. Aderhold vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie und Herrn Dr. F.-J. Harms vom Forschungsinstitut Senckenberg für ihre fachliche sowie organisatorische Unterstützung und Hilfe.

Ein Verständnis für die Arbeit mit dem Rasterelektronenmikroskop gewann ich Dank der Hinweise von Herrn Dr. A. Balogh. Der Firma Philips Electron Optics, insbesondere Frau Ellen Baken, danke ich für die Unterstützung bei der Arbeit mit dem ESEM. Frau Dr. Susanne Feist-Burkhardt danke ich für die Anregung und vor allem die Durchführung der Untersuchungen mit dem CLSM.

Weiterer Dank gebührt Herrn Dr. H. Bunes

und den Mitarbeitern des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben für die unkomplizierte Bereitstellung zahlreicher wertvoller Informationen zu den geophysikalischen Untersuchungen.

Weiterhin möchte ich mich bei all jenen bedanken, die mich in meiner Arbeit und der Durchführung der zahlreichen Laborversuche unterstützt haben. Hier sind sowohl die technischen Mitarbeiter des Instituts für Angewandte

Geowissenschaften als auch des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie zu nennen.

Mein Dank gilt ferner den Kollegen und Freunden, die sich freundlicherweise bereit erklärten, das eine oder andere Kapitel durchzuarbeiten.

Vielen Dank auch allen ungenannten Helfern.

Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Frau Stefanie und meinen Kindern, die so manche Stunde auf mich verzichten mussten und denen ich diese Arbeit widme.

10. Schriftenverzeichnis

- ADERHOLD, G. & NIX, T. (1999): Geotechnisches Monitoring-Programm des Weltnaturerbes Grube Messel. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **7**: 18; Hannover.
- AESCHLIMANN, H. (1996): Überwachung instabiler Hänge im Spannungsfeld von Risiko und vertretbaren wirtschaftlichen Kosten. – In: ODSSON, B. (Ed.): Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse: 417–435; Basel.
- ARBEITSKREIS BÖSCHUNGEN (1997): Empfehlungen zum Erkennen und Erfassen von Rutschungen. – Geotechnik, **20**: 248–259; Essen.
- ARNOLD, M. (1984): The Genesis, Mineralogy and Identification of Expansive Soils. – In: Proc. 5th Int. Conf. on Expansive Soils: 32–36; Adelaide.
- AU, S. W. C. (1998): Rain-induced slope instability in Hong Kong. – Engineering Geology, **51**: 1–36; Amsterdam.
- AYLMORE, L. A. G. & QUIRK, J. P. (1960): Domain or turbostratic structure of clays. – Nature, **187**: 1046–1048; London.
- BACKHAUS, E. (1987): Der Schollenbau des Odenwälder Deckgebirges. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 157–171; Hannover.
- BACKHAUS, E. & RAHNAMA-RAD, J. (1985): Zustandsbeschreibung und Verwitterbarkeit des eozänen Messeler Ölschiefers. – In: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein: 98–109; Berlin.
- BACKHAUS, E. & RAHNAMA-RAD, J. (1989): Geologie und Ingenieurgeologie der Grube Messel. – In: Ber. 7. Nat. Tag. Ing. Geol.: 297–307; Bensheim.
- BACKHAUS, E. & RAHNAMA-RAD, J. (1991): Die Rutschgefährdung der Messel-Formation (Fundstätte Messel; Mittel-Eozän). Einflüsse der Tektonik, der Hydrogeologie und der Materialeigenschaften der Gesteine. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **139**: 1–69; Frankfurt a. M.
- BARDEN, L. (1973): Macro- and Microstructure of soil. – In: Proceedings of the International Symp. on Soil Structure, Swed. Geotechn. Soc.: 21–26; Stockholm.
- BARTELS, H., MALITZ, G., ASMUS, S., ALBRECHT, F. M., DIETZER, B., GÜNTHER, T. & ERTEL, H. (1997): KOSTRA-Atlas: Starkniederschlagshöhen für Deutschland: 29 S.; Offenbach.
- BISHOP, A.W. (1955): The use of the slip circle in the stability analysis of earth slopes. – Geotechnique, **5**: 7–17; London.
- BLASCHKE, R. (2000): Rasterelektronenmikroskopie (REM). – In: PAVICEVIC, M. & AMTHAUER, G. (Hrsg.): Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften. – Bd. 1: 52–61; Stuttgart.
- BÖHLER, U. (1993): Der Wasseraufnahmeversuch nach Enslin/Neff zur Qualitätskontrolle im Deponiebau. – Müll und Abfall, **25** (11): 813–820; Berlin.
- BOROWICKA, H. (1963): Der Wiener Routinescherversuch. – Mitt. des. Instituts f. Grundbau u. Bodenmechanik der TH Wien, **5**: 7–13; Wien.
- BRANDL, H. (1987): Konstruktive Hangsicherungen. – In: Grundbau-Taschenbuch, Teil 3, 3. Aufl.: 317–426; Berlin.
- BRUNSDEN, D. (1984): Mudslides. – In: BRUNSDEN, D. & PRIOR D.B. (Eds.): Slope Instability: 363–418; Chichester.
- BRUNSDEN, D. (1985): Landslides types, mechanisms, recognition, identification. – In: Proc. Symposium „Landslides in the South Wales Coalfield“: 19–28; Wales.
- BUNESS, H. & HARMS, F.-J. (2000): Is the former „Grube

- Messel" oil shale pit a maar? – First results from a seismic reflection survey. – *Terra Nostra*, **2000/6**: 86–90; Berlin.
- BUNESS, H., HARMS, F.-J. & NIX, T. (2003): Seismische Erkundung eines eozänen Maars (Grube Messel). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, in Vorbereitung.
- CARTIER, G. & POUGET, P. (1987): Corrélation entre la pluviométrie et les déplacements de pentes instables. – In: Proc. 9th Europ. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering: 17–20; Dublin.
- CHAPMAN, D. L. (1913): A Contribution to the Theory of Electrocapillarity. – *Philosophical Magazine*, **25** (6): 475–481; London.
- CHELIUS, C. (1886): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen im Masstabe 1:25 000, I. Lieferung, Blatt Messel (1. Auflage) [heutiges Blatt GK 25: 6018 Langen (Hessen)]: 67 S.; Darmstadt.
- COOK, A.C., HUTTON, A.C. & SHERWOOD, N.R. (1981): Classification of oil shales. – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **5**: 353–381; Pau.
- CRUDEN, D. & FELL, R. (Eds.) (1997): *Landslide Risk Assessment*: 371 S.; Rotterdam.
- DANILATOS, G. (1988): Foundations of environmental scanning electron microscopy. – *Advances in Electronics and Electron Physics*, **71**: 109–250; Boston.
- DEMBERG, W. (1991): Über die Ermittlung des Wasseraufnahmevermögens feinkörniger Böden mit dem Gerät nach Enslin/Neff. – *Geotechnik*, **14**: 131–138; Essen.
- DERJAGUIN, B. & LANDAU, L. D. (1941): *Acta Physicochim. U.R.S.S.*, 14 (635), *J. Exp. Theorie Phys. (U.S.S.R.)*, **11** (802); Moskau.
- DIN 1054 (1976): Zulässige Belastung des Baugrundes.
- DIN 1054-100 (1996): Sicherheitsnachweise im Erd- und Grundbau, Teil 100; Berechnung nach dem Konzept mit Teilsicherheitsbeiwerten.
- DIN 1055 (1976): Lastannahmen für Bauten; Bodenkenngrößen, Wichte, Reibungswinkel, Kohäsion, Wandreibungswinkel (Teil 2).
- DIN 4084 (1981): Gelände- und Böschungsbruchberechnung (mit Beiblatt 1 und 2).
- DIN 18121 (1976): Wassergehalt; Bestimmung durch Ofentrocknung (Teil 1).
- DIN 18122 (1976): Zustandsgrenzen (Konsistenzgrenzen); Bestimmung der Fließ- und Ausrollgrenze (Teil 1).
- DIN 18122 (1987): Zustandsgrenzen (Konsistenzgrenzen); Bestimmung der Schrumpfgrenze (Teil 2).
- DIN 18123 (1983): Bestimmung der Korngrößenverteilung.
- DIN 18124 (1989): Bestimmung der Korndichte, Kapillarpyknometer - Weithalspyknometer.
- DIN 18125 (1986): Bestimmung der Dichte des Bodens; Laborversuche (Teil 1).
- DIN 18125 (1986): Bestimmung der Dichte des Bodens; Feldversuche (Teil 2).
- DIN 18128 (1990): Bestimmung des Glühverlustes.
- DIN 18129 (1990): Bestimmung des Kalkgehaltes.
- DIN 18132 (1995): Bestimmung des Wasseraufnahmevermögens.
- DIN 18137 (1990): Bestimmung der Scherfestigkeit; Begriffe und grundsätzliche Versuchsbedingungen (Teil 1).
- DIN 18137 (1990): Bestimmung der Scherfestigkeit; Dreiaxialversuch (Teil 2).
- DIN 18137 (1990): Bestimmung der Scherfestigkeit; direkter Scherversuch (Teil 3, Entwurf).
- DIN 18196 (1988): Erd- und Grundbau; Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke.
- DIN V 4084-100 (1996): Böschungs- und Geländebruchberechnung, Teil 1; Berechnung nach dem Konzept mit Teilsicherheitsbeiwerten.
- DIN V ENV 1997-1, Eurocode 7 (1994): Entwurf, Berechnung und Bemessung in der Geotechnik, Teil 1; Allgemeine Regeln.
- DURAND, B. (Ed.) (1980): *Kerogen*: 519 S.; Paris.
- DVWK (1985): *Niederschlag – Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer*. – Regeln zur Wasserwirtschaft, **124**: 33 S.; Hamburg.
- FECKER, E. & MÜHLHAUS, H.B. (1979): Beitrag zum Quell- und Schwellverhalten horizontal gelagerter Sedimentgesteine. – In: *Ber. 2. Nat. Tag. Ing.-Geol. Fellbach*: 127–134; Essen.
- FEIST-BURKHARDT, S. & PROSS, J. (1999). Morphological analysis and description of Middle Jurassic dinoflagellate cyst marker species using confocal laser scanning microscopy, digital optical microscopy and conventional light microscopy. – *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, [1998], **22**(1): 103–145; Pau.
- FELDER, M., GAUPP, R. & WUTTKE, M. (2000): Siderite precipitation in Paleogene maar lakes of Central Europe. – *Terra Nostra*, **2000/6**: 112–117; Berlin.
- FELDER, M., HARMS, F.-J., LIEBIG, V. (2001) mit Beiträgen von HOTTENROTT, M., ROLF, C. & WONIK, T.: Lithologische Beschreibung der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offen-thal sowie zweier Lagerstättenbohrungen bei Eppertshausen (Sprendlinger Horst, Eozän, Messel-Formation, Süd-Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **128**: 29–82; Wiesbaden.
- FELL, R. (1994): *Landslide risk assessment and accep-*

- table risk. – Canadian Geotechnical Journal, **31**: 261–272; Toronto.
- FELL, R., MOSTYN MAGUIRE, P. & KEEFE, L. (1988): Assessment of the probability of rain induced landsliding. – In: 5th Australia-New Zealand Conference on Geomechanics: 72–77; Sydney.
- FELLENIUS, W. (1927): Erdstatische Berechnungen mit Reibung und Kohäsion: 48 S.; Berlin.
- FRANZEN, J. L. (1988): Europa im Eozän - Messel in Zeit und Raum. – In: SCHAAL, S., ZIEGLER, W. (Eds.): Messel - Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens: 11–15; Frankfurt a. M.
- FRANZEN, J. L., WEBER, J. & WUTTKE, M. (1982): Senkenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt – 3. Ergebnisse 1979–1981. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **54**: 1–118; Frankfurt a. M.
- FRANZEN, J. L. & HAUBOLD, H. (1986): The Middle Eocene of European Mammalian Stratigraphy. Definition of the Geiseltalian. – Modern Geol., **10**: 159–170; New York.
- FRÖHLICH, B. (1986): Anisotropes Quellverhalten diagenetisch verfestigter Tonsteine. – Veröffentl. des Inst. für Boden- u. Felsmechanik der Univ. Karlsruhe, **99**: 130 S.; Karlsruhe.
- GAUPP, R. & NICKEL, B. (2001): Die Pechelbronn-Schichten im Raum Eich-Stockstadt (Nördlicher Oberrheingraben). – Geol. Jb. Hessen, **128**: 19–27; Wiesbaden.
- GOLDSCHNEIDER, M. (1979): Standsicherheitsnachweis mit zusammengesetzten Starrkörper-Bruchmechanismen. – Geotechnik, **2**(3): 130–139; Essen.
- GOLDSCHNEIDER, M. & GUDEHUS, G. (1974): Verbesserte Standsicherheitsnachweise. – In: Vortr. Baugrundtagung dt. Ges. Erd-Grundbau: 99–127; Frankfurt/M.-Höchst.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184; Wiesbaden.
- GOTH, K. (1990): Der Messeler Ölschiefer – ein Algenlaminit. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **131**: 143 S.; Frankfurt/Main.
- GOUY, G. (1910): Sur la Constitution de la charge Electrique à la Surface d'un Electrolyte. – Annuaire Physique, **4**(9): 457–468; Paris.
- GREINER, G. (1978): Spannungen in der Erdkruste – Bestimmung und Interpretation am Beispiel von in-situ-Messungen im süddeutschen Raum. – Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe (TH): 192 S.; Karlsruhe.
- GRÜNDER, J. (1980): Über Volumenänderungsvorgänge in überkonsolidierten, diagenetisch verfestigten Tonen und ihre Bedeutung für die Baupraxis. – Geotechnik, **3**: 60–66; Essen.
- GRÜNDER, J. & POLL, K. (1977): Die Bedeutung von Mikro- und Makrostruktur für das geomechanische Verhalten stark überkonsolidierter Tone. – In: Ber. 1. Nat. Tag. Ing. Geol. Paderborn: 201–215; Essen.
- GRÜNDER, J. & PRÜHS, H. (1985): Ein Beitrag zur Problematik der Langzeitstandsicherheit von tiefen Einschnittböschungen in überkonsolidiertem Ton. – In: Ber. 5. Nat. Tag. Ing. Geol.: 279–286; Essen.
- GUDEHUS, G. (1970): Ein statisch und kinematisch korrekter Standsicherheitsnachweis für Böschungen. – In: Vortr. Baugrundtagung 1970: 296–307; Essen.
- GÜBMANN, P. (1992): Die Methode der kinematischen Elemente und adaptive Optimierung. – Bauingenieur, **67**: 409–417; Düsseldorf.
- GÜBMANN, P. (1999): Explizite Traglastformel sowie effiziente Standsicherheitsberechnung von Böschungen. – Geotechnik, **22**(1): 14–22; Essen.
- HÄFNER, F. (1983): Messtechnische Überwachung von Böschungen in Bezug auf gefährdete Bebauung und Verkehrswege. – In: Proc. Symp. Messtechnik im Erd- und Grundbau: 257–264; Essen.
- HÄFNER, F., KRIECHBAUM, J. (1997): Sicherung der Rutschung Ruthweiler durch Absenkung des Grundwasserspiegels. – Geotechnik, **20**: 260–265; Essen.
- HAGEDORN-GÖTZ, I. (1985): Organisch-geochemische und organisch petrographische Untersuchungen an Bohrproben des Messeler Ölschiefers. – Unveröff. Diplomarbeit der Universität Aachen; Aachen.
- HANEBERG, W. C. (1991): Pore pressure diffusion and the hydrologic response of nearly saturated, thin landslide deposits to rainfall. – Journal of Geology, **99**(6): 886–992; Chicago.
- HARMS, F.-J. (2001): Eozänzeitliche Ölschiefer-Vorkommen auf dem Sprendlinger Horst (Süd-Hessen): ein Modell zu ihrer Entstehung. – Natur u. Museum, **131**(3): 86–94; Frankfurt a. M.
- HARMS, F.-J. (1999) mit Beitr. von WALLNER, H. & JACOBY, W.: Verbreitung der Messel-Formation: Karte zur Verbreitung der Messel-Formation und der Tiefenlage der Basis des Deckgebirges (Miozän, Pliozän und Quartär) am Ostrand des Sprendlinger Horstes. – 1 Kt. [mit Erl. auf Kt.-Rücks.]; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HARMS, F.-J., ADERHOLD, G., HOFFMANN, I., NIX, T. & ROSENBERG, F. (1999): Erläuterungen zur Grube Messel bei Darmstadt (Südhessen). – In: A. HOPPE & F.F. STEININGER (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **8**: 181–222, Hannover.

