

**Synsedimentäre Deformationen im Unteren Muschelkalk
des Germanischen Beckens**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Dipl.-Geologin Katja Föhlisch
geboren am 27.08.1970 in Nordhausen

Gutachter:

1. Prof. Dr. H. Lützner
2. Prof. Dr. R. Gaupp

Tag der öffentlichen Verteidigung: 12.06.02

Danksagung

Die Untersuchungen zu vorliegender Arbeit wurden am Fachbereich Geologie des Institutes für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität im Rahmen des DFG-Forschungsprojektes Lu 544/8-1 „Sedimentationsereignisse im Unteren Muschelkalk Thüringens“ durchgeführt. Ich möchte mich hiermit bei allen bedanken, die mich bei der Durchführung der Untersuchungen und bei der Erstellung dieser Arbeit unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt

- meinen Betreuern Dr. Thomas Voigt und Prof. Dr. Lützner sowie Prof. Dr. Gaupp vom Geologischen Institut der Friedrich-Schiller-Universität Jena, die mir in allen fachlichen Fragen als Gesprächspartner zur Verfügung standen. Unsere Diskussionen waren mir eine wertvolle Hilfe bei der Bearbeitung des Projektes. Vor allem Dr. Thomas Voigt, der zusammen mit Dr. Ulf Linnemann die Anregung für die Arbeit gab, stand mir während der gesamten Zeit der Projektbearbeitung und im Anschluß daran immer zur Seite. Sowohl Dr. Thomas Voigt als auch Prof. Dr. Lützner haben mich bei zahlreichen Geländebegehungen begleitet. Ihre Ideen lieferten mir viele Ansatzpunkte für meine Arbeit. Ich möchte mich auch für die kritische Durchsicht des Manuskriptes durch Dr. Thomas Voigt und Prof. Dr. Lützner bedanken.
- allen meinen ehemaligen Kollegen des Geologischen Institutes der Friedrich-Schiller-Universität Jena für ihre Anregungen und ihre ständige Diskussionsbereitschaft sowie für das angenehme und konstruktive Arbeitsklima.. Ich danke besonders Prof. Dr. Malischewsky für seine Beratung zum Problem der Sigmoidalklüftungen. Mit vielen Anregungen und Ratschlägen zur Lösung mehrerer Fragestellungen trugen Prof. Dr. Viereck-Götte, Dr. Hilmar v. Eynatten, Dr. Ellenberg, Sebastian v. d. Klauw, Marita Felder, Prof. Dr. Jentzsch, Dr. Dietmar Schöps und Dr. Gert Klöß zum Gelingen der Arbeit bei. Frau Jauch unterstützte mich ebenfalls in vielfacher Hinsicht. Sigrid Bergmann danke ich für ihr großes Engagement bei der Anfertigung der zahlreichen Schliffe und bei der Lösung einiger technischer Probleme.
- Robert Lippmann und Carol Baunack für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Probenahme im Steinbruch Steudnitz und die gute Zusammenarbeit im Gelände sowie Claudia Sieler für ihre Mithilfe bei der Dateneingabe und bei der Probenaufbereitung.
- den Muschelkalk-Bearbeitern der anderen Arbeitsgruppen für den konstruktiven Meinungs austausch während zahlreicher gemeinsamer Geländebegehungen. Besonders Dr. Jaroslav Kedzierski, Dr. Annette Götz, Dr. Thomas Ruffer, Dr. Joachim Szulc, Dr. Simon, Dr. Dirk Knaust sowie Manfred Schulz sei hier gedankt, die mir ihre Ergebnisse bzw. Publikationen zur Verfügung stellten und wertvolle Anregungen für weitere Untersuchungen gaben.

- Dr. Jens Götze und Dr. Klaus Stanek von der TU Bergakademie Freiberg für die Kathodolumineszenz- bzw. die REM-Untersuchungen der Proben.
- Prof. Dr. J. Schneider vom Institut für Geologie der TU Bergakademie Freiberg für seine hilfreichen Informationen zu Muschelkalk-Aufschlüssen in Thüringen.
- Dr. Edgar Nitsch für seine Hinweise bezüglich einiger Fragen zur Karbonatsedimentologie.
- den Mitarbeitern der Dornburger Zement GmbH, insbesondere Herrn Theuerkauf, für die unbürokratische Zusammenarbeit und die Erstellung der RFA-Analysen der Proben des Profiles Steudnitz.
- den Mitarbeitern des Thüringischen Geologischen Landesamtes für die Möglichkeit der Einsichtnahme in ihr Archiv.
- Dr. Nestler vom Dekanat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der FSU Jena für seine Beratung zu formellen Fragen bezüglich des Promotionsverfahrens.
- Herrn Hunek für sein engagiertes Aufsuchen eines „verloren geglaubten“ Aufschlusses in Plaue.
- meinen Kollegen des Institutes für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität Gießen, vor allem Prof. Dr. Knoblich, Marc Sauer und Ursula Genge für ihre fachliche Unterstützung, insbesondere zu Themen der Ingenieurgeologie. Prof. Dr. Knoblich und Dr. Sanner danke ich, daß sie mir ermöglichten, die Arbeit an unserem Institut fertigzustellen.
- der DFG für ihre finanzielle Unterstützung bei der Bearbeitung des Forschungsprojektes Lu 544 / 8-1 „Sedimentationsereignisse im Unteren Muschelkalk Thüringens“.
- Nicht zuletzt danke ich Volker Schaefer für seine computertechnische und moralische Unterstützung, vor allem aber für seine große Geduld und sein Vertrauen.

Auch allen anderen, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben und hier nicht erwähnt wurden, möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen.

Kurzfassung

In weiten Bereichen des Germanischen Beckens kennzeichnen Deformationsstrukturen, deren Genese bisher nur unzureichend geklärt war, die marinen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks. Ergebnisse feinstratigraphischer Profilaufnahmen, Dokumentationen des Strukturinventars im Aufschlußbereich sowie Dünnschliff- und rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen ermöglichten Aussagen über die Klassifikation und die Entstehung dieser Strukturen. In Abhängigkeit von der faziellen Ausbildung der Karbonate dominieren in-situ entstandene Deformationsstrukturen bzw. gravitativ umgelagerte Sedimenteinheiten (Rutschungsablagerungen) das strukturelle Inventar. Die Entstehung der verschiedenen Rutschungstypen (Debrite, Slump-Ablagerungen) wurde maßgeblich von dem Grad der frühdiagenetischen Lithifizierung des Ausgangssedimentes bestimmt. Die Herkunft der in den Debriten auftretenden mikritischen Intraklasten konnte durch Vergleiche mit autochthonen und parautochthonen Äquivalenten auf frühdiagenetische Karbonatanreicherungen zurückgeführt werden.

Aus den Transportrichtungen und der Verbreitung der gravitativen Resedimente wurden Aussagen über den Sedimentationsraum des südöstlichen Germanischen Beckens getroffen. In Übereinstimmung mit den Faziesvariationen der Wellenkalk-Sedimente deuten die aus den Untersuchungen der Rutschungsablagerungen gewonnenen Erkenntnisse für den Zeitabschnitt des Unteren Muschelkalks auf einen in interne Schwellen und Senken gegliederten Ablagerungsraum eines epikontinentalen Flachmeeres hin.

Die möglichen Ursachen für die Mobilisierung der Massenbewegungen wurden über die Abschätzung der Sedimentstabilität ungestört lagernder Schichtabfolgen sowie über die Bewertung potentieller externer Faktoren eingegrenzt. Die Ergebnisse lassen auf erhöhte Porenfluiddrücke infolge seismischer Erschütterungen als Auslöser für die Rutschungen schließen. Weitere Hinweise auf die tektonische Aktivität am Nordrand der Tethys während der Zeit des Anis sind auch die in den Ablagerungen der Wellenkalk-Fazies weitverbreiteten Sigmoidalklüftungs-Strukturen, deren Entstehung auf Erdbebenerschütterungen zurückgeführt werden konnte. Die Darstellung und Interpretation ihrer über große Entfernungen konstanten Orientierungsrichtungen ermöglichten die Lokalisierung der Epizentren in der Umgebung der Moravo-Silesischen- sowie der Burgundischen Pforte.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	EINLEITUNG.....	1
1.1	Paläogeographie und Paläotektonik des Unteren Muschelkalks.....	3
1.2	Faziesmodelle.....	8
1.3	Stratigraphie des Unteren Muschelkalks	12
1.4	Sedimente des Unteren Muschelkalks in der Wellenkalk-Fazies	19
1.4.1	Mikrite und Mikrosparite	21
1.4.2	Arenite und Rudite	22
1.4.3	Geochemische Charakteristik und Verbreitung der Lithotypen	24
2.	METHODIK.....	28
3.	SYNSEDIMENTÄRE DEFORMATIONEN IM UNTEREN MUSCHELKALK.	32
3.1	Physikalische Grundlagen	32
3.2	Rutschungen - Terminologie.....	37
3.2.1	Creep.....	39
3.2.2	Slide.....	39
3.2.3	Slump.....	40
3.2.4	Flow.....	41
3.2.4.1	Flows mit plastischem Verhalten	42
3.2.4.2	Flows mit fluidalem Verhalten.....	43
3.2.5	Fall (Rock Fall / Debris Fall).....	45
3.3	Beschreibung und Interpretation synsedimentärer Deformationen des Unteren Muschelkalks.....	45
3.3.1	In-situ-Deformationsstrukturen	47
3.3.1.1	Belastungsstrukturen.....	47
	Entstehung der Belastungsstrukturen.....	48
3.3.1.2	Entwässerungsstrukturen.....	50
	Entstehung der Entwässerungsstrukturen.....	51
3.3.1.3	Sigmoidalklüftung („Querplattung“) und „Wellenstreifung“	51
	Beschreibung der Strukturen.....	52
	Entstehung der Sigmoidalklüftungs- und „Wellenstreifungs“- Strukturen.....	57
3.3.2	Gravitative Massenbewegungen	63

3.3.2.1	Slump-Ablagerungen.....	63
	Entstehung der Slump-Ablagerungen.....	65
3.3.2.2	Debrite	66
	Entstehung der Debrite	74
3.3.2.3	Einfluß der Materialparameter auf die Art der gravitativen Massenbewegungen im Unteren Muschelkalk	80
3.3.2.4	Geometrie der resedimentierten Einheiten	81
3.3.2.5	Rekonstruktion des Paläo-Reliefs	83
3.3.2.6	Mobilisierungsursachen.....	90
	Materialeigenschaften.....	90
	Hangneigung	93
	Abschätzung der Sedimentstabilität.....	93
	Ergebnisse	96
3.4	Paläoseismische Ergebnisse	104
4.	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.....	107
	LITERATUR.....	111
	ANLAGENVERZEICHNIS	120

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Paläogeographie, Tektonik und Faziesverbreitung zur Zeit der Trias.	5
Abb. 2: Stratigraphie und Biostratigraphie des Unteren Muschelkalks (Zusammenstellung nach BACHMANN et al. 1999)	12
Abb. 3: Lithostratigraphie des Unteren Muschelkalks in Deutschland entsprechend dem Beschluß der Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW.....	14
Abb. 4: Zusammenhang zwischen Wellenkalkausbildung und Anteil an terrestrischem Eintrag.....	25
Abb. 5: Prozentualer Anteil der Karbonat-Lithotypen am Profilabschnitt Unterer Wellenkalk / Oolithbänke im Thüringer Becken und Subherzyn.....	27
Abb. 6: Darstellung der Parameter, die entsprechend der Mohr-Coulomb-Gleichung die Scherfestigkeit eines Materials definieren.	34
Abb. 7: Im Text verwendete Begriffe zur Beschreibung von Rutschungen.	37
Abb. 8: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Creeps entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).	39
Abb. 9: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Slides entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).	40
Abb. 10: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Slumps entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).	41
Abb. 11: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Flows mit plastischem Verhalten entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).....	42
Abb. 12: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Flows mit fluidalem Verhalten entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).....	44
Abb. 13: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Falls (Rock Falls/Debris Falls) entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).....	45
Abb. 14: Load Casts im Hangenden der Unteren Terebratelbank, Wutha bei Eisenach.....	48
Abb. 15: Entwässerungsstrukturen in einer 0,2 m mächtigen Arenitlage, Unterer Wellenkalk, Laasan (nördlich Jena).....	50
Abb. 16: Stratigraphische Verbreitung von Sigmoidalklüftungen in Nordhessen bzw. Niedersachsen.....	53
Abb. 17: Sigmoidalklüftung im Liegenden eines Debrits 13 m unterhalb der Oolithbänke, Kernberge Jena.....	55
Abb. 18: Orientierung von Sigmoidalklüftung und "Wellenstreifungs"-Strukturen in den Ablagerungen des Unteren Muschelkalks in Deutschland.....	57
Abb. 19: Weltweite rezente Verbreitung von Vein Structures.....	59
Abb. 20: Experimentell erzeugte Vein Structures nach einem Versuch von BROTHERS et al. (1996).....	60

Abb. 21: Interpretation der Entstehung von Sigmoidalklüftungen im Unteren Muschelkalk auf Grundlage des Vergleiches mit den durch BROTHERS et al. (1996) experimentell erzeugten Vein Structures.	62
Abb. 22: Ablagerung eines Slumps 2 m im Hangenden der Terebratelbänke, ehemaliger Steinbruch N Wutha.....	64
Abb. 23: Kompressionsstrukturen im unteren Bereich einer Rutschung 2 m oberhalb der Oolithbänke, Harras.	66
Abb. 24: Matrixgestützter Debrit mit erosiver Basis und internen Scherflächen, Neuengönna bei Jena.	67
Abb. 25: Randbereich eines Debrits 7 m im Liegenden der Oolithbänke, Kernberge Jena.....	68
Abb. 26: EDX-Analysen der Verteilung von Kalzium sowie der Summe der den Tonanteil repräsentierenden Elemente K, Al, Si [Masse-%] in Debrit-Intraklasten, parautochthonen Sedimenteinheiten sowie flaserigen und knaurigen Wellenkalken.....	69
Abb. 27: Entwicklung der Sphärizität von Intraklasten in Abhängigkeit von ihrer Position in Debris Flow Ablagerungen (ZINGG-Diagramme), Aufschlußdokumentationen aus der Umgebung von Jena.	73
Abb. 28: Debrit im Liegenden der Oolithbänke, Jenzig, Jena.....	75
Abb. 29: Interpretation der Entstehung der mikritischen Debrit-Intraklasten im Unteren Muschelkalk.....	77
Abb. 30: Interpretation der Entstehung überdurchschnittlich großer stratifizierter arenitischer Klasten innerhalb der Debrite des Unteren Muschelkalks.....	78
Abb. 31: Mächtigkeit und Transportrichtungen eines Debrites in der Umgebung von Jena.....	82
Abb. 32: Debrit 12 m unterhalb der Oolithbänke, Johannisberg Jena.....	83
Abb. 33: Vergleich zweier Methoden zur Ermittlung der Bewegungsrichtung von Debris Flows.....	85
Abb. 34: Mächtigkeiten des Unteren Muschelkalks und Transportrichtungen der Massenbewegungen im südöstlichen und südlichen Germanischen Becken.	86
Abb. 35: Prozentuale Anteile der gravitativen Resedimente am Profilabschnitt Unterer Wellenkalk und Oolithbänke im Thüringer Becken bzw. Sachsen-Anhalt.	88
Abb. 36: Prinzipskizze zur Berechnung der instabilsten Lagerung unter Verwendung des Programms BOESCH.	96
Abb. 37: Stratigraphische Position von Ablagerungen gravitativer Resedimente des Unteren Muschelkalks im Vergleich zu Meeresspiegelschwankungen (nach KEDZIERSKI 2000) und Abschnitten gehäuft auftretender Sigmoidalklüftungen im Germanischen Becken. Profil Steudnitz.	103
Abb. 38: Basierend auf der Orientierung von Sigmoidalklüftungen rekonstruierte Epizentren für den Unteren Muschelkalk in Mitteleuropa.....	105

1. Einleitung

Der Untere Muschelkalk umfaßt die Schichtenfolge zwischen den terrestrischen Ablagerungen des Buntsandsteins und den Evaporiten des Mittleren Muschelkalks. Während der Zeit des Unteren Muschelkalks wurden im zentralen und im südöstlichen Germanischen Becken unter flachmarinen Bedingungen vorwiegend mikritische Karbonate abgelagert, die aufgrund ihrer unebenen flaserigen Internstrukturen als „Wellenkalke“ bezeichnet werden. Die mikritischen Schichteinheiten werden von arenitisch-ruditisch entwickelten Lagen unterbrochen, die sich zum Teil über weite Entfernungen ausdehnen. Im Gegensatz zu den von verschiedenen Autoren ausführlich beschriebenen stratigraphischen arenitisch-ruditischen Leithorizonten (z.B. ERNST & WACHENDORF 1968, LUKAS 1991, LUKAS 1993; GÖTZ 1996) liegen über die mikritischen Karbonate nur vergleichsweise wenige Untersuchungen vor.

In den Mikritabfolgen finden sich lateral weit aushaltende Deformationsstrukturen, deren Genese bisher nur zum Teil schlüssig interpretiert werden konnte (z.B. durch SCHWARZ 1970, SZULC 1993, VOIGT & LINNEMANN 1996, NEUWEILER et al. 1999). Auffälligste Strukturen stellen verfaltete Sedimenteinheiten, Intraklastkalke sowie innerhalb geringmächtiger Karbonatlagen auftretende, senkrecht zur Schichtung verlaufende Flächen dar. Über die Entstehung dieser als Sigmoidalklüftung oder Querplattung bezeichneten vertikalen, zum Teil s-förmig gebogenen Strukturen existieren verschiedene Theorien. Hauptsächlich ihr über große Entfernungen gleichgerichteter Orientierungssinn veranlaßte zu kontroversen Diskussionen. WAGNER (1897) und ENGELS (1951) nahmen tektonische Beanspruchung als Ursache für die Entstehung der Sigmoidalklüftungen an. Untersuchungen durch FRANZKE & JANSSEN (1984) schlossen dagegen einen Zusammenhang mit tektonischer Beanspruchung aus. Neben einer Genese infolge subaquatischer Rutschungen (LOTZE 1932) bzw. infolge von Horizontalbewegungen (STRAUSS 1938, KRUCK 1974) wurden auch die Wirkung der Corioliskraft (KURZE 1981) und der Einfluß von Tsunamis (KNAUST 2000) als mögliche Ursachen für die Entstehung der Sigmoidalklüftungen diskutiert. In den letzten Jahren geht man zunehmend von Erdbeben als Auslösern für die Genese der Sigmoidalklüftungen aus (DUALEH 1995, RÜFFER 1996, NEUWEILER et al. 1999).

Auch die bis zu 2 m mächtigen verfalteten Sedimenteinheiten in den karbonatischen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks bildeten aufgrund ihres auffälligen

Erscheinungsbildes bereits früh den Gegenstand von Untersuchungen. Die Entstehung dieser Sedimenteinheiten wird auf subaquatische Rutschungen zurückgeführt (z.B. REIS 1910, SCHMITT 1935, BÖRNER 1936, HALTENHOF 1962, BACKHAUS & FLÜGEL 1971, SCHWARZ 1975). Eine umfangreiche Arbeit über die mineralogische Zusammensetzung und den mikrofaziellen Aufbau dieser Sedimente liegt von BACKHAUS & FLÜGEL (1971) vor. Während BACKHAUS & FLÜGEL (1971) nicht von einer Horizontbeständigkeit der verfalteten Schichten ausgehen, heben SEIFERT (1928), SCHWARZ (1970) und KRAMM (1997) ihr gehäuftes Auftreten in bestimmten stratigraphischen Abschnitten hervor.

Im Gegensatz zu den verfalteten Sedimentpaketen stellen die ebenfalls weit verbreiteten bis zu 4 m mächtigen, zumeist matrixgestützten Intraklastkalke weniger deutlich erkennbare Strukturen dar. Aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit stark bioturbierten bzw. knaurig entwickelten Wellenkalken wurden sie häufig mit diesen zusammengefaßt. Detaillierte Beschreibungen der Intraklastkalke erfolgten erst in jüngster Zeit. Die überwiegend matrixgestützten mikritischen Ablagerungen werden von SCHWARZ (1970), SZULC (1993) sowie VOIGT & LINNEMANN (1996) als Debrite interpretiert.

Aus der Bewertung des Kenntnisstandes über die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks stellte sich als ein zentrales Ziel im Rahmen des DFG-Forschungsprojektes Lu 544/8-1 „Sedimentationsereignisse im Unteren Muschelkalk Thüringens“ die Klärung der Art und der Entstehung der beschriebenen Deformationsstrukturen. Feinstratigraphische Profilaufnahmen bildeten die Basis zur Ermittlung der räumlichen und stratigraphischen Verbreitung der Deformationsgefüge sowie ihrer Internstrukturen. Aus den gewonnenen Informationen wurden Erkenntnisse über die Bildungsmechanismen der Deformationen erwartet. Auch in situ entstandene Deformationsgefüge wie Belastungs- und Entwässerungsstrukturen sollten in die Untersuchungen einbezogen werden, um aus ihrer Verbreitung und stratigraphischen Position - insbesondere in Hinsicht auf gemeinsames Auftreten mit Ablagerungen subaquatischer Rutschungen - Hinweise auf mögliche genetische Zusammenhänge zu erhalten.

Als Auslöser für die subaquatischen Rutschungen wurden in der Literatur externe Faktoren diskutiert, da aus der Mächtigkeitsverteilung und der Faziesverbreitung im Unteren Muschelkalk nur geringe Hangneigungen des Paläoreliefs des Germanischen Beckens abgeleitet werden können. So nimmt ZIEGENHARDT (1966) für die Initiierung der Rutschungen allgemein synsedimentäre Bewegungen an. SCHWARZ (1975) sieht in Hangunterschneidungen durch Rinnen den auslösenden Faktor für die

Massenbewegungen. SZULC (1993) sowie VOIGT & LINNEMANN (1996) führen die Mobilisierungsursachen der Massenbewegungen auf seismische Aktivität zurück. Um die möglichen Auslöser der Massenbewegungen einzugrenzen, bot es sich an, Abschätzungen mit Methoden der Standsicherheitsberechnung auf der Grundlage des Vergleichs mit rezenten Sedimenten in die Arbeit einzubeziehen.

Im Zusammenhang mit der Untersuchung der Debrite stellte sich weiterhin die Frage nach der Herkunft der Intraklasten, die bisher nur wenig Beachtung fand. Aus dünn- und rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen wurde Aufschluß über die Internstruktur und die geochemische Zusammensetzung der Intraklasten erwartet, um Rückschlüsse auf die Herkunft der Intraklasten sowie auf die Genese der Debrite ziehen zu können.

Für Aussagen über den Aufbau des Sedimentationsraumes des Germanischen Beckens sollte die Möglichkeit der Rekonstruktion des Paläoreliefs für die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks geprüft werden. Da Deformationsstrukturen in Rutschungsablagerungen Anzeiger für die Bewegungsrichtungen von Massenbewegungen darstellen können und somit Rückschlüsse auf die Hangneigungen zur Zeit des Unteren Muschelkalks zulassen, bildete die Untersuchung der verschiedenen Deformationsgefüge hinsichtlich ihrer Eignung als Transportrichtungsindikatoren einen weiteren Schwerpunkt der Arbeit.

1.1 Paläogeographie und Paläotektonik des Unteren Muschelkalks

Seit dem Ende der variszischen Orogenese im Oberperm existierte der Großkontinent Pangaea, der alle Landmassen umfaßte (Abb. 1). Die Tethys trennte teilweise seine nördlichen Bereiche von den südlich gelegenen Bereichen. Die weite Ausdehnung dieser zusammenhängenden Landmasse bedingte ein Klima, das stark von den Jahreszeiten geprägt war. Für den Kontinent Pangaea nimmt PARRISH (1999) hohe Luftdruckgegensätze zwischen Nord- und Südhalbkugel an, die zur Ausbildung eines Monsun-Klimas in der Trias führten.

Das Germanische Becken wurde im späten Karbon bis Perm am Nordrand der Tethys angelegt. Der nördliche Tethysrand befand sich zur Zeit der Trias in 15-20° nördlicher Breite (ROBINSON 1973). Das Fennoskandische Hoch bildete die nördliche bis

nordöstliche Begrenzung des Germanischen Beckens, im Südosten wurde es durch das Böhmisches-Vindelizische Massiv und im Südwesten durch das London-Brabanter Massiv eingeschlossen (Abb. 1). Die NW-SE-Ausdehnung des Germanischen Beckens betrug ca. 1.500 km, die NE-SW-Ausdehnung ca. 1.100 km. Wesentliche strukturprägende Elemente des zentralen Germanischen Beckens waren die NW-streichende Norddeutsch-Polnische Senke und der Dänische Trog (ZIEGLER 1982). Im südöstlichen Bereich wird das Germanische Becken durch die Eichsfeld-Altmark-Schwelle in die 50 bis 100 km breiten Nord-Süd-orientierten Teilbecken Thüringische Senke (SEIDEL 1965) und Hessische Senke unterteilt. Das Rheinische Massiv und die nördlich davon gelegene Hunte-Schwelle grenzen die dem London-Brabanter Massiv vorgelagerte Trierer Bucht vom südwestlichen Germanischen Becken ab.

Erhöhte Sedimentmächtigkeiten zeigen die verstärkte Subsidenz der Norddeutsch-Polnischen-Senke, des Dänischen Troges und der Nordsee-Senke an. Die triassischen Sedimente in der Polnischen Senke erreichen Mächtigkeiten von bis zu 4000 m bzw. bis zu 6000 m im Dänischen Trog. Basierend auf Arbeiten von SCHWAB et al. (1974) beschrieben NÖLDEKE & SCHWAB (1977), JUBITZ et al. (1981), SCHWAB et al. (1982) sowie SCHWAB (1983) die Absenkung dieser Teilbereiche der Mitteleuropäischen Senke als diskontinuierlichen Prozeß und untergliederten ihn in vier Stadien: die Anfangsetappe (Stefan-Auton), die Hauptabsenkungsetappe (Saxon-Mittlere Trias), die Differenzierungsetappe (Obertrias-Unterkreide) und die Stabilisierungsetappe (Alb-Neogen). Der generell ähnlich verlaufende Absenkungstrend in diesen Teilbereichen der Mitteleuropäischen Senke kann von zusätzlichen regionalen Einflüssen überlagert sein. Die Hauptabschnitte der Absenkung fallen nach JUBITZ et al. (1981) zeitlich mit den tektonischen Deformationsphasen des Beckens und mit einer Änderung des tektonischen Beanspruchungsplanes zusammen. Für die Hauptabsenkungsetappe, die auch den Zeitabschnitt der Mittleren Trias umfaßt, ist ein geringer Gradient der Mächtigkeits- und Faziesentwicklung der Sedimente kennzeichnend. Aus der geringen Fazies- und Mächtigkeitsdifferenzierung schließt JUBITZ et al. (1981), daß trotz insgesamt erhöhter Absenkungsraten während dieser Zeit die Absenkungen flächig erfolgten. Die Konstanz der Absenkungen ist nach JUBITZ et al. (1981) ein Merkmal für den Vertikaleinfluß linearer Elemente.

Für die Ablagerungen des Buntsandsteins und des Muschelkalks ergaben Untersuchungen der Sedimentationsabfolgen innerhalb des Glücksstadt-, Horn- und des

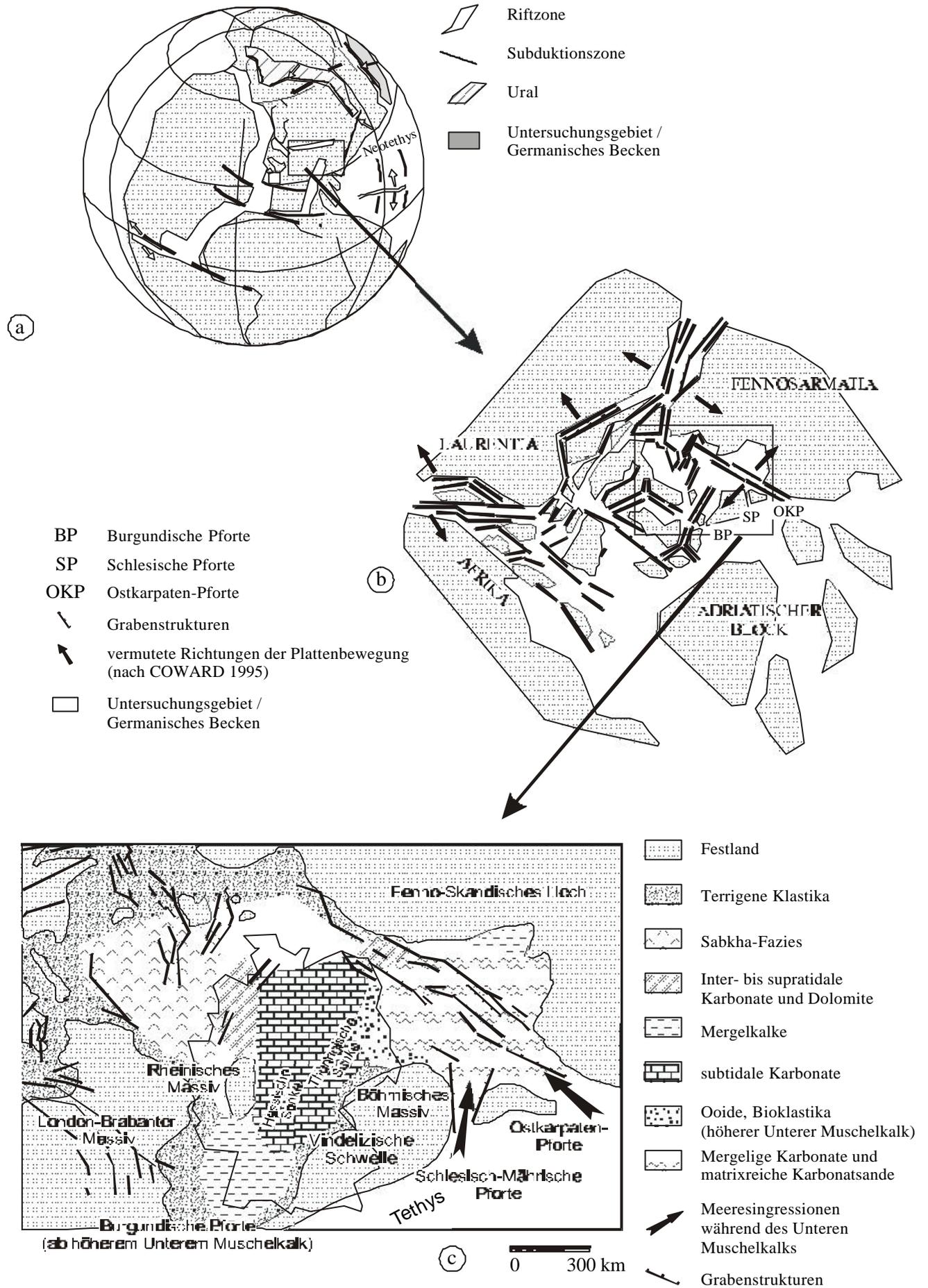
Westdorf-Grabens in der Norddeutschen Senke durch BRÜCKNER-RÖHLING & RÖHLING (1998) diskontinuierliche Sedimentation und variierende Subsidenzraten. BRÜCKNER-RÖHLING & RÖHLING (1998) schließen aus der Analyse der Sedimentationsunterbrechungen und der Erosionshorizonte auf das Wirken einer Abfolge diskreter tektonischer Impulse. Die tektonischen Bewegungen innerhalb des Zeitraumes der Unteren und Mittleren Trias erreichten nach BRÜCKNER-RÖHLING & RÖHLING (1998) ihre höchste Intensität zu Beginn der Solling-Folge (Hardeggen-Phase). Einheitlich verlaufende Mächtigkeitsentwicklungen der Sedimentabfolgen zeigen zwischen den einzelnen Impulsen gleichförmige Subsidenz des Ablagerungsraumes an. Die höchsten Subsidenzraten während der Unteren bis Mittleren Trias ermittelten BRÜCKNER-RÖHLING & RÖHLING (1998) für den Zeitabschnitt des Unteren und Mittleren Buntsandsteins.

Die Entstehung der Senkenbereiche und Grabensysteme innerhalb des Germanischen Beckens wird auf Dehnungstektonik im Zusammenhang mit den Öffnungsbewegungen des Zentral- und Nordatlantik sowie der westlichen Tethys zurückgeführt, die bereits im Oberkarbon bis Perm einsetzten. Zum Teil führten die tektonischen Impulse zur Entstehung neuer Störungssysteme im Germanischen Becken, überwiegend wurden jedoch variszische Strukturen reaktiviert. Während der von östlicher in westliche Richtung fortschreitenden Öffnung der Tethys erfolgten nach (SZULC 1993 und 1998) durch die Reaktivierung der Tornquist-Teisseyre-Linie, der Schlesisch-Mährischen Störungszone und Cevennes-Störungszone die Transgressionen in das Germanische Becken über die Meeresstraßen Ostkarpaten-Pforte, Moravo-Silesische- bzw. Burgundische Pforte (Abb. 1).

folgende Seite:

Abb. 1: Paläogeographie, Tektonik und Faziesverbreitung zur Zeit der Trias.

- a) Plattentektonik zur Zeit der Trias (nach COWARD 1995)
- b) Paläogeographie und Tektonik in der Mitteltrias (vereinfacht nach MOSTLER 1993 und COWARD 1995)
- c) Paläogeographie des Germanischen Beckens im Anis nach ZIEGLER (1982), Darstellung der Faziesverbreitung entsprechend der Zusammenstellung durch LUKAS (1993)



Zur Zeit der Mittleren Trias stellte das Germanische Becken einen ausgedehnten Flachwasserbereich dar. In den Ablagerungen des Unteren Muschelkalks zeigen Dolomite, dolomitische Mergel, Trockenrisse, Algenmatten, Tetrapodenfährten und das Vorherrschen einer verminderten Faunendiversität im nordwestlichen und westlichen Bereich des Beckens einen ausgedehnten Sabkhafazies-Bereich an. Dieser wird von der subtidalen Fazies des zentralen Beckenbereiches durch das Rheinische Massiv sowie durch einen von inter- bis supratidal abgelagerten Dolomiten und Karbonaten (LUKAS 1993) gekennzeichneten Untiefenbereich in der nördlichen Fortsetzung des Rheinischen Massivs (Hunte-Schwelle, TRUSHEIM 1961), abgegrenzt.

In der Umgebung der Festländer, insbesondere am nordwestlichen, westlichen und südlichen Beckenrand, dominieren feinkörnige Sand- und Schluffsteine mit mergeligen und tonigen Zwischenlagen die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks („Muschelsandstein-Fazies“). Aufgrund ihrer Feinkörnigkeit und der guten Sortierung wird die Herkunft dieser Klastika auf fluviatilen Eintrag aufgearbeiteten Buntsandsteins vom Festland zurückgeführt (SCHWARZ 1970). Mit Annäherung an den Beckenrand nimmt der Anteil der Sandsteinlagen sowie deren Korngröße zu. Der Mineralbestand der Sand- und Schluffsteine setzt sich aus schlecht gerundeten Quarzen, Chlorit, lagenweise angereicherten Glimmermineralen (Muskovit, Biotit) sowie Feldspäten zusammen (RICHTER 1962). Der Anteil der Mergel und der Dolomite am Profil steigt zum Hangenden und in Richtung auf das Beckeninnere an (SCHWARZ 1975, 1977); die Korngröße der Partikel nimmt ab. Die Ablagerungen enthalten marine Fossilien, wie Crinoidenstielglieder und Ichnofossilien, die litorale und sublitorale Verhältnisse anzeigen (SCHWARZ 1970). Rippeln, Schrägschichtung und Belastungsgefüge stellen das typische Strukturinventar der Muschelsandstein-Fazies dar (SCHWARZ 1975, 1977). Im Hangenden dieser Abfolgen zeigen Trockenrisse in tonigen und schluffigen Sedimenten („Orbicularisschichten“) zeitweiliges Trockenfallen des Sedimentationsraumes an. Die Ablagerungen der Muschelsandstein-Fazies erreichen am westlichen Beckenrand Mächtigkeiten von bis zu 40 m (BOCK et al. 1993).

In Annäherung an die beckenzentralen Bereiche gehen die klastischen Sedimente nach wenigen Zehner Kilometern (BOCK et al. 1993) sukzessive in plattige und flaserige Kalke über. Die mikritischen Flaserkalke („Wellenkalk-Fazies“, Kap. 1.4) stellen die dominierende Fazies des Zentralbereichs sowie des nordöstlichen und östlichen Teils des Germanischen Beckens dar. Bioklastische Arenite von überwiegend geringer Mächtigkeit

sowie Hart- und Festgründe unterbrechen die Abfolgen der mikritischen Kalke. Die Mächtigkeit der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks ist abhängig von der jeweiligen Position der Ablagerungen im Germanischen Becken. In den Senkenzentren weist der Untere Muschelkalk größere Mächtigkeiten auf als in Untiefenbereichen (z.B. Thüringische Senke: bis zu 114 m; Subherzyn: bis zu 120 m (SEIDEL 1965, HOPPE 1965), Rhön-Schwelle / Eichsfeld-Altmark-Schwelle: 80-90 m, (WENDLAND 1980)).

Im Übergangsbereich vom zentralen zum östlichen Germanischen Becken ist der obere Abschnitt des Unteren Muschelkalks vorwiegend oolithisch ausgebildet und enthält einen hohen Anteil an Trochiten und Peloiden sowie Algen (Rüdersdorf-Formation, s. Kap. 1.3).

Hauptsächlich mergelige Karbonatschlämme und matrixreiche Karbonatsande repräsentieren die Ablagerungen des östlichen Germanischen Beckens. Eine hohe Faunendiversität, das Auftreten von Kalkalgen und stenohaliner Organismen sowie kleineren Riffen zeigen den Einfluß von normalmarinem Meerwasser an (z.B. SZULC 1993, HAGDORN 1985, HAGDORN & GEUCHOWSKI 1993).

Die Faziesverbreitung belegt Verbindungen zwischen dem Germanischen Becken und der Tethys über die Moravo-Silesische Pforte und die Ostkarpaten-Pforte im Unteren und Mittleren Abschnitt des Unteren Muschelkalks sowie über die Burgundische Pforte im Oberen Abschnitt des Unteren Muschelkalks (ZIEGLER 1982) (Abb. 1). Funde von Radiolarien ausschließlich im südlichen Teil des Germanischen Beckens lassen im Pelson auf eine zeitweilige Verbindung zur Tethys über die Burgundische Pforte schließen (HAGDORN 1985).

1.2 Faziesmodelle

Die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks, insbesondere die im Zentrum des Germanischen Beckens dominierende Wellenkalk-Fazies (Kap. 1.4), sind durch auffallende Mächtigkeits- und Fazieskonstanz gekennzeichnet (z.B. HAGDORN et al. 1987). Profilkorrelationen durch SCHWARZ (1975) ergaben keine Hinweise auf Faziesdifferenzierungen im Bereich der Hessischen Senke und des südlichen Germanischen Beckens (VOIGT et al. 2000). Auch für das Norddeutsche Becken wurden nur sehr geringe Mächtigkeitsvariationen der Abfolge des Unteren Muschelkalks zwischen

maximal 140 m in beckenzentralen Bereichen und 60 m in der Rügener Beckenrandfazies nachgewiesen (ALTHEN et al. 1980). Die hohe Mächtigkeits- und Fazieskonstanz äußert sich auch in der Verbreitung der arenitischen bzw. ruditischen Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke, die als beckenweite isochrone Horizonte betrachtet und für sequenzstratigraphische Interpretationen genutzt werden (AIGNER & BACHMANN 1992, Kap. 1.3).

Obwohl die Übergänge zwischen den in Kapitel 1.1 beschriebenen Faziesbereichen nur allmählich erfolgen, wurden gerichtete Tendenzen in der Faziesentwicklung bereits von v. FREYBERG (1922) und SEIFERT (1928) erkannt (VOIGT et al. 2000). Detaillierte Untersuchungen der Mächtigkeitsvariationen der arenitisch-ruditischen Leithorizonte sowie der mikritischen Wellenkalken in der Thüringischen Senke erfolgten durch SEIDEL (1965), MORGENROTH (1972), WENDLAND (1980), MERZ (1987) bzw. für das Subherzyn durch KOLB (1976). Eine zusammenfassende Darstellung der Faziesverteilung gibt BEUTLER (1993) für den Zentralbereich des Germanischen Beckens.

Die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks im zentralen Germanischen Becken sind durch NNE–SSW-streichende Faziesgürtel im Bereich der Thüringischen Senke und des Subherzyns bzw. durch NW-SE verlaufende Faziesübergänge in der Norddeutschen Senke gekennzeichnet (BEUTLER 1993). Die Wellenkalk-Ablagerungen der Thüringischen Senke werden in westlicher Richtung zunehmend von Hartgründen, Oolithen und Dolomiten der Eichsfeld-Altmark-Schwelle dominiert. In östlicher Richtung treten gehäuft Intraklastkalken auf. Die Wellenkalk-Fazies der Norddeutschen Senke geht in nördliche Richtung in tonige Ablagerungen über, die auf terrestrischen Eintrag am nördlichen Randbereich des Germanischen Beckens zurückzuführen sind. Diese Faziesdifferenzierung spiegelt sich auch in den Ergebnissen von Bohrlochmessungen (Gamma-logs, ALTHEN et al. 1980) wider. Untiefenbereiche wie die Eichsfeld-Altmark-Schwelle werden durch erhöhte Karbonatgehalte und verminderte Mächtigkeiten gekennzeichnet. In Richtung auf die durch größere Mächtigkeiten charakterisierten Senkenzentren erfolgt eine graduelle Zunahme der Tongehalte. Die nur gering variierenden Mächtigkeiten erlaubten ALTHEN et al. (1980) die Korrelation der Ablagerungen, aus der sie auf einen schichtförmigen Aufbau (Layer-Cake-Structure) des Unteren Muschelkalks schlossen.

Basierend auf differenzierten feinstratigraphischen Untersuchungen der arenitisch-ruditischen Terebratelbänke schlug LUKAS (1991) für die Ablagerungen des Unteren

Muschelkalks im Gebiet der Hessischen Senke das Faziesmodell einer in südsüdöstliche Richtung einfallenden schlammdominierten homoklinalen Karbonatrampe vor. Die Länge der NW-SE-Erstreckung der Rampe beträgt etwa 170 km. Die in schmalen SW-NE-streichenden, jeweils 20-35 km breiten Zonen verlaufenden Faziesbereiche umfassen nach diesem Modell einen inter- bis supratidalen, von Dolomiten dominierten Bereich (NW Göttingen), der in südöstlicher Richtung von lagunären Sedimenten (SE Kassel) und bioklastischen Barrensanden (SE Kassel bis N Fulda) abgelöst wird. Die sich weiter in südöstliche Richtung anschließenden Crinoidenkalke und Hartgründe (SE Fulda) sowie Brachiopodenkalke und Mergel-Kalkstein-Wechselagerungen (NW Würzburg) werden als subtidale Ablagerungen unterhalb der Wellenbasis interpretiert. Während der Sedimentationsphase der Unteren Terebratelbank progradierten die Fazieseinheiten nach LUKAS (1993) infolge eines Meeresspiegelanstieges von SE nach NW. Im Hangenden der Unteren Terebratelbank wurden Wellenkalke abgelagert. In der darauf folgenden relativ geringmächtigen Oberen Terebratelbank deutet die Faziesverteilung eine Transgression nur an.

Aus der engräumigen Differenzierung und Verzahnung der Fazies der Terebratelbänke sowie der „überall gleichgerichteten Faziesentwicklung in Abhängigkeit von einem relativen Meeresspiegelanstieg“ schließt LUKAS (1993), daß die Terebratelbänke insgesamt keine progradierte Einheit, sondern periodische Unterbrechungen der Sedimentation der Wellenkalk-Abfolge infolge verbesserter Wasserzirkulation und Abnahme der Salinität im Germanischen Becken darstellen. Die verstärkte Zirkulation während der Sedimentation der Terebratelbänke führt LUKAS (1993) auf regressions- bzw. sturmbedingte Erosion eines Ooidbarrenkomplexes im Raum Berlin/Brandenburg zurück, der das westliche Germanische Becken gegen das östliche Germanische Becken und die Tethys abschirmte.

Aus der Faziesverteilung der Oolithbänke in der Hessischen Senke und in der Thüringischen Senke leitete GÖTZ (1996) ebenfalls eine Zunahme der Wassertiefe in südsüdöstliche Richtung ab. Der durch Peloid-Grainstones angezeigte lagunäre Ablagerungsraum im Nordnordwesten (Raum Kassel-Magdeburg) geht nach GÖTZ (1996) in einen durch Bioklasten-Grainstones bzw. Bioklasten-Ooid-Grainstones gekennzeichneten intertidalen Bereich (Raum Eisenach bis Halle) und anschließend in das Subtidal über (Bioklasten-Peloid-Wackestones im Gebiet Fulda bis Naumburg bzw. Hartgrundknauerkalke und Crinoiden-Wacke-/Packstones im Gebiet Würzburg bis Jena).

GÖTZ (1996) interpretiert den Ablagerungsraum im Sinne von LUKAS (1991) als homoklinale Karbonatrampe, auf der die Wasserzirkulation zu Beginn des Unteren Muschelkalks über die Schlesisch-Mährische Pforte und ab dem höheren Unteren Muschelkalk über die Barrensandkomplexe im Raum Berlin gesteuert wurde und vergleicht ihn mit dem Sedimentationsraum des Persischen Golfes.

Dem Sedimentationsmodell einer homoklinalen, nach Südosten bis Südsüdosten einfallenden Karbonatrampe von LUKAS (1991) schließen sich auch RÜFFER (1996), KNAUST (1998), KEDZIERSKI (2000) und RAMEIL et al. (2000) an. KNAUST (2000) schließt aus der Untersuchung von Fazieszonierungen, Mächtigkeitsvariationen und der Häufigkeit des Auftretens intraformationeller Konglomerate auf die Existenz einer distal nach NW versteilten Rampe am Nordwestrand der Böhmisches Masse, „die sich im Zentralbereich der Thüringisch-Hessischen Senke mit einer vom Rheinischen Massiv aus nach SE einfallenden Karbonatrampe verzahnt“.

Ein differenzierteres Bild für den Ablagerungsraum ergibt sich aus der Analyse der Mächtigkeiten und des strukturellen Inventars von Tempestiten sowie des Anteils verschiedener Lithotypen der Wellenkalk-Fazies in Abhängigkeit von der paläogeographischen Situation der Profile (VOIGT et al. 2000). Untiefenbereiche wie die Eichsfeld-Altmark-Schwelle oder die Ostthüringische Schwelle werden durch gehäuftes Auftreten vergleichsweise mächtiger und grobkörniger Sturmlagen sowie einem erhöhten Anteil an Hartgründen und knauringen Wellenkalken gekennzeichnet. Im Gegensatz dazu dominieren in Senkenbereichen dünnplattige und flaserige Wellenkalk sowie geringmächtige feinkörnige Tempestite, die als das distale Äquivalent der in der Umgebung der Untiefenbereiche sedimentierten Sturmlagen interpretiert werden. Die daraus resultierenden Erkenntnisse über die Morphologie des zentralen Germanischen Beckens korrespondieren mit den Ergebnissen der Auswertung der Bewegungsrichtungen subaquatischer Massenbewegungen (Kap. 3.3.2.5), die ebenfalls Rückschlüsse auf das paläogeographische Relief zulassen (FÖHLISCH & VOIGT 2001, VOIGT et al. 2000). Für das Germanische Becken wird ein in Schwellen und Senken gegliederter Ablagerungsraum eines flachen Epikontinentalmeeres angenommen. Der Akkumulationsraum der Senken wurde während der Sedimentation durch von den Untiefenbereichen ausgehende Sedimentumlagerungen beständig aufgefüllt, so daß ein ausgeglichenes Relief geschaffen wurde, das die Migration von Karbonatsandbarren über weite Entfernungen ermöglichte. Ein rezentes Analogon für den während der Zeit des Unteren Muschelkalks von hoher

Mächtigkeitkonstanz und beckenweit zeitgleicher arenitischer Episoden geprägten Ablagerungsraum des Germanischen Beckens besteht nicht (VOIGT et al. 2000).