- HARMS, F.-J., NIX, T. & FELDER, M. (2003): Neue Darstellungen zur Geologie des Ölschiefer-Vorkommens Grube Messel. – *Natur u. Museum*, **133**(5): 140–148; Frankfurt a. M.
- HARTGE, K.H. & HORN, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik. – 3. überarbeitete Auflage: 304 S.; Stuttgart.
- HASENPATT, R. (1988): Bodenmechanische Veränderungen reiner Tone durch Adsorption chemischer Verbindungen. – *Mitt. Inst. f. Grundbau u. Bodenmechanik d. ETH Zürich*, **134**: 146 S.; Zürich.
- HASENPATT, R., MÜLLER-VONMOOS, M., HEITFELD, K.-H., ECHLE, W. (1987): Einlagerung chemischer Verbindungen in quellfähige Tone. – In: *Ber. der 6. Nat. Tag. Ing.-Geol.*: 63–70; Aachen.
- HAUDE, W. (1958): Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung der potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – *Meteorologische Rundschau*, **11**: 96–99; Berlin.
- HAYES, J.M., TAKIGIKU, R., OCAMPO, R., CALLOT, H.J. & ALBRECHT, P. (1987): Isotopic compositions and probable origins of organic molecules in the Eocene Messel shale. – *Nature*, **329**: 48–51; London.
- HENKE, K. F., KAISER, W. & NAGEL, D. (1975): Geomechanische Untersuchungen im Gipskeuper. – *Straßenbau und Straßenverkehrstechnik*, **184**: 149–169; Bonn.
- HERRMANN, C. (1999): Quell- und Schrumpferformung des Mainflinger Tones im Hinblick auf die Eignung als Deponiebarriere. – Unveröff. Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der TU Darmstadt: 126 S.; Darmstadt.
- HOLLOWAY, C.F. & COWAN, J.P. (1997): Development of a scanning confocal laser microscopic technique to examine the structure and composition of marine snow. – *Limnology and Oceanography*, **42**: 1340–1352; Waco (Texas).
- HUDER, J. & AMBERG, G. (1970): Quellung in Mergel, Opalinuston und Anhydrit. – *Schweizer Bauzeitung*, **88**(43): 975–980; Zürich.
- HUMMEL, K. (1924): Vulkanisch bedingte Braunkohlenbildung. – *Braunk.*, **1924**(17) [Messel: S. 296–297, Fußnote]: 293–298; Halle a. d. S.
- HUMMEL, K. (1927): Hessische Ölschieferlagerstätten. – *Petroleum*, **26**: 1125–1131; Wien.
- HUTCHINSON, J.N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. – In: *Bonnard, C. (Ed.): Landslides/ Glissements de terrain – Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, General report, Vol. 1*: 3–35; Amsterdam.
- HUTTON, A. C. (1987): Petrographic classification of oil shales. – *Int. Journal of Coal Geology*, **8**: 203–231; Amsterdam.
- IMMEL, W. (1960): Eintauchen von Na-Ionen in Ca- und Ba-Bentonite, Deutung der viskosen Eigenschaften von Bentonitsuspensionen, Montmorillonit im Messeler Ölschiefer. – Unveröff. Diss. Fakul. Chemie der TH Darmstadt: 1–102; Darmstadt.
- IRION, G. (1977): Der eozäne See von Messel. – *Natur u. Museum*, **107**(7): 213–218; Frankfurt/M.
- JACOBY, W. (1997): Tektonik und eozäner Vulkanismus des Spredlinger Horstes, NE-Flanke des Oberrheingrabens. – *Schriftenreihe dt. geol. Ges.*, **2**: 66–67; Hannover.
- JACOBY, W., WALLNER, H. & SMILDE, P. (2000): Eocene tectonics and volcanism around Messel: Reactivated fault zones, pullapart and maar formation. – *Terra Nostra*, **2000/6**: 195–204; Berlin.
- JAHNEL, C. & KÖSTER, M. (1993): Rutschhang an der B421 bei Gehlweiler. – *Felsbau*, **11**: 128–133; Essen.
- JANBU, N. (1955): Application of Composite Slip Circles for Stability Analysis. – In: *Proc. Europ. Conf. on Stability of Earth Slopes Stockholm, Vol. 3*: 43–49; Stockholm.
- JANKOWSKI, B. & LITKE, R. (1986): Das organische Material der Ölschiefer von Messel. – *Geowissenschaften in unserer Zeit*, **4**(3): 73–80; Weinheim.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993): Tonminerale und Tone: 490 S.; Darmstadt.
- JAYAVEDA, M. S. & SRIDHADAN, A. (1982): A Study on Potential Distance Relationship of Clays. – *Indian Geotech. J.*, **12**: 83–97; New Delhi.
- KASSIF, G. & BEN SHALOM, A. (1971): Experimental Relationship between Swell Pressure and Suction. – *Geotechnique*, **21**(3): 245–255; London.
- KEEFER, D. K. et al. (1987): Real-time landslide warning during heavy rainfall. – *Science*, **238**: 921–925; Washington.
- KÉZDI, A. (1973): Bodenmechanisches Versuchswesen. – In: *Handbuch der Bodenmechanik*, **III**: 274 S.; Berlin.
- KLEMM, G. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen im Maßstabe 1:25 000, Blatt Messel (2. Auflage) [heutiges Blatt GK 25: 6018 Langen (Hessen)]: 46 S.; Darmstadt.
- KLENGEL, K.-J. & PAŠEK, J. (1974): Zur Terminologie von Hangbewegungen. – *Z. f. angew. Geol.*, **20**: 128–132; Berlin.
- KLIESCH, K. (1990): Der Einfluss des Porenwassers auf das Quellverhalten tertiärer Tone. – Unveröff. Diss. TH Darmstadt: 228 S.; Darmstadt.

- KRABBE, W. (1958): Über die Schrumpfung bindiger Böden. – Mitteilungen der Versuchs-Anstalt für Grund- und Wasserbau der TH Hannover, **13**: 256–342; Hannover.
- KRAUTER, E. (1987): Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihrer Massenbewegungen. – In: SMOLTZYK, U. (Hrsg.): Grundbau-Taschenbuch, Teil 3, 3. Auflage: 1–46; Berlin.
- KUBANEK, F., NÖLTNER, T., WEBER, J. & ZIMMERLE, W. (1988): On the Lithogenesis of the Messel Oil Shale. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **107**: 13–28; Frankfurt a. M.
- KUNTSCHKE, K. (1996): Empfehlung zum Einsatz von Mess- und Überwachungssystemen für Hänge, Böschungen und Stützbauwerke. – Geotechnik, **19**: 82–98; Essen.
- LACKNER, K. (1991): Schwellen und Schrumpfen im organogenen Ton als Ursache von Gebäudeschäden. – Geotechnik, **14**: 118–124; Essen.
- LEHMANN, R. (1933): Die geologischen Verhältnisse des Ölschiefervorkommens von Messel. – In: FRANKKE, P. (Hrsg.): A. Riebeck'sche Montanwerke: Die Geschichte einer mitteldeutschen Bergwerksgesellschaft: 427–429; München.
- LIEBIG, V. (2000): Volcaniclastics in the Messel drillings of 1980 (Grube Messel, southern Hesse, Germany). – Terra Nostra, **2000/6**: 249–253; Berlin.
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der post-permischen Vulkanite des nordöstlichen Oberrheingrabens. – Der Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 205–212; Heidelberg.
- LORENZ, V. (1986): On the growth of maars and distremes and its relevance to the formation of tuff rings. – Bull. Volcanol., **48**: 265–274; Berlin.
- LORENZ, V. (2000): Formation of maar-diatreme volcanoes. – Terra Nostra, **2000/6**: 284–291; Berlin.
- MADSEN, H. (1989): Quelldruckmessungen an Tongesteinen und Berechnung des Quelldrucks nach der DLVO-Theorie. – Mitteilungen des Instituts für Grundbau und Bodenmechanik der ETH Zürich, **108**: 65 S.; Zürich.
- MADSEN, H. & MÜLLER-VONMOOS, M. (1988): Das Quellverhalten der Tone. – Mitteilungen des Instituts für Grundbau und Bodenmechanik d. ETH Zürich, **133**: 39–50; Zürich.
- MADSEN, H. & NÜSCH, R. (1990): Langzeitquellverhalten von Tongesteinen und tonigen Sulfatgesteinen. – Mitteilungen des Instituts für Grundbau und Bodenmechanik der ETH Zürich, **140**: 51 S.; Zürich.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S.; Wiesbaden.
- MATTHES, G. (1966): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **51**: 87 S.; Wiesbaden.
- MATTHES, G., HOFMANN, U. & BOEHM, H.P. (1964): Zur Verteilung der Tonminerale in den mitteleozänen Schichten der Grube Messel bei Darmstadt. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 202–211; Wiesbaden.
- MEYER-KRAUL, N. (1989): Geomechanische Eigenschaften von Röttonsteinen. – Unveröff. Diss. FB Bauingenieurw. der GH Kassel: 110 S.; Kassel.
- MICHAELIS, W., JENISCH, A., RICHNOW, H.H., KRUSE, U. & MYCKE, B. (1988): Organofazies des Ölschiefers von Messel. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **107**: 89–103; Frankfurt a. M.
- MILLER, S. (1988): A temporal model for landslide risk based on historical precipitation. – Mathematical Geology, **20**(5): 529–542; New York.
- MITCHEL, J.K. (1974): Recent advances in the Understanding of the Influences of Mineralogy and Pore Solution Chemistry on the Swelling and Stability of Clays. – In: Proc. 3rd Int. Conf. on Expansive Soils, **2**: 11–24; Jerusalem.
- MITCHEL, J.K. (1976): Fundamentals of Soil Behaviour. – Series in Soil Engineering: 422 S.; New York.
- MOON, C.F. (1972): The microstructure of clay sediments. – Earth Science Reviews, **8**: 303–321; Amsterdam.
- MÜLLER, W.E.G., ZAHN, R.K. & MAIDHOF, A. (1982): *Spongilla gutenbergiana* n. sp., ein Süßwasserschwamm aus dem Mittel-Eozän von Messel. – Senckenbergiana lethaea, **63**(5/6): 465–472; Frankfurt a. M.
- MÜLLER-SALZBURG, L. (1970): Geomechanische Auswirkungen von Abtragungsvorgängen. – Geol. Rdsch., **59**: 163–178; Stuttgart.
- MÜLLER-VONMOOS, LÖKEN, T. (1988): Das Scherverhalten der Tone. – Mitteilungen des Instituts für Grundbau und Bodenmechanik der ETH Zürich, **133**: 23–37; Zürich.
- MÜLLER-VONMOOS, M., BUCHER, F., KAHR, G., MADSEN, F. & MAYOR, P.-A. (1991): Wechsellagerungen und Quellverhalten von Kalium-Bentoniten. – Mitteilungen des Instituts für Grundbau und Bodenmechanik der ETH Zürich, **133**: 27 S.; Zürich.
- MULDER, H. & ASCH, T. (1988): Stochastic approach to landslide hazard determination in a forested area. – In: BONNARD, C. (Ed.): Landslides/Glissements de terrain - Proc. of the 5th international symposium on landslides, Vol. **2**: 1207–1210; Amsterdam.

- NEGENDANK, J.F.W. (1975): Permische und tertiäre Vulkanite im Bereich des nördlichen Odenwaldes. – Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 197–204; Heidelberg.
- NEMCOK, A., PAŠEK, J. & RYBÁR, J. (1972): Classification of Landslides and other Mass Movements. – Rock Mechanics, **4**: 71–78; Wien.
- NIX, T. (2002): Quell- und Schrumpferformungen als auslösende Faktoren für Rutschungen – ein Beispiel aus dem Weltnaturerbe Grube Messel bei Darmstadt. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **15**: 17–26; Hannover.
- NIX, T. (2003): Untersuchung der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel (Darmstadt) im Hinblick auf die Langzeitstabilität der Grubenböschungen. – Unveröff. Diss. des FB Geowiss. u. Geographie der Techn. Univ. Darmstadt: 122 S.; Darmstadt.
- NIX, T. & FEIST-BURKHARDT, S. (2002): Mikrogefügeuntersuchung organogener Sedimente: Neue Möglichkeiten mit CLSM (Confocal Laser Scanning Microscopy). – In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. E. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002 – Kurzfassungen. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **17**: 152–153; Hannover.
- NIX, T. & FEIST-BURKHARDT, S. (2003): New methods applied to the microstructure analysis of messel oil shale: confocal laser scanning microscopy (CLSM) and environmental electron microscopy (ESEM). – Geol. Mag. **140**(4): 469–478; Cambridge.
- NIX, T. & FELDER, M. (2002): Weltnaturerbe Grube Messel. – In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. E. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002 – Exkursionen und Kompakturse. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **18**: 45–57; Hannover.
- NIX, T. & MOLEK, H. (2000): Stability of slopes in the UNESCO world heritage Messel pit. – Proc. Int. Conf. on geotechnical and geological Engineering, Melbourne: 6 pp; Basel.
- NIX, T. & MOLEK, H. (2001): Analyse tiefgreifender Böschungsbewegungen im Weltnaturerbe Grube Messel. – In: Ber. 13. Nat. Tag. Ing. Geol.: 235–236; Essen.
- NIX, T. & MOLEK, H. (2002): Swelling and Shrinking of organic-rich clays: trigger factors for mass movements ?. – Proc. of the 9th Int. Congr. of Engineering Geology and Environment, Durban: 661–670; Pretoria.
- NORTON, T.A., THOMPSON, R.C., POPE, J., VELTKAMP, C.J., BANKS, B., HOWAR, C.V. & HAWKINS, S.J. (1998): Using confocal laser scanning microscopy, scanning electron microscopy and phase contrast light microscopy to examine marine biofilms. – Aquatic Microbial Ecology, **16**: 199–204; Oldendorf.
- O'BRIEN, N. (1970): The fabric of shale – An electron-microscope study. – Sedimentology, **15**: 229–246; Amsterdam.
- ODONNE, F., MÉNARD, I., MASSONNAT, G. & ROLANDO, J.-P. (1999): Abnormal reverse faulting above a depleting reservoir. – Geology, **27**(2): 111–114; Boulder.
- OUTHWAITE, J.G. & MORGAN, A.D. (1972): Methylene blue test for determination of active clay in agrenn moulding sand. – Foundry Tr. J., **133/2907**: 203–209, London.
- PAUL, A. (1986): Empfehlung Nr. 11 des Arbeitskreises 19 – Versuchstechnik Fels – der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau e.V.: Quellversuche an Gesteinsproben. – Bautechnik, **3**: 100–104; Berlin.
- PAWLEY, J.B. (1995): Handbook of biological confocal microscopy. – 2nd ed.: 632 S., New York.
- PIETSCH, M. & SCHNEIDER, A. (1982): Zur Frage der Bestimmung organischer Bestandteile in Böden. – Geotechnik, **5**(2): 67–73; Essen.
- PILE, K. C. & MCINNES, D. B. (1984): Laboratory Technology for Measuring Properties of Expansive Soils. – In: Proc. 5th Int. Conf. on Expansive Soils: 85–93; Adelaide.
- PIRRUNG, M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. – Mainzer naturwiss. Archiv, Beih., **20**: 117 S.; Mainz.
- PLACZEK, D. (1982): Untersuchungen über das Schwindverhalten bindiger Böden bei der Trocknung unter natürlichen Randbedingungen. – Mitteilungen aus dem Fachgebiet Grundbau und Bodenmechanik der GHS Essen, **3**: 204 S.; Essen.
- PLATE, E.J. (1993): Statistik und angewandte Wahrscheinlichkeitslehre für Bauingenieure: 685 S.; Berlin.
- PRINZ, H. (1997): Abriss der Ingenieurgeologie. – 3. neu bearb. Aufl.: 546 S.; Stuttgart.
- PUSCH, R. (1973): Influence of salinity and organic matter on the formation of clay microstructure. – In: Proceedings of the Intern. Symp. on Soil Structure, Swed. Geotechn. Soc.: 161–166; Stockholm.
- RAAB, M. (1996): Bilddokumentation zur Industriegeschichte der Grube Messel. – Schriftenreihe Grube Messel, **2**: 80 S.; Messel.
- RAAB, M. (1998): Industriegeschichte der Grube Messel. – Aufschluß, **49**: 87–132; Heidelberg.
- RAABE, E.-W. (1985): Mikrogefüge und bodenmechanische Eigenschaften überkonsolidierter Tone. – In: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Pro-

- bleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen: 358–374; Berlin, Heidelberg.
- RAHNAMA-RAD, J. (1989): Tektonik der Messeler Scholle, Verwitterbarkeit des Ölschiefers und hydrogeologische Einflüsse auf die Rutschgefährdung ihrer Gesteinsformationen. – Unveröff. Diss. des FB Geowiss. u. Geogr. der TH Darmstadt: 161 S.; Darmstadt.
- RAUCH, P. (1926): Das Ölschiefervorkommen der Grube Messel bei Darmstadt. – Glückauf, **62**(30): 953–961; Essen.
- RAUCH, P. (1927): Das Ölschiefervorkommen zur Grube Messel bei Darmstadt. – Berg-Techn., **20**: 55–57, 73–75, 94–97, 114–118; Halle a.d.S.
- REIMER, L. (1998): Scanning Electron Microscopy – Physics of Image Formation and Microanalysis. – 2nd ed.: 527 S.; Berlin, Heidelberg, New York.
- REUTER, F., KLENGEL, K.-J. & PAŠEK, J. (1992): Ingenieurgeologie: 603 S.; Leipzig.
- RIETSCHEL, S. (1988): Taphonomic Biasing in the Messel Fauna and Flora. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **107**: 169–182; Frankfurt a. M.
- RULLKÖTTER, J., LITKE, R., HAGEDORN-GÖTZ, I. & JANKOWSKI, B. (1988): Vorläufige Ergebnisse der organisch-geochemischen und organisch-petrographischen Untersuchungen an Kernproben des Messeler Ölschiefers. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **107**: 37–51; Frankfurt a. M.
- SCHAAL, S. & SCHNEIDER, U. (Hrsg.) (1995): Chronik der Grube Messel [enthält unveränderten Nachdruck der Messel-Chronik von G. BEEGER (1970)]: 276 S.; Gladenbach.
- SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. (Hrsg.) (1988): Messel – Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens: 315 S.; Frankfurt. – [englische Ausg.: SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. (Eds.) (1992): Messel – An insight into the history of life and of the earth: 322 S.; Oxford.]
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. – 14. Aufl. von P. SCHACHTSCHABEL, H.-P. BLUME, G. BRÜMMER, K.-H. HARTGE, & U. SCHWERTMANN: 495 S.; Stuttgart.
- SCHILLER, H.-J. (1980): Röntgenographische Texturuntersuchungen an feinkörnigen Sedimenten unterschiedlicher Kompaktion. – Bochumer geol. und geotechn. Arbeiten, **4**: 108 S.; Bochum.
- SCHULTZE, E. & MUHS, H. (1967): Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten. – 2. Auflage: 722 S.; Berlin.
- SCHMIDT, H.-H. (1996): Grundlagen der Geotechnik: 567 S.; Stuttgart.
- SHEPPARD, C.J.R. & SHOTTON, D.M. (1997): Confocal laser scanning microscopy. – Royal Microscopical Society Handbooks, **38**: 106 S.; London.
- SHIMING, H. (1984): Identification of Expansive Soils by Specific Surface Area Values. – In: Proc. 5th Int. Conf. on Expansive Soils: 1–4; Adelaide.
- SKEMPTON, A. W. (1953): The Colloidal Activity of Clays. – In: Proc. 3th International Conference Soil Mech. Found., **1**: 57–61; Zürich.
- SKEMPTON, A. W. (1961): Horizontal Stresses in Overconsolidated Eocene Clay. – In: Proc. 5th ISCM, **1**: 351–357; Paris.
- SKEMPTON, A. W. (1985): Residual Strength of Clays in Landslides, Folded Strata and the Laboratory. – Geotechnique, **35**(3): 3–18; London.
- SKEMPTON, A.W. & HUTCHINSON, J. (1969): Stability of natural slopes and embankment foundations. – In: Proc. 7th ICSMFE, Vol. **4**: 291–340; Mexiko.
- SLOANE, R. L. & KELL, T.R. (1966): The fabric of mechanically compacted kaolin. – Clays and Clay Minerals, **14**: 289–296; Oxford.
- SMART, P. (1967): Particle arrangements in kaolin. – In: Proceedings of the National Conference on Clays and Clay Minerals, **15**: 241–254; Oxford.
- SMART, P. & TOVEY, N.K. (1982): Electron microscopy of soils and sediments: techniques: 245 S.; Oxford.
- SOMMER, H. (1978): Zur Stabilisierung von Rutschungen mit steifen Elementen. – Bautechnik, **55**: 304–311; Berlin.
- SOOS, P. v. (1980): Eigenschaften von Boden und Fels; ihre Ermittlung im Labor. – In: Grundbautaschenbuch, 3. Auflage, **1**: 59–116; Berlin.
- STÄHLER, A. (2000): Quellvermögen der Messel-Formation bei unterschiedlichen Deckgebirgsauflasten. – Unveröff. Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der TU Darmstadt: 108 S.; Darmstadt.
- STERN, O. (1924): Zur Theorie der elektrolytischen Doppelschicht. – Zeitschr. Elektrochemie, **30**: 508–516; Weinheim.
- STEUER, A. (1907): Die Braunkohlenbildungen im Großherzogtum Hessen und benachbarten Gebieten. – In: KLEIN, G. (Hrsg.): Handb. f. d. deutschen Braunkohlenbergbau: 95–108; Halle a.d.S.
- STRAUB, E. W. (1962): Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 220–227; Wiesbaden.
- TAYLOR, G. H., TEICHMÜLLER, M., DAVIS, A., DIESEL, C. F. K., LITKE, R. & ROBERT, P. (1998): Organic Petrology: 704 S.; Berlin, Stuttgart.
- TAZAKI, K., KIMURA, S., YOSHIMA, T., AKAI, J. & FYFE, W.