1.3 Stratigraphie des Unteren Muschelkalks

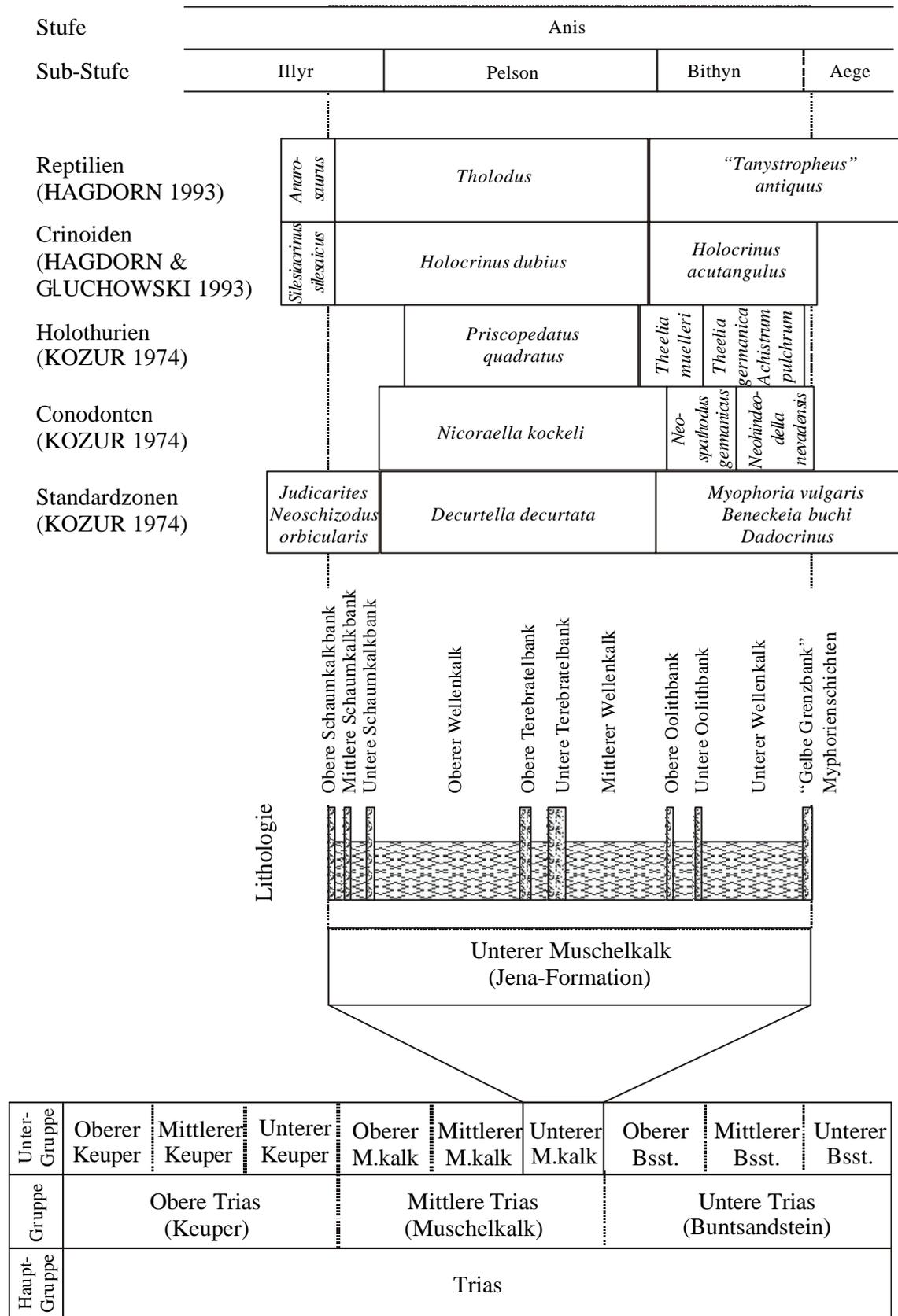
Die Germanische Trias wird in der lithostratigraphischen Nomenklatur der Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW als eine Hauptgruppe (Trias) beschrieben. Die Trias wird in 3 Gruppen (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) untergliedert, die wiederum in jeweils 3 Untergruppen (Unterer, Mittlerer, Oberer) unterteilt sind (Abb. 2). Nach MENNING (1995) umfaßt die Trias den Zeitraum von vor 251 bis vor 208 Millionen Jahren (Dauer 43 Millionen Jahre). Der Muschelkalk (die Mittlere Gruppe der Germanischen Trias) stellt mit 8 Millionen Jahren Dauer (von vor 240 bis vor 232 Millionen Jahren) im Vergleich zum Buntsandstein (Dauer 11 Millionen Jahre) und zum Keuper (Dauer 24 Millionen Jahre) die den kürzesten Zeitabschnitt beinhaltende Gruppe der Germanischen Trias dar. Die Dauer der Untergruppe Unterer Muschelkalk betrug nach MENNING (1995) 3 Millionen Jahre (von vor 240 bis vor 237 Millionen Jahren).

Die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks sind in Abhängigkeit von ihrer paläogeographischen Position faziell zu differenzieren (vgl. Kap. 1.1, Kap. 1.2). Der in Beckenfazies (Wellenkalk-Fazies) entwickelte Untere Muschelkalk wird entsprechend dem aktuellen Beschluß der stratigraphischen Subkommission Perm-Trias der Deutschen Union für Geowissenschaften (DUGW) als **Jena-Formation** bezeichnet (Abb. 3). Seine Hauptverbreitung liegt im südöstlichen und im zentralen Bereich des Germanischen Beckens sowie im Zentralbereich des Süddeutschen Teilbeckens. In Annäherung an den südwestlichen Rand des Süddeutschen Teilbeckens gehen die kalkigen Mikrite der Wellenkalk-Fazies basal in Dolomite über (**Freudenstadt-Formation**).

folgende Seite:

Abb. 2: Stratigraphie und Biostratigraphie des Unteren Muschelkalks (Zusammenstellung nach BACHMANN et al. 1999)

Im mittleren Teil der Abbildung ist die lithologische Gliederung der im zentralen sowie im östlichen und südöstlichen Bereich des Germanischen Beckens dominierenden Beckenfazies (Jena-Formation) dargestellt.



Die sandigen Ablagerungen (Muschelsandstein-Fazies) des von klastischen Eintrag dominierten westlichen Beckenrandes werden als **Udelfangen-Formation**, die des östlichen Beckenrandes als **Eschenbach-Formation** bezeichnet. Im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens ist der obere Teil des Unteren Muschelkalks hauptsächlich oolithisch ausgebildet und wird als **Rüdersdorf-Formation** beschrieben.

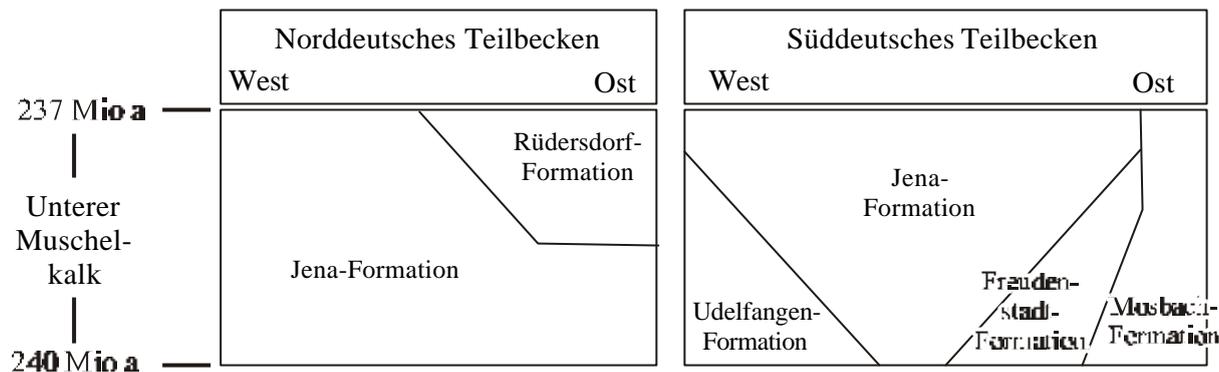


Abb. 3: Lithostratigraphie des Unteren Muschelkalks in Deutschland entsprechend dem Beschluß der Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW (aus BACHMANN et al. 1999; Altersdaten nach MENNING 1995)

Die Jena-Formation des Unteren Muschelkalks kann basierend auf **lithologischen Horizonten** mit überregionalem Leitwert in die Formationsglieder Unterer Wellenkalk, Oolithbänke, Mittlerer Wellenkalk, Terebratelbänke, Oberer Wellenkalk und Schaumkalkbänke untergliedert werden (Abb. 2). Der Untere, Mittlere und Obere Wellenkalk bestehen überwiegend aus mikritischen Kalken sowie einem untergeordneten Anteil an bioklastischen Areniten und Hartgründen (s. Kap. 1.4.2), die Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke werden von bioklastischen Areniten, Oolithen und Hartgründen aufgebaut. Die lithologischen Leitbänke sind über große Distanzen verfolgbar und wurden daher häufig zur Korrelation genutzt.

Die ersten **biostratigraphischen Untergliederungen** der Ablagerungen der Germanischen Trias gehen auf Arbeiten von RIEDEL (1916) und PIA (1930) zurück. KOZUR (1974) erstellte eine auf Mikrofossilien (Conodonten und Holothuriensklerite in marinen Ablagerungen bzw. Ostrakoden und Characeen-Oogonien in brackischen Ablagerungen) bzw. auf Makrofossilien (Cephalopoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Echinodermen) basierende biostratigraphische Untergliederung der Mittleren Trias und

diskutierte die Korrelation mit den tethyalen Ablagerungen. Eine auf Crinoiden beruhende Zonierung der Trias wurde von HAGDORN & GEUCHOWSKI (1993) vorgeschlagen (Abb. 2).

Chronostratigraphisch ist der Untere Muschelkalk dem Anis (Untere Mitteltrias) zuzuordnen und umfaßt den oberen Abschnitt der Unterstufe Bithyn, die Unterstufe Pelson sowie den unteren Abschnitt der Unterstufe Illyr. Entsprechend der Conodontenzonierung nach KOZUR (1974) beinhaltet das Bithyn die Zonen mit *Neohindeodella nevadensis* und *Neospathodus germanicus*, entsprechend der Crinoidenzonierung nach HAGDORN & GEUCHOWSKI (1993) die Zonen mit *Dadocrinus* und *Holocrinus acutangulus* bzw. den oberen Abschnitt der Assemblage-Zone mit *Beneckeia buchi*, *Myophoria vulgaris* und *Dadocrinus* (Standardzonierung nach KOZUR 1974). Die Abgrenzung des Pelson ist durch *Decurtella decurtata* (Standardzonierung nach KOZUR 1974) und *Nicoraella kockeli* (Conodontenzonierung nach KOZUR 1974) bestimmt. Die Zone mit *Holocrinus dubius* (Crinoidenzonierung nach HAGDORN & GEUCHOWSKI 1993) reicht von der Untergrenze des Pelson bis in das Illyr hinauf, dessen Beginn durch das Einsetzen von *Silesiacrinus silesiacus* definiert ist. Nach der Standardzonierung von KOZUR (1974) umfaßt das Illyr die Assemblage-Zone mit *Neoschizodus orbicularis* und *Judicarites*.

Probleme bei der biostratigraphischen Zonierung stellen die starke Faziesabhängigkeit der Mehrzahl der Indexfossilien (v.a. Crinoiden, Ceratiten, Conodonten, Brachiopoden, Lamellibranchiaten) sowie die endemische Entwicklung von Ceratiten und Plattform-Conodonten ab der Grenze Anis/Ladin im Germanischen Becken dar, die eine Korrelation mit den tethyalen Ablagerungen und somit eine chronostratigraphische Einstufung erschweren (BACHMANN et al. 1999).

Die biostratigraphische und die lithologische Gliederung des Unteren Muschelkalks sind in Abb. 2 dargestellt.

Der **zyklische Aufbau** der Sedimente des Unteren Muschelkalks wurde erstmals von FIEGE (1938) beschrieben. Die typische Abfolge eines Zyklusses setzt sich nach FIEGE (1938) vom Liegenden zum Hangenden aus einer „Bankfolge“, einer Wellenkalkfolge sowie aus Mergelkalken und dolomitischen Kalken („Gelbkalken“) zusammen. Im Sinne von FIEGE (1938) beschreibt SCHULZ (1972) detailliert den Aufbau eines Idealzyklusses für den Unteren Muschelkalk. Die Karbonatgehalte der von SCHULZ (1972) beschriebenen Abfolgen nehmen dabei von den basalen Intraklastkalken über Wellenkalk (mit zum Hangenden zunehmenden Tongehalten) in Richtung Top der Abfolge

(dolomitische Kalke) ab. Darauf basierend stellte KOLB (1976) eine zyklische Gliederung für die Karbonate des Subherzyns vor.

Zusätzlich zu den von SCHULZ (1972) dargestellten zyklischen Abfolgen (Karbonatgehalte von der Basis zum Top abnehmend) beschreibt KRAMM (1986) Zyklen mit einem von der Basis zum Top zunehmenden Karbonatgehalt. Sie beginnen nach KRAMM (1986) mit bioklastischen Kalksteinen, auf die Wellenkalke und plattige Kalke und abschließend Hartgründe folgen. Die Untersuchungen von SCHULZ (1972), KRAMM (1986) und KLOTZ (1990) umfassen hauptsächlich das Gebiet der Hessischen Senke. Eine Neubearbeitung der Zyklengliederung für den basalen Unteren Muschelkalk anhand des Vergleiches mehrerer nordthüringischer Profile erfolgte durch KRAMM (2001).

Vor allem in den letzten Jahren wurden die auf lithologischer Ansprache beruhenden zyklischen Gliederungen des Unteren Muschelkalks durch Erkenntnisse, die auf anderen methodischen Ansätzen beruhen, ergänzt und für regionale Korrelationen genutzt. Die meisten dieser Arbeiten haben geochemische Analysen bzw. geophysikalische Messungen zur Grundlage. GAERTNER (1993) untergliederte den Muschelkalk Norddeutschlands auf der Grundlage von Gamma-logs nach dem Gehalt an tonigen Bestandteilen. KNAUST (1998) ergänzte die lithologische Profilaufnahme des Profils Böttelborn in der Thüringischen Senke durch Untersuchungen von Mikrofazies und von Ichnofossilien. GÖTZ & FEIST-BURKHARDT (1996), GÖTZ (1996) sowie RAMEIL et al. (2000) erweiterten zur Erstellung einer zyklischen Gliederung lithologische Profilaufnahmen durch palynofazielle Analysen. Feinstratigraphische Profilaufnahmen und Gamma-log-Interpretationen bildeten für KEDZIERSKI (2000) die Basis für die Untersuchungen im östlichen Germanischen Becken.

Im Gegensatz zu den bisherigen Interpretationen, die überwiegend von asymmetrischen Zyklen (meist shallowing-upward-Zyklen) ausgehen, beschreibt KEDZIERSKI (2000) für den Unteren Muschelkalk 21 symmetrische Zyklen (jeweils bestehend aus einem Vertiefungs- und einem Verflachungs-Semizyklus), die in Abhängigkeit von ihrer paläogeographischen Position jedoch nicht immer vollständig entwickelt sein müssen. Ein Vertiefungs-Semizyklus setzt sich nach KEDZIERSKI (2000) aus bioklastischen Kalksteinen (z.T. mit Hartgründen), plattigen Kalken, Wellenkalk und Tonsteinlagen zusammen. Er bildet zusammen mit dem darüber folgenden Verflachungs-Semizyklus einen vollständigen symmetrischen Zyklus. Das Modell erlaubt KEDZIERSKI

(2000) die Korrelation der Ablagerungen des östlichen und des zentralen Germanischen Beckens.

Die Entstehung der zyklischen Ablagerungen in den Karbonaten des Unteren Muschelkalks des Germanischen Beckens wird zumeist auf Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt. AIGNER & BACHMANN (1992) erstellten die erste sequenzstratigraphische Gliederung für die Germanische Trias, die von ihnen als ein in mindestens 13 Sequenzen unterteilbarer Zyklus 2. Ordnung angesehen wird, der die kontinentalen Ablagerungen des Buntsandsteins, die marinen Karbonate und Evaporite des Muschelkalks sowie die kontinentalen Redbeds des Keupers umfaßt. Der Muschelkalk schließt dabei einen bereits im Oberen Buntsandstein einsetzenden Transgressive Systems Tract ein, der im oberen Abschnitt des Unteren Muschelkalks in den Highstand Systems Tract übergeht. Der vorwiegend durch Evaporite geprägte Mittlere Muschelkalk stellt nach AIGNER & BACHMANN (1992) einen Lowstand Systems Tract dar, der im Oberen Muschelkalk durch einen Transgressive Systems Tract und einen Highstand Systems Tract abgelöst wird. Die Maximum Flooding Surface liegt nach AIGNER & BACHMANN (1992) vermutlich im Bereich der Terebratelbänke.

KNAUST (1998) interpretiert die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks entsprechend der von AIGNER & BACHMANN (1992) vorgeschlagenen sequenzstratigraphischen Untergliederung und unterscheidet anhand von Lithologie und Ichnofazies des Profils Böttelborn „annähernd“ 40 Parasequenzen für den Unteren Muschelkalk. GÖTZ & FEIST-BURKHARDT (1996) deuten die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks ebenfalls im Sinne der sequenzstratigraphischen Gliederung nach AIGNER & BACHMANN (1992). GÖTZ (2001) unterscheidet anhand palynofazieller Untersuchungen in den Ablagerungen des Unteren Muschelkalks 20 hochfrequente, überregional korrelierbare shallowing-upward-Sequenzen. Die Zunahme des Gehaltes an marinem Plankton ab dem höherem mittleren Wellenkalk wird auf einen Meeresspiegelanstieg zurückgeführt, der den späten Transgressive Systems Tract belegt.

SZULC (1999) und KEDZIERSKI (2000) stellten neue sequenzstratigraphische Interpretationen vor. Basierend auf der Analyse von Bohrlochdaten, Faunengemeinschaften sowie Kohlenstoffisotopen-Daten des gesamten Germanischen Beckens unterscheidet SZULC (1999) für den Unteren Muschelkalk 2 Zyklen 3. Ordnung, deren Sequenzgrenze sich am Top der Oolithbänke befindet. Der Untere Wellenkalk stellt

nach SZULC (1999) einen Transgressive Systems Tract dar, der in einen Highstand Systems Tract (Oolithbänke) übergeht. Die Basis der Oolithbänke wird als Major Flooding Surface angesehen. Die scharfe Trennung zwischen dolomitierten Kalkareniten (Oolithbänke) und feinlaminierten Calciliten (Basis des Mittleren Wellenkalks) im östlichen Germanischen Becken, welche die Sequenzgrenze zwischen den beiden Zyklen darstellt, führt SZULC (1999) auf eine lokale tektonisch bedingte Absenkung zurück, die auch von synsedimentären Deformationen angezeigt wird. Der mit dem Mittleren Wellenkalk einsetzende Transgressive Systems Tract (2. Zyklus innerhalb des Unteren Muschelkalks) geht an der Basis der Terebratelbänke in den Highstand Systems Tract über, der bis zum Mittleren Muschelkalk anhält. Bezugnehmend auf sedimentologische Kriterien von SZULC (1990 und 1993) und LUKAS (1993) sowie palynofazielle Untersuchungen (GÖTZ 1996) interpretiert SZULC (1999) die Maximum Flooding Phase des Unteren Muschelkalks in die Ablagerungen der Terebratelbänke.

KEDZIERSKI (2000) unterscheidet für den Unteren Muschelkalk (ohne Berücksichtigung der Myophorienschichten) sechs Parasequenz-Sets, von denen jeweils zwei zu einer Sequenz zusammengefaßt werden. Die erste vollständig entwickelte Sequenz beginnt am Top der Myophorienschichten. Der Lowstand Systems Tract umfaßt die „Gelbe Grenzbank“ an der Basis des Unteren Muschelkalks. Der Untere Wellenkalk stellt den Transgressive Systems Tract und die Oolithbänke den Highstand Systems Tract dar. Die Major Flooding Surface befindet sich unterhalb der Oolithbänke. Die zweite vollständig entwickelte Sequenz beginnt oberhalb der Oolithbänke. Der Lowstand Systems Tract ist nach KEDZIERSKI (2000) jedoch nicht im gesamten Germanischen Becken zu verfolgen. Die maximale Überflutung (Maximum Flooding Zone) wird in den Abschnitt der Terebratelbänke interpretiert. Der folgende Highstand Systems Tract endet an der Basis der Schaumkalkbänke. Ab hier setzt die dritte (unvollständig entwickelte) Sequenz mit einem Transgressive Systems Tract ein, der noch innerhalb der Schaumkalkbänke sein Maximum erreicht und danach in einen Highstand Systems Tract übergeht, der bis in den Mittleren Muschelkalk anhält.

Basierend auf Lithostratigraphie und Palynofazies-Analysen untergliedern RAMEIL et al. (2000) den Unteren Muschelkalk in 29 Parasequenzen (9 Parasequenz-Sets), betonen jedoch die Unregelmäßigkeit der Stapelungsmuster, die sie auf partielle Erosion ursprünglich vollständiger Abfolgen bzw. auf die Überlagerung von Allo- und Autozyklen zurückführen. RAMEIL et al. (2000) stellen die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks in

den Rahmen der von SZULC (1999) vorgeschlagenen sequenzstratigraphischen Interpretation.

Die voneinander abweichenden Auffassungen der jeweiligen Bearbeiter über die Art, die Anzahl und die Abgrenzung der zyklischen Ablagerungen sind hauptsächlich auf den unregelmäßigen und (in Abhängigkeit von der Lage des Profils) häufig unvollständigen Aufbau der Karbonatabfolgen zurückzuführen. Eine kritische Betrachtung der sequenzstratigraphischen Interpretationen ist aus diesem Grund notwendig. Des Weiteren bleibt zu bewerten, inwieweit die zyklischen Abfolgen durch die häufig auftretenden Umlagerungen (Kap. 1.2) beeinflusst werden.

Die Ursache für die Zyklizität der Karbonatablagerungen der Trias wird noch diskutiert. Sie könnte sowohl primär auf globale Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt werden, als auch auf Klimaschwankungen, welche über Evaporation Wasserstandsänderungen hervorrufen (AIGNER & BACHMANN 1992). CALVET et al. (1990) leiten die Zyklen in der Mittleren Trias der Iberischen Halbinsel von Rifting-Perioden ab.

1.4 Sedimente des Unteren Muschelkalks in der Wellenkalk-Fazies

Die folgenden Kapitel umfassen die Beschreibung der Ablagerungen der Beckenfazies (Wellenkalk-Fazies) des Unteren Muschelkalks sowie die Interpretation ihrer Genese.

Die Wellenkalk-Fazies stellt den Hauptanteil der Sedimente des Unteren Muschelkalks im Zentralbereich des Germanischen Beckens. Wesentliche Komponenten der Ablagerungen der Wellenkalk-Fazies sind Mudstones und ein untergeordneter Anteil an Grainstones. Der Anteil des unlöslichen Rückstands der Karbonate der Wellenkalk-Fazies beträgt zwischen 2 und 12 Gew.-% (LANGBEIN & SEIDEL 1995) (Kap. 1.4.3). Der unlösliche Rückstand setzt sich hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Glimmermineralen (v.a. Illit) zusammen (AS-SARURI & LANGBEIN 1987) und spiegelt weitgehend den Anteil terrestrischer Komponenten wider.

Für die Bearbeitung unter den Gesichtspunkten der Resedimentation hat sich die Unterteilung der Karbonate in dünnplattige, plattige, flaserige und knaurige Wellenkalk-Lithotypen sowie Hartgründe und Schill-Lagen als vorteilhaft erwiesen. Die bei den Profilaufnahmen angewandten Bezeichnungen werden im Folgenden erläutert.

• **dünnplattiger Wellenkalk**

Mudstones: mergelige, teilweise laminierte Kalke mit geringem Anteil an Makrofossilien

Schichtmächtigkeit bis 0,5 cm; die Schichten sind durch mergelige Fugen voneinander getrennt. Die Mächtigkeit der Schichtpakete kann bis zu 20 cm, vereinzelt auch bis zu 50 cm betragen

• **plattiger Wellenkalk**

Mudstones, z.T. Wackestones (Schalenfragmente in mikritischer bis mikrosparitischer Matrix). Der Fossilbestand ist makroskopisch nur selten erkennbar, mikroskopisch wird ein hoher Anteil an Feinschill deutlich.

relativ harte, durch mergelige Fugen getrennte Schichten;

die Schichtmächtigkeiten betragen 0,5-10 cm

• **flaseriger Wellenkalk**

Mudstones: abgeflachte Karbonatanreicherungen, die nach außen allmählich in kalkig-mergelige Umgrenzungen übergehen.