- S. (1989): Clay organic complexes as a cementing agent in the Arahama sand dune. – *Clays and Clay Minerals*, **37**: 219–226; Clarkson.
- TERZAGHI, K. (1931): The Influence of Elasticity and Permeability on the Swelling of Two-Phase-Systems. – *Colloid Chem.*, **3**: 65–88; New York.
- Terzaghi, K. & Peck, R. B. (1967): *Soil mechanics in engineering practice*. – 2nd Edition: 729 S.; New York.
- THEWS, J.-D. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 (GÜK 300 Hessen), Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon. – *Geol. Abh. Hessen*, **96**: 237 S.; Wiesbaden.
- THURO, K. (1993): Der Pulver-Quellversuch – ein neuer Quellhebungsversuch. – *Geotechnik*, **16**: 101–106; Essen.
- THUT, A. (1996): Geomechanische Instrumentierung und automatische Überwachung von instabilen Hängen. – In: ONSSON, B. (Ed.): *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*: 105–119; Basel.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (1984): *Petroleum Formation and Occurrence*, **XXI**: 699 S.; Berlin.
- TOBIEN, H. (1968): Das biostratigraphische Alter der mitteleozänen Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 111–119; Wiesbaden.
- UNESCO WORKING PARTY FOR WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993): *Multilingual landslide glossary*. – The International Geotechnical Societies; Richmond (Canada).
- VAN OLPHEN, H. (1977): *An Introduction to clay colloid chemistry*. – 2. Aufl.: 318 S.; New York.
- VARNES, D.J. (1978): Slope movements: type and processes. – In: SCHUSTER, R. L. & KRIEZEK, R. J. (Eds.): *Landslides, Analysis and Control*, National Academy of Sciences – Spec. Rep., **176**: 11–33; Washington.
- VERWEY, E. J. & OVERBEEK, J. T. G. (1948): *Theory of the Stability of Lyophobic Colloids*: 54 S.; Amsterdam.
- WEBER, J. (1988): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der eozänen Messel-Formation*. – Unveröff. Diss. Univ. Frankfurt a. M.: 1–168; Frankfurt a. M.
- WEBER, J. (1991): *Untersuchungen zur Tonmineralführung der Messel-Formation in der Fundstätte Messel (Mittel-Eozän)*. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **139**: 71–81; Frankfurt a. M.
- WEBER, J. & HOFMANN, U. (1982): *Kernbohrungen in der eozänen Fossilienlagerstätte Grube Messel*. – *Geol. Abh. Hessen*, **83**: 58 S.; Wiesbaden.
- WIDGER, R. A. & FREDLUND, D. G. (1979): *Stability of clay embankments*. – *Canadian Geotechnical Journal*, **16**: 140–151; Toronto.
- WILDE, V. & SCHAARSCHMIDT, F. (1993): *Neue Möglichkeiten zur Untersuchung von Pollen in situ an Pflanzenresten aus dem „Ölschiefer“ von Messel*. – *Mitteilungen für Wissenschaft und Technik*, **10**(6): 209–214; Wetzlar.
- WITTICH, E. (1898): *Beiträge zur Kenntnis der Messeler-Braunkohle und ihrer Fauna. Erster Theil. Geologie der Messeler Braunkohle*. – *Abh. grossh. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt*, **3**(3): 79–102; Darmstadt.
- YONG, R.N., SADANA, M.L. & GOHL, W.B. (1984): *A particle interaction energy model for assessment of swelling of an expansive soil*. – In: *Proc. 5th Int. Conf. on Expansive Soils*: 13–21; Adelaide.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1969): *Landslides and their Control*: 202 S.; Prag.
- ZIENKIEWICZ, O. C. (1977): *The Finite Element Method*. – 3rd ed.: 787 S.; London.

Unveröffentlichte Berichte und Gutachten

- ETN (= Erdbaulaboratorium Dr. J. Tropp, Dipl.-Ing. H. K. Neff u. Partner) (1994): *Gutachten Geotechnik und Grabungssicherheit Grube Messel, 1. Bericht zu den geotechnischen Verhältnissen des Beobachtungskonzepts der Grabungssicherheit bei den paläontologischen Forschungen in der Grube Messel vom 08.03.1994, Band I–V und Ergänzungsband vom 31.05.1994*. – 146 S., Anl. [in 5 Bd.]; Hungen. – [unveröff. Ber. v. 8.3.1994, ETN-Az. 92/1909/2-Ne/eb, f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.]
- ETN (1994): 1. Meßbericht vom 07.10.1994. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- ETN (1995): 2. Meßbericht vom 15./29.09.1995. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- ETN (1996): 3. Meßbericht vom 17.01.1996. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- ETN (1996): 4. Meßbericht vom 07.10.1996. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.

- ETN (1997): 5. Meßbericht vom 06.03.1997. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (1997): 1. Geotech. Meßb., Az.: 345-32.7/97-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (1997): 2. Geotech. Meßb., Az.: 321-1810/97-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (1998): 3. Geotech. Meßb., Az.: 321-1810/98-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (1998): 4. Geotech. Meßb., Az.: 321-1810/98-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (1999): 5. Geotech. Meßb., Az.: 321-15.1/99-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (2000): 6. Geotech. Meßb., Az.: 89-06 00/00-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (2000): 7. Geotech. Meßb., Az.: 89-06 00/00-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (2001): 8. Geotech. Meßb., Az.: 89-06 10-3/01-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- HLUG (2001): 9. Geotech. Meßb., Az.: 89-06 10-3/01-Ad/Ge. – Unveröff. Ber. f. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt a. M.
- NATAU, O. et al., GUTACHTERKOMMISSION GRUBE MESSEL (1989): Abschlußbericht zum Grabungsgutachten „Grube Messel“.
- NIX, T. (2001): Räumliche Modellierung der geologischen und tektonischen Verhältnisse der Grube Messel. – 47 S., 8 Abb., 1 Tab., 16 Anl., 1 CD-ROM; Messel (Forsch.-Inst. Senckenberg, Abt. Messel-Forsch.). – [Unveröff. Ber. Einschl. „Messel-Bohrdatenbank“; Archiv-Nr. HLUG (Wiesbaden): 6018/179, Archiv-Nr. BGR (Hannover): 0120814]

11. Symbol- und Abkürzungsverzeichnis

Für Größen, die in verschiedenen Einheiten angegeben werden können, wird das Symbol [*] eingeführt. Der Index *i* kennzeichnet auf eine betrachtete Lamelle bzw. ein betrachtetes Bodenelement bezogene Größen. Um Doppelbelegungen von Symbolen zu vermeiden, wurden einzelne Symbole bzw. Indizes, abweichend von den jeweiligen Normenwerken, verändert. Nach wie vor auftretende Doppelbelegungen wurden bewusst beibehalten. Die Bedeutung des Symbols ergibt sich aus dem Kontext.

Bodeneigenschaften

δ	Dicke der Sternschicht [Å]
ϵ	Dehnung (= Quellung) [%]
ϵ_{\max}	maximale Dehnung (= Quellung) [%]
ϵ_q	Dehnung (= Quellung) am Versuchsende (Endwert) [%]
$\epsilon_{q,0}$	Endwert der Dehnung unter der Mindestspannung σ_0 [%]
γ_w	Wichte des Wassers [kN/m ³]
γ	Feuchtwichte [kN/m ³]
γ_f	Wichte bei Wassersättigung [kN/m ³]

φ	Reibungswinkel [°]
φ'	effektiver Reibungswinkel [°]
φ_R	Winkel der Restscherfestigkeit [°]
ρ_s	Korndichte [g/cm ³]
ρ	Feuchtdichte [g/cm ³]
ρ_d	Trockendichte [g/cm ³]
ρ_r	Dichte bei Wassersättigung [g/cm ³]
ρ'	Dichte unter Auftrieb [g/cm ³]
σ'	effektive Spannung [kN/m ²]
σ_h, σ_z	Spannung in Richtung <i>h</i> = horizontal bzw. <i>z</i> = vertikal [kN/m ²]
σ_0	versuchstechnisch vorgegebene Mindestspannung [kN/m ²]
σ_q	Quelldruckäquivalenzwert [kN/m ²]
τ	Schubspannung [kN/m ²]
τ_f	Maximalwert der Scherfestigkeit (Bruchscherfestigkeit) [kN/m ²]
τ_R	Scherfestigkeit n. großem Verschiebungsweg (Restscherfestigkeit) [kN/m ²]
λ	Wellenlänge des Röntgenlichts [m]
ν_e	Einfallwinkel zwischen Röntgenstrahl und Netzebene (Glanzwinkel) [°]
<i>c</i>	Kohäsion [kN/m ²]

c	effektive Kohäsion [kN/m ²]
c ₁ , c ₂	Ionenkonzentration der diffusen Schicht bzw. des Porenwassers [mol/l]
d _K	Korndurchmesser [mm]
d _t	Schichtabstand (Tonminerale) [Å]
e	Porenziffer
g	Erdbeschleunigung [m/s ²]
h _K	Steighöhe des Kapillarwassers in einer Pore [m]
k _f	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
l ₀	Anfangsprobenhöhe [mm]
Δ ₁	axiale Quellverformung [mm]
m	Masse [g]
m _d	Trockenmasse [g]
m _f	Feuchtmasse [g]
m _w	Massenanteil des Porenwassers [g]
n	Porenanteil
n _w	mit Wasser gefüllter Porenanteil
r _K	Poren- bzw. Kapillarradius [m]
t	Versuchszeit, Versuchsdauer [h]
t _q	Quellzeit [h]
u	Porenwasserdruck bzw. Wasserdruck [kN/m ²]
Δu	Porenwasserüberdruck [kN/m ²]
u _a	Luftdruck [kN/m ²]
w	natürlicher Wassergehalt [%]
w _s	Schrumpfgrenze
w _p	Ausrollgrenze
w _L	Fließgrenze
A	Prüfkörperquerschnitt [cm ²]
D _{hkl}	Abstand der Netzebenen der Ebenenschar hkl [m]
I _A	Aktivitätszahl
I _B	Sprödigkeitsindex nach BISHOP
I _C	Zustands- oder Konsistenzzahl
I _P	Plastizitätszahl [%]
S _r	Sättigungszahl
S _i	Sensitivität
U	Ungleichförmigkeitszahl
V	Volumen [cm ³]
V _{gl}	Glühverlust [%]
V _s	Schrumpfmaß [%]
V _{Ca}	Kalkgehalt [%]
W _a	Wasseraufnahmevermögen [%]
W _{ag}	Wasseraufnahmegrad [%]
W _{max}	im Endzustand bzw. maximal aufgenommene Wassermenge [%]
T _w	Oberflächenspannung des Wassers [kN/m]

Hydrologie, Hydrogeologie, Geländeaufnahme und Messtechnik

α	Dreh- bzw. Rotationswinkel einer Rutschscholle [°]
kl, kl ₁ , kl ₂ , kl ₃	Kluftschar (undifferenziert) bzw. Kluftschar 1, 2 oder 3
n.b.	nicht bestimmter Parameter
ss	Schichtung
x	Raumkoordinate
y	Raumkoordinate
z	Raumkoordinate
D _N	Niederschlagsdauer [h]
ET _{pot}	potenzielle Evapotranspiration [mm]
F1-5	geodätische Messpunkte
F _{Jahr}	jährliche Fördermenge der Wasserhaltung [m ³]
G1-5	Grundwassermessstellen
H	Hochwert
I _{crit}	kritische Niederschlagsintensität [mm/h]
IN 1-28	Inklinometermessstellen
N _{eff}	effektiver Niederschlag [mm]
N _{max}	maximale Niederschlagshöhe (Tag bzw. Monat) [mm]
N _{Jahr}	jährliche Niederschlagshöhe [mm]
N _{Monat}	monatliche Niederschlagshöhe [mm]
N _{Monat, crit}	für Beschleunigungen kritische monatliche Niederschlagshöhe [mm]
N _{72h}	Niederschlagshöhe innerhalb eines 72h-Intervalls [mm]
N _{72h, crit}	für Beschleunigungen kritische Niederschlagshöhe des 72h Intervalls [mm]
N _{Tag}	tägliche Niederschlagshöhe [mm]
NN	Normal-Null (Pegel Amsterdam)
KP 101-525	Kombinationspegel
R	Rechtswert

Standssicherheit

β	Geländeneigung bzw. Neigung der Gleitfläche [°]
$\gamma_{(i)}$	Teilsicherheitsbeiwert
η	Sicherheitsbeiwert
η_{Grenz}	Gesamtsicherheitsbeiwert für Lastfälle nach DIN 1054
φ_{ges}	Winkel der Gesamtfestigkeit [°]
ν	Neigungswinkel der Gleitfläche gegen die Waagrechte in der Schwerlinie einer Berechnungslamelle [°]
b	Breite einer Berechnungslamelle [m]
d	Dicke einer betrachteten Schicht normal zur Schichtung [m]
h	Höhe einer Schicht bzw. einer Berechnungslamelle [m]
h_c	Tiefe des Kohäsionsrisses (Zugriss) [m]
h_w	Standrohrspiegelhöhe über der Gleitfläche [m]
h_{w0}	Standrohrspiegelhöhe über undurchlässigem Schwarzpelit [m]
h_s	Ortshöhe der Sickerlinie über der Gleitzone [m]
i	hydraulisches Gefälle [-]
l	Länge eines Bodenprismas bzw. einer Berechnungslamelle [m]
p	Einbindetiefe der Gleitlinie in undurchlässigen Schwarzpelit [m]
E_l, E_r	seitlich (links und rechts) auf eine Berechnungslamelle wirkender Erddruck [kN/m]
E_k	Einwirkungs-Kombinationen
F	Kraft [kN]
F_h	horizontale Komponente aller äußeren Lasten [kN/m]
G	Gewichtskraft eines Bodenprismas bzw. einer Berechnungslamelle [kN]
GZ	Grenzzustand
K_0	Ruhedruckbeiwert
N	Normalkraft eines Bodenprismas bzw. einer Berechnungslamelle [kN]
LF	Lastfall
R	Belastbarkeit (resultierender Widerstand in der Gleitfläche) [kN/m]
S	Belastung (resultierende Einwirkung aus Lasten) [kN/m]
S	Strömungskraft [kN]
SF	Sicherheitsfaktor
T	Scherwiderstand in der Bruchfuge einer Berech-

nungslamelle [kN/m]

U	Porenwasserdruckkraft auf die Gleitfläche eines Bodenprismas bzw. einer Berechnungslamelle [kN/m]
W	Kluftwasserdruck [kN/m ²]

Statistische Maßzahlen

γ_k	vorgegebenes bzw. gewähltes Konfidenzniveau
λ_g, x_{0g}	Parameter, Index g steht für hier für „gesamt“
ξ_γ	Parameter des gewählten Konfidenzniveaus
e	Euler-Zahl (2,178..)
n_M	Anzahl einer Menge
n	natürliche Zahl (1, 2, 3, ...)
s_x, s_y	Standardabweichung [*]
s_{xk}, s_{yk}	korrigierte Standardabweichung [*]
w_i	Wichtungsparemeter
x_m, y_m	arithmetisches Mittel [*]
$x_{m,g}$	gewichtetes arithmetisches Mittel [*]
x_{\min}, x_{\max}	untere und obere Grenze des Konfidenzintervalls [*]
x_T, y_T	Zufallsvariablen
A_s	Schadensausmaß [*]
$F_y(y)$	Verteilungsfunktion der Zufallsvariablen [*]
P_{ET}	Schätzung für $1 - [F_x(x_t)]$
R_i	Risiko [*]
T_j	Wiederkehrzeit [a]
W_e	Eintretenswahrscheinlichkeit

Allgemeine Abkürzungen

CLSM	Konfokale Laserscan Mikroskopie
ESEM	Environmental Scanning Electron Microscope
ETN	Erdbaulaboratorium Dr. Tropp, Dipl.-Ing. Neff u. Partner
FIS	Forschungsinstitut Senckenberg
GGA	Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben
HLUG	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (ehemaliges Hessisches Landesamt für Bodenforschung)
REM	Rasterelektronenmikroskop

12. Anhang

12.1 Messprogramm, Dokumentation der hydrogeologischen, geotechnischen und geodätischen Messstellen

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	Teufe [m u. Gel.]	Bemerkungen
Hydrogeologische Beobachtungen					
Tiefpegel					
GW 1	3482716	5531913	160,18	30,00	verfiltert von 3–30 m u. GOK (Kristallin)
GW 2	3482713	5531871	160,45	40,00	verfiltert von 9–40 m u. GOK (Kristallin)
GW 3	3482717	5531832	148,74	45,00	verfiltert von 36,5–45 m u. GOK (Kristallin)
GW 4	3482631	5531857	159,56	30,00	verfiltert von 6–30 m u. GOK (Kristallin)
GW 5	3482784	5531874	159,82	30,00	verfiltert von 4–30 m u. GOK (Kristallin)
Flachpegel					
KP 101	3482405	5531264	142,07	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 103	3482449	5531266	118,05	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 104	3482470	5531262	118,09	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 105	3482501	5531263	108,03	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 111	3482456	5531090	134,92	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 112	3482461	5531094	130,88	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 113	3482477	5531108	120,60	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 114	3482500	5531134	111,33	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 115	3482543	5531183	107,61	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 121	3482379	5531192	148,09	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 122	3482395	5531190	147,13	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 123	3482428	5531168	131,74	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 124	3482465	5531174	115,62	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 125	3482506	5531181	111,39	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 131	3482370	5531347	148,50	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 132	3482396	5531343	136,08	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 133	3482426	5531345	127,29	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 134	3482451	5531347	125,69	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 135	3482492	5531352	114,27	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 201	3482524	5531553	129,29	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 202	3482533	5531535	128,12	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 203	3482560	5531477	119,24	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 204	3482567	5531460	113,14	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 205	3482598	5531409	107,18	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 211	3482441	5531449	135,11	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 212	3482456	5531428	129,69	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 213	3482476	5531407	121,11	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 214	3482517	5531392	112,21	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 215	3482530	5531376	110,56	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	Teufe [m u. Gel.]	Bemerkungen
KP 220	3482569	5531568	121,75	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 221	3482600	5531647	130,37	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 222	3482599	5531573	124,22	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 223	3482617	5531578	122,05	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 224	3482653	5531516	111,20	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 225	3482650	5531488	107,87	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 301	3482791	5531770	154,23	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 302	3482777	5531723	155,24	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 303	3482806	5531675	139,37	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 304	3482800	5531645	132,16	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 305	3482794	5531576	117,53	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 311	3482643	5531841	150,93	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 312	3482644	5531837	150,40	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 313	3482665	5531762	150,05	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 314	3482650	5531640	123,05	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 315	3482665	5531553	114,47	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 320	3482715	5531857	155,36	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 321	3482716	5531843	151,98	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 322	3482728	5531680	137,15	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 323	3482720	5531661	133,68	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 324	3482732	5531560	119,34	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 325	3482734	5531544	111,34	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 331	3482826	5531879	160,32	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 332	3482881	5531877	160,70	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 333	3482799	5531834	151,68	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 334	3482825	5531840	154,39	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 335	3482808	5531809	151,55	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 336	3482958	5531879	158,43	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 337	3482997	5531858	159,05	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 401	3483066	5531135	177,76	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 402	3482873	5531239	120,15	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 411	3482974	5531440	126,05	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 412	3482905	5531377	123,18	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 413	3482868	5531370	116,94	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 414	3482844	5531347	106,56	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 421	3483006	5531269	124,52	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 422	3482936	5531326	124,24	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 423	3482825	5531383	111,32	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 424	3482812	5531383	105,80	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 431	3482997	5531083	176,31	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 433	3482890	5531149	120,22	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 434	3482820	5531209	108,45	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 435	3482774	5531250	104,54	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK

Fortsetzung Tab. 12.1

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	Teufe [m u. Gel.]	Bemerkungen
KP 441	3483124	5531776	167,94	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 442	3483013	5531718	159,99	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 443	3482852	5531554	119,47	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 444	3482824	5531571	123,93	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 450	3483146	5531523	166,24	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 451	3483120	5531519	163,51	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 452	3483164	5531711	170,82	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 453	3482842	5531456	115,00	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 454	3482884	5531396	119,35	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 455	3482934	5531256	121,31	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 456	3482912	5531292	109,66	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 501	3482795	5530961	175,06	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 502	3482730	5530973	151,68	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 503	3482681	5531064	125,95	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 504	3482672	5531107	123,45	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 505	3482636	5531161	106,94	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 510	3482878	5530979	174,97	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 511	3482803	5531019	139,12	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 512	3482832	5531050	133,84	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 513	3482765	5531124	121,27	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 514	3482763	5531150	113,36	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 515	3482769	5531178	109,51	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 516	3482932	5531042	175,22	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 521	3482684	5530917	171,62	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 522	3482679	5530931	160,87	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 523	3482608	5531066	122,94	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 524	3482631	5531142	109,47	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 525	3482587	5531129	106,69	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
Geotechnische Beobachtungen					
Inklinometermessstellen					
IN 1	3482392	5531266	142,58	31,00	
IN 2	3482484	5531262	112,54	28,60	abgeschert
IN 3	3482535	5531509	122,71	39,00	abgeschert
IN 4	3482576	5531446	110,93	23,00	
IN 5	3482817	5531761	154,34	50,00	abgeschert
IN 6	3482753	5531660	133,96	40,00	
IN 7	3482785	5531550	113,20	24,80	abgeschert
IN 8	3482900	5531214	120,12	32,80	abgeschert
IN 9	3482851	5531257	109,98	19,50	
IN 10	3482730	5530963	156,33	22,30	
IN 11	3482676	5531075	125,27	27,00	abgeschert
IN 12	3482675	5531156	109,59	22,00	abgeschert
IN 13	3482589	5531857	159,49	25,80	

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	Teufe [m u. Gel.]	Bemerkungen
IN 14	3482591	5531850	159,51	20,70	
IN 15	3482713	5531888	159,65	35,00	
IN 16	3482785	5531901	159,46	35,00	
IN 17	3482719	5531813	148,64	65,00	abgeschert
IN 18	3482727	5531742	153,79	60,00	abgeschert
IN 19	3482512	5531543	129,99	40,00	abgeschert
IN 20	3482496	5531088	121,05	40,00	
IN 21	3482990	5531288	123,54	40,00	
IN 22	3482928	5531398	124,62	40,00	abgeschert
IN 23	3483013	5531691	116,18	45,00	
IN 24	3483110	5531245	171,16	40,00	
IN 25	3482719	5531810	149,11	50,00	abgeschert
IN 26	3482609	5531645	130,00	50,00	abgeschert
IN 27	3482810	5531773	154,00	55,00	abgeschert
IN 28	3482925	5531806	159,10	50,00 / 94,00	
Geodätische Beobachtungen					
geodätische Messpunkte (zuzüglich Inklinometermessstellen und Pegel)					
F1	3482427	5531046	161		
F2	3482392	5531543	162		
F3	3482766	5531722	156		
F4	3482889	5531234	122		
F5	3482600	5531250	106		
temporäre Messpunkte					
6000	3482556	5530826	169		
6001	3482071	5531565	161		
7000	3482071	5531565			
6010	3482558	5530823	169		
6050	3483125	5531341	171		
6070	3483000	5531918	165		
8020	3482383	5531171	150		
8021	3482384	5531172	150		
8022	3482382	5531177	149		
8023	3482382	5531177	149		
8024	3482385	5531175	149		
8025	3482385	5531182	149		
8026	3482383	5531188	148		
8027	3482384	5531188	148		
9001	3482217	5530217	167		
9002	3483903	5532125	170		
9003	3483906	5532138	170		
9004	3481611	5532001	172		
9011	3482389	5531083	157		
9012	3483000	5531917	165		

Fortsetzung Tab. 12.1

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	Teufe [m u. Gel.]	Bemerkungen
9013	3483186	5531577	174		
9014	3482570	5531827	160		
9015	3483125	5531341	171		
9016	3483000	5531067	178		
9017	3482668	5530941	160		
9018	3482975	5531674	161		
9019	3482404	5531043	160		
9026	3482400	5531075	158		
9027	3482404	5531074	158		
9028	3482402	5531071	158		
9030	3482395	5531068	159		
9031	3482404	5531078	158		
9032	3482405	5531074	154		

Messstelle	Ausbauteufe/ aktuelle Messteufe	Gleitzonen	Bewegungen in Gleitzonen von 11/1993–11/2001 [mm]	Hinweise aus der Bohrkernaufnahme	Stratigraphische Einordnung der Gleitzonen
IN 1	31 m / 31 m	Kein eindeutiger Befund	ab –20 m Teufe verkippt in Richtung 112° (Kopf ca. 60 mm)	nein	
IN 2	28,6 m / 8 m seit 11/95	–8 m, 04/1994; –19 m, 04/1988	in –8 m Teufe Bewegungen in Richtung 80°; 31 mm/a (11/93–04/94), verformt ab 11/95	beanspr. „Ölschiefer“ bis 8,5 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 3	39 m / 10 m seit 11/95	–11 m, 11/1995; –21 m, 11/1993	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	nein	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 4	23 m	keine Bewegungen			
IN 5	50 m / 16 m seit 11/93	–16 m, 11/1993; –44 m, 04/1988	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	nein	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation
IN 6	40 m / 30 m seit 10/00	Kein eindeutiger Befund	ab –24 m Teufe verkippt in Richtung 210° (Kopf ca. 40 mm)	nein	
IN 7	24,8 m / 6 m seit 04/1988	–9 m, 04/1988	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	entfest. „Ölschiefer“ bis 7 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 8	32,8 m / 9 m seit 10/96	–9 m, 11/1996 ?; –27 m, 04/1988	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	entfest. „Ölschiefer“ in 22,8–24 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 9	19,5 m / 14 m seit 10/00	Kein eindeutiger Befund	ab –11 m Teufe ausgebogen in Richtung 220° (max. 15 mm)	nein	
IN 10	22,3 m	keine Bewegungen			
IN 11	27,0 m / 9 m seit 11/93	–15 m, 04/1988	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	„zerfall. Ölschiefer“ bis 15,7 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 12	22 m / defekt seit 11/93	–7 m, 04/1988	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	umgel. „Ölschiefer“ bis 8 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 13	25,8 m	keine Bewegungen			
IN 14	20,7 m	kein eindeutiger Befund	Ab –12 m Teufe verkippt in Richtung 170° um 8 mm (10/99–10/00)	12 m Teufe Rand- störung	Diorit/Messel-Formation
IN 15	35 m	keine Bewegungen			
IN 16	35 m	keine Bewegungen			
IN 17	65 m / 23 m seit 11/95	–23 m, 04/1994	Bewegungen in Richtung 210°; 176 mm/a von 11/93–04/94 sowie 24 mm/a von 04/94–10/94	nein	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation

Fortsetzung Tab. 12.2

Messstelle	Ausbauteufe/ aktuelle Messteufe	Gleitzone	Bewegungen in Gleitzone von 11/1993-11/2001 [mm]	Hinweise aus der Bohrkernaufnahme	Stratigraphische Einordnung der Gleitzone
IN 18	60 m / 49 m seit 11/95	-49 m, 03/1994	Bewegungen in Richtung 190°; 138 mm/a von 11/93-03/94 sowie 36 mm/a von 04/94-10/94	nein	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation
IN 19	40 m / 16 m seit 10/99	-17 m, 10/1998	Bewegungen in Richtung 145°; 21 mm/a von 12/94-10/98	Kernverlust 16-17 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 20	40 m	keine Bewegungen			
IN 21	40 m / 15 m seit 11/01	-16 m, 11/1995	Bewegungen in Richtung 260°; 20 mm/a von 01/95-11/95 sowie 11 mm/a von 10/98-10/99	„grusiger Ölschiefer“ in 15,55-16,1 m	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 22	40 m / 35 m seit 11/95	-38 m, 03/1994	Bewegungen in Richtung 260°; 52 mm/a von 11/93-03/94 sowie 52 mm/a von 11/93-03/94	„grusiger Ölschiefer“ in 35,00-36,15 m und 37,85-38,15 m Teufe	mittlere Messel-Formation „Ölschiefer“
IN 23	46 m / 45 m seit 04/94	kein eindeutiger Befund	ab -45 m Teufe verkippt in Richtung 120°	nein	
IN 24	40 m	keine Bewegungen			
IN 25	50 m / 24 m seit 04/01	-26 m, 06/2000	Bewegungen in Richtung 200°; 24 mm/a von 04/00-06/00 sowie 8 mm/a von 10/00-01/01	ca. 15 cm mächtige mylonitisierte Zonen in 19-26 m Teufe	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation
IN 26	50 m / 36 m seit 04/2001	-36 m, 04/2001	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	In 35,3-35,5 m Teufe Kernverlust	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation
IN 27	55 m / 40 m seit 04/2001	-40 m, 04/2001	Messstelle durch Bewegungen zu stark verformt, Bewegungsbetrag n. b.	ca. 15 cm mächtige mylonitisierte Zonen in 36-42 m Teufe	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation
IN 28	55 m	-37 m, 06/2001	Bewegungen in Richtung 190°; 19 mm/a von 06/01-10/01	Scherbahnen in 34-38 m Teufe	Übergangszone der unteren zur mittleren Messel-Formation

12.3 Dokumentation der Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen

Lithofazies- Typ	Statistische Maßzahl	Quarz	Siderit	Smectit und Smectit/ Illit-Wechselage- rungsminerale	Kaolinit	Illit	Quellfähige Tonminerale (Methylenblau)
mittlere	Anzahl	28	28	28	28	28	10
Messel- Formation	Maximum	15%	11%	25%	30%	17%	25%
	Minimum	2%	0%	0%	5%	0%	11%
	Mittelwert	5%	3%	5%	15%	3%	15%
	Stabw.	0,029	0,026	0,072	0,053	0,033	0,044
	Varianz	0,001	0,001	0,005	0,003	0,001	0,002
1	Anzahl	17	17	17	17	17	5
	Maximum	7%	5%	25%	22%	5%	16%
	Minimum	2%	0%	0%	5%	0%	11%
	Mittelwert	3%	3%	8%	14%	2%	13%
	Stabw.	0,016	0,017	0,081	0,041	0,017	0,020
	Varianz	0,000	0,000	0,006	0,002	0,000	0,000
2	Anzahl	7	7	7	7	7	4
	Maximum	15%	7%	6%	23%	5%	25%
	Minimum	3%	0%	0%	13%	0%	13%
	Mittelwert	7%	2%	2%	18%	2%	19%
	Stabw.	0,041	0,029	0,028	0,039	0,021	0,050
Varianz	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	
3	Anzahl	2	2	2	2	2	1
	Maximum	4%	4%	0%	14%	3%	14%
	Minimum	4%	0%	0%	12%	0%	14%
	Mittelwert	4%	2%	0%	13%	2%	14%
	Stabw.	0,000	0,028	0,000	0,014	0,021	n.b.
Varianz	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	n.b.	
4	Anzahl	2	2	2	2	2	0
	Maximum	9%	11%	0%	30%	17%	n.b.
	Minimum	4%	0%	0%	8%	5%	n.b.
	Mittelwert	7%	6%	0%	19%	11%	n.b.
	Stabw.	0,035	0,078	0,000	0,156	0,085	n.b.
Varianz	0,001	0,006	0,000	0,024	0,007	n.b.	
untere Messel- Formation	Anzahl	11	11	11	11	11	4
	Maximum	25%	8%	0%	45%	17%	45%
	Minimum	5%	0%	0%	28%	4%	31%
	Mittelwert	16%	2%	0%	37%	8%	39%
	Stabw.	0,058	0,034	n.b.	0,061	0,033	0,064
Varianz	0,003	0,001	n.b.	0,004	0,001	0,004	

12.4 Dokumentation der Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen

Lithofazies- Typ	Statistische Maßzahl	Wasser- gehalt	Kalk- gehalt	Glüh- verlust	Sätti- gungs- zahl	Poren- anteil	Poren- zahl	Trocken- dichte	Dichte b. Wasser- sättigung	Dichte unter Auftrieb	Korn- dichte
		[%]	[%]	[%]				[g/cm ³]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[g/cm ³]
mittlere Messel- Formation	Anzahl	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28
	Maximum	76%	9%	62%	100%	59%	142%	139%	185%	85%	257%
	Minimum	12%	0%	3%	36%	46%	85%	70%	124%	24%	150%
	Mittelwert	63%	2%	43%	89%	55%	125%	81%	137%	37%	182%
	Stabw.	0,133	0,018	0,150	0,137	0,027	0,127	0,139	0,128	0,128	0,263
	Varianz	0,018	0,000	0,022	0,019	0,001	0,016	0,019	0,016	0,016	0,069
1	Anzahl	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
	Maximum	76%	9%	62%	99%	58%	137%	81%	138%	38%	188%
	Minimum	60%	0%	43%	79%	52%	108%	70%	124%	24%	150%
	Mittelwert	69%	2%	52%	92%	56%	126%	75%	130%	30%	168%
	Stabw.	0,048	0,021	0,063	0,048	0,019	0,094	0,042	0,046	0,046	0,121
	Varianz	0,002	0,000	0,004	0,002	0,000	0,009	0,002	0,002	0,002	0,015
2	Anzahl	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Maximum	66%	3%	43%	100%	59%	142%	87%	146%	46%	211%
	Minimum	59%	1%	29%	87%	53%	114%	79%	136%	36%	178%
	Mittelwert	62%	2%	35%	93%	56%	128%	85%	141%	41%	194%
	Stabw.	0,024	0,007	0,063	0,053	0,023	0,117	0,033	0,043	0,043	0,137
	Varianz	0,001	0,000	0,004	0,003	0,001	0,014	0,001	0,002	0,002	0,019
3	Anzahl	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Maximum	60%	1%	35%	98%	54%	116%	86%	140%	40%	186%
	Minimum	60%	0%	32%	97%	53%	114%	86%	140%	40%	185%
	Mittelwert	60%	0%	33%	98%	53%	115%	86%	140%	40%	186%
	Stabw.	0,002	0,003	0,020	0,009	0,003	0,015	0,000	0,003	0,003	0,013
	Varianz	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4	Anzahl	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Maximum	29%	0%	4%	53%	58%	139%	139%	185%	85%	257%
	Minimum	12%	0%	3%	36%	46%	85%	107%	166%	66%	257%
	Mittelwert	20%	0%	3%	44%	52%	112%	123%	175%	75%	257%
	Stabw.	0,119	0,000	0,007	0,120	0,087	0,383	0,223	0,136	0,136	0,000
	Varianz	0,014	0,000	0,000	0,014	0,008	0,147	0,050	0,018	0,018	0,000
untere Messel- Formation	Anzahl	4	11	11	4	4	4	4	4	4	11
	Maximum	44%	1%	8%	83%	61%	154%	145%	194%	94%	298%
	Minimum	28%	0%	3%	71%	49%	96%	108%	168%	68%	239%
	Mittelwert	37%	0%	5%	77%	57%	135%	121%	178%	78%	262%
	Stabw.	0,067	0,003	0,014	0,056	0,054	0,266	0,161	0,111	0,111	0,185
	Varianz	0,005	0,000	0,000	0,003	0,003	0,071	0,026	0,012	0,012	0,034

Fortsetzung Tab. 12.4

Lithofazies- Typ	Statistische Maßzahl	Fließ- grenze	Ausroll- grenze	Schrumpf- grenze	Schrumpf- maß	Plasti- zitäts- zahl	Konsis- tenz- zahl	Feucht- dichte- [g/cm ³]	Wasser- aufnahme- vermögen [%]	Wasser- aufnahme- grad [%]
mittlere Messel- Formation	Anzahl	26	26	26	26	26	26	28	26	26
	Maximum	173%	128%	49%	67%	76%	224%	155%	146%	134%
	Minimum	99%	57%	15%	39%	24%	97%	123%	55%	32%
	Mittelwert	131%	82%	25%	58%	49%	136%	133%	100%	71%
	Stabw.	0,153	0,159	0,092	0,068	0,105	0,284	0,086	0,229	0,246
	Varianz	0,023	0,025	0,008	0,005	0,011	0,081	0,007	0,053	0,061
1	Anzahl	17	17	17	17	17	17	17	17	17
	Maximum	173%	128%	39%	67%	53%	224%	134%	115%	134%
	Minimum	119%	76%	15%	50%	38%	116%	123%	55%	55%
	Mittelwert	135%	89%	25%	59%	46%	144%	128%	90%	81%
	Stabw.	0,154	0,151	0,076	0,052	0,050	0,281	0,044	0,187	0,233
	Varianz	0,024	0,023	0,006	0,003	0,002	0,079	0,002	0,035	0,054
2	Anzahl	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Maximum	140%	78%	22%	62%	76%	120%	144%	146%	66%
	Minimum	114%	57%	18%	57%	48%	97%	131%	96%	32%
	Mittelwert	128%	67%	19%	60%	61%	109%	139%	124%	48%
	Stabw.	0,084	0,064	0,017	0,018	0,082	0,071	0,053	0,164	0,116
	Varianz	0,007	0,004	0,000	0,000	0,007	0,005	0,003	0,027	0,013
3	Anzahl	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Maximum	113%	81%	49%	40%	33%	162%	137%	108%	64%
	Minimum	99%	75%	43%	39%	24%	159%	137%	95%	56%
	Mittelwert	106%	78%	46%	40%	29%	160%	137%	102%	60%
	Stabw.	0,100	0,040	0,046	0,012	0,060	0,020	0,000	0,091	0,056
	Varianz	0,010	0,002	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,008	0,003
4	Anzahl	0	0	0	0	0	0	2	0	0
	Maximum	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	155%	n.b.	n.b.
	Minimum	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	151%	n.b.	n.b.
	Mittelwert	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	153%	n.b.	n.b.
	Stabw.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,031	n.b.	n.b.
	Varianz	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,001	n.b.	n.b.
untere Messel- Formation	Anzahl	4	4	4	4	4	4	4	11	4
	Maximum	95%	50%	29%	54%	45%	113%	184%	176%	33%
	Minimum	52%	28%	24%	38%	25%	99%	158%	68%	21%
	Mittelwert	77%	39%	27%	48%	38%	105%	166%	113%	25%
	Stabw.	0,176	0,092	0,018	0,072	0,091	0,069	0,126	0,343	0,055
	Varianz	0,031	0,008	0,000	0,005	0,008	0,005	0,016	0,118	0,003

12.5 Dokumentation der Ergebnisse der Untersuchungen zum Quellvermögen und Quellverhalten

Potenzielles Quellvermögen

		Schwarzpelit			Schwarzpelit			untere Messel-		
		Lithofazies-Typ 1			Lithofazies-Typ 2			Formation		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
Probendurchmesser	[cm]	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
Probenfläche	[cm ²]	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5
Probenhöhe	[cm]	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Ausgangshöhe l_0	[cm]	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Einbaudichte	[g/cm ³]	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,3	1,3	1,3
Konsolidierungsspannung	[kN/m ²]	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Versuchsspannung	[kN/m ²]	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
maximale axiale										
Quellverformung Δl_{\max}	[mm]	10,1	10,3	10,5	13,6	13,6	13,6	13,2	14,3	14,5
maximale Dehnung ϵ_{\max}	[%]	51	52	52	68	68	68	66	72	73
Maximale Volumenzunahme	[cm ³]	38,9	39,8	40,3	52,5	52,5	52,4	50,9	55,2	55,8
Probengewicht vor Versuch	[g]	83,7	83,9	83,8	84,4	87,2	86,1	99,9	97,7	97,1
Probengewicht nach Versuch	[g]	143,8	144,2	143,8	170,7	169,9	171,0	186,4	190,1	189,3
Wasseraufnahme	[g]	60,1	60,3	60,0	86,3	82,7	84,9	86,5	92,4	92,2
Wassergehalt nach Versuch	[%]	86	86	86	112	104	108	97	106	107

Aktuelles Quellvermögen

		Schwarzpelit			Schwarzpelit			untere Messel-	
		Lithofazies-Typ 1			Lithofazies-Typ 2			Formation	
		1	2	3	1	2	3	1	2
Probendurchmesser	[cm]	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
Probenfläche	[cm ²]	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5
Probenhöhe	[cm]	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Ausgangshöhe l_0	[cm]	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Einbaudichte	[g/cm ³]	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,5	1,6
Konsolidierungsspannung	[kN/m ²]	13,7	13,7	13,7	13,7	13,7	13,7	13,7	13,7
Versuchsspannung	[kN/m ²]	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1
maximale axiale Quellverformung Δl_{\max}	[mm]	0,2	0,1	0,1	0,3	0,3	0,3	0,0	0,0
maximale Dehnung ϵ_{\max}	[%]	1	0	1	2	1	2	0	0
maximale Volumenzunahme	[cm ³]	0,9	0,2	0,6	1,3	1,1	1,3	0,0	0,0
Probengewicht vor Versuch	[g]	104,5	104,8	104,5	116,4	117,2	117,1	124,5	127,6
Probengewicht nach Versuch	[g]	105,4	105,2	105,0	117,5	118,8	118,3	126,3	131,1
Wasseraufnahme	[g]	0,8	0,4	0,5	1,1	1,7	1,3	1,8	3,5
Wassergehalt vor Versuch	[%]	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4
Wassergehalt nach Versuch	[%]	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5

Quell-Sensitivität

		Schwarzpelit		Schwarzpelit		untere Messel- Formation	
		Lithofazies-Typ 1		Lithofazies-Typ 2			
		1	2	1	2	1	2
Probendurchmesser	[cm]	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
Probenfläche	[cm ²]	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5	38,5
Probenhöhe	[cm]	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Ausgangshöhe l_0	[cm]	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Einbaudichte	[g/cm ³]	1,2	1,1	1,4	1,4	1,4	1,4
Konsolidierungsspannung	[kN/m ²]	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1
Versuchsspannung	[kN/m ²]	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1	5,1
maximale axiale Quellverformung Δl_{\max}	[mm]	2,8	2,4	2,8	2,5	1,6	1,9
maximale Dehnung ϵ_{\max}	[%]	14	11	14	12	8	9
Maximale Volumenzunahme	[cm ³]	10,9	9,1	10,9	9,4	6,1	7,3
Probengewicht vor Versuch	[g]	93,4	88,6	115,9	113,0	114,6	115,5
Probengewicht nach Versuch	[g]	117,7	112,1	137,3	133,3	127,2	128,4
Wasseraufnahme	[g]	24,3	23,5	21,4	20,3	12,6	12,9
Wassergehalt vor Versuch	[%]	71	69	59	59	46	45
Wassergehalt nach Versuch	[%]	115	114	88	88	62	62

12.6 Dokumentation der Ergebnisse der Untersuchung der Festigkeitseigenschaften

Lithofazies-Typ	statistische Maßzahl	Reibungswinkel φ' [°]	Kohäsion c' [kN/m ²]	Winkel der Rest- scherfestigkeit φ_R [°]
mittlere Messel- Formation	Anzahl	22	22	29
	Maximum	46,1	144,5	18,7
	Minimum	22,0	0,0	9,5
	Mittelwert	28,3	56,6	13,3
	Stabw.	6,18	41,21	1,98
	Varianz	38,25	1697,86	3,94
1	Anzahl	12	12	18
	Maximum	31,2	80,0	15,4
	Minimum	22,0	37,3	9,5
	Mittelwert	26,5	60,3	12,6
	Stabw.	2,79	13,70	1,68
	Varianz	7,81	187,79	2,83
2	Anzahl	6	6	8
	Maximum	28,9	144,5	15,7
	Minimum	22,3	14,7	11,9
	Mittelwert	25,4	77,1	13,5
	Stabw.	2,11	67,75	1,41
	Varianz	4,43	4590,21	1,99
3	Anzahl	2	2	3
	Maximum	46,1	31,0	18,7
	Minimum	44,6	26,9	14,8
	Mittelwert	45,3	28,9	16,5
	Stabw.	1,11	2,90	2,01
	Varianz	1,23	8,41	4,05
4	Anzahl	2	2	0
	Maximum	33,1	0,0	n.b.
	Minimum	29,1	0,0	n.b.
	Mittelwert	31,1	0,0	n.b.
	Stabw.	2,80	0,00	n.b.
	Varianz	7,85	0,00	n.b.
UMF	Anzahl	2	2	2
	Maximum	27,5	34,6	12,7
	Minimum	26,2	28,2	11,9
	Mittelwert	26,8	31,4	12,3
	Stabw.	0,86	4,48	0,57
	Varianz	0,74	20,03	0,33

12.7 Modifiziertes Messprogramm, Dokumentation der hydrogeologischen, geotechnischen und geodätischen Messstellen

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	empfohlene Gründungstiefe (m u. GOK)	Bemerkungen
Messungen an der Geländeoberfläche (vorhandene Messstellen)					
geodätische Messpunkte					
F1	3482427	5531046	161		
F2	3482392	5531543	162		
F3	3482766	5531722	156		
F4	3482889	5531234	106		
Messungen an der Geländeoberfläche (zu installierende Messstellen)					
geodätische Messpunkte					
MP 101	3482442	5531092	ca. 136	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 102	3482478	5531140	ca. 115	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 103	3482407	5531182	ca. 140	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 104	3482464	5531197	ca. 116	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 105	3482407	5531266	ca. 140	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 106	3482444	5531265	ca. 122	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 107	3482468	5531474	ca. 131	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 108	3482536	5531428	ca. 116	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 109	3482476	5531680	ca. 163	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 110	3482512	5531531	ca. 127	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 111	3482563	5531858	ca. 160	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 112	3482762	5531897	ca. 160	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 113	3482728	5531740	ca. 154	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 114	3482704	5531609	ca. 122	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 115	3482684	5531507	ca. 110	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 116	3482980	5531935	ca. 160	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 117	3482927	5531689	ca. 151	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 118	3482878	5531578	ca. 138	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 119	3483161	5531495	ca. 172	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 120	3482916	5531414	ca. 124	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 121	3482828	5531385	ca. 111	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 122	3482938	5531200	ca. 130	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 123	3482738	5530973	ca. 155	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
MP 124	3482674	5531076	ca. 124	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
Nullpunkt	3482695	5531337	ca. 103	ca. 0,8–1,3	frostsicher und dauerhaft einsehbar zu gründen
Messungen im Untergrund (vorhandene Messstellen)					
Inklinometermessstellen					
IN 1	3482392	5531266	142,58	31,00	Böschungsschultern (Festgestein)
IN 4	3482576	5531446	110,93	23,00	
IN 6	3482753	5531660	133,96	40,00	

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	empfohlene Gründungstiefe [m u. GOK]	Bemerkungen
IN 9	3482851	5531257	109,98	19,50	
IN 10	3482730	5530963	156,33	22,30	
IN 13	3482589	5531857	159,49	25,80	Böschungsschultern (Festgestein)
IN 15	3482713	5531888	159,65	35,00	Böschungsschultern (Festgestein)
IN 16	3482785	5531901	159,46	35,00	Böschungsschultern (Festgestein)
IN 20	3482496	5531088	121,05	40,00	
IN 21	3482990	5531288	123,54	40,00	
IN 23	3483013	5531691	116,18	45,00	
IN 24	3483110	5531245	171,16	40,00	Böschungsschultern (Festgestein)
Messungen im Untergrund (zu installierende Messstellen)					
Inklinometersmessstellen					
IN 100	3482406	5531060	ca. 160	40,00	Fußpunkt in der unteren Messel-Formation
IN 101	3482453	5531122	ca. 130	30,00	Fußpunkt in der unteren Messel-Formation
IN 102	3482435	5531183	ca. 130	30,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 103	3482372	5531563	ca. 162	30,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 104	3482465	5531498	ca. 131	25,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 105	3482471	5531690	ca. 163	35,00	Fußpunkt in Sedimentgesteinen des Rotliegenden
IN 106	3482527	5531532	ca. 127	25,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 107	3482741	5531804	ca. 150	40,00	Fußpunkt in der unteren Messel-Formation
IN 108	3482713	5531623	ca. 127	45,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 109	3482965	5531428	ca. 125	45,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 110	3482875	5531419	ca. 116	30,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
IN 111	3482926	5531199	ca. 130	45,00	Fußpunkt in der mittleren Messel-Formation
Hydrogeologische Beobachtungen (nutzbare Messstellen)					
Tiefpegel					
GW 1	3482716	5531913	160,18	30,00	verfiltert von 3–30 m u. GOK (Magmatite)
GW 2	3482713	5531871	160,45	40,00	verfiltert von 9–40 m u. GOK (Magmatite)
GW 3	3482717	5531832	148,74	45,00	verfiltert von 36,5–45 m u. GOK (Magmatite)
GW 4	3482631	5531857	159,56	30,00	verfiltert von 6–30 m u. GOK (Magmatite)
GW 5	3482784	5531874	159,82	30,00	verfiltert von 4–30 m u. GOK (Magmatite)
B 1	3482107	5530824	160,70	36,00	verfiltert von 28,5–33,5 m u. GOK (Magmatite)
B 2	3481991	5531198	162,60	53,00	verfiltert von 43,5–48,5 m u. GOK (Magmatite)
B 5	3483106	5532115	161,30	59,00	verfiltert von 50–55 m u. GOK (Magmatite)
B 6	3481817	5531655	158,90	40,00	verfiltert von 32–37 m u. GOK (Magmatite)
TB 3	3483140	5531000	191,00	37,00	verfiltert von 4–37 m u. GOK (Magmatite)
TB 4	3483140	5531410	170,83	49,00	verfiltert von 10–50 m u. GOK (Magmatite)
Flachpegel					
KP 115	3482543	5531183	107,61	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 205	3482598	5531409	107,18	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK
KP 325	3482734	5531544	111,34	3,00	verfiltert von 2–3 m u. GOK

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Ansatz [m ü. NN]	empfohlene Gründungstiefe [m u. GOK]	Bemerkungen
KP 331	3482826	5531879	160,32	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 336	3482958	5531879	158,43	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 401	3483066	5531135	177,76	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 411	3482974	5531440	126,05	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 414	3482844	5531347	106,56	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 441	3483124	5531776	167,94	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 442	3483013	5531718	159,99	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 451	3483120	5531519	163,51	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 510	3482878	5530979	174,97	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK
KP 521	3482684	5530917	171,62	3,00	verfiltert von 2-3 m u. GOK

Hydrogeologische Beobachtungen (zu installierende Messstellen)**Porenwasserdruckmesser (Piezometer)**

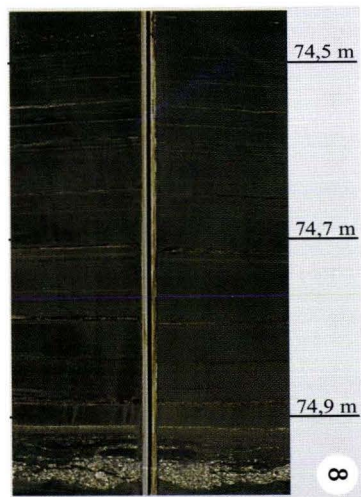
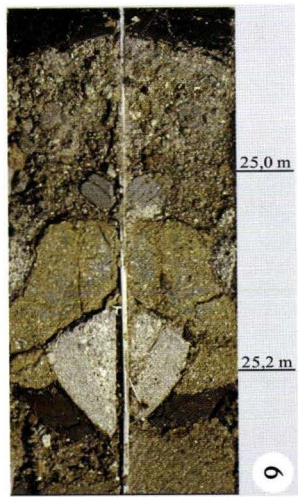
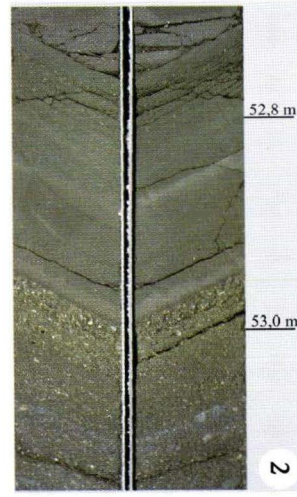
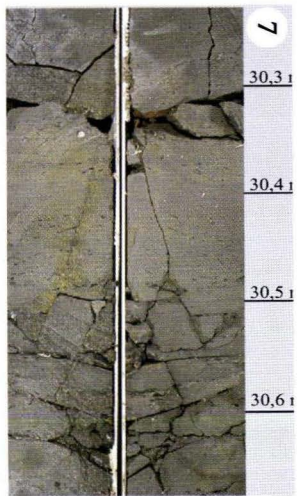
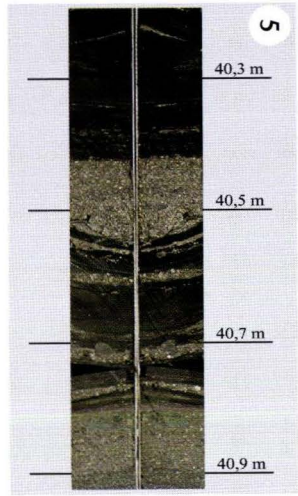
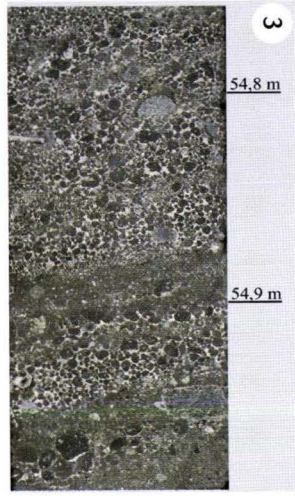
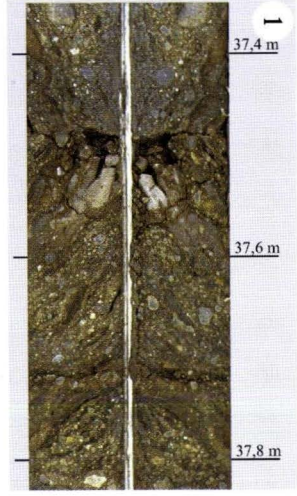
P 100	3482413	5531070	ca. 160	30,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 101	3482480	5531154	ca. 115	25,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 102	3482397	5531184	ca. 153	15,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 103	3482385	5531554	ca. 162	25,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 104	3482475	5531486	ca. 131	20,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 105	3482465	5531700	ca. 163	30,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 106	3482518	5531546	ca. 130	25,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 107	3482739	5531815	ca. 150	35,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 108	3482698	5531623	ca. 127	40,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 109	3482955	5531853	ca. 159	35,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 110	3482948	5531694	ca. 151	60,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 111	3482976	5531429	ca. 125	40,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 112	3482853	5531413	ca. 115	25,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 113	3482937	5531195	ca. 130	40,00	3 vertikal angeordnete Piezometer
P 114	3482688	5531076	ca. 124	20,00	3 vertikal angeordnete Piezometer

13. Fototafeln

Tafel 1

Lithologie

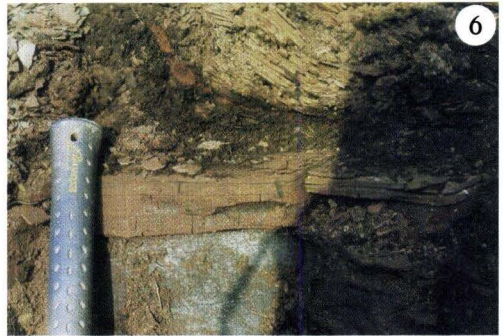
- Fig. 1** Inklinometer 27, Teufe von 37,35–37,85 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11286.PCD (Aufnahme: NIX & BECK 2000). Debrit der unteren Messel-Formation (Produkt einer subaquatischen Rutschung) mit vorwiegend eckigen Extraklasten aus Sandsteinen oder Arkosen des Rotliegenden sowie Diorit oder Granodiorit und gerundeten vulkaniklastischen Bestandteilen.
- Fig. 2** Inklinometer 27, Teufe von 52,65–53,15 m, FIS 2000 (Aufnahme: NIX & BECK 2000). Schluffig-sandige und tonig-sandige, gut geschichtete, z.T. gradierte und schräggeschichtete Abfolge in den Sedimenten der unteren Messel-Formation.
- Fig. 3** Inklinometer 27, Teufe von 54,77–55,00 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11335.PCD (Aufnahme: NIX & BECK 2000). Unzersetzte vulkaniklastische Fragmente in sekundär durch Calzit verfestigten Ablagerungen der unteren Messel-Formation.
- Fig. 4** Sedimente der Randfazies des Messel-Sees (Debrite der unteren Messel-Formation mit eingeschalteten Schwarzpeliten), aufgeschlossen am Nordrand des Vorkommens Grube Messel (Aufnahme: NIX 1999).
- Fig. 5** Inklinometer 26, Teufe von 40,18–40,93 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11265.PCD (Aufnahme: HARMS 2000). Sandig-kiesige, z.T. gradierte Einschaltungen in den Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation.
- Fig. 6** Inklinometer 25, Teufe von 24,85–25,30 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11257.PCD (Aufnahme: NIX & BECK 2000). Extraklasten in Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation am Rand des Vorkommens Grube Messel.
- Fig. 7** Inklinometer 28, Teufe von 30,23–30,67 m, FIS 2001, Datei-Nr.: 11563.PCD (Aufnahme: HARMS & FELDER 2001). Feinsandige, schlecht geschichtete Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation im Randbereich des Vorkommens Grube Messel.
- Fig. 8** Forschungsbohrung Messel 2001, Teufe von 74,45–75,0 m, FIS 2001 (Aufnahme: HARMS & FELDER 2001). Feinlaminierte Schwarzpelite der mittleren Messel-Formation mit sandig-kiesigen Zwischenlagen und Siderit-Einschaltungen aus dem Zentrum des Vorkommens Grube Messel.