Häufig Drucklösungsstrukturen in den Tonsäumen.

Die Länge der Karbonatanreicherungen (bis ca. 6 cm) beträgt das Zwei- bis Dreifache der Vertikalerstreckung (Höhe bis ca. 3 cm)

Mächtigkeiten der flaserigen Sedimenteinheiten von bis zu mehreren Metern sind möglich.

• **knauriger Wellenkalk**

Mudstones: rundliche Karbonatanreicherungen mit deutlich von der kalkig-mergeligen Umgebung abgegrenzten Randbereichen. Drucklösungsstrukturen in den Tonsäumen sind häufig.

Die Längserstreckung der Karbonatanreicherungen (bis ca. 6 cm) entspricht in etwa der Größe ihrer Vertikalerstreckung (bis ca. 6 cm). Für die knaurigen Karbonatanreicherungen werden häufig auch die Bezeichnungen „kleinknauzig“ (< 2 cm), „mittelknauzig“ (2-6 cm) und „grobknauzig“ (> 6 cm) verwendet.

Mächtigkeiten der knaurigen Sedimenteinheiten bis zu mehreren Metern sind möglich.

• **Hartgründe**

Mudstones: dichte Mikrite, häufig mit Anbohrungen durch *Trypanites*,

Oberfläche und Anbohrungen z.T. durch Eisen- bzw. Manganoxide mineralisiert
Die Mächtigkeit der Hartgründe beträgt 1 cm bis 25 cm

• **Schill-Lagen**

Arenite und Rudite: bestehend aus überwiegend rekristallisierten Zweischaler- sowie Gastropodenbruchstücken und Crinoiden-Stielgliedern, vereinzelt intraklastführend

Die Mächtigkeit der Schill-Lagen kann von wenigen Millimetern bis zu 2 m betragen.

1.4.1 Mikrite und Mikrosparite

Dünnschliff-Untersuchungen ergaben, daß die Mudstones der Wellenkalk-Fazies aus Mikriten und Mikrospariten bestehen. Ihr Karbonatgehalt liegt bei durchschnittlich 93 Gew.-% (AS-SARURI & LANGBEIN 1987).

Über die Entstehung der für einen Teil der Mudstones charakteristischen flaserigen bzw. knaurigen Textur („Wellenkalk“) herrschten lange Zeit kontroverse Meinungen. HALTENHOF (1962) leitete die Entstehung der Karbonatfasern aus verstärkter Wasserbewegung ab, SCHWARZ (1970) führte sie auf die Gezeitenwirkung zurück. In jüngerer Zeit gilt die Entstehung der Flasertextur infolge diagenetischer Karbonatverteilung als gesichert (u.a. ZWENGER 1988, HAUTMANN 1997). Nach dem Prinzip der Karbonatverteilung nach RICKEN (1986) bzw. RICKEN & EDER (1991) erfolgt frühdiagenetisch die Zuwanderung von Karbonat aus Bereichen mit primär geringerem Karbonatanteil zu Regionen mit höherem Karbonatgehalt. Schalenbruchstücke können dabei als Kristallisationskeime fungieren. Im Druckschatten der bereits verfestigten Karbonatanreicherungen kann weiteres Karbonat ausgefällt werden. Die Zementation setzt sich fort, bis der Porenraum gefüllt ist. Die karbonatabgereicherten Bereiche bilden um die entstehenden Kalkfasern mergelige Säume, welche im Anschnitt die typische flaserige Textur der Wellenkalke verursachen. Die Zementation wird durch primär erhöhte Karbonatgehalte begünstigt (RICKEN & EDER 1991). Die Diagenese ist neben dem Vorhandensein instabiler, reaktionsfähiger Karbonate auch abhängig von der primären Porosität, dem Anteil toniger Elemente sowie dem Gehalt an organischer Materie.

Für die Entstehung der flaserigen Texturen der Wellenkalke infolge von Karbonatlösung und -wiederausfällung sprechen vor allem die hohen Karbonatgehalte in den Zentren der Kalkfasern bzw. -knauern (um 62 Gew.-%) im Vergleich zu den geringeren Karbonatgehalten in der umgebenden Matrix (um 53 Gew.-%) (EDX-Analysen, Anlage 6: Tabelle 2, Anlage 7: Tabelle 3). Da die Zementation in den früh lithifizierten Bereichen den Aufbau eines auf Kornkontakten basierenden starren Gerüsts bewirkte, wurden diese im Vergleich zu den karbonatabgereicherten Arealen durch nachfolgende Kompaktion nur unwesentlich oder gar nicht beeinflusst. Im Unteren Muschelkalk zeigen die nur geringfügige Kompaktion der Karbonatfasern und -knauern bzw. der Grabgänge von *Rhizocorallium* und *Teichichnus* deren frühe Zementation an. Auch die Erhaltung undeformierter Biomorphen innerhalb der Karbonatfasern bzw. der Grabgänge weisen auf die frühdiagenetische Lithifizierung hin. Weiterhin belegen Anbohrungen knauring ausgebildeter Wellenkalke durch *Trypanites* deren frühe Lithifizierung.

Die Strukturänderung der Karbonate infolge von Lösung und Wiederausfällung wird in rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen deutlich. Abbildung 1 auf Anlage 1: Tafel I zeigt den Aufbau der Mikrosparite aus gleichkörnigen, isometrischen Kalzitkristallen von bis zu 10 µm Länge. Auch AS-SARURI & LANGBEIN (1987) beschrieben isometrische Kristallformen aus dem Unteren Muschelkalk und führten ihre Entstehung auf die Rekristallisation während der Diagenese zurück. Der hohe Strontiumgehalt der Mergelkalke des Unteren Muschelkalks von 1700 ppm deutet darauf hin, daß vermutlich Aragonite den Hauptanteil der primären instabilen Karbonatphasen bildeten (HAUTMANN 1997). Die mikritische Matrix der Karbonate wurde während der Diagenese zum Teil durch Dolomit-Kristalle verdrängt (Anlage 1: Tafel I, Abb. 5), die im Zuge der späteren Dedolomitisierung teilweise wieder der Lösung unterlagen (Anlage 1: Tafel I, Abb. 4).

1.4.2 Arenite und Rudite

Die mikritischen und mikrosparitischen Karbonate werden von zumeist geringmächtigen (wenige Millimeter bis Zentimeter) **Areniten** und **Ruditen** unterbrochen. Die Arenite und Rudite setzen sich aus organogenem Detritus wie Schalenbruchstücken und Crinoiden-Stielgliedern sowie vereinzelt aus Intraklasten bzw. Ooiden zusammen. Die primär aragonitischen Schalen und Ooide wurden während der Diagenese gelöst (Anlage

1: Tafel I, Abb. 3) bzw. unterlagen der Umkristallisation und wurden durch sparitische Zemente ersetzt (Anlage 1: Tafel I, Abb. 2).

Die bioklastischen Arenite werden zumeist als Tempestite interpretiert (z.B. AS-SARURI & LANGBEIN 1987, LUKAS 1993, ZWENGER 1995, VOIGT & LINNEMANN 1996). VOIGT et al. (2000) unterscheiden mehrere Typen von Tempestiten aufgrund ihrer Struktur und Zusammensetzung. Gradierte Abfolgen, zum Teil mit tiefgründigen rinnenförmigen Erosionsstrukturen und Intraklasten, deren Herkunft aus unterlagernden Hartgründen abgeleitet werden kann, repräsentieren Merkmale proximaler Tempestite. Distalere Tempestite sind oft nur fleckenhaft verbreitet und bestehen im Gegensatz zu den proximalen Abschnitten aus biogenen Karbonat-Feinsanden sowie isolierten, zum Teil verschachtelt gelagerten Schalen, Bruchschill und Crinoiden-Stielgliedern. Zum Hangenden gehen sie in laminierte bis HCS-strukturierte Karbonatsandlagen über. Ihr energetisches Äquivalent in erosionsgeprägter Umgebung stellen Schalenpflaster mit gewölbt oben eingebetteten Muschelschalen dar. Als distalste Tempestite werden wenige Zentimeter mächtige gradierte Mikritlagen mit abgegrenzter welliger Basis ohne deutliche Erosionsanzeichen angesehen (VOIGT et al. 1998).

Da in den arenitischen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks die typischen Anzeichen sturmbedingter Umlagerung wie Hummocky Cross Stratification, bimodale Korngrößenverteilung oder Wellenrippelstrukturen (EINSELE & SEILACHER 1991) meist fehlen, ist eine Unterscheidung zwischen (distalen) Tempestiten und Turbiditen nicht möglich (VOIGT & LINNEMANN 1996).

Die Mächtigkeit der Schillkalke kann in den in der Literatur häufig als „Bankzonen“ bezeichneten Bereichen („Oolithbankzone“, „Terebratelbankzone“, „Schaumkalkzone“) bis zu 2 Meter betragen. Sie sind in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit über weite Entfernungen aushaltend und wurden daher häufig für regionale Korrelationen genutzt. Im Gegensatz zu den artenarmen und individuenreichen Wellenkalken enthalten die lithostratigraphischen Leithorizonte eine große Anzahl zumeist stenohaliner Organismen (Crinoiden, Brachiopoden, Gastropoden) in vergleichsweise hoher Diversität. Die relativ große Artenvielfalt in den lithologischen Leithorizonten läßt zusammen mit dem Auftreten von Hartgründen, Ooiden und Sedimentstrukturen wie Strömungsrippeln, Schrägschichtung und Trogschrägschichtung auf den Einfluß von Wässern geringerer Salinität sowie auf ein höherenergetisches Ablagerungsmilieu im Vergleich zu den Wellenkalken schließen (HAUTMANN 1997, VOIGT et al. 2000). In den mikritischen und mikrosparitischen

Karbonaten bzw. in den geringmächtigen Areniten außerhalb der lithologischen Leithorizonte treten sturmwelleninduzierte Strukturen nur relativ selten auf, so daß für den Hauptanteil der Sedimente des Unteren Muschelkalks im südöstlichen Germanischen Becken ein Ablagerungsraum unterhalb der Sturmwellenbasis angenommen werden kann (VOIGT et al. 2000).

1.4.3 Geochemische Charakteristik und Verbreitung der Lithotypen

In den karbonatischen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks charakterisieren die Hauptelemente Silizium, Aluminium und Kalium den terrestrischen Eintrag (Tonminerale, Quarz, Feldspat). In einem vollständigen Aufschluß über den Unteren Muschelkalk (Profil Steudnitz) wurden die Gewichtsprozentage der Oxide dieser Elemente ermittelt. Die durchschnittlichen Gehalte betragen 4,9 Gew.-% (SiO_2); 2,1 Gew.-% (Al_2O_3) bzw. 0,6 Gew.-% (K_2O). Der CaO-Gehalt liegt bei durchschnittlich 48,1 Gew.-% (VOIGT et al. 2000). Die Untersuchungen ergaben eine Abhängigkeit der Wellenkalk-Lithotypen von den Karbonatgehalten. Die niedrigsten Karbonatanteile bzw. die höchsten Gehalte unlöslicher Rückstände sind in den Kalksteinen mit flaserigem Gefüge anzutreffen (12 Gew.-% unlöslicher Rückstand nach LANGBEIN & SEIDEL 1995). Die plattig entwickelten Kalksteine weisen durchschnittlich nur 9 Gew.-% an terrestrischen Komponenten auf, es folgen Hartgründe und bioklastische Arenite mit 6 bzw. 4 Gew.-%. Die niedrigsten Anteile unlöslicher Rückstände wurden in den oolithisch ausgebildeten Karbonaten mit 2 Gew.-% festgestellt (alle Angaben nach LANGBEIN & SEIDEL 1995). Vergleichbare Ergebnisse lieferten unsere Untersuchungen der Elementgehalte der Karbonate des Profils Steudnitz mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse (Abb. 4). Einen Unsicherheitsfaktor stellt hier jedoch die hohe Streubreite der Werte dar, die bei den plattigen Wellenkalken auf den hohen Anteil an makroskopisch kaum erkennbaren Feinschill zurückzuführen ist.

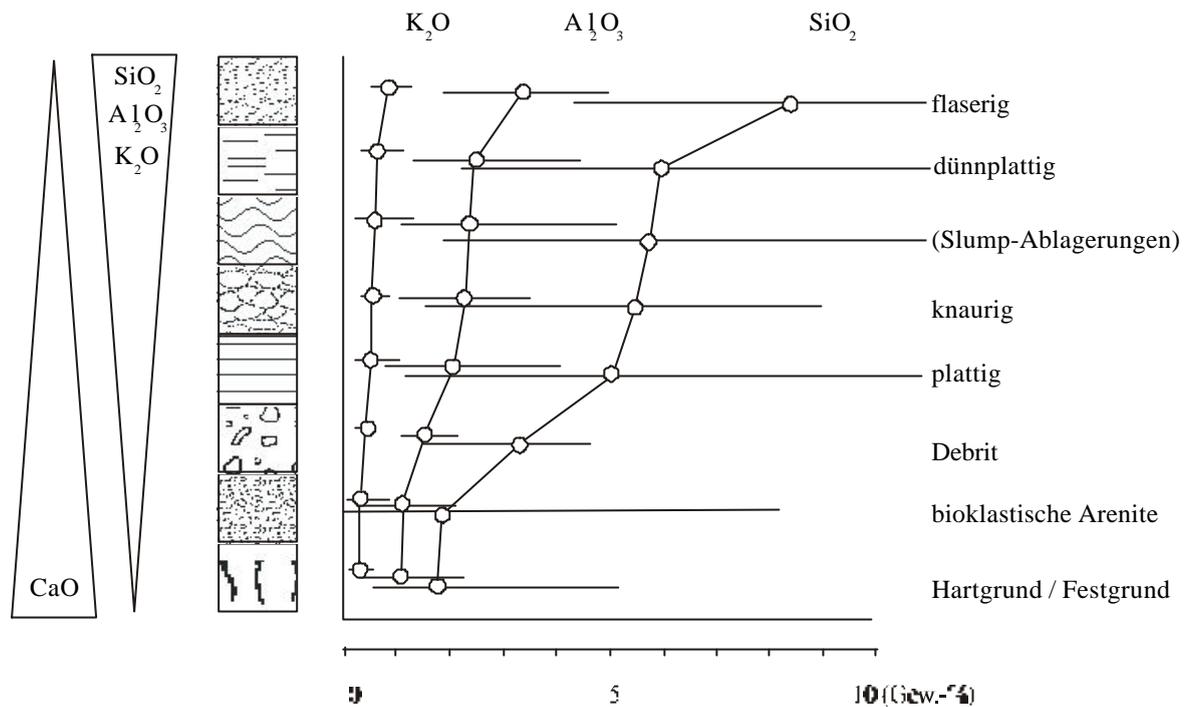


Abb. 4: Zusammenhang zwischen Wellenkalkausbildung und Anteil an terrestrischem Eintrag.

Die Elemente Aluminium, Silizium und Kalium charakterisieren in den Karbonaten des Unteren Muschelkalks den Tongehalt und somit den Anteil des terrestrischen Eintrags. Die niedrigsten Gehalte (arithmetische Mittelwerte) an Aluminium, Silizium und Kalium weisen die Hartgründe und die Schill-Lagen auf, die höchsten Gehalte liegen in den flaserig entwickelten Wellenkalken vor. Knaurig und plattig entwickelte Lithotypen haben mittlere Werte. Die Calcium-Gehalte zeigen entgegengesetzte Trends. Die große Streubreite der Werte ergibt sich vermutlich aus makroskopisch nicht erkennbaren Schillanteilen (v.a. bei den plattigen Lithotypen) und bildet für die Aussage einen Unsicherheitsfaktor, so daß die Darstellung nur einen generellen Trend wiedergibt.

Datengrundlage: Röntgenfluoreszenzanalyse von 143 Proben des Profils Steudnitz (Dornburger Zement GmbH)

Zur Feststellung möglicher Abhängigkeiten des Auftretens der Wellenkalk-Lithotypen von der paläogeographischen Position im Germanischen Becken wurden an ausgewählten Profilen (Ermsleben, Burgwenden, Kloster Rohr und Steudnitz) die prozentualen Anteile der Wellenkalk-Lithotypen (Hartgründe, Arenite, knauriger, flaseriger, plattiger und dünnplattiger Wellenkalk) sowie gravitativer Resedimente ermittelt. Die Profile wurden in jeweils 3 vergleichbare Profilabschnitte unterteilt (Unterer Wellenkalk bis Oolithbänke, Mittlerer Wellenkalk bis Terebratelbänke, Oberer Wellenkalk bis Schaumkalkbänke) und die Anteile unter Berücksichtigung der räumlichen Position der Profile miteinander verglichen (Abb. 5). Der Gegenüberstellung ergab die Tendenz zu

erhöhten Anteilen der dünnplattigen Wellenkalke im Zentrum der Thüringischen Senke (38 %) gegenüber den in Schwellenpositionen gelegenen Profilen (8-10%). Die Anteile der Schillkalke und der Hartgründe am Profil sind in den Untiefenbereichen (Umgebung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bzw. der Ostthüringischen Schwelle) gegenüber dem Beckeninneren (Thüringische Senke und Subherzyn) geringfügig erhöht.

Die Abnahme des Anteils an Areniten und Hartgründen sowie die Zunahme der flaserig ausgebildeten Karbonate in Richtung Senkenzentren wird ebenfalls von KOLB (1976), DÜNKEL & VATH (1990) und BEUTLER (1993) beschrieben. Auch geophysikalische Messungen (Bestimmung der Tongehalte mittels Gamma-log) belegen für die Profile des norddeutschen Raumes die Dominanz von Sedimenten mit erhöhten Karbonatgehalten in Untiefenbereichen wie der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bzw. steigende Tongehalte in Richtung auf das Beckenzentrum (ALTHEN et al. 1980).

Aus der Faziesverbreitung ist abzuleiten, daß die Dominanz von bioklastischen Areniten und Ruditen in der Umgebung der Untiefenbereiche bzw. das Vorherrschen von Feinschill mit höheren Tongehalten in den Senkenzentren auf eine ständige Umlagerung des feinkörnigen Schillmaterials von den Schwellen in die Senkenbereiche zurückzuführen ist, wie es in Kap. 1.2 beschrieben wurde.

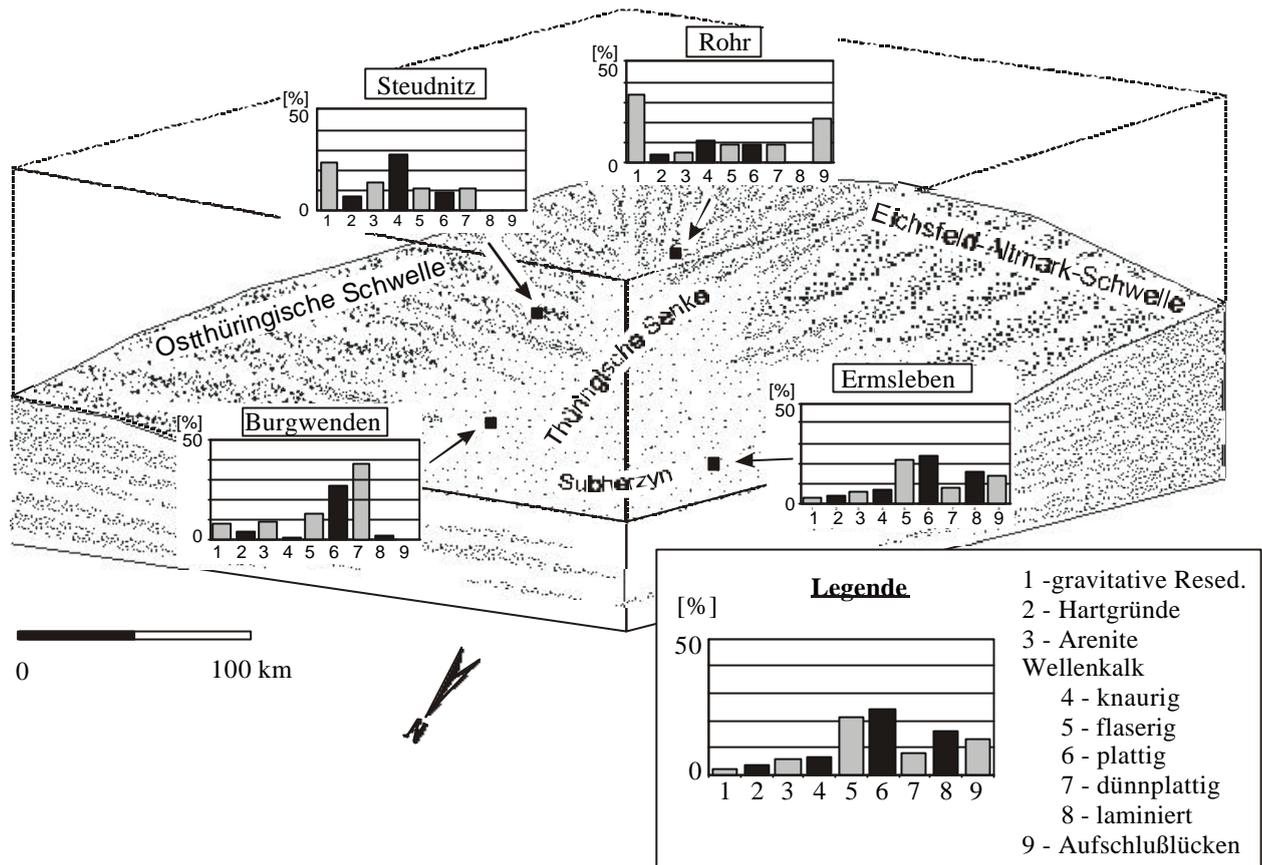


Abb. 5: Prozentualer Anteil der Karbonat-Lithotypen am Profilabschnitt Unterer Wellenkalk / Oolithbänke im Thüringer Becken und Subherzyn.

In Abhängigkeit von der regionalgeographischen Position herrschen unterschiedliche Lithotypen der Karbonate des Unteren Muschelkalks vor. Im Zentrum der Thüringischen Senke und im Subherzyn überwiegen plattige und dünnplattige Lithotypen. In den Profilen aus der Umgebung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und der Ostthüringischen Schwelle dominieren knaurige Lithotypen sowie Hartgründe, Schille und gravitative Resedimente.

2. Methodik

Grundlage der Untersuchungen waren Feld-Dokumentationen (Profilaufnahmen, Aufschlußdokumentationen) der Sedimente des Unteren Muschelkalks. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf den Ablagerungen der Wellenkalk-Fazies im südöstlichen Teil des Germanischen Beckens (Thüringische Senke, Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Ostthüringische Schwelle). Aufnahmen ausgewählter Profile der Hessischen Senke und des Subherzyns ermöglichten einen regionalen Vergleich mit den Profilen der Thüringischen Senke. Das Strukturinventar der Wellenkalk-Fazies wurde anhand von Literaturdaten mit dem der Muschelsandstein-Fazies verglichen.

Um die Abhängigkeit der strukturellen Ausbildung der Wellenkalk-Lithotypen von den Karbonatgehalten zu testen, wurde das Profil Steudnitz von der Basis des Unteren Muschelkalks bis zur Basis des Mittleren Muschelkalks beprobt und geochemisch analysiert. Die Dornburger Zement GmbH übernahm die **Röntgenfluoreszenzanalyse** der 143 Proben. Da in karbonatischen Ablagerungen der Tongehalt ein wichtiges Kriterium für die Materialparameter und somit für die Entstehung synsedimentärer Deformationen darstellt, beziehen sich die Auswertungen im Rahmen vorliegender Arbeit vor allem auf die Elemente Silizium, Aluminium und Kalium, die im Unteren Muschelkalk den terrestrischen Eintrag (Tongehalt der Karbonate) charakterisieren.

Die **mikrofazielle Beschreibung** der Karbonate erfolgte entsprechend der Klassifikation nach FOLK (1959, 1962), ergänzt durch FLÜGEL (1978) bzw. nach DUNHAM (1962). Für die Herstellung der mergelig-kalkigen Dünnschliffe erwies sich eine Dicke von 40 µm als geeignet. Aufgrund des Tongehaltes der Karbonate erfolgte das Schleifen ohne Wasserzugabe.