Tafel 2

Bewegungsmerkmale im Gelände

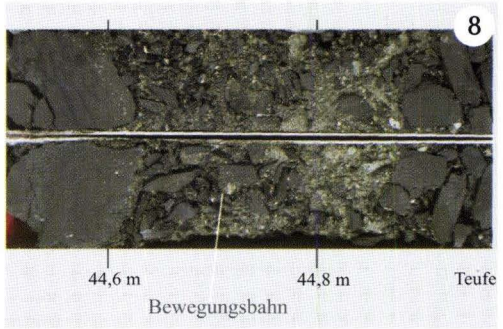
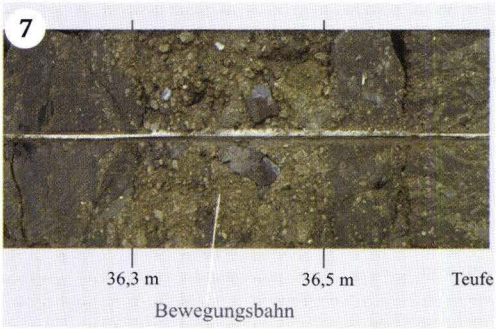
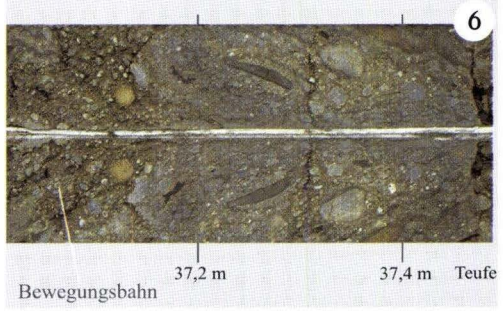
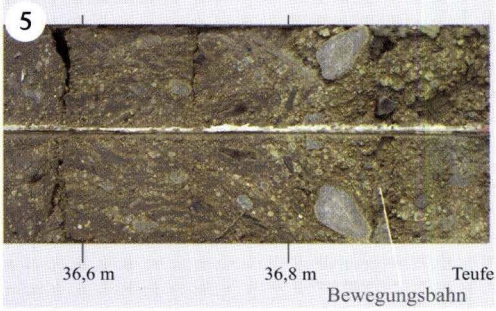
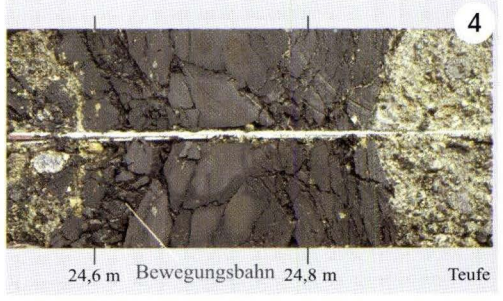
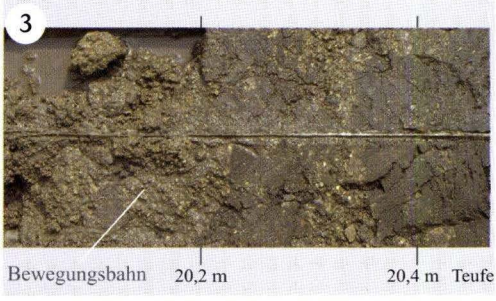
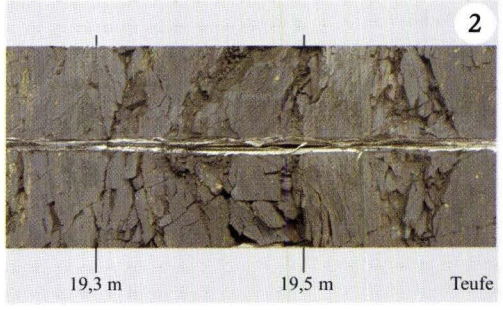
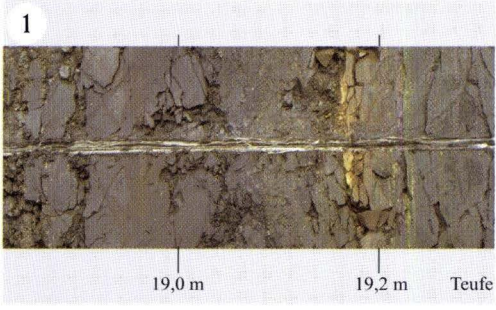
- Fig. 1** Abrisskante der Rutschscholle im Norden der Grube Messel (I). Infolge der Bewegungen wurde die den Abriss überwachsende Vegetation zerrissen (Mai 2001).
- Fig. 2** Pressungsbedingte Schichtverbiegung der Schwarzpelite im Akkumulationsbereich (Grubensohle) der Rutschscholle im Norden der Grube Messel (I) (Mai 1999).
- Fig. 3** Sekundärabriss der Rutschscholle im Norden der Grube Messel (I). Die Bewegungen werden durch eine Messbrücke erfasst (Mai 1999).
- Fig. 4** Abriss einer Rutschscholle im Südwesten der Grube Messel mit Absenkung der Straßenoberfläche infolge der Deformation der unterlagernden tertiären Sedimente (Mai 2001).
- Fig. 5** Durch den Tagebau aufgeschlossene Gleitzone in den Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation. Im Hangenden die Rutschmasse mit verstellten und verkippten Schwarzpelitschollen, im Liegenden die durch die Bewegungen unbeeinflussten, ungestörten Schwarzpelite (Mai 1999).
- Fig. 6** Durch den Tagebau aufgeschlossene Gleitzone in den Schwarzpeliten der mittleren Messel-Formation. Zwischen der Rutschmasse im Hangenden und den durch die Bewegungen unbeeinflussten, ungestörten Schwarzpeliten im Liegenden ist eine ca. 3–5 cm mächtige Gleitzone mit mylonitisiertem Schwarzpelit ausgebildet (Mai 1999).
- Fig. 7** Steil zum Grubenzentrum einfallende Ablöseflächen (entlang tektonisch vorgezeichneter Trennflächen) innerhalb der Rotliegendensedimentgesteine (paläozoischer Festgesteinssockel) im Osten der Grube Messel (Mai 2001).
- Fig. 8** Abrisskanten in anthropogenen Aufschüttungen (Porenbetonbruchsteinhalde) im Westen der Grube Messel infolge der Deformation der unterlagernden tertiären Sedimente (Mai 2001).



Tafel 3

Gleitzonen in direkten Aufschlüssen

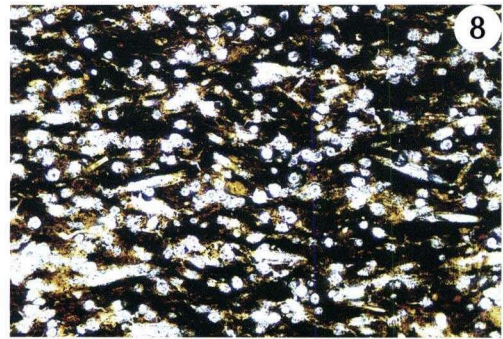
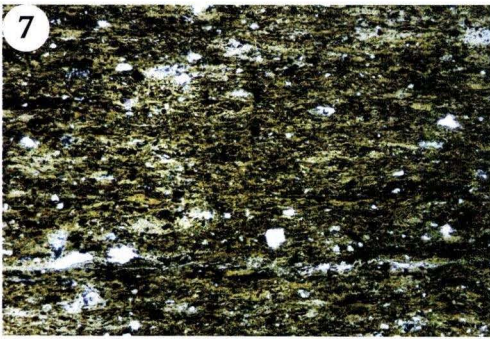
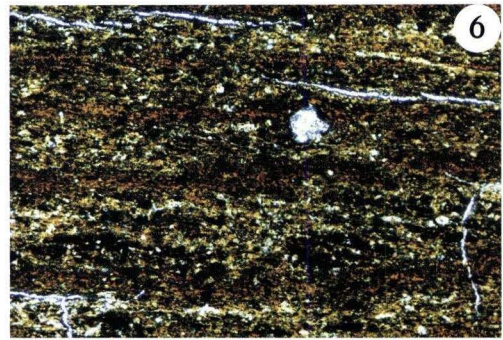
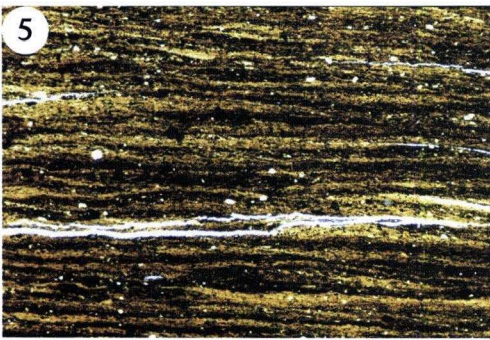
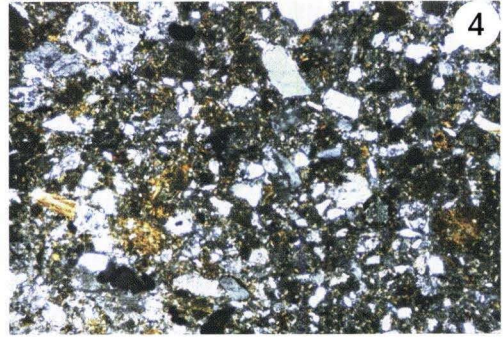
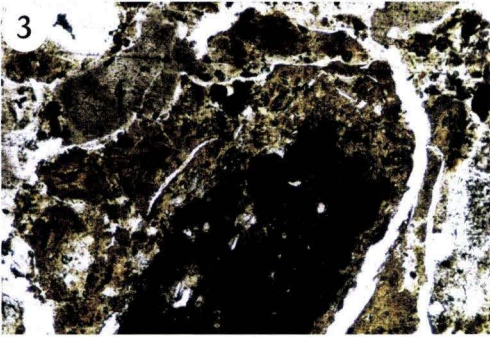
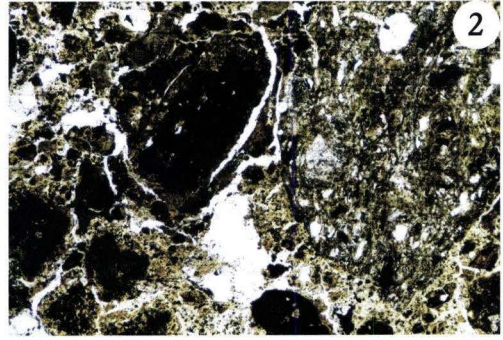
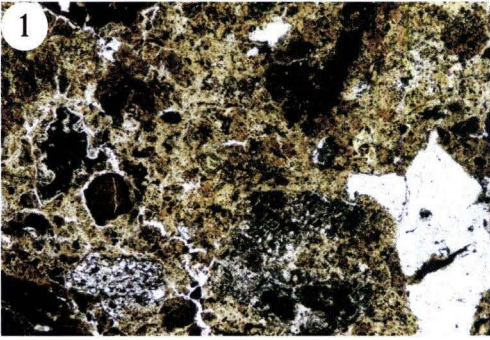
- Fig. 1** Inklinometer 25, Teufe von 18,85–19,31 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11247.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Schlecht geschichtete, sandig-kiesige Schwarzpelite im Übergangsbereich der unteren zur mittleren Messel-Formation. Aufgrund der Deformationen sind die Sedimente zerbrochen und weisen „Strömungen“ in Bewegungsrichtung auf.
- Fig. 2** Inklinometer 25, Teufe von 19,14–19,68 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11248.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Schlecht geschichtete, sandig-kiesige Schwarzpelite im Übergangsbereich der unteren zur mittleren Messel-Formation. Aufgrund der Deformationen sind die Sedimente zerbrochen und weisen „Strömungen“ in Bewegungsrichtung auf.
- Fig. 3** Inklinometer 25, Teufe von 20,0–20,46 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11250.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Massive, sandig-kiesige Schwarzpelite im Übergangsbereich der unteren zur mittleren Messel-Formation. Das Material innerhalb der Bewegungsbahn ist mylonitisiert und plastifiziert.
- Fig. 4** Inklinometer 25, Teufe von 24,5–24,96 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11256.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Massive Schwarzpelite mit sandig-kiesigen Einschaltungen im Übergangsbereich der unteren zur mittleren Messel-Formation. Der Schwarzpelit innerhalb der schmalen Bewegungsbahn ist mylonitisiert.
- Fig. 5** Inklinometer 27, Teufe von 36,5–37,0 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11284.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Schuttstromsediment der unteren Messel-Formation. Innerhalb der Bewegungsbahn ist das Material mylonitisiert, längliche Intraklasten wurden parallel zur Bewegungsrichtung eingeregelt.
- Fig. 6** Inklinometer 27, Teufe von 37,0–37,46 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11285.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Schuttstromsediment der unteren Messel-Formation. Innerhalb der Bewegungsbahn ist das Material mylonitisiert, längliche Intraklasten wurden parallel zur Bewegungsrichtung eingeregelt.
- Fig. 7** Inklinometer 27, Teufe von 36,18–36,65 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 11283.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Schuttstromsediment der unteren Messel-Formation mit massigen, möglicherweise aufgearbeiteten Schwarzpeliten. Innerhalb der Bewegungsbahnen ist das Material mylonitisiert und plastifiziert.
- Fig. 8** Inklinometer 27, Teufe von 44,5–44,95 m, FIS 2000, Datei-Nr.: 112c0.PCD (Aufnahme: Nix & Beck 2000). Massive Schwarzpelite mit sandig-kiesigen Einschaltungen. Der Schwarzpelit innerhalb der Bewegungsbahn ist zerbrochen und mylonitisiert.



Tafel 4

Makrogefüge

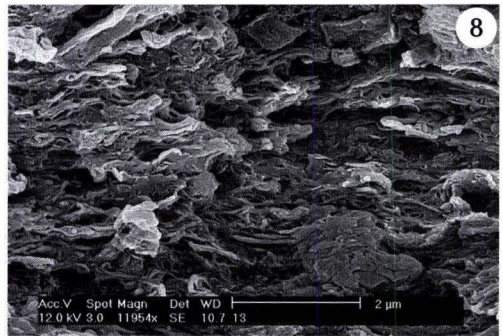
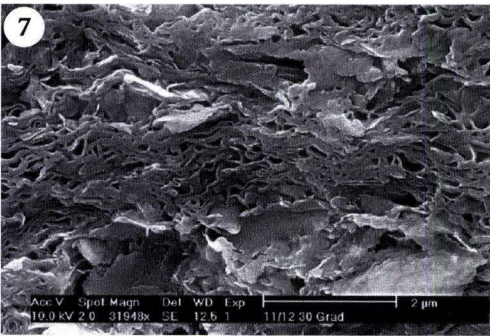
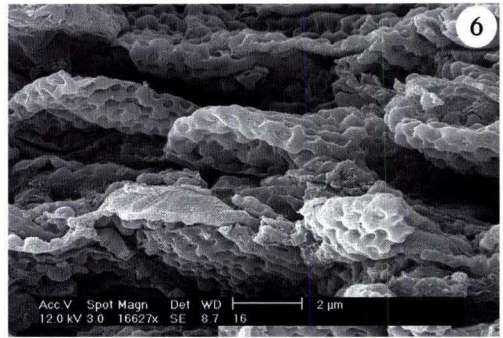
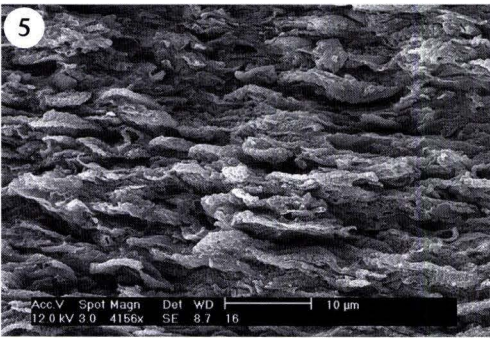
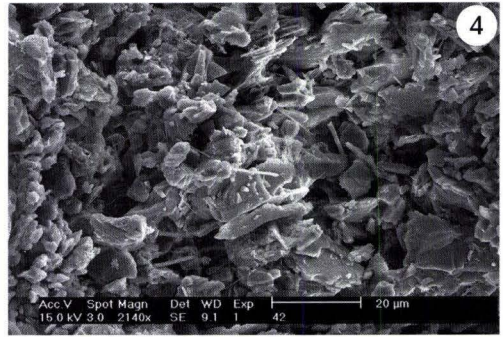
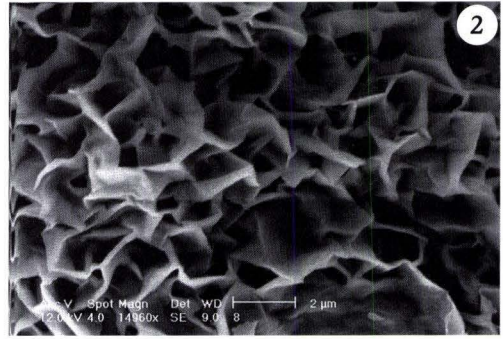
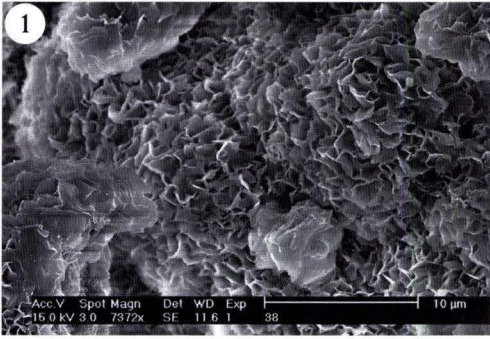
- Fig. 1** Inklinometer 25, 22 m Teufe, untere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 4,9 mm x 3,3 mm. Matrixgestützter Debrit mit Extraklasten aus Arkosen, Diorit oder Granodiorit sowie runden, glasigen vulkaniklastischen Bestandteilen.
- Fig. 2** Inklinometer 25, 22 m Teufe, untere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 2,0 mm x 1,3 mm. Debrit mit Extraklasten aus Arkosen, Diorit oder Granodiorit sowie runden, glasigen vulkaniklastischen Bestandteilen.
- Fig. 3** Inklinometer 25, 22 m Teufe, untere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 0,9 mm x 0,6 mm. Vulkaniklastisches Fragment (glasig) mit Alterationsaum.
- Fig. 4** Inklinometer 25, 42,5 m Teufe, untere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 4,9 mm x 3,3 mm. Korngestütztes Sediment mit Lithoklasten aus Arkosen, Diorit oder Granodiorit und geringem Anteil vulkaniklastischer Fragmente.
- Fig. 5** Mittlere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 4,9 mm x 3,3 mm. Feinlaminiertes Schwarzpelit des Lithofazies-Typs 1 mit organisch dominierten Algen-Laminae (dunkelbraun) und minerogen dominierten Laminae (gelb).
- Fig. 6** Mittlere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 2,0 mm x 1,3 mm. Feinlaminiertes Schwarzpelit des Lithofazies-Typs 1 mit organisch dominierten Algen-Laminae (braun) und minerogen dominierten Laminae (gelb).
- Fig. 7** Mittlere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 4,9 mm x 3,3 mm. Massiger, schlecht geschichteter Schwarzpelit des Lithofazies-Typs II, aus einer Mischung von Tonmineralen, organischem Material, isolierten Feinsandkörnern und resedimentierten Fetzen von Algen-Laminae.
- Fig. 8** Mittlere Messel-Formation, Dünnschliff, Durchlichtaufnahme, Bildausschnitt entspricht 2,0 mm x 1,3 mm. Nahezu gesteinsbildend aus Kieselschwammnadeln (*Spongilla gutenbergiana* nach MÜLLER 1982) bestehender Schwarzpelit des Lithofazies-Typs 3 (Spikulit). Die Kieselschwammnadeln sind horizontal eingeregelt, organische Substanz ist dispers im Sediment verteilt.