Zur Klärung der Entstehung der **Sigmoidalklüftungsstrukturen** und der als „**Wellenstreifung**“ bezeichneten Deformationen wurden zunächst Anschliffe und Dünnschliffe angefertigt. Die hier erkennbaren Internstrukturen zeigen die gleichen Merkmale wie die von BROTHERS et al. (1996) durch horizontale Erschütterung experimentell erzeugten Gefüge (Kap. 3.3.1.3), so daß als Ursache für die Entwicklung der Strukturen des Unteren Muschelkalks Erschütterungen wahrscheinlich erscheinen. Ein weiteres Anzeichen dafür ergab sich aus dem Vergleich der Deformationsgefüge

mit ihren rezenten Äquivalenten, die vor allem in der Umgebung tektonisch aktiver Zonen auftreten (LINDSLEY-GRIFFIN et al. 1990). Auch die in der Literatur über den Unteren Muschelkalk beschriebene große Richtungsbeständigkeit der Orientierung dieser Strukturen (Kap. 3.3.1.3) lieferte Hinweise auf einen überregional wirkenden Auslöser für die Entstehung der Sigmoidalklüftungsstrukturen des Unteren Muschelkalks. Die Literaturdaten über die Orientierung der Sigmoidalklüftungen wurden durch eigene Messungen ergänzt und die Streichrichtungen in die paläogeographische Karte nach ZIEGLER (1982) eingetragen. Die Senkrechten zu den Streichrichtungen konnten auf sechs Punkte zusammengeführt werden, die nach der Auswertung aller Ergebnisse als die Ausgangspunkte der Erschütterungen zu interpretieren sind.

Detaillierte Aufschlußdokumentationen bildeten die Basis für die Dokumentation der **gravitativ umgelagerten Sedimenteinheiten**. Die Internstrukturen der Rutschungen als Anzeiger für das Bewegungsverhalten ermöglichten die Zuordnung der Resedimente entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

Aussagen zur Herkunft der Debrist-Intraklasten konnten durch Abschätzung der Intraklastanteile und durch Messungen ihrer Orientierung, Größe, Rundung, Sphärizität und Zusammensetzung getroffen werden. Die „Methode der größten Klaster“ (PETTIJOHN 1975) erwies sich als zweckmäßig für die Bestimmung der Intraklastgrößen. Die durchschnittliche Länge der 15 größten Intraklasten über eine definierte Aufschlußbreite bildete einen Wert für den Vergleich mit den Intraklastgrößen anderer Debris Flow Ablagerungen. Um Ausreißerwerte zu vermeiden, gingen die jeweils 5 größten Intraklasten nicht in den Mittelwert ein.

Die Sphärizität der Intraklasten wurde zunächst für mehrere Debriste 3-dimensional ermittelt. Die Darstellung der Meßergebnisse in einem ZINGG-Diagramm nach PETTIJOHN (1975) ermöglichte die Klassifikation der Klastsphärizität unter Berücksichtigung der Position der Intraklasten innerhalb der Debriste. Für den größeren Anteil der Debris Flow Ablagerungen erfolgten aufgrund des geringeren Zeitaufwandes die Abschätzungen der Sphärizität der Intraklasten 2-dimensional. Die Ergebnisse wiesen gute Übereinstimmungen mit den im ZINGG-Diagramm dargestellten Sphärizitäten auf.

Zusätzlich zu den aus dem Formenspektrum der Intraklasten abgeleiteten Erkenntnissen sollte die Elementverteilung innerhalb der Klaster weitere Hinweise auf

deren Genese liefern. An Dünnschliffen nicht umgelagerter knaueriger und flaseriger Wellenkalke, parautochthoner Karbonatfasern mit randlichen Ablösungsstrukturen sowie Debrit-Intraklasten wurden **rasterelektronen-mikroskopische Untersuchungen** durchgeführt. Die Messungen erfolgten entlang von jeweils zwei senkrecht zueinander stehenden Profilen vom Zentralbereich der Intraklasten bzw. der Karbonatfaser über die randlichen Bereiche bis zur umgebenden Matrix (Kap. 3.3.2.2). Die Elementgehalte wurden mittels **energiedispersiver Röntgenstrahlung (EDX)** festgestellt (Friedrich-Schiller-Universität Jena, Geräte: „DSM 940A“, Fa. Zeiss sowie „exL“ von Oxford Instruments).

Zur Analyse des **Verbreitungsmusters** der umgelagerten Sedimente wurden Aufschlüsse unterschiedlicher regionalgeographischer Positionen feinstratigraphisch aufgenommen und der Anteil der Resedimente ermittelt. Aufgrund der relativen Vollständigkeit der Profile eignete sich insbesondere der Abschnitt von der Basis des Unteren Wellenkalks bis zur Basis des Mittleren Wellenkalks für Profilvergleiche. Die Darstellung der prozentualen Anteile der resedimentierten Abschnitte erfolgte durch Interpolation unter Anwendung der Triangulationsmethode über das Programm Surfer 6.04 (Golden Software Inc.).

Hinweise auf die **Bewegungsrichtungen** lieferten die Deformationsstrukturen der Resedimente. Um die Transportrichtungen der Debris Flows zu bestimmen, wurden folgende Methoden auf ihre Eignung getestet:

- 3-dimensionale Untersuchungen der Einregelung der Intraklasten
- Messungen der Einfallrichtung der debrit-internen Scherflächen.

Die Darstellung der Flächenpole der Scherflächen bzw. der Intraklasten im Schmidt'schen Netz (Programm Wintek, A. Peterek & S. Krumm, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg) ermöglichte den Vergleich der Ergebnisse beider Methoden (vgl. Kap. 3.3.2.5, Abb. 33). Die **Methode der Scherflächenbestimmung** erwies sich in der Gewinnung der Daten als wesentlich zeitsparender und lieferte genauere Ergebnisse als die Messungen der Intraklasteneinregelung. Sie wurde daher bei den weiteren Geländeaufnahmen zur Ermittlung der Bewegungsrichtung der Debris Flows angewandt.

Die Bestimmung der Rutschungsrichtungen der Slump-Ablagerungen erfolgte anhand der Orientierung der Slump-Faltenachsen mit der **Hauptachsen-Methode** nach WOODCOCK (1979). Die ermittelten Transportrichtungen der Massenbewegungen im Unteren Muschelkalk (eigene Messungen sowie Literaturangaben) wurden mit den Mächtigkeiten der resedimentierten Einheiten (eigene Messungen) verglichen, um mögliche Zusammenhänge festzustellen.

Für die Bewertung möglicher Ursachen der Initiierung der Massenbewegungen im Unteren Muschelkalk bildete eine Abschätzung der Stabilität der Karbonatablagerungen die Voraussetzung. Anhaltspunkte für die geotechnischen Kennwerte der Karbonate lieferten die im Aufschluß und in Dünnschliffen erkennbaren Strukturmerkmale sowie Literaturangaben über die Materialeigenschaften rezenter Karbonatablagerungen der Bahama-Plattform, die im Rahmen des Ocean Drilling Programs gewonnen wurden. Die Stabilitätsberechnung erfolgte mit dem Programm BOESCH der Firma GGU Magdeburg, Dr. J. Buß, Braunschweig, unter der Verwendung der DIN 4084 „Gelände- und Böschungsbruchberechnungen“ (NORMENAUSSCHUß BAUWESEN 1981). Das Programm basiert auf der Anwendung des Lamellenverfahrens (Aufteilung des Gleitkörpers in gleichbreite Lamellen). Die Geometrie der langgestreckten hangparallelen Gleitkörper erforderte die Anwendung der Berechnungsmethode nach JANBU (1954). Die Berechnungen erfolgten für mehrere Sedimentabfolgen mit jeweils variierenden Mächtigkeiten. Die Hangneigung wurde aus der Faziesverbreitung der Sedimente des Unteren Muschelkalks abgeschätzt. Für die instabilste berechnete Schichtabfolge wurde der Hangneigungswinkel schrittweise erhöht, bis die Standsicherheit der Ablagerung unterschritten wurde. Die Berechnungen erfolgten unter der Annahme ungestörter Ablagerungen.

3. Synsedimentäre Deformationen im Unteren Muschelkalk

Unter dem Begriff der synsedimentären Deformation werden Strukturen zusammengefaßt, die infolge physikalischer, anorganischer Deformation während oder unmittelbar nach der Ablagerung des Sedimentes, zum Teil nach einsetzender Frühdiagenese und Kompaktion, entstanden sind. Die Schwerkraft spielt eine wichtige Rolle bei der Deformation von Sedimenten. Dichte-Instabilitäten, die während oder nach der Ablagerung entstehen können, führen zur in-situ-Deformation des Sedimentes. Überschreitungen des Scherwiderstandes der Sedimente können Massenbewegungen auslösen. Beide Prozesse werden hauptsächlich von der Schwerkraft bestimmt.

In den folgenden Kapiteln werden die physikalischen Grundlagen der Mobilisierung der Sedimente (Kapitel 3.1) und die Klassifikation der Massenbewegungen (Kapitel 3.2) erläutert. Die im Unteren Muschelkalk auftretenden synsedimentären Deformationen sowie ihre Genese werden im Kapitel 3.3 beschrieben.

3.1 Physikalische Grundlagen

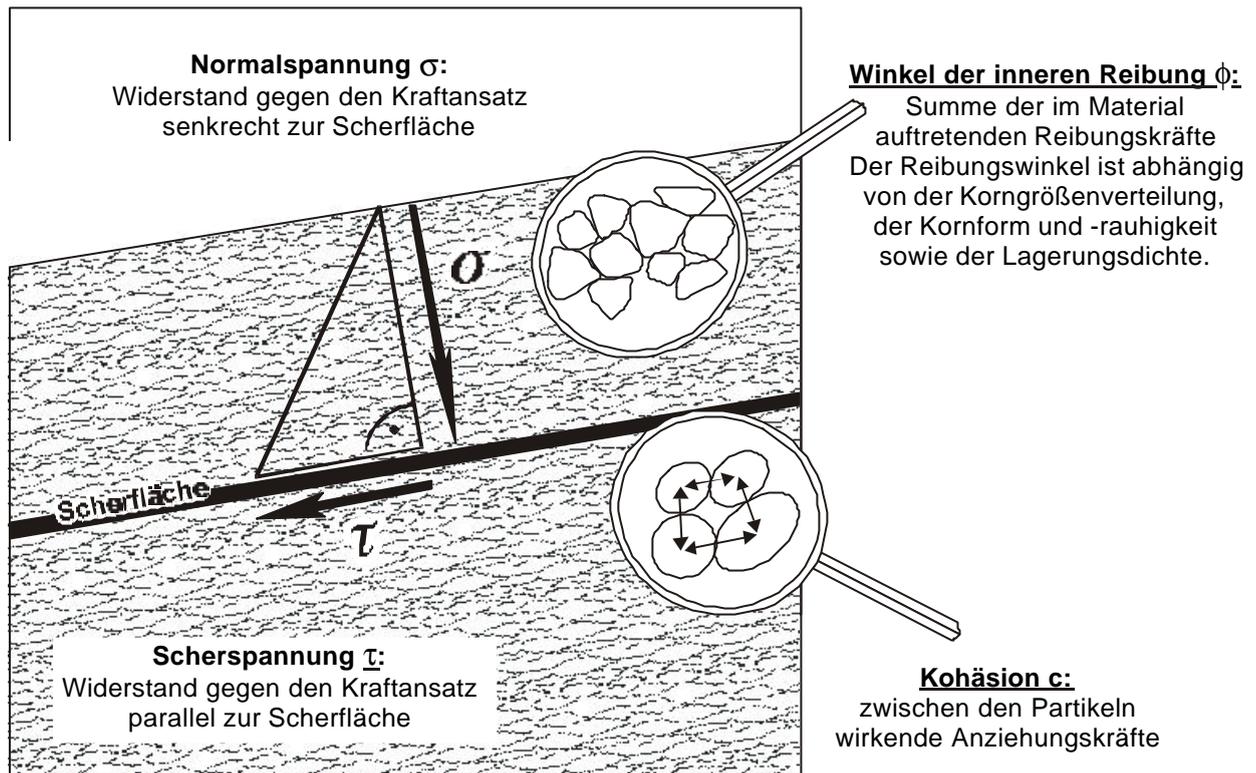
Deformationsstrukturen in Sedimentabfolgen entstehen durch das Einwirken von äußeren Kräften. Eine **Scherbeanspruchung** (Scherstress τ) besteht, wenn ein Druck auf geneigt gelagerte Flächen einwirkt (Abb. 6). Im Gegensatz zur **Normalspannung** (σ), die als Kompressionsdruck senkrecht auf horizontal gelagerte Flächen wirkt und eine Porositätsverminderung sowie die Konsolidierung des Sedimentes hervorruft, kann die Scherbeanspruchung Hangabwärtsbewegungen verursachen (JONES 1994). Die Größe der Scherbeanspruchung ist abhängig vom Dichteunterschied des Materials zum umgebenden Medium (z.B. Sediment-Wasser), von der Hangneigung und von der Mächtigkeit des Sedimentes über der potentiellen Scherzone (JONES 1994).

Daneben ist für die Art der entstehenden Deformation der Widerstand eines Materials gegen die einwirkenden äußeren Kräfte entscheidend. Die Größe des Widerstandes wird durch die Eigenschaften des Materials bestimmt. Sedimente können entsprechend ihrer Korngröße und der Zusammensetzung des Materials in granular-

kohäsionslos bzw. kohäsiv unterschieden werden. Kohäsion wird durch die Haftfestigkeit zwischen einzelnen Partikeln aufgrund elektrostatischer Kräfte infolge der Oberflächenladung von Tonmineralen und dem Dipolcharakters des Wassers hervorgerufen. Sie ist daher hauptsächlich von Art und Anteil der Tonminerale und dem Wassergehalt des Sedimentes abhängig. Im Gegensatz zu kohäsiven Sedimenten weisen partikuläre, kohäsionslose Sedimente eine Einzelkornstruktur auf. Die Festigkeit partikulären Materials wird durch die Reibung der Partikel bestimmt. Die Summe aller zwischen den Körnern wirksamen Reibungskräfte bezeichnet man als den Winkel der inneren Reibung („Reibungswinkel“). Er ist abhängig von der Lagerungsdichte, der Kornverteilung sowie von Größe und Form der Partikel. Nur wenn Druckspannungen (Normalspannungen) wirken, entsteht aufgrund der Reibung der Körner eine Scherfestigkeit. Ist keine Normalspannung vorhanden, weisen partikuläre Sedimente keine Scherfestigkeit auf.

Die Kohäsion und der Winkel der inneren Reibung definieren die **Scherfestigkeit** (Scherwiderstand) eines Sedimentes. Als Scherfestigkeit bezeichnet man den maximalen Grenzwert, den das Sediment den von außen einwirkenden Kräften entgegen setzen kann, bevor eine Deformation entsteht. Diese Beziehung wird in der Mohr-Coulomb-Gleichung (Abb. 6) ausgedrückt (TERZAGHI 1962).

Die Scherfestigkeit wirkt als rückhaltende Kraft den abschiebenden Kräften, die auf ein Sediment wirken (z.B. der Gewichtskraft), entgegen. Es kommt zum Hangversagen, wenn die Summe der abschiebenden Kräfte (Scherbeanspruchung) die Summe der rückhaltenden Kräfte (Scherwiderstand) übersteigt. Wird die Scherfestigkeit des Sedimentes überschritten, baut sich im Material keine weitere Spannung auf. Es kann statt dessen zu irreversiblen mechanischen Versagen kommen (z.B. Bruch oder langsame Deformation), das einen Abbau der Spannung im Material bewirkt.



$\tau = c + \sigma \tan \phi$ <p>Mohr-Coulomb-Gleichung</p>	<p>τ = Scherfestigkeit des Sedimentes ("Scherspannung")</p> <p>c = Kohäsion</p> <p>σ = Spannung senkrecht zur Scherfläche ("Normalspannung")</p> <p>ϕ = Winkel der inneren Reibung</p>
--------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Abb. 6: Darstellung der Parameter, die entsprechend der Mohr-Coulomb-Gleichung die Scherfestigkeit eines Materials definieren.

Die Scherfestigkeit eines Sedimentes wird von den materialabhängigen Parametern Kohäsion und Winkel der inneren Reibung sowie der Auflast (Normalspannung) definiert. Sie beschreibt den Widerstand eines Materials gegenüber einwirkenden Scherkräften („Scherspannung“). Die Scherfestigkeit wird über die Mohr-Coulomb-Gleichung berechnet.

Die Art der entstehenden Deformationen ist abhängig von den **Materialeigenschaften** des Sedimentes, das dessen Bewegungsverhalten bestimmt. Bei Scherbeanspruchung partikulärer, kohäsionsloser Sedimente tritt Korngrenzen-Gleiten auf, da die Reibungskontakte zwischen den einzelnen Körnern kleiner sind als die atomaren Kräfte innerhalb der einzelnen Minerale (JONES 1994). Es können Flows mit fluidalem Verhalten (z.B. Turbidite) entstehen. Flows mit fluidalem Verhalten reagieren auf Scherbeanspruchung angenähert als Newtonsche Fluide (MARTINSEN 1994), d.h. sie sind charakterisiert durch das Einsetzen der Deformation unmittelbar nach dem Beginn der Scherbeanspruchung. Im Gegensatz zu kohäsionslosen, partikulären Materialien können kohäsive Materialien bei Scherbeanspruchung eine bestimmte Scherrate aufnehmen, bevor eine irreversible Deformation einsetzt (LEEDER 1987, MARTINSEN 1994, STOW et al. 1996). Ihr Bewegungsverhalten ist als das Nicht-Newtonscher Fluide zu beschreiben, für welche die Änderung ihrer Viskosität in Abhängigkeit von der auf das Material wirkenden Scherkraft kennzeichnend ist. In karbonatischen Abfolgen werden die Materialeigenschaften maßgeblich vom Grad der Diagenese bestimmt. Die bei der diagenetischen Karbonatverteilung entstandene Zementation bewirkt durch die Verbindung der Partikel die Verfestigung des Sedimentes und somit die Vergrößerung des Scherwiderstandes.

Neben den materialabhängigen Parametern hat in subaquatischer Umgebung der **Porenfluiddruck** maßgeblichen Einfluß auf die Scherfestigkeit eines Materials. Die Größe des Porenfluiddruckes unter Wasserbedeckung entspricht im Normalfall dem hydrostatischen Druck der überlagernden Wassersäule. Durch zunehmende Auflast (z.B. durch Sturmwellen, Erschütterungen, Meeresspiegelabsenkung) auf eine Sedimentabfolge bei gleichzeitiger ungenügender Entwässerung einzelner Schichten kann in diesen Lagen ein erhöhter Porenfluiddruck entstehen. Der Porenfluiddruck wirkt sich auf die Scherfestigkeit eines Materials aus, indem er den Kontakt und damit die Reibung (Winkel der inneren Reibung) zwischen den einzelnen Partikeln verringert. Bestehen keine Kornkontakte mehr, entspricht die Scherfestigkeit des Materials der Größe der Kohäsion. Weiterhin wirkt sich der Porenfluiddruck auf die Sedimentstabilität durch die Verminderung der Auflast aus. Da die zwischen den einzelnen Partikeln befindlichen Fluide nur gering kompressibel sind, können sie einen Teil der im Gestein wirkenden Normalspannungen

aufnehmen. Die auf das Korngerüst wirkende (effektive) Normalspannung berechnet sich daher aus der gesamten Normalspannung abzüglich des Porenfluiddruckes. Auf die Größe der Scherspannung hat der Porenfluiddruck keine Auswirkung, da er in alle Richtungen gleich wirksam ist.

Änderungen des Porenfluiddruckes beeinflussen homogene bzw. inhomogene Sedimentabfolgen in unterschiedlicher Weise. Bei homogenen Materialien bewirkt der Porenfluiddruck in allen Bereichen eine gleich starke Verminderung der Normalspannung. Im Gegensatz zu homogenen Sedimentabfolgen können inhomogene Einheiten durch Wechsellagerungen von Schichten unterschiedlicher Permeabilität gekennzeichnet sein. Der Wechsel von durchlässigen und weniger durchlässigen Bereichen bewirkt Differenzen in der Entwässerbarkeit. In eingeschränkt entwässerbaren Abschnitten kann z.B. durch verstärkte Auflast der Porenwasserdruck die Größe des hydrostatischen Druckes übersteigen (Porenfluidüberdruck). Porenfluidüberdrücke entstehen daher bevorzugt in den unterkonsolidierten Abschnitten inhomogener Sedimentpakete. Überhöhter Druck der Porenflüssigkeit wird als einer der Hauptauslöser für Sedimentinstabilität angesehen (ALLEN 1986, MALTMAN 1994a) (Kap. 3.3.2.6).

In **karbonatischen Abfolgen** ist die differenzierte Diagenese ein Hauptfaktor für das Entstehen von Inhomogenitäten. Die Diagenese beeinflusst die Entwässerbarkeit der Karbonate, indem die frühdiagenetische Zementation die Porosität unabhängig von der generellen Kompaktion vermindert. Wenn sich früh lithifizierte (und daher gering permeable Schichten, wie z.B. Hartgründe) im Hangenden unlithifizierter Schichten mit hohem Wassergehalt befinden, können sie deren Entwässerung behindern und erhöhte Porenfluiddrücke hervorrufen. In diesen Bereichen sind aufgrund der verminderten Reibung zwischen den einzelnen Partikeln nur geringe Scherspannungsbeträge nötig, die zum Hangversagen der Sedimenteinheit führen können. Bei inhomogenen Sedimentabfolgen kann aus diesem Grund die Scherfestigkeit des gesamten Sedimentpaketes stark herabgesetzt sein.

3.2 Rutschungen - Terminologie

„Rutschungen sind meist von Brüchen begleitete, schwerkraftbedingte Massenverlagerungen aus einer höheren Lage eines Hanges oder einer Böschung in eine tiefere“ (PRINZ 1997). Als Oberbegriff für Rutschungen wurde bis Anfang der 90er Jahre auch die Bezeichnung „Massenbewegungen“ verwendet. Da die im Folgenden vorgestellten Klassifikationen auf dem Begriff „Massenbewegungen“ aufbauen, werden im weiteren Text beide Ausdrücke verwendet.

Entsprechend der internationalen Nomenklatur DER UNESCO WORKING PARTY FOR WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993) werden für die Beschreibung des Aufbaus von Rutschungen folgende Bezeichnungen angewandt (aus PRINZ 1997, vgl. Abb. 7):

- Kopf: oberer Rand der Rutschung entlang dem Kontakt zwischen verlagertem Material und Hauptabriß.
- Hauptabriß: steil einfallende durch die Bewegung der Rutschmasse entstandene hangabwärts gerichtete Fläche auf dem nicht bewegten Boden oder Fels am oberen Teil der Rutschung. Er ist der deutlich sichtbare Teil der Gleitfläche.
- Gleitfläche: Fläche, welche die untere Grenze des verlagerten Materials unter der ursprünglichen Geländeoberfläche bildet bzw. gebildet hat
- Fuß: Unterer Teil der Rutschmasse, der über die Gleitfläche hinausreicht und über der ursprünglichen Geländeoberfläche liegt
- Mächtigkeit der Rutschmasse: ist die maximale Tiefe der Gleitfläche unter der ursprünglichen Geländeoberfläche

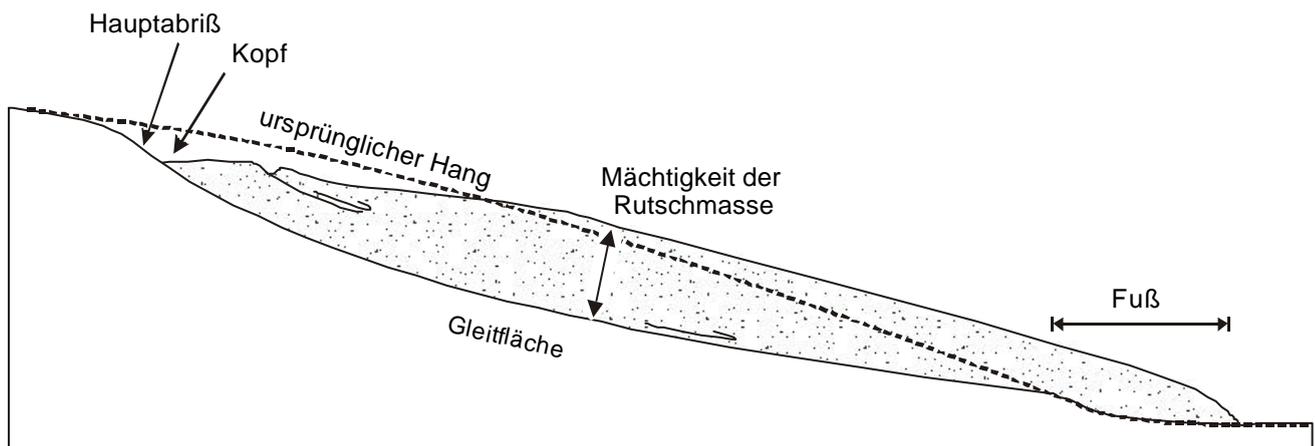


Abb. 7: Im Text verwendete Begriffe zur Beschreibung von Rutschungen.