Tafel 5

Mikrogefüge

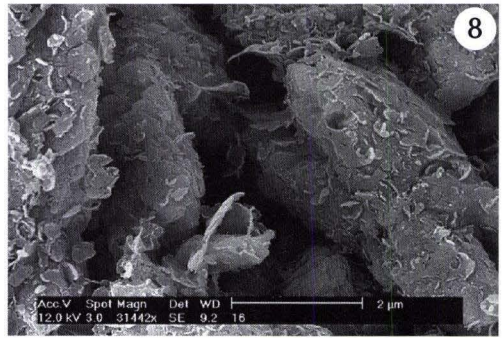
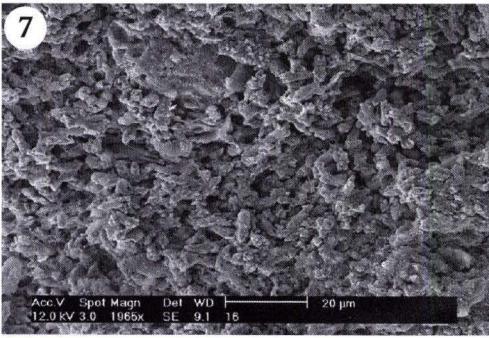
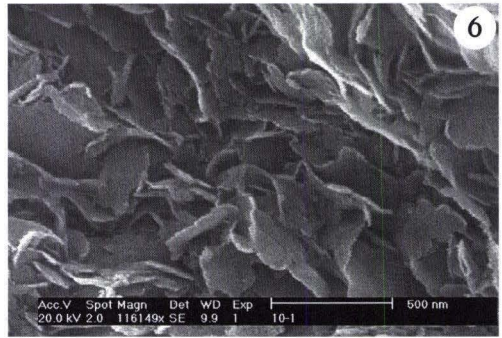
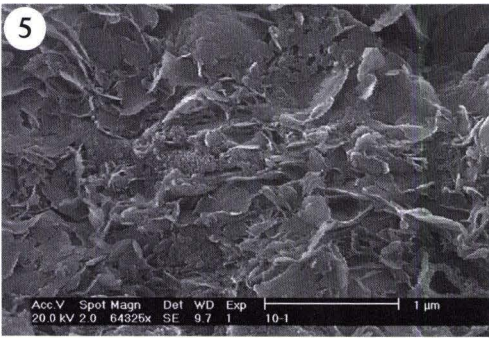
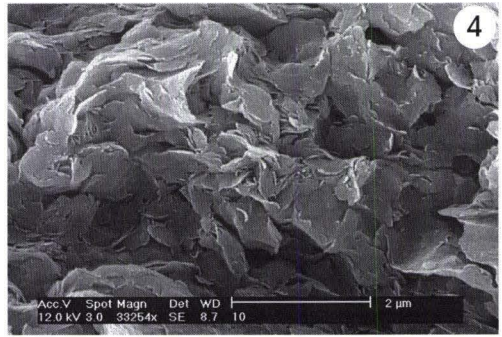
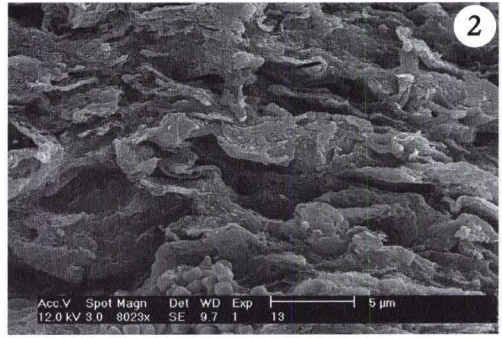
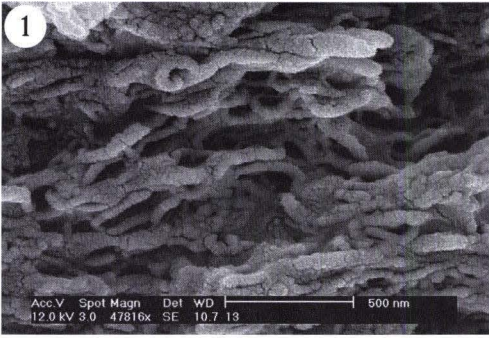
- Fig. 1** Inklinometer 25, 22 m Teufe, untere Messel-Formation, HRSEM-Aufnahme. Im Alterationsbereich vulkanoklastischer Fragmente neu gebildete Tonminerale.
- Fig. 2** Inklinometer 25, 22 m Teufe, untere Messel-Formation, HRSEM-Aufnahme. Einzelne, über Kante/Kante (EE)- und Kante/Fläche (EF)-Kontakte assoziierte Smectite.
- Fig. 3** Inklinometer 25, 22 m Teufe, untere Messel-Formation, HRSEM-Aufnahme. Tonig-schluffige Matrix aus Tonmineralen (Kaolinit, Illit, z.T. Smectit), Quarz, Muskovit, Biotit und selten Feldspat.
- Fig. 4** Inklinometer 25, 42,5 m Teufe, untere Messel-Formation, HRSEM-Aufnahme. Tonig-schluffige Matrix aus Tonmineralen (Kaolinit, Illit, z.T. Smectit), Quarz, Muskovit, Biotit und Feldspat.
- Fig. 5** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Laminae aus Algenzellen [*Tetraedron minimum* (A. BRAUN) HANSGIRG, 1888].
- Fig. 6** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Horizontal ausgerichtete, „kissenförmige“, gering komprimierte Algenzellen [*Tetraedron minimum* nach (A. BRAUN) HANSGIRG, 1888].
- Fig. 7** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Minerogen dominierte Laminae aus einer Mixtur von Tonmineralen, vorwiegend Smectit, selten Kaolinit oder Illit und durch die Auflast verformtem Aggregat aus Tonmineralen und organischer Substanz.
- Fig. 8** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Minerogen dominierte Laminae aus einer Mixtur von Tonmineralen, vorwiegend Smectit, selten Kaolinit oder Illit und durch die Auflast verformten Aggregaten aus Tonmineralen und organischer Substanz.



Tafel 6

Mikrogefüge

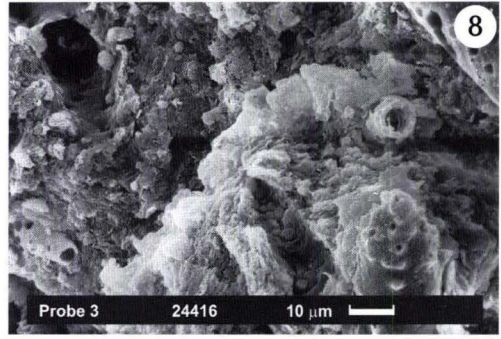
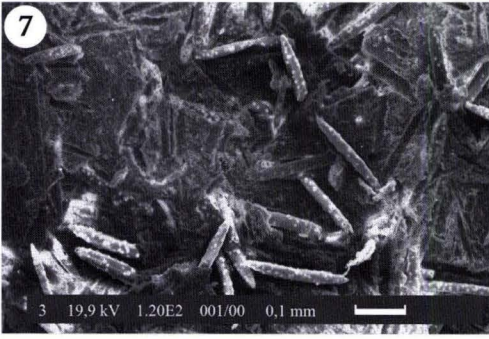
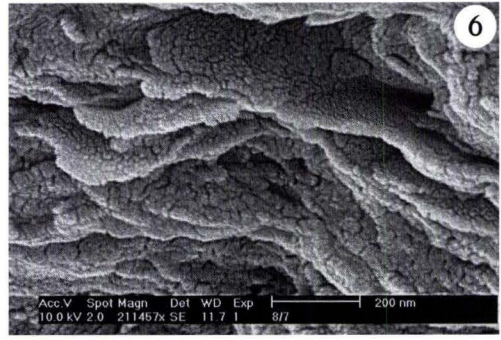
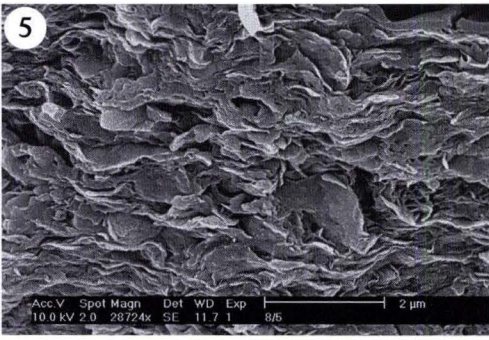
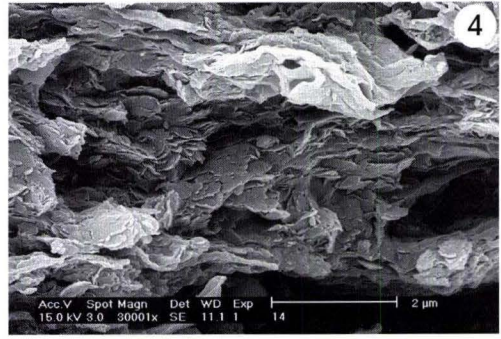
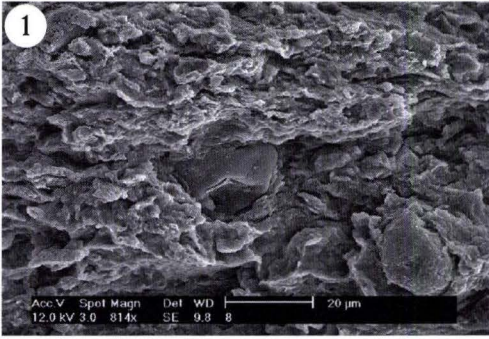
- Fig. 1** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Aggregat aus Tonmineralen und organischer Substanz.
- Fig. 2** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Minerogen dominierte Laminae aus einer Mixtur von Tonmineralen, vorwiegend Smectit, selten Kaolinit oder Illit und organischer Substanz (dominierend sind Bruchstücke von *Tetraedron minimum*). Im Vordergrund sind Überreste eines zerfallenen Pyrit-Framboids erkennbar.
- Fig. 3** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Minerogen dominierte Laminae mit einzelnen, vorwiegend durch Fläche/Kante- (EF)-Kontakte verknüpften Tonmineralen.
- Fig. 4** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Minerogen dominierte Laminae mit einzelnen, vorwiegend durch Fläche/Kante- (EF)-Kontakte verknüpften Tonmineralen. Die Aggregate wurden durch Kompaktion deformiert.
- Fig. 5** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Tonmineral-Laminae mit einzelnen, durch Fläche/Kante- (EF)-Kontakte assoziierten Tonmineralen.
- Fig. 6** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Minerogen dominierte Laminae mit einzelnen, vorwiegend durch Fläche/Kante- (EF)-Kontakte verknüpften Tonmineralen und Bruchstücken organischer Substanz.
- Fig. 7** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Siderit-Laminae aus stäbchenförmigen Sideritkristallen, Tonmineralen und organischen Bruchstücken.
- Fig. 8** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Stäbchenförmige, mit Tonmineralen besetzte Sideritkristalle.



Tafel 7

Mikrogefüge

- Fig. 1** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, HRSEM-Aufnahme. Massiger, schlecht geschichteter, organisch reicher Ton. In der Bildmitte ist ein isoliertes Feinsandkorn erkennbar.
- Fig. 2** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, HRSEM-Aufnahme. Aus einer Mixtur von Tonmineralen, vorwiegend Smectit, selten Kaolinit oder Illit und organischer Substanz (dominierend sind hier Bruchstücke von *Tetraedron minimum*) aufgebautes Sediment.
- Fig. 3** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, HRSEM-Aufnahme. Einzelne assoziierte Tonmineralpartikel, vorwiegend Smectit, selten Illit oder Kaolinit, sind über z.T. deformierte Fläche/Fläche-(FF)-Kontakte verknüpft.
- Fig. 4** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, HRSEM-Aufnahme. Einzelne assoziierte Tonmineralpartikel, vorwiegend Smectit, selten Illit oder Kaolinit, sind über z.T. deformierte Fläche/Fläche-(FF)-Kontakte verknüpft
- Fig. 5** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, HRSEM-Aufnahme. Einzelne assoziierte Tonmineralpartikel, vorwiegend Smectit, selten Illit oder Kaolinit, sind über z.T. deformierte Fläche/Fläche-(FF)-Kontakte verknüpft und bilden ein flächenparalleles Gefüge.
- Fig. 6** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, HRSEM-Aufnahme. Einzelne Tonmineralpartikel, vorwiegend Smectit, selten Illit oder Kaolinit, sind über Fläche/Fläche- (FF)-Kontakte verknüpft.
- Fig. 7** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 3, HRSEM-Aufnahme. Nahezu gesteinsbildend auftretende, horizontal eingeregelter Kieselschwammnadeln (*Spongilla gutenbergiana* nach MÜLLER 1982).
- Fig. 8** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 3, HRSEM-Aufnahme. Kieselschwammnadeln (*Spongilla gutenbergiana* nach MÜLLER 1982) mit Anlösungshohlräumen.



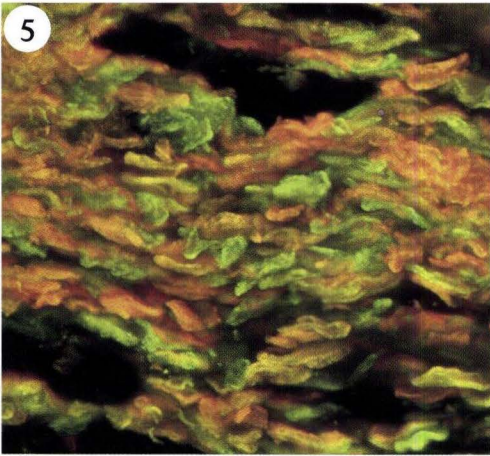
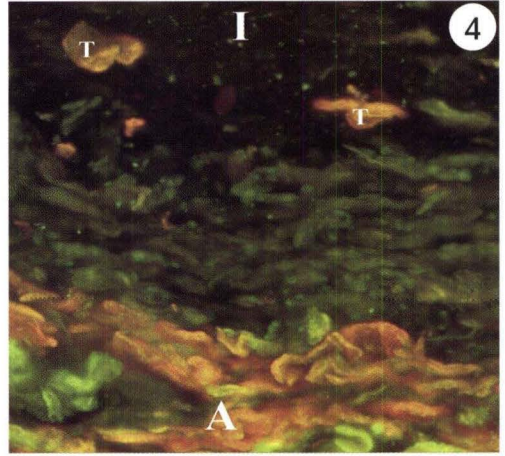
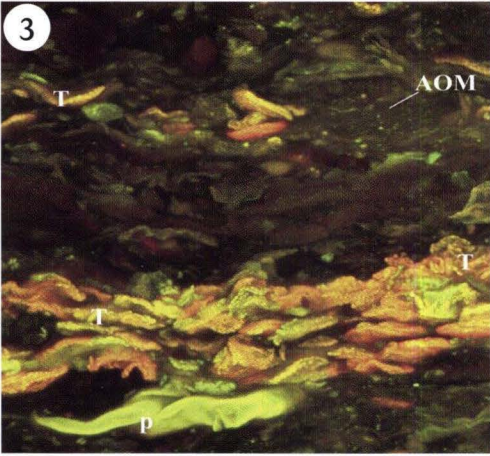
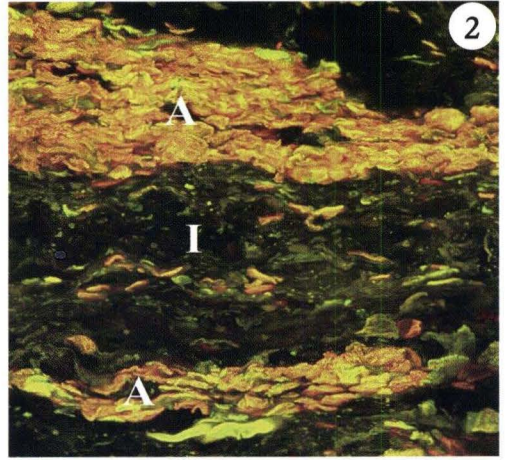
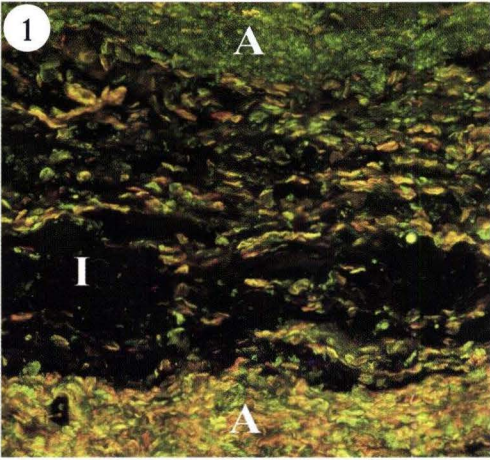
Tafel 8

Konfokale Fluoreszenzmikroskopie

Schwarzpelit der mittleren Messel-Formation. CLSM extended focus-Aufnahmen mit Projektion der optischen Sektionen in eine Ebene und paralleler Detektion von grüner und roter Fluoreszenz.

(A) Algen-Laminae, (I) minerogen dominierte Laminae, (T) *Tetraedron minimum* (A. Braun), HANSGIRG 1888, (p) Pollen, (AOM) amorphe organische Substanz.