Die Bezeichnungen (aus PRINZ 1997) entsprechen der internationalen Nomenklatur einer UNESCO Working Party for World Landslide Inventory 1993 (veröff. im Multilingual Landslide Glossary, BiTech Publ. Ltd., Richmond, Canada).

Massenbewegungen sind nach verschiedenen Faktoren, wie ihrer Rheologie, der Art des umgelagerten Materials, dem Auslösemechanismus oder den entstehenden Sedimentstrukturen klassifizierbar. Basierend auf dem Klassifikationsschema von MIDDLETON & HAMPTON (1973) erstellte LOWE (1979) eine Untergliederung, welche die Rheologie und die Art der Partikelstützung berücksichtigt. NARDIN et al. (1979) unterteilt die Massenbewegungen entsprechend ihrem mechanischen Verhalten während des Transportes. Das Schema nach PIERSON & COSTA (1987) beruht auf der Geschwindigkeit der Flows sowie auf der Sedimentkonzentration. Weitere Klassifikationsmodelle wurden u.a. von PICKERING et al. (1986) und von STOW (1986) vorgestellt. Im Folgenden wird das Schema nach NEMEC (1990) angewandt, das auf den Grundlagen von KRUIT et al. (1975), RUPKE (1978) und STOW (1986) aufbaut. Basierend auf der Rheologie der Massenbewegungen, beinhaltet es sowohl kohäsive als auch partikuläre Sedimente und kann sowohl auf subaquatische als auch auf subaerische Abfolgen angewandt werden. Nach dem Schema von NEMEC (1990) werden Massenbewegungen in Creeps, Slides, Slumps, Flows mit plastischem Verhalten, Flows mit fluidalem Verhalten und Falls unterteilt (Tabelle 1). Die in diesem Schema aufgeführten Arten von Massenbewegungen werden in den folgenden Kapiteln kurz erläutert.

Einteilung von Massenbewegungen nach NEMEC (1990)		
Creep		
Slide		
Slump		
Flow	with plastic behaviour (mit plastischem Verhalten)	Debris Flow
		Grain Flow
		Liquefied Flow
	with fluidal behaviour (mit fluidalem Verhalten)	Snow – sediment Flow
		Fluidized Flow
		Volcanic Flow
		Turbidity current
Fall	Debris Fall	
	Rock Fall	

Tabelle 1: Klassifizierung der Massenbewegungen nach NEMEC (1990), basierend auf KRUIT et al. (1975), RUPKE (1978) und STOW (1986).

Die Klassifikation beruht auf dem rheologischen Verhalten der Sedimente und ist sowohl auf subaquatische als auch auf subaerische Ablagerungen anwendbar.

3.2.1 Creep

Creeping bezeichnet den langsamsten Prozeß der Hangabwärtsbewegung von Sediment bzw. Boden. Die durchschnittliche Transportgeschwindigkeit beträgt wenige Zentimeter pro Jahr. Die Bewegung erfolgt überwiegend auf langgestreckten Bewegungsbahnen, die jedoch nicht deutlich ausgeprägt sind (MARTINSEN 1994).

Der Prozeß des Creepings in subaquatischem Milieu ist weitgehend ungeklärt. Nach NEMEC (1990) beschreibt der wahrscheinlichste Prozeß langsames intergranulares Reibungsgleiten in nicht-kohäsivem Material (Abb. 8). Bei Ablagerungen feinkörnigen Materials auf Hängen mit geringem Neigungswinkel stellt Creeping vermutlich nur einen untergeordneten Prozeß dar, da hier die Bewegung anstelle intergranularen Reibungsgleitens durch die Bewegung auf ausgeprägten Scherflächen (Sliding) realisiert wird (MARTINSEN 1994).

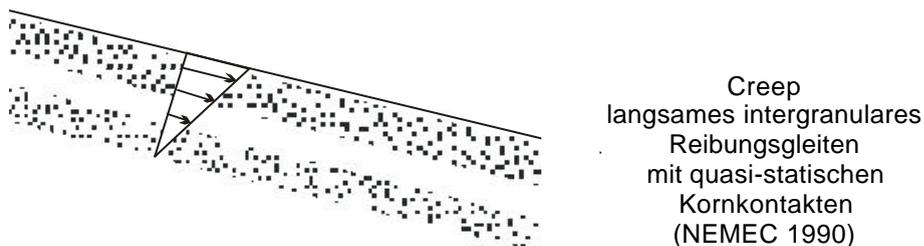


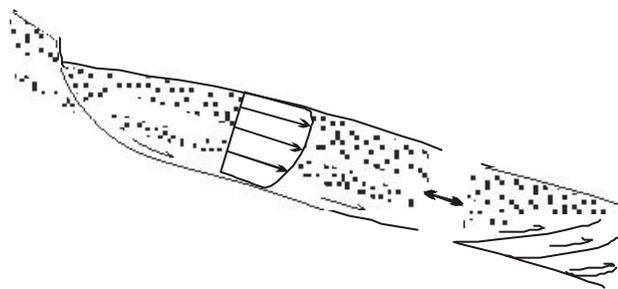
Abb. 8: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Creeps entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

3.2.2 Slide

Slides werden nach STOW (1986) als hangabwärts gerichteter Versatz von Sediment über einer Gleitfläche charakterisiert. Dabei tritt keine oder nur geringe interne Deformation des Sedimentes auf (Abb. 9). Der Ablösungsbereich von Slides weist Merkmale von Dehnungsdeformation auf. Kompressionsstrukturen, wie interne Überschiebungen, prägen den unteren Abschnitt der Slides.

Auf Grundlage des Verhältnisses von Mächtigkeit zu Ausdehnung der Resedimente sowie basierend auf ihrer Geometrie werden ALLEN (1985) rotationale und translatorische Slides unterschieden. Rotationale Slides sind gekennzeichnet durch relativ hohe Mächtigkeiten im Vergleich zu ihrer horizontalen Ausdehnung sowie annähernd halbkreisförmige Gleitflächen. Als translatorische Slides bezeichnet man im Verhältnis zu ihrer Ausdehnung eher geringmächtige Resedimente. Aufgrund der weiten Erstreckung der Umlagerungen sind die Gleitflächen langgestreckt und weisen nahezu ebene basale Begrenzungen auf.

Slides können sowohl in subaerischer als auch in subaquatischer Umgebung auftreten.



Slide
translationale oder rotationale
kohärente Masse mit geringer
interner Deformation
(dargestellt ist ein translationaler Slide)
(NEMEC 1990)

Abb. 9: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Slides entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

3.2.3 Slump

Wie Slides stellen auch **Slumps** hangabwärtsgerichtete Sedimentbewegungen über einer ausgeprägten basalen Gleitfläche dar. Die Schichtung ist noch erkennbar, wird aber durch Verbiegungen in ihrer Form verändert (STOW 1986). Die interne Deformation bewirkt die Entstehung vielfältiger Strukturen, wie Falten und Boudins, die plastisches Bewegungsverhalten anzeigen (Abb. 10). Die Übergänge zwischen Slides und Slumps bzw. zwischen Slumps und Flows mit plastischem Bewegungsverhalten sind fließend. Wie bei Slides kommt es auch bei Slumps im Ablösungs- und Fußbereich zur Entstehung von

Dehnungs- bzw. Kompressionsstrukturen, die bereits existierende Strukturen überprägen können. An Schichtgrenzen treten interne Scherflächen auf.

Slumps kommen hauptsächlich in subaquatischer Umgebung vor. Ihre Entstehung auf Hängen mit sehr geringen Neigungswinkeln ($0,1^\circ$ nach PRIOR & COLEMAN 1978) ist möglich.

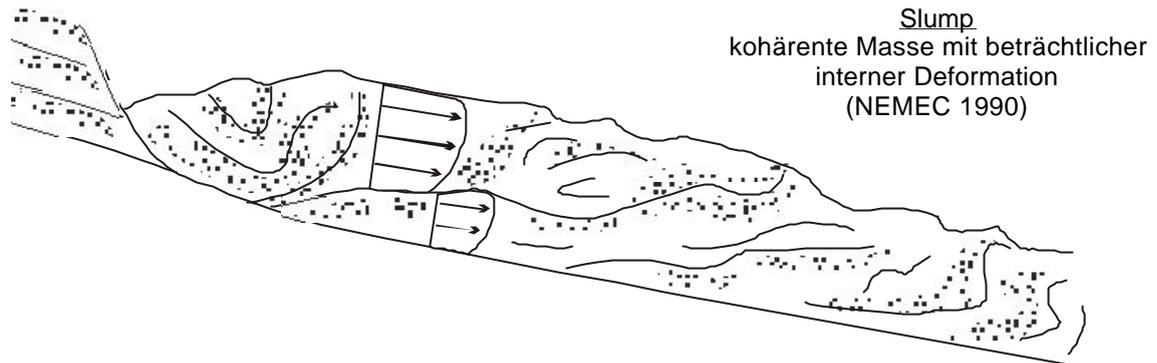


Abb. 10: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Slumps entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

3.2.4 Flow

Flows werden nach der Klassifikation nach NEMEC (1990) unter Berücksichtigung ihres rheologischen Verhaltens in plastische Flows (Kap. 3.2.4.1) und fluidale Flows (Kap. 3.2.4.2) unterteilt. Bei der Umlagerung können Übergänge zwischen Flows mit plastischem Verhalten und Flows mit fluidalem Verhalten entstehen. Dies tritt vor allem auf, wenn semilithifiziertes Material oder Wasser in die Rutschmasse involviert bzw. von ihr abgegeben wird und sich infolgedessen die Dichte sowie das Bewegungsverhalten des Massenstromes ändert.

3.2.4.1 Flows mit plastischem Verhalten

Gemeinsames Merkmal der **Flows mit plastischem Verhalten** ist ihre Bewegung als Nicht-Newtonsche Flüssigkeiten (s. Kap. 3.1). Zu den Flows mit plastischem Verhalten zählen Debris Flows, Grain Flows und Liquefied Flows (NEMEC 1990).

Debris Flows sind charakterisiert durch eine viskose Matrix, in der Intraklasten von Silt- bis Blockgröße transportiert werden (Abb. 11). Bei der Bewegung werden die ursprüngliche Schichtung und Lagerung weitgehend zerstört (STOW et al. 1996). In Abhängigkeit von der Viskosität der Matrix und der Geschwindigkeit der Flows kann sowohl laminares als auch turbulentes Bewegungsverhalten auftreten. Der dominierende Klastenstützmechanismus ist die Stärke der Matrix, die auf der Kohäsion der Partikel beruht und vom Auftrieb unterstützt wird (JOHNSON 1970, NEMEC & STEEL 1984), so daß auch große Klasten in Debris Flows transportiert werden können. Aufgrund ihrer feinkörnigen Matrix entwässern kohäsive Debris Flows langsam. Da der hohe Wassergehalt eine Verminderung der Scherfestigkeit zur Folge hat, sind nur geringe Scherbeanspruchungen erforderlich, um die Entstehung von Debris Flows auszulösen. Sie können daher auch auf sehr flachen Hängen (bis zu $0,5^\circ$) ausgelöst werden und behalten über längere Zeit eine vergleichsweise hohe Mobilität, so daß ihre Ablagerungen sich über sehr große Gebiete ausdehnen können (STOW et al. 1996).

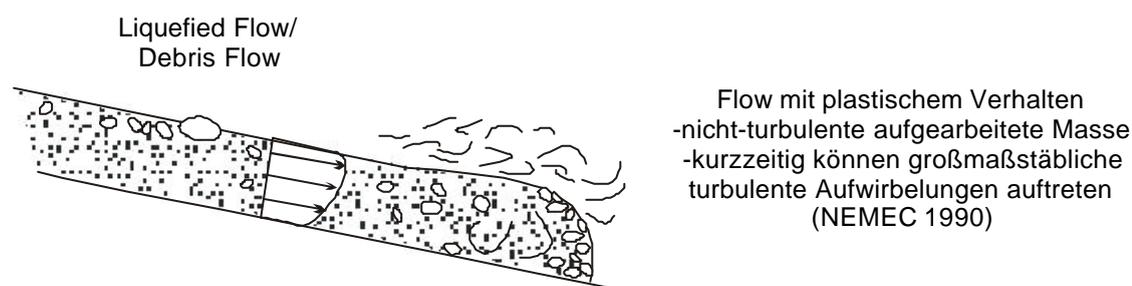


Abb. 11: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Flows mit plastischem Verhalten entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

Ein **Grain Flow** bezeichnet die Hangabwärtsbewegung partikulärer Sedimente. Der kornstützende Mechanismus beruht auf den Kollisionen der einzelnen Partikel und dem daraus resultierenden dispersiven Druck (BAGNOLD 1954, LOWE 1976). Während der

Bewegung kommt es im oberen Abschnitt (Top-Bereich) der Grain Flows zu einer Anreicherung größerer Partikel, die in den Ablagerungen durch inverse Gradierung angezeigt wird. Nach BAGNOLD (1954) begründet sich dieser Prozeß darauf, daß der dispersive Druck an der Basis der Flows am höchsten ist, die größeren Partikel jedoch einen stärkeren Druck ausüben können als kleinere. Der Ausgleich des entstehenden Druckgradienten wird durch eine Aufwärtsbewegung der größeren Partikel realisiert. MIDDLETON (1970) führte die Korngrößentrennung auf kinetische Filterung zurück, bei der sich die kleineren Partikel durch die Zwischenräume der größeren Partikel nach unten bewegen. Nach LEEDER (1982) belegen experimentelle Untersuchungen mit Partikeln gleicher Größe und unterschiedlicher Dichte die Richtigkeit der Hypothese BAGNOLD's (1954), schließen aber das Auftreten kinetischer Filterung in Grain Flows mit unterschiedlicher Partikelgröße nicht aus.

Liquefied Flows entstehen, wenn durch Erschütterungen der Zusammenhalt von partikulärem Material verloren geht, da aufgrund fehlender Reibung zwischen den Partikeln kein Scherwiderstand mehr besteht. Werden die Partikel hauptsächlich durch aufsteigende Porenwässer (z.B. in Folge der Erschütterung) in der Schwebe gehalten, kann man von fluidisierten Flows sprechen. Erreichen Liquefied Flows aufgrund erhöhter Geschwindigkeit ein turbulentes Bewegungsverhalten, können sie sich zu Turbiditen entwickeln (LOWE 1976). bzw. durch Geschwindigkeitsverminderung aus Turbiditen entstehen. Für die Mobilisierung der Liquefied Flows werden Hangneigungen von 3-4° Neigung vorausgesetzt (LOWE 1976).

3.2.4.2 Flows mit fluidalem Verhalten

Flows mit fluidalem Verhalten weisen mit Ausnahme der High Density Turbidity Currents im Gegensatz zu plastischen Flows meist Newtonsches Bewegungsverhalten auf und bewegen sich überwiegend turbulent (Abb. 12). Infolge dessen können Flows mit fluidalem Bewegungsverhalten während der gravitativen Hangabwärtsbewegung Wasser aufnehmen. Der dominierende Prozeß beim Transport ist das Gleiten entlang der Korngrenzen der einzelnen Partikel. Die Bewegung der Flows mit fluidalem Verhalten setzt

sich fort, bis der Scherstreß gleich Null ist bzw. bis das gesamte Sediment abgegeben wurde (STOW et al. 1996).

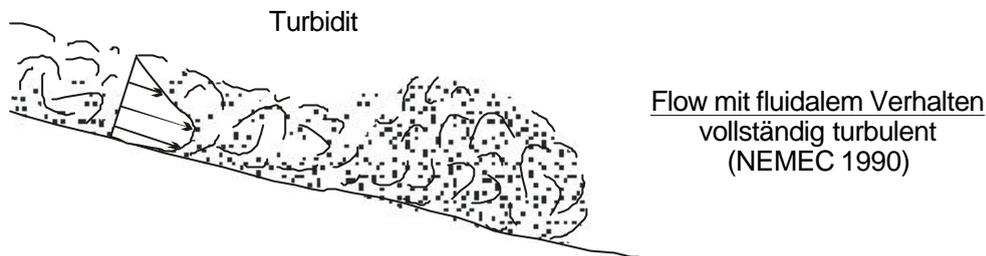


Abb. 12: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Flows mit fluidalem Verhalten entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

Flows mit fluidalem Verhalten werden nach NEMEC (1990) in Schnee-Sediment-Flows, fluidisierte Flows, vulkanische Flows und Trübestrome unterteilt. **Schnee-Sediment-Flows** umfassen die Hangabwärtsbewegung von Eis bzw. Schnee sowie dadurch ausgelöste Massenbewegungen von klastischem Material. **Vulkanische Flows** entstehen direkt oder indirekt infolge des Einflusses von vulkanischen Eruptionen. Sie beinhalten Debris Avalanches, pyroklastische Ströme und Lahare. Da sowohl Schnee-Sediment-Flows als auch vulkanische Flows für die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks nicht relevant sind, werden sie im Folgenden nicht weiter betrachtet.

Der kornstützende Mechanismus **fluidisierter Flows** ist das aufsteigende Porenwasser (LOWE 1976). Da fluidisierte Flows nur selten aus Ablagerungen beschrieben werden, wird vermutet, daß sie nur ein Bewegungsstadium repräsentieren (MARTINSEN 1994). Fluidisierte Flows können durch Verminderung der Transportgeschwindigkeit in Liquefied Flows bzw. durch Beschleunigung in Turbidity Currents übergehen (LOWE 1982).

Turbidity Currents entstehen durch gravitative Hangabwärtsbewegung von Sedimentsuspensionen. Die Klasten werden durch die turbulente Bewegung getragen. Aufgrund ihrer Dichte können Trübestrome mit geringer Dichte (bis $1,09 \text{ g/cm}^3$) bzw. hoher Dichte (ab $1,1 \text{ g/cm}^3$) unterschieden werden. Modelle für feinkörnige Turbidite wurden von BOUMA (1962), PIPER (1978), STOW (1979) und STOW & SHANMUGAM (1980) erstellt. Ein

Modell für grobkörnige Turbidite stammt von LOWE (1982). Turbidity Currents können bei der Hangabwärtsbewegung durch die Ablösung des oberen Teils von Debris Flows entstehen. Daher werden Debrite häufig von Turbiditen überlagert. Nach LOWE (1976) können auch gesamte Debris Flows durch Wasseraufnahme während des Transportes in Turbidity Currents übergehen.

3.2.5 Fall (Rock Fall / Debris Fall)

Rock Falls und **Debris Falls** bezeichnen die Hangabwärtsbewegung einzelner, nicht in Verbindung stehender Partikel, die unterschiedliche Größen aufweisen können (Abb. 12). Rock Falls treten zumeist subaerisch auf. Debris Falls beschreiben Umlagerungen von Schutt („debris“). Sie können graduell in kohäsionslose Debris Flows übergehen, wenn sich ihre Geschwindigkeit verlangsamt, wie z.B. beim Übergang zu geringeren Hangneigungen (NEMEC 1990).

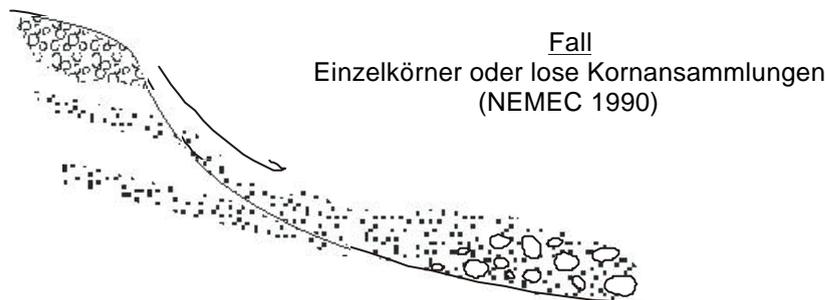


Abb. 13: Aufbau und rheologische Eigenschaften von Falls (Rock Falls/Debris Falls) entsprechend dem Klassifikationsschema von NEMEC (1990).

3.3 Beschreibung und Interpretation synsedimentärer Deformationen des Unteren Muschelkalks

Merkmale synsedimentärer Deformation im Unteren Muschelkalk wurden bisher von mehreren Autoren beschrieben. So interpretierte schon REIS (1910) verfaltete Sedimenteinheiten als Ergebnis subaquatischer Rutschungen im Zusammenhang mit seismischer Aktivität. Als „konglomeratischer Kalkstein“ bezeichnete Sedimenteinheiten

und Slump-Strukturen wurden von WAGNER (1897), REIS (1910) und MÄGDEFRAU (1957) für regionale stratigraphische Korrelationen genutzt.

Nach BÖRNER (1936) sind Massenbewegungen im Unteren Muschelkalk an submarine Schwellenregionen gebunden. SCHMIDT (1935) und HALTENHOF (1962) beschreiben „in Richtung und Form“ unregelmäßige Rutschungen, die keinen Zusammenhang mit primär geneigten Ablagerungsflächen aufweisen sowie das Auftreten von Rutschungsbänken in Bezug zu Rinnenböschungen. Aus der Analyse der Transportrichtungen der Massenbewegungen und dem Vergleich mit der Orientierung von Rinnenstrukturen sowie mit rezenten Strukturen schließt SCHWARZ (1970, 1975) auf die Entstehung der Rutschungen im Zusammenhang mit dem Auftauchen von Prielhängen infolge Gezeiteneinwirkung. AS-SARURI & LANGBEIN (1987) fassen unter dem Begriff „Intraklastkalke“ mehrere Arten intraklastischer und intraklastführender Kalksteine zusammen. Sie deuten ihre Entstehung entsprechend dem strukturellen Inventar als Ablagerungen von strömendem Wasser (feinkonglomeratische intraklastführende Schillkalke), als Ablagerungen von Debris Flows, Mud Flows oder Grain Flows (grobkonglomeratische matrixarme bis matrixgestützte Intraklastkalke) bzw. als in-situ-brekziierte Intraklastkalke. Neuere Arbeiten (SZULC 1993, VOIGT & LINNEMANN 1996) interpretieren die Entstehung der Ablagerungen der Massenbewegungen im östlichen und südöstlichen Germanischen Becken als Folge seismischer Aktivität.

Die folgenden Kapitel umfassen die Beschreibung und die Interpretation der in-situ entstandenen Deformationsstrukturen sowie der Ablagerungen von Massenbewegungen. Basierend auf der stratigraphischen Verbreitung der Deformationsstrukturen sowie der Geometrie und dem Strukturinventar der resedimentierten Einheiten werden die Ursachen für die Entstehung der Deformationen diskutiert. Nach der Ermittlung der Materialparameter für die Karbonate wird die Stabilität der Karbonatablagerungen in Hangpositionen im südöstlichen Germanischen Becken (Thüringische Senke) durch Modellrechnungen abgeschätzt. Die Integration der Erkenntnisse über Verbreitung, Geometrie und Transportweiten der Massenbewegungen sowie über die Entstehung von Sigmoidalklüftungs- und „Wellenstreifungs“-Strukturen (s. Kap. 3.3.1.3) ermöglicht die Eingrenzung potentieller Mobilisierungsursachen.

3.3.1 In-situ-Deformationsstrukturen

Unter dem Begriff in-situ-Deformation werden im Folgenden Strukturen zusammengefaßt, die durch synsedimentäre Deformationen (ausgenommen Diagenese) autochthon entstanden sind. Wichtigste Strukturen, die auf in-situ-Deformation im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens zurückzuführen sind, umfassen Sigmoidalklüftung (Querplattung), „Wellenstreifung“, Belastungsstrukturen (z.B. Load Casts) und Entwässerungsstrukturen.

3.3.1.1 Belastungsstrukturen

Hauptsächlich in den Feinsanden des oberen Abschnitts der Muschelsandstein-Fazies, aber auch in den mikritischen Karbonaten der Wellenkalk-Fazies sind basal rundlich geformte bioklastische bzw. sandige Einlagerungen mit nahezu ebenförmig begrenzter Oberseite zu beobachten, die als Belastungsstrukturen (Load Structures) zu interpretieren sind. Allseitig gerundete Formen (Ball-Structures, Anlage 4: Tafel IV, Abb. 4) treten weniger häufig als Load Structures auf. Belastungsstrukturen sind oft innerhalb resedimentierter Einheiten anzutreffen (Anlage 2: Tafel II, Abb. 6). Infolge der Bewegung der Rutschungsmassen können die Belastungsgefüge zum Teil nachträglich gegeneinander verschoben worden sein (Anlage 4: Tafel IV, Abb. 3).

In der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks variiert die Größe der meist länglichen Belastungsstrukturen zwischen 0,05 und 1,2 m, die durchschnittliche Länge beträgt 0,25 m, die durchschnittlich Dicke 0,1 m. Innerhalb einzelner Schichten ist die Größenvariation der Belastungsstrukturen gering (Abb. 14). Anschliffe zeigen das Vorherrschen unstrukturierter Interngefüge ohne bevorzugte Einregelung der Bioklasten an. Aus dem süddeutschen Unteren Muschelkalk sind Load Casts mit schaligem Aufbau bekannt, bei denen die Mächtigkeit der einzelnen Lagen in Richtung auf das Zentrum der gewölbten Strukturen zunimmt (SCHWARZ 1970).

Der Durchmesser der Belastungsstrukturen beträgt in den Ablagerungen der Muschelsandstein-Fazies durchschnittlich 5 bis 10 cm (RICHTER 1962). Infolge des Aufsteigens glimmer- und tonführender Feinsande in die Zwischenräume der Load Balls

bildeten sich in den Sanden der Muschelsandstein-Fazies häufig Flammenstrukturen aus. Zum Teil werden die Belastungsstrukturen von tonreichen Slump-Einheiten überlagert (RICHTER 1962). EGGERT (1967) beschreibt aus der Muschelsandstein-Fazies in Luxemburg (Sultz-les-Bains) Belastungsstrukturen von 3-4 m Durchmesser in zwei 1,2 m bzw. 1,8 m mächtigen Horizonten, 5 bzw. 8 m über der Muschelkalkbasis, die über Entfernungen von 7 km korrelierbar sind.

Im Übergangsbereich zwischen dolomitischem Sandstein zu Sandstein-Mergel-Wechselagerungen im südlichen Germanischen Becken treten Belastungsstrukturen von bis zu 3 m Durchmesser in zwei aufeinander folgenden Horizonten auf, die sich über Entfernungen von 5 bzw. 7 km erstrecken (SCHWARZ 1975).

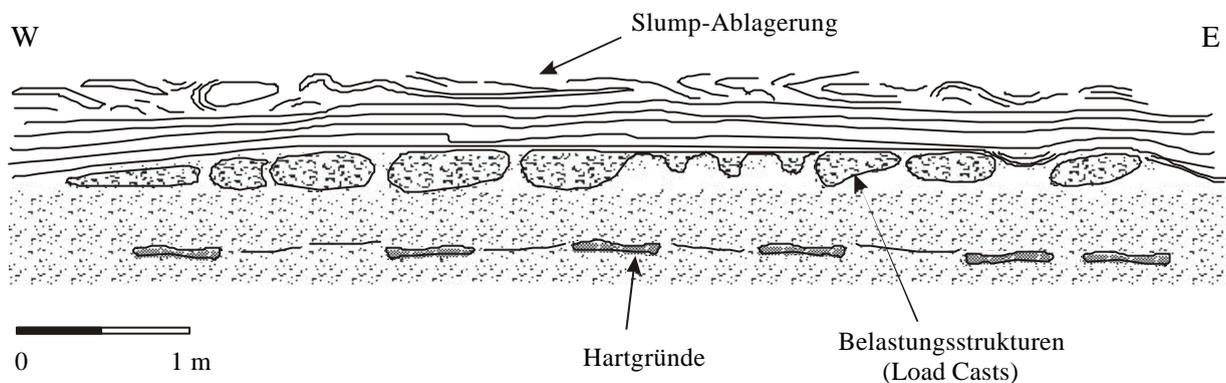


Abb. 14: Load Casts im Hangenden der Unteren Terebratelbank, Wutha bei Eisenach.

Die Belastungsstrukturen entstanden, als bioklastische Arenite aufgrund ihrer höheren Dichte in die unterlagernden mikritischen Karbonate einsanken. Im Hangenden befindet sich die Ablagerung eines Slumps, dessen Bewegung in ostnordöstliche Richtung erfolgte.

Entstehung der Belastungsstrukturen

Dichteinversionen entstehen, wenn Schichten geringerer Dichte durch Material höherer Dichte überlagert werden (Rayleigh-Taylor-Instabilität, DZULYNSKI 1966). Sie sind abhängig von der Kohäsion und Viskosität des Sedimentes (MILLS 1983). Das durch die Dichteinversionen hervorgerufene instabile Gleichgewicht wird aufgehoben, wenn die dichtere hangende Schicht infolge Verminderung ihres Scherwiderstandes in das liegende Sediment einsinkt (COLLINSON 1994). Das Verhältnis der kinematischen Viskositäten zwischen den einzelnen Lagen bestimmt die Art der sich bildenden Belastungsstrukturen

(ANKETELL et al. 1970). Sinusförmige Belastungsstrukturen entstehen, wenn die Größe der Viskosität der auflagernden Schicht mit der des Liegenden vergleichbar ist. Weist die sich im Liegenden befindliche Sedimenteinheit eine hohe Viskosität auf, bilden sich birnenförmige Load Casts, zwischen die toniges Material aufsteigt (Flame-Structures). Durch weiteres Absinken der Load Casts kann es zu deren Ablösung vom Schichtverband und zur Entstehung von Ball- und Pillow-Strukturen kommen. BRENCHLEY & NEWALL (1977) vermuten, daß für die Entstehung der Ball- und Pillow-Strukturen neben der Dichteinversion auch eine partielle Verflüssigung des sich im Liegenden befindlichen Sedimentes Voraussetzung ist. Da Verflüssigungen vor allem durch Verlust von Partikelreibung infolge Erdbebeneinwirkung entstehen können, führen SEILACHER (1984) und LEEDER (1987) die Bildung von Ball- und Pillow-Strukturen, insbesondere derjenigen größeren Ausmaßes, auf seismische Erschütterung zurück.

Für die in der Muschelsandstein-Fazies des Germanischen Beckens auftretenden Belastungsgefüge sowie für das sich im Liegenden bzw. im Hangenden befindende Sediment führte SCHWARZ (1975) Untersuchungen der Materialeigenschaften, wie Korngröße und Kalkgehalt durch. Als wesentlichen Unterschied der Materialparameter ermittelte er für die Karbonate des Liegenden und des Hangenden einen höheren Anteil (12%) der Ton- und Feinsiltfraktion (Korngrößen $< 6 \mu\text{m}$). In Anlehnung an FÜCHTBAUER & REINECK (1963) schloß SCHWARZ (1975) aus der Beziehung zwischen Porosität und Ton- bzw. Feinsiltfraktion auf einen Porositätsunterschied von maximal 8-10% zwischen dem Material der Belastungsgefüge und dem umgebenden Sediment. Unter der Voraussetzung einer vergleichbaren spezifischen Korndichte der beiden Materialien ermittelte SCHWARZ (1975) einen maximalen Unterschied in der durchschnittlichen Dichte der gesamten wasserführenden Sedimenteinheiten (Wet Bulk Densities) von $0,16 \text{ g/cm}^3$. Aus der geringen Differenz schließt SCHWARZ (1975), daß für die Entstehung der Belastungsstrukturen selbst unter Auflast durch überlagernde Schichten ein zusätzlich zur Gewichtskraft wirkender Faktor erforderlich war. Auch in anderen Bereichen des Germanischen Beckens sprechen die weite Horizontbeständigkeit der Belastungsstrukturen über Entfernungen von mehreren Kilometern und die beträchtliche Größe der Load Casts von bis zu 3 m Durchmesser für ihre Entstehung infolge des Einwirkens eines überregionalen Auslösers.

3.3.1.2 Entwässerungsstrukturen

Entwässerungsstrukturen (Dish- and Pillar- Structures) treten in der Karbonatfazies des Unteren Muschelkalks nur selten auf, da sie an feinkörniges Material gebunden sind. Nur im südöstlichen Teil der Thüringischen Senke wurden Dish-Strukturen in einer 0,2 m mächtigen Ablagerung nachgewiesen. Die Dish-Strukturen werden von konkav gewölbten Mikritlaminen von ca. 2 cm Durchmesser mit scharf begrenzten Außenbereichen gebildet. Von der Basis zum Top der Ablagerung nimmt die Wölbung der Strukturen zu. Die Häufigkeit der Dish-Strukturen vermindert sich in derselben Richtung (Abb. 15). Die sich abzeichnenden Entwässerungsbahnen weisen in der beschriebenen Ablagerung in der südöstlichen Thüringischen Senke eine Neigung in nördliche bis nordnordwestliche Richtung auf (Abb. 15).

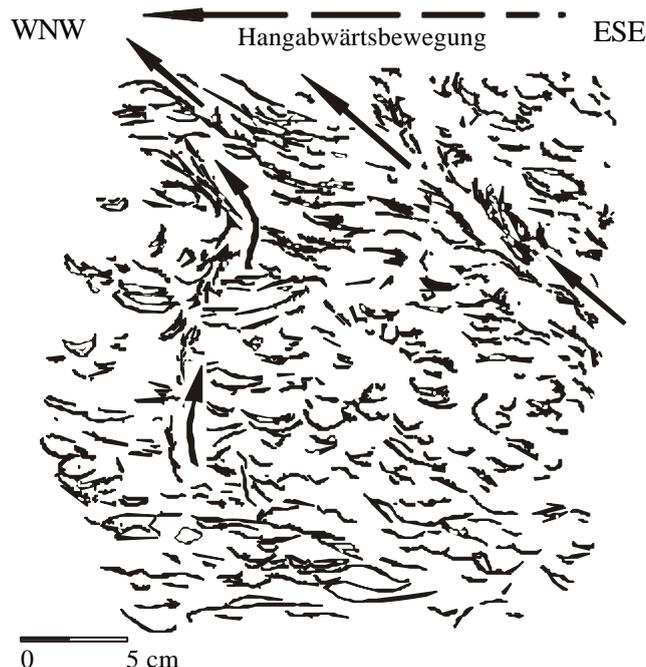


Abb. 15: Entwässerungsstrukturen in einer 0,2 m mächtigen Arenitlage, Unterer Wellenkalk, Laasan (nördlich Jena).

Von der Basis zum Top der Schicht vermindert sich die Anzahl der Dish-Strukturen. Die Stärke der Durchbiegung der Dish-Strukturen nimmt zum Top der Schicht zu. Die Neigung der Entwässerungspfade (angezeigt durch Pfeile) in westnordwestliche Richtung wurde durch das Einfallen des Hanges bedingt.

Entstehung der Entwässerungsstrukturen

Dish- und Pillar-Strukturen bilden sich infolge von Entwässerung sandiger bis grobschluffiger Schichten (MILLS 1983, ALLEN 1982). Gelangt aufwärts steigendes Wasser unter Bereiche geringerer Permeabilität, entweicht es zunächst horizontal (MILLS 1983, MCCALPIN 1996). Die Pillar-Strukturen stellen die Bereiche vertikalen Porenwasseraufstieges dar und sind charakterisiert von strukturlosen Sanden, die infolge der Durchströmung durch aufsteigendes Porenwasser einen geringeren Gehalt an feinkörnigem Material aufweisen (MILLS 1983).

Die Bildung der Dish- und Pillar-Strukturen ist abhängig von der Entwässerungsrate, der Menge des Porenwassers, der Originalmächtigkeit der Schicht, von der Korngrößenverteilung innerhalb der Einheit und von der Art und Verteilung früher gebildeter Strukturen (LOWE & LOPICOLLO 1974). Kennzeichnend für geringmächtige und feinkörnige Schichten ist nach LOWE & LOPICOLLO (1974) die Abfolge von Dish-Strukturen mit relativ flacher Basis und engen, scharf nach oben gebogenen Außenbereichen, die durch eine geringere Anzahl stärker konkaver Strukturen überlagert werden.

Der Auslöser für die Entstehung der Entwässerungsstrukturen kann auf seismische bzw. nichtseismische Ereignisse, wie hohe Sedimentationsraten oder verstärkte Auflast, zurückgeführt werden, die eine Erhöhung des Porenfluiddruckes und nachfolgende Entwässerung bewirken.

3.3.1.3 Sigmoidalklüftung („Querplattung“) und „Wellenstreifung“

Charakteristische Strukturen im Unteren Muschelkalk sind S-förmige, z.T. vertikale Flächen, die in regelmäßigen Abständen bis zu 0,4 m mächtige Sedimenteinheiten durchsetzen (Anlage 4: Tafel IV, Abb. 1 und 2). WAGNER (1897) beschrieb diese Flächen erstmals aus dem Wellenkalk in der Umgebung von Jena und bezeichnete sie als „**Querplattung**“. Den Begriff „**Sigmoidalklüftung**“ bzw. „S-Klüftung“ prägte REIS (1910).

Im Zusammenhang mit der Sigmoidalklüftung wurden parallel zur Schichtung und im Abstand von wenigen Millimetern zueinander verlaufende „Rippen“ beschrieben. Die Bezeichnungen „Wellenrillen“ und „Wellenfurchen“ für diese Strukturen wurden von REIS

(1910) bzw. von VOLLRATH (1924) eingeführt. SCHAD (1933) bezeichnete sie als „Wellenstreifen“, SCHMITT (1935) und VOßMERBÄUMER (1973) als „Lösungsrippeln“, BEIERSDORF (1969) beschrieb sie als „Längsrippung“ und KRUCK (1974) als „Querrippung“. Diese Strukturen werden im Folgenden unter dem in der jüngeren Literatur (z.B. KURZE 1981) überwiegend angewandten deskriptiven Begriff „Wellenstreifung“ zusammengefaßt.

Beschreibung der Strukturen

Sigmoidalklüftung

Im Unteren Muschelkalk treten die als Sigmoidalklüftung bzw. Querplattung bezeichneten, senkrecht zur Schichtung verlaufenden Flächen in durchschnittlich 0,1 m (max. 0,4 m) mächtigen Sedimenteinheiten auf (Anlage 4: Tafel IV, Abb. 1 und 2). Der Abstand der Sigmoidalklüftungsflächen zueinander beträgt zwischen 0,3 und 8 cm und korreliert nicht mit der Mächtigkeit der deformierten Sedimenteinheit (KRUCK 1974). Die maximal 3 mm breiten Querplattungsklüfte sind mit relativ tonreichem Material - hauptsächlich Kaolinit, Illit, Quarz und Feldspat (KRUCK 1974) - gefüllt und zeigen an ihren Enden häufig Auffächerungen (Fish Tail Structures). Es besteht keine Abhängigkeit des Auftretens der Sigmoidalklüftung vom Gewichtsanteil des unlöslichen Rückstandes der Mergelkalke (KRUCK 1974, DUALEH 1995). In Sedimenteinheiten mit höherem Kalkgehalt fallen die Klufflächen steiler ein und sind weniger stark deformiert als in tonigeren Abschnitten (SCHWARZ 1970, KRUCK 1974).

Sigmoidalklüftung tritt besonders häufig in den homogenen Mikriten des Unteren Muschelkalks auf. In mergeligen oder oolithischen Kalken ist sie seltener, in Areniten gar nicht zu beobachten. Ihre Verbreitung konzentriert sich daher auf die von mikritischen Karbonaten dominierten Ablagerungen der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks. In bestimmten stratigraphischen Abschnitten des Unteren Muschelkalks ist eine Häufung der Sigmoidalklüftungsstrukturen ist zu konstatieren. SEIFERT (1928) sprach der Sigmoidalklüftung deshalb Leitcharakter zu. Sedimenteinheiten mit Sigmoidalklüftung konzentrieren sich in der Thüringischen Senke auf die Basis des Unteren Muschelkalks (Anlage 12, 15, 20, 23, 29, 30, 31), das Liegende der Oolithbänke (Anlage 16, 18, 35, 36)

und den Bereich der Schaumkalkbänke (Anlage 28, 31), häufig treten sie aber auch im Mittleren Wellenkalk auf (Anlage 15, 34, 35). In Süd-Niedersachsen und Nord-Hessen kommt Sigmoidalklüftung hauptsächlich im Abschnitt 5 bzw. 7 m im Hangenden der Oolithbänke, im Bereich der Terebratelbänke und in der Umgebung der Spiriferinabank vor (SCHÜLLER 1967, KRUCK 1974) (Abb. 16). SCHWARZ (1975) beschreibt Bereiche mit Sigmoidalklüftung in den Einheiten M und O des Unteren Muschelkalks in Süddeutschland (entsprechend dem Oberen Wellenkalk und den Orbicularisschichten der Thüringischen Senke nach KOZUR 1974). Häufig treten Sigmoidalklüftungen im Zusammenhang mit Ablagerungen gravitativer Massenbewegungen auf (SZULC 1993) (Abb. 17, Anlage 12, Anlage 18, Anlage 20, Anlage 30, Anlage 32).

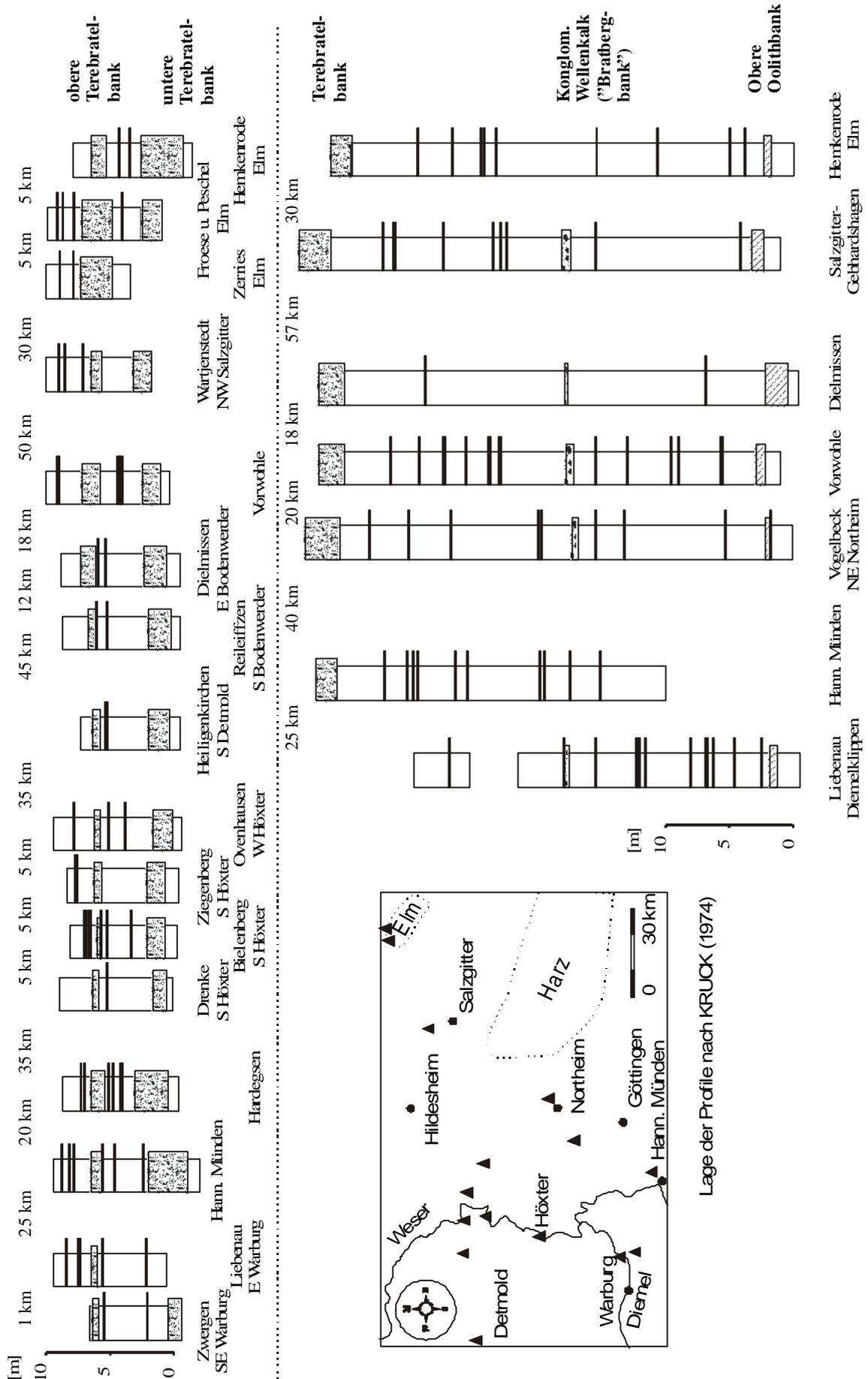
Die Streich- und Einfallrichtungen der Sigmoidalklüftungslagen sind über weite Entfernungen konstant. Die Hauptstreichrichtung im zentralen und östlichen Germanischen Becken ist NNE-SSW (Abb. 18). Das Einfallen der NNE-SSW-streichenden Sigmoidalklüftungen erfolgt immer in westliche Richtung. KURZE (1981) beschreibt ein graduelles Umschwenken des Streichens von N-S-Richtungen (Thüringische Senke) zu NNE-SSW-Richtungen (Subherzyn und Brandenburg). Untergeordnet tritt im östlichen und zentralen Germanischen Becken die Streichrichtung ESE-WNW auf. Das Einfallen der in dieser Richtung streichenden Strukturen erfolgt immer in nördliche Richtung (ENGELS 1956, BEIERSDORF 1969, KRUCK 1974, FRANZKE & JANSSEN 1984, DUALEH 1995, SCHWARZ 1975, RÜFFER 1996). Am Südrand des Germanischen Beckens überwiegen ostsüdöstliche gegenüber nordnordöstlich verlaufenden Streichrichtungen (SCHWARZ 1970, 1975). Auch hier fallen die ESE-streichenden Strukturen in nordnordöstliche und die NNE-streichenden in westnordwestliche Richtung ein.

folgende Seite:

Abb. 16: Stratigraphische Verbreitung von Sigmoidalklüftungen in Nordhessen bzw. Niedersachsen.

Dargestellt ist die stratigraphische Position der Sigmoidalklüftungslagen in den Profilabschnitten Mittlerer Wellenkalk und Terebratelbänke (nach KRUCK 1974). Einzelne Schichten mit Sigmoidalklüftungsstrukturen sind nicht bzw. nur über geringe Distanzen miteinander korrelierbar. Die Häufung von Sigmoidalklüftungen in bestimmten Abschnitten der Profile ist erkennbar.

Bei den Entfernungen der Profile zueinander handelt es sich um ungefähre Angaben.



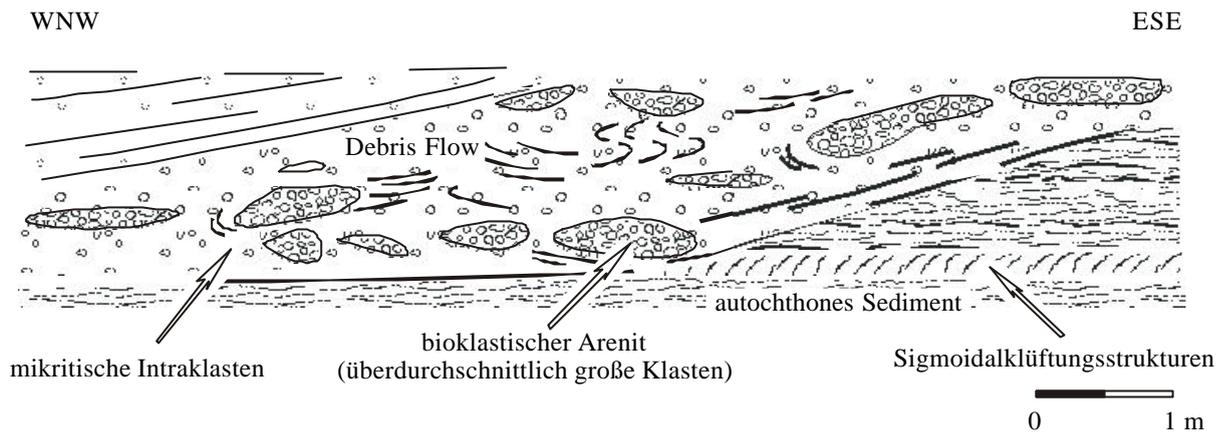


Abb. 17: Sigmoidalklüftung im Liegenden eines Debrits 13 m unterhalb der Oolithbänke, Kernberge Jena.