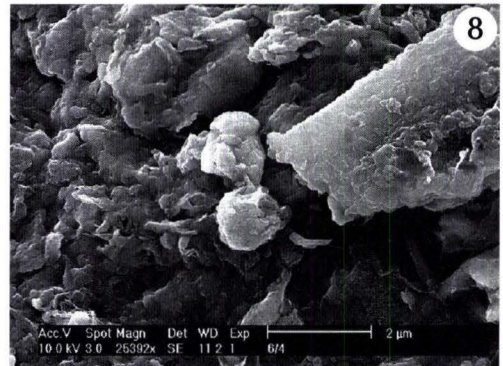
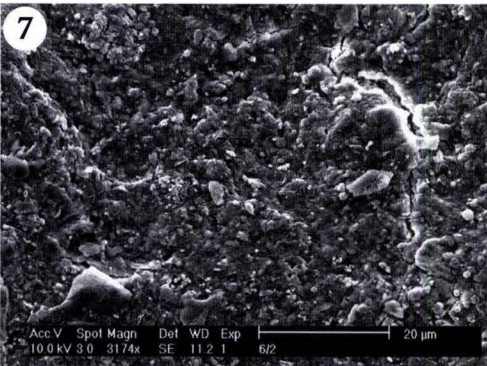
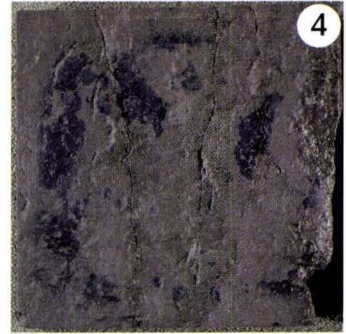
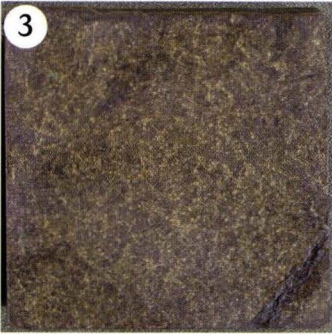
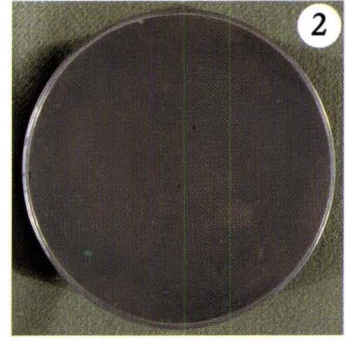
- Fig. 1** Lithofazies-Typ 1, Ausschnitt $xy = 158 \mu\text{m}$, $z = 17,5 \mu\text{m}$, 28 optische Sektionen. Fein laminiertes Schwarzpelit mit (A) grünen und gelb-orangen Algen-Laminae am unteren und oberen Bildrand sowie (I) einer eingeschalteten minerogen dominierten Laminae.
- Fig. 2** Lithofazies-Typ 1, Ausschnitt $xy = 159 \mu\text{m}$, $z = 23,9 \mu\text{m}$, 60 optische Sektionen. (A) Algen-Laminae mit gering komprimierten, horizontal angeordneten Algenzellen und einer (I) minerogen dominierten Laminae mit dispers verteiltem organischem Material.
- Fig. 3** Lithofazies-Typ 1, Ausschnitt $xy = 79 \mu\text{m}$, $z = 19,3 \mu\text{m}$, 54 optische Sektionen. Detail aus Fig. 2: Dünne Algen-Laminae (oben) und eine Laminae mit vorwiegend organischem Detritus und amorpher organischer Substanz (AOM) in Hohlräumen und Porenzwickeln. Einige Algenzellen (T) zeigen das typische, wellige Oberflächenmuster. Am unteren Bildrand ist ein einzelnes Pollenkorn $> 40 \mu\text{m}$ zu erkennen (p).
- Fig. 4** Lithofazies-Typ 1, Ausschnitt $xy = 44 \mu\text{m}$, $z = 16 \mu\text{m}$, 45 optische Sektionen. Detailaufnahme des Übergangsbereiches einer (A) Algen-Laminae (unten) zu einer (I) minerogen dominierten Laminae (oben). In der minerogenen Matrix sind figurierte organische Partikel (vorwiegend *Tetraedron minimum*), unstrukturierte fluoreszierende Bruchstücke und amorphe organische Substanz dispers verteilt.
- Fig. 5** Lithofazies-Typ 2, Ausschnitt $xy = 48 \mu\text{m}$, $z = 9,5 \mu\text{m}$, 27 optische Sektionen. Resedimentierter „Fetzen“ einer Algen-Laminae mit komprimierten Einzelindividuen und minerogenen Anreicherungen (schwarz) am oberen und unteren Bildrand.
- Fig. 6** Lithofazies-Typ 2, Ausschnitt $xy = 43 \mu\text{m}$, $z = 16 \mu\text{m}$, 45 optische Sektionen. Dispers in der minerogenen Matrix verteilte Fragmente figuriert organischer Substanz (Algen, Pollen etc.) sowie ein hoher Anteil amorpher organischer Substanz (AOM) in Porenräumen und Porenzwickeln der minerogenen Matrix.



Tafel 9

Quellversuche und Scherversuche

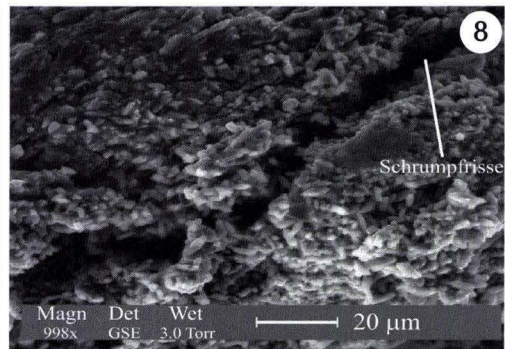
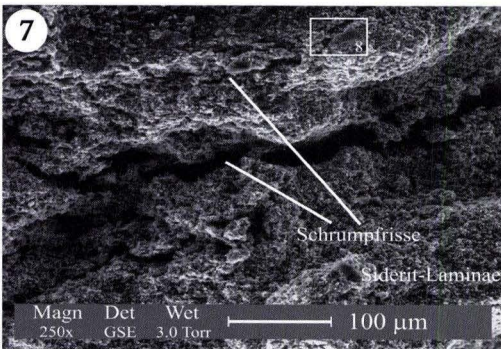
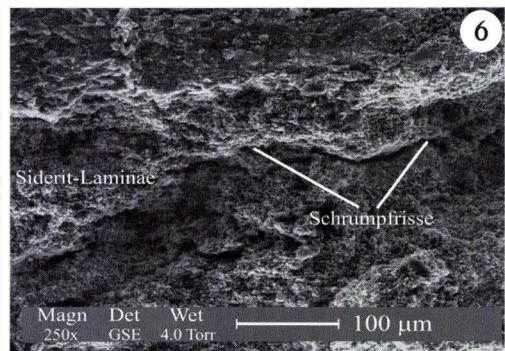
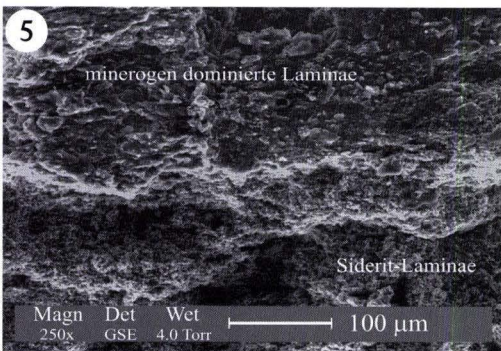
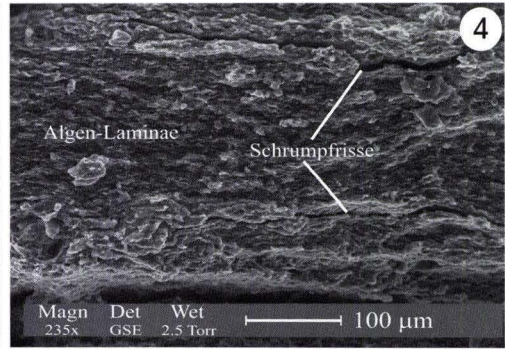
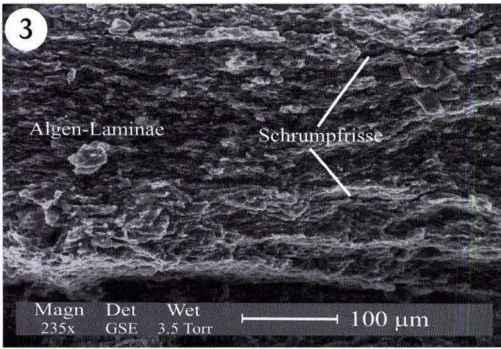
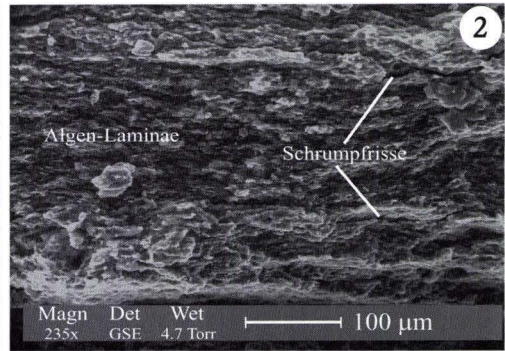
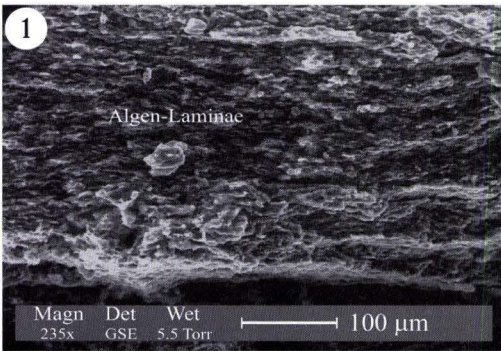
- Fig. 1** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, Probendurchmesser 70 mm. Ungestörte, durch den Präparationsvorgang nicht beeinflusste Probe zur Bestimmung des „aktuellen“ Quellvermögens. An der Oberfläche sind helle Fragmente von Siderit-Laminae erkennbar.
- Fig. 2** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, Probendurchmesser 70 mm. Ungestörte, durch den Präparationsvorgang nicht beeinflusste Probe zur Bestimmung des „aktuellen“ Quellvermögens.
- Fig. 3** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, Kantenlänge ca. 60 mm. Ebene, glatte Scherfläche, die sich parallel zur Lamination entlang einer dünnen Siderit-Laminae (helle Fragmente auf der Scherfläche) entwickelte.
- Fig. 4** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, Kantenlänge ca. 60 mm. Unebene Scherfläche, die sich frei in der durch die Scherbewegung des Kastenschergerätes vorgegebenen Ebene ausbildete.
- Fig. 5** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, Kantenlänge ca. 60 mm. Ebene, glatte Scherfläche, die sich parallel zur Lamination entlang einer dünnen Siderit-Laminae (helle Fragmente auf der Scherfläche) entwickelt. Infolge der fortgesetzten Beanspruchung im Wiener Routinescher Versuch wird die Oberfläche geglättet und das Material mylonitisiert. Es bildet sich ein Ton/Wasser-Film, der die Material- bzw. Scherfestigkeit reduziert.
- Fig. 6** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 2, Kantenlänge ca. 60 mm. Unebene Scherfläche, die sich frei in der durch die Scherbewegung des Kastenschergerätes vorgegebenen Ebene ausbildet. Infolge der fortgesetzten Beanspruchung im Wiener Routinescher Versuch zerbricht die Probe. Die Oberfläche wird grob geglättet und das Material mylonitisiert. Es bildet sich ein Ton/Wasser-Film, der die Material- bzw. Scherfestigkeit reduziert.
- Fig. 7** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme. Durch den Abschervvorgang parallel zur Scherrichtung eingeregelt organische Fragmente und Tonminerale.
- Fig. 8** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, HRSEM-Aufnahme, Detail aus Fig. 7. Durch den Abschervvorgang parallel zur Scherrichtung eingeregelt organische Fragmente und Tonminerale.



Tafel 10

Gefügeentwicklung infolge Entwässerung

- Fig. 1–4** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, Entwässerungsversuch in einer ESEM-Serienaufnahme: Reduktion des Wasserdampfdruckes von 5,5 auf 2,5 Torr. Betrachtet wird eine Algen-Laminae die von minerogen dominierten Laminae begrenzt ist. Mit der Reduzierung des Wasserdampfdruckes in der Mikroskopkammer werden variable Feuchtigkeitsbedingungen erzeugt und die Probe kontrolliert entwässert. In den Übergangsbereichen der Laminae entstehen feine Schrumpfrisse (Trennbrüche) parallel zur Lamination. Mit fortschreitender Entwässerung und steigender Zugspannung wächst der Riss.
- Fig. 5–8** Mittlere Messel-Formation, Lithofazies-Typ 1, Entwässerungsversuch in einer ESEM-Serienaufnahme: Reduktion des Wasserdampfdruckes von 4,0 auf 3,0 Torr, Fig. 8: Detail aus Fig. 7. Betrachtet wird der Übergangsbereich einer minerogen dominierten Laminae und einer Siderit-Laminae. Mit der Reduzierung des Wasserdampfdruckes in der Mikroskopkammer werden variable Feuchtigkeitsbedingungen erzeugt und die Probe kontrolliert entwässert. Im Übergangsbereich der Laminae entstehen feine Schrumpfrisse (Trennbrüche). Mit fortschreitender Entwässerung und steigender Zugspannung wächst der Riss.



Kurzfassung des Inhalts

Untersuchung der ingenieurgeologischen Verhältnisse der Grube Messel (Darmstadt) im Hinblick auf die Langzeitstabilität der Grubenböschungen

Das Schwarzpelit-Vorkommen der Grube Messel bei Darmstadt wurde insbesondere durch die Funde außergewöhnlich gut erhaltener Wirbeltier-Fossilien aus der Zeit des mittleren Eozäns sowie die kontroverse Diskussion um die Folgenutzung des ehemaligen Tagebaus bekannt. Nachdem die Grube Messel im Jahr 1995 in die Welterbeliste der UNESCO aufgenommen wurde, ist die Langzeitsicherheit der Grubenböschungen von besonderer Bedeutung für die weitere Nutzung.

Von 1885–1971 wurde in der Grube Messel Schwarzpelit, so genannter „Ölschiefer“, abgebaut und bis 1961 daraus in einem dem Tagebau angeschlossenen Schwelwerk Rohöl extrahiert. Bereits im aktiven Tagebaubetrieb traten Rutschungen mit Schäden an Mensch und Material auf. Zurzeit sind im gesamten Grubenbereich umfangreiche Rutschprozesse in den tertiären Sedimenten sowie den umrandenden paläozoischen Festgesteinen dokumentiert. Alle Abbauböschungen des ehemaligen Tagebaus werden als instabil angesehen. Da die Grube Messel gemäß § 52 des Bundesberggesetzes als Tagebau betrieben wird, obliegt dem Land Hessen als Eigentümer die Gewährleistung der Sicherheit.

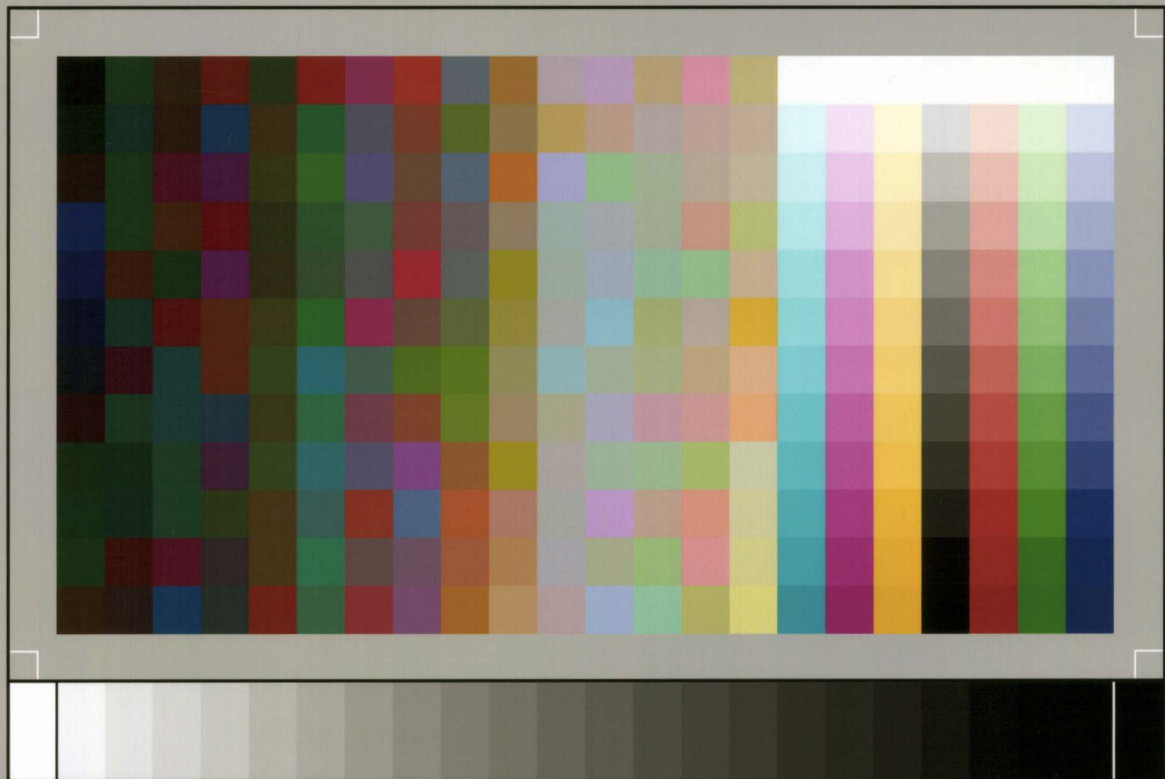
Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung werden die Ursachen sowie die beeinflussenden Faktoren der Böschungsbewegungen erfasst und es wird nachgewiesen, dass die notwendige Standsicherheit für keinen der aktiven bzw. latent aktiven Bewegungsbereiche gewährleistet ist. Die notwendige Langzeitsicherheit der Grubenböschungen ist ebenfalls nicht gegeben. Mit andauernden Deformationen und episodischen Beschleunigungen ist im Abstand von drei bis fünf Jahren bis zum Erreichen eines stabilen Zustandes der Böschungen zu rechnen.

Die sich aus der Instabilität der Böschungen insbesondere für Objekt- und resultierende Folgeschäden ergebenden Risiken sind nicht tolerierbar. Als angemessene Sicherungsmaßnahmen werden Überwachungs- und Kontrollmessungen im Sinne eines Beobachtungsverfahrens nach DIN 1054-100 eingeschätzt. Vorgestellt wird das Konzept für den Aufbau eines entsprechend modifizierten Mess- und Überwachungsprogrammes. Ergänzend werden lokale bautechnische Sicherungsmaßnahmen erläutert und empfohlen, die es erlauben mit relativ geringen Kosten die Sicherheit gefährdeter Teilbereiche deutlich zu erhöhen.

Herausgeber, © und Vertrieb:
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden



9 783895 318146



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0