Dargestellt ist der laterale Anschnitt eines matrixgestützten Debrites mit einer Mächtigkeit von ca. 1,5 m, der erosiv in autochthone Ablagerungen eingreift. Im rechten unteren Bildabschnitt ist eine Sigmoidalklüftungslage zu erkennen, die von dem Debris Flow teilweise erodiert wurde.

Auch aus dem **Oberen Muschelkalk** (Unterer Trochitenkalk) werden Sigmoidalklüftungen beschrieben. Auffallend ist die Übereinstimmung der Orientierung der Sigmoidalklüftungen zwischen denen des Unteren und des Oberen Muschelkalks. Die Streichrichtungen aus dem Oberen Muschelkalk weisen ebenfalls eine Dominanz der Nord-Süd-Richtung und eine untergeordnete West-Ost-Richtung auf. Auch die Einfallrichtungen der Sigmoidalklüftungen des Oberen Muschelkalks nach Westen (bei Nord-Süd-Streichen) bzw. nach Norden (bei Ost-West-Streichen) entsprechen denen der Sigmoidalklüftungen des Unteren Muschelkalks (KRUCK 1974).

„Wellenstreifung“

Man bezeichnet in der Literatur über den Unteren Muschelkalk mit dem Begriff „Wellenstreifung“ mehr oder weniger kurvig geformte, 1-2 mm hohe Rippungen, die in regelmäßigen Abständen von 1 bis 5 mm zueinander verlaufen. Häufig sind Verzweigungen zu beobachten. Von den Rippungen gehen Lineationen aus, welche die oberen Millimeter der sich im Liegenden befindlichen Sedimentschicht vertikal durchziehen (KRUCK 1974). Die als „Wellenstreifung“ bezeichneten Strukturen bilden häufig die Liegend- oder Hangendbegrenzungen von Sigmoidalklüftungslagen. STRAUSS (1938),

BEIERSDORF (1969), KRUCK (1974) und KURZE (1981) beschreiben ihr Vorkommen in synsedimentär resedimentierten Klasten. In umgelagerten Sedimenteinheiten können die „Wellenstreifungs“-Strukturen plastisch deformiert sein (KURZE 1981).

Wie auch die Sigmoidalklüftungen konzentriert sich das Auftreten der „Wellenstreifung“ auf die dünnplattigen bis flaserigen Lithotypen der Karbonate (VOßMERBÄUMER 1973) und ist daher auf bestimmte lithostratigraphische Horizonte der Wellenkalk-Fazies beschränkt (SCHMITT 1935, BEIERSDORF 1969, VOßMERBÄUMER 1973). Die „Wellenstreifungs“-Strukturen konzentrieren sich hauptsächlich auf das Niveau der Schaumkalkbänke, treten hier aber nicht in den Oolithen, sondern ausschließlich in den geringmächtigen mikritischen Kalken innerhalb der Oolith-Ablagerungen auf. Auch aus den mikritisch ausgebildeten Karbonaten der Basis des Unteren Muschelkalk sowie aus dem Mittleren und dem Oberen Wellenkalk werden „Wellenstreifungs“-Strukturen beschrieben (VOßMERBÄUMER 1973).

Die Orientierung der Streichrichtung der „Wellenstreifung“ entspricht generell derjenigen der Sigmoidalklüftungen (Abb. 18). Im zentralen Germanischen Becken herrschen nordnordöstliche sowie ost-südöstliche Streichrichtungen vor (WEBER 1966, BEIERSDORF 1969, KRUCK 1974, KURZE 1981). Im südlichen Germanischen Becken (Franken und Süddeutschland) beträgt die Hauptstreichrichtung 120° (BEIERSDORF 1969, SCHWARZ 1970, VOßMERBÄUMER 1973, KRUCK 1974, SIMON 1975, 1977). Nordöstliche Streichrichtungen (um 45°) treten vor allem in der Umgebung Würzburgs auf. Die Häufigkeit dieser Richtung nimmt in südliche Richtung ab (VOßMERBÄUMER, 1973). Im Allgemeinen weist die Orientierung der „Wellenstreifung“ eine größere Streuung auf als die der Sigmoidalklüftungen.

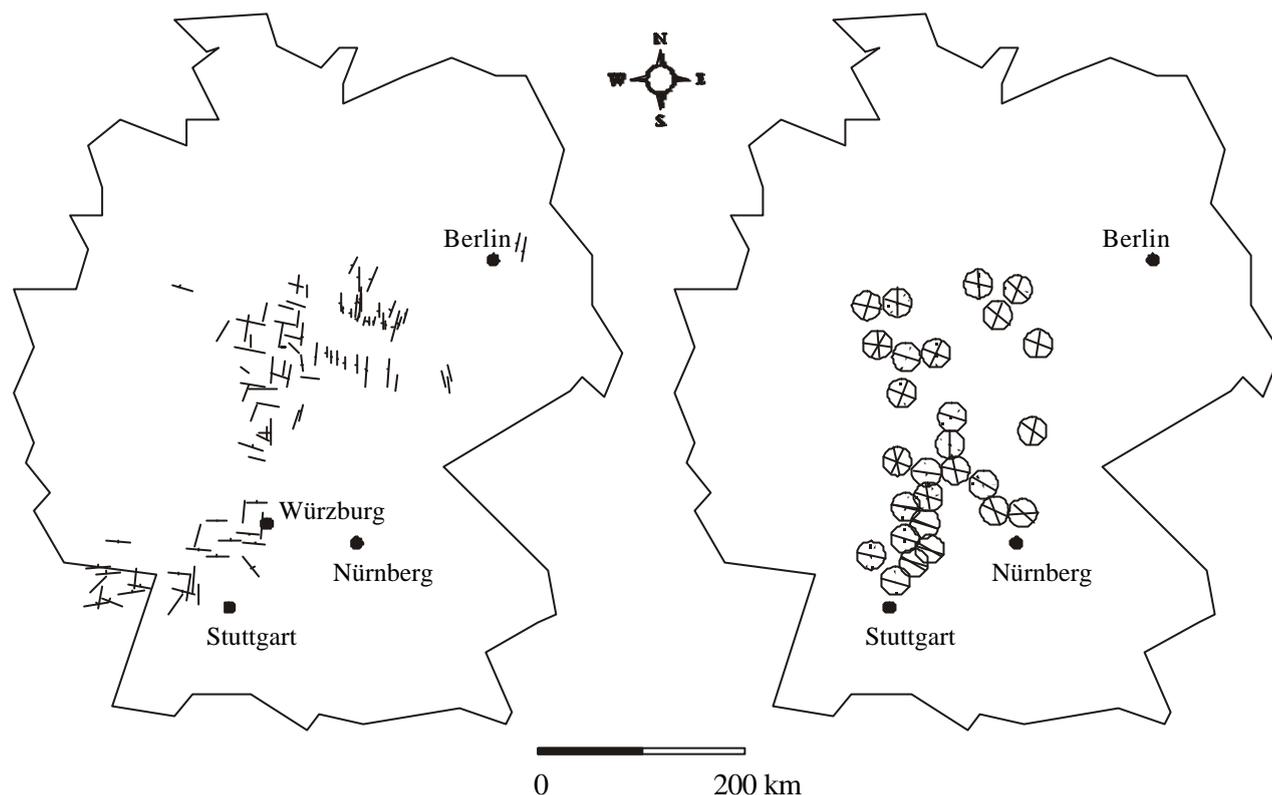


Abb. 18: Orientierung von Sigmoidalklüftung und "Wellenstreifungs"-Strukturen in den Ablagerungen des Unteren Muschelkalks in Deutschland.

a) Streichrichtungen der Sigmoidalklüftungen, Zusammenstellung nach ENGELS (1956), BEIERSDORF (1969), SCHWARZ (1975), KURZE (1981) und eigenen Messungen.

b) Streichrichtungen der "Wellenstreifungs"-Strukturen (Haupt- und Nebenrichtungen), Zusammenstellung nach BEIERSDORF (1969), VOßMERBÄUMER (1973), KRUCK (1974), SIMON (1975), KURZE (1981) und SIMON (1999).

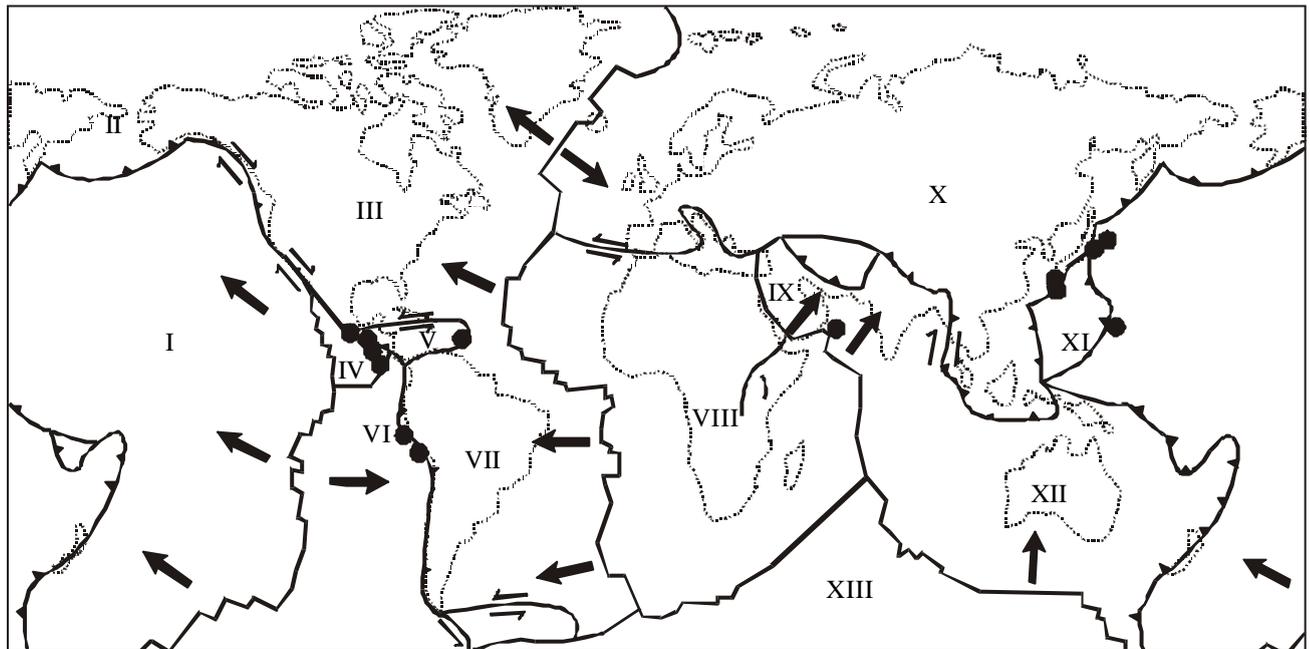
Entstehung der Sigmoidalklüftungs- und „Wellenstreifungs“-Strukturen

Die beckenweite Übereinstimmung der Orientierung von „Wellenstreifung“ und Sigmoidalklüftung ließ schon früh auf einen genetischen Zusammenhang dieser Strukturen schließen. STRAUSS (1938) beschrieb erstmals deren übereinstimmende Streichrichtungen. Wie auch die Sigmoidalklüftungen beschreibt die Streichrichtung der „Wellenstreifung“ dasselbe Einschwenken von Nord-Süd-Richtungen in der Thüringischen Senke zu NNE-SSW-Richtungen im Subherzyn und Brandenburg (KURZE 1981) (vgl. Kap. 3.3.1.3, Orientierung der „Wellenstreifung“). ENGELS (1958a, 1958b) erkannte in den „Wellenstreifungen“ die Schnittgerade zwischen den Sigmoidalklüftungs-Strukturen und den Schichtflächen der Mergelkalke.

Für die Genese der Sigmoidalklüftung im Unteren Muschelkalk wurden unterschiedliche Ursachen in Betracht gezogen. Vor allem die große Richtungskonstanz ihrer Orientierung führte zu Diskussionen über die Ursachen der Entstehung. WAGNER (1897) und ENGELS (1951) führten sie auf tektonische Belastung zurück, REIS (1910) auf „Durchsinterung bei der Diagenese“. LOTZE (1932) sah die Ursache für die Entstehung der Sigmoidalklüftungen in subaquatischen Rutschungen, KRUCK (1974) in der Horizontalbewegung der hangenden Sedimentschicht gegenüber dem Liegenden. STRAUSS (1938) und ENGELS (1956) sahen die Ursachen in Belastungsdruck und Horizontalbewegungen. KURZE (1981) schloß aus einer umfangreichen Analyse der Streichrichtungen der Flächen auf die Entstehung im Zusammenhang mit der Ablenkung durch die Corioliskraft, welche die horizontalen Versetzungen bewirkte. Durch den Vergleich der aus der Untersuchung von Horizontalstylolithen ermittelten Druckspannungsverhältnisse und durch die Bewertung paläogeographischer Konturen und Störungen belegten FRANZKE & JANSSEN (1984) die Unabhängigkeit des Auftretens der Orientierung von Sigmoidalklüftung und „Wellenstreifung“ vom tektonischen Spannungsfeld. SCHWARZ (1975) diskutiert die Möglichkeit der Entstehung der Sigmoidalklüftungsstrukturen unter dem Einfluß von strömungsinduzierten Scherkräften, synsedimentären Massenbewegungen, Erdbebenscherungen sowie tektonischer Beanspruchung und betont die Abhängigkeit ihrer Entwicklung von den Materialeigenschaften (v.a. Permeabilität und Kohäsion) des Sediments. KNAUST (2000) interpretierte die Entstehung der Sigmoidalklüftungen im Zusammenhang mit dem Einfluß von Tsunamiten. Neuere Untersuchungen gehen von Erdbebenscherungen als Auslöser für die Entwässerung vor allem feinkörniger Karbonate und daraus resultierender Entstehung der Sigmoidalklüftung aus (DUALEH 1995, RÜFFER 1996, NEUWEILER et al. 1999).

Strukturen, die mit dem Erscheinungsbild der Sigmoidalklüftung aus dem Unteren Muschelkalk vergleichbar sind, wurden **rezent** in Sedimenten beobachtet, die sich über Subduktionsgebieten, wie dem Rand der Pazifischen Platte (LINDSLEY-GRIFFIN et al. 1990), über Akkretionskeilen sowie in Fore-Arc- und Back-Arc Becken befinden. Diese Strukturen wurden als „vein structures“, „spaced foliation“, „healed shear fractures“, „veinlets“, „brittle-ductile shear zones“, „pseudoveins“, „dilation veins“, „dilation fractures“,

„shear veins“, „incipient veins“, „dewatering conduits“, „mud filled veins“, „kink bands“ oder „clastic minibasins“ bezeichnet (Zusammenstellung nach LINDSLEY-GRIFFIN et al. (1990). Bei der Beschreibung der rezenten Strukturen wird im Folgenden der in der jüngeren Literatur (z.B. LINDSLEY-GRIFFIN et al. 1990, KEMP 1990, BROTHERS et al. 1996) übliche Begriff „Vein Structures“ verwendet.



- | | | |
|-------------------------------|------------------------------|-------------------------------|
| I) Pazifische Platte | VI) Nazca-Platte | XI) Philippinen-Platte |
| II) Juan de Fuca-Platte | VII) Südamerikanische Platte | XII) Indo-Australische Platte |
| III) Nordamerikanische Platte | VIII) Afrikanische Platte | XIII) Antarktische Platte |
| IV) Cocos-Platte | IX) Arabische Platte | |
| V) Karibische Platte | X) Eurasische Platte | |

Abb. 19: Weltweite rezente Verbreitung von Vein Structures.

Rezente treten Vein Structures fast ausschließlich in der Umgebung tektonischer Störungssysteme auf (Aleuten-Graben, Mittel-Amerika Graben, Japan-Graben, Nankai-Trog, Marianen-Graben, Oman, Kontinentalrand von Peru). Die Datengrundlage basiert auf den Ergebnissen des Ocean Drilling Programs, Zusammenstellung durch LINDSLEY-GRIFFIN et al. (1990).

Vein Structures treten rezente gehäuft im Liegenden von Rutschungen auf, und können zum Teil von ihnen erodiert sein (LINDSLEY-GRIFFIN et al. 1990). Sie kommen sowohl im oberen und mittleren als auch im unteren Hangbereich vor und wurden ausschließlich aus Diatomeenschlamm-Ablagerungen beschrieben. Nach LINDSLEY-GRIFFIN et al. (1990) können Vein Structures bis in Tiefen von mehreren Metern unterhalb der Sedimentoberfläche entstehen.

Rezente Vein Structures wurden aus folgenden Gebieten beschrieben: Aleuten-Graben, Mittel-Amerika Graben (Mexico, Guatemala), Japan-Graben, Nankai-Trog, Marianen-Graben, Oman sowie Kontinentalrand von Peru (Abb. 19). Aus der Verbreitung ist zu schließen, daß das Vorkommen rezenter Vein Structures an die Umgebung tektonischer Störungen gebunden ist.

BROTHERS et al. (1996) schlossen vom gehäuften Auftreten der Vein Structures am tektonisch aktiven Peru-Graben auf eine Entstehung der Strukturen infolge von Erschütterungen. Experimentell wurden von den genannten Autoren Vein Structures erzeugt, indem sie ein geringverfestigtes Sediment (pulverisierter Diatomit) einer horizontalen Erschütterung aussetzten. Die resultierenden Strukturen waren mit den am Peru-Graben beobachteten Vein Structures vergleichbar. Als Ergebnisse des Experiments zeigte sich, daß Neigungsgrad und Abstände der entstehenden Vein Structures von der Dauer der Erschütterung abhängig waren (Abb. 20). Charakteristisch für lang anhaltende Bebenwirkungen waren eine zunehmende Fragmentierung und der Übergang von senkrechten Klüften zu Kluftscharen mit geringem Einfallswinkel. Die offenen Klüftungen wurden mit feinkörnigem Sediment verfüllt. Voraussetzung für die Anlage von Sigmoidalklüftungsstrukturen ist nach BROTHERS et al. (1996) das Vorhandensein eines verzahnten Partikelgerüsts.

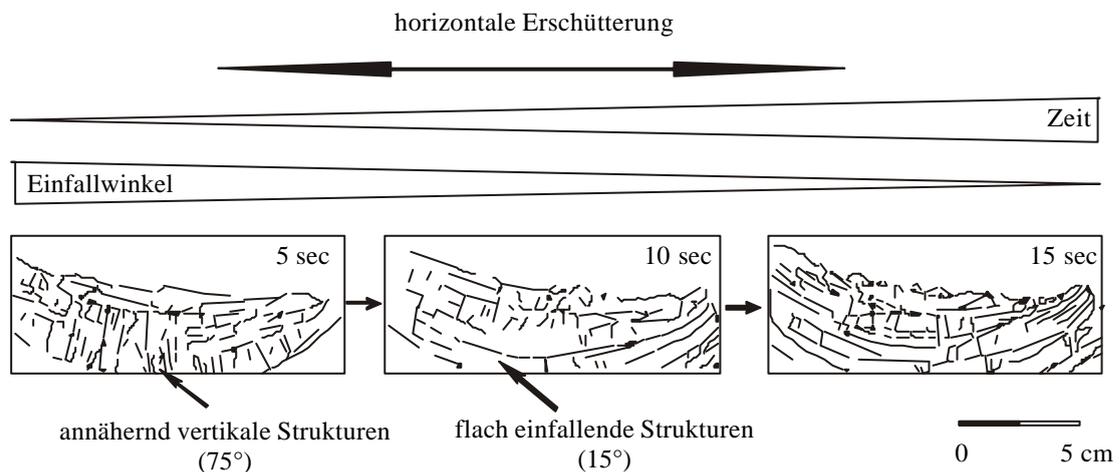


Abb. 20: Experimentell erzeugte Vein Structures nach einem Versuch von BROTHERS et al. (1996).

In einem Tank wurde Diatomeenschlamm einer horizontal wirkenden Erschütterung ausgesetzt, in deren Folge nahezu senkrecht zur Ablagerungsoberfläche verlaufende Strukturen entstanden. Mit zunehmender Erschütterungsdauer entstanden engständigere und flacher verlaufende Strukturen. Die Erschütterungsfrequenz betrug 5 Hz, die Oszillation hatte eine Amplitude von 24 mm.

Die von BROTHERS et al. (1996) experimentell erzeugten Strukturen entsprechen in ihrem Erscheinungsbild (senkrechte bis S-förmige, engständige, mit feinkörnigem Material gefüllte Klüftungen, Auffächerungsstrukturen, regelmäßige Abstände der Klüftungen) dem Aufbau der Sigmoidalklüftungseinheiten in den Karbonaten des Unteren Muschelkalks. Daneben sprechen auch die Unabhängigkeit der Kluffabstände von der Schichtmächtigkeit der Wellenkalke (KRUCK 1974), das Vorkommen der Sigmoidalklüftung in Sedimenteinheiten unterschiedlicher Karbonatgehalte (KRUCK 1974, DUALEH 1995), die von der Beckenstruktur sowie vom tektonischen Spannungsfeld unabhängige Orientierung der Sigmoidalklüftung und ihr Auftreten in einzelnen, gut korrelierbaren Profilabschnitten für eine erdbebeninduzierte Entstehung der Sigmoidalklüftung. Das Auftreten der Sigmoidalklüftungsstrukturen des Unteren Muschelkalks ausschließlich in homogenen Mikriten deutet jedoch auf eine Abhängigkeit ihrer Entstehung von den Materialeigenschaften des Sedimentes hin. Nach NEUWEILER et al. (1999) wird die Entstehung der Sigmoidalklüftungsstrukturen hauptsächlich von der Korngröße, dem Tongehalt, dem Porenwasserdruck sowie der Menge und der Art an organischer Substanz beeinflusst. Aufgrund dieser Abhängigkeit der Sigmoidalklüftungsstrukturen von den Materialeigenschaften des Sedimentes und der Möglichkeit ihrer Entstehung in Tiefen bis zu mehreren Metern unterhalb der Sedimentoberfläche (entsprechend dem Auftreten ihrer rezenten Äquivalente nach LINDSLEY-GRIFFIN et al. 1990) kann nicht zweifelsfrei beurteilt werden, ob unmittelbar übereinander folgende Schichten, die Sigmoidalklüftungsstrukturen aufweisen, auf ein oder auf mehrere seismische Ereignisse zurückgeführt werden können.

Die im Unteren Muschelkalk auftretenden „Wellenstreifungs“-Strukturen gleichen in ihrem Aussehen den von PETIT & LAVILLE (1987) und MALTMAN (1994b) beschriebenen Slickensides. Unter diesem deskriptiven Begriff faßt MALTMAN (1994b) verschiedene Arten von Scheroberflächen zusammen. Nach PETIT & LAVILLE (1987) können sich gleichgerichtete Slickensides infolge des Gleitens einer Sedimenteinheit über unvollständig lithifiziertes Sediment entwickeln, indem sich in dem wenig verfestigten Sediment ein System von Riedel-Scherflächen ausbildet, deren strukturierte Oberfläche die Slickensides darstellt.

Für einen Teil der „Wellenstreifungs“-Strukturen im Unteren Muschelkalk ist eine Entstehung als Riedel-Scherflächen denkbar. Das häufige Auftreten der „Wellenstreifungs“-Strukturen an den Schichtbegrenzungen der Sigmoidalklüftungslagen, das unmittelbare

Aufeinanderfolgen von Strukturen mit senkrecht zueinander stehenden Streichrichtungen, ihre mit den Sigmoidalklüftungsrichtungen übereinstimmende Orientierung, die Beschränkung des Vorkommens auf die gleichen Lithotypen und ihr Auftreten in denselben stratigraphischen Horizonten wie die Sigmoidalklüftungen deuten jedoch darauf hin, daß ihre Entstehung auf den gleichen Auslöser zurückzuführen ist (Abb. 21).

Durch das Zusammenfassen der Slickensides unterschiedlicher Genese (Riedel-Scherflächen bzw. Begrenzungen der Sigmoidalklüftungseinheiten) erklärt sich die größere Streuung der Orientierungen der „Wellenstreifungs“-Strukturen gegenüber den Streichrichtungen der Sigmoidalklüftungen.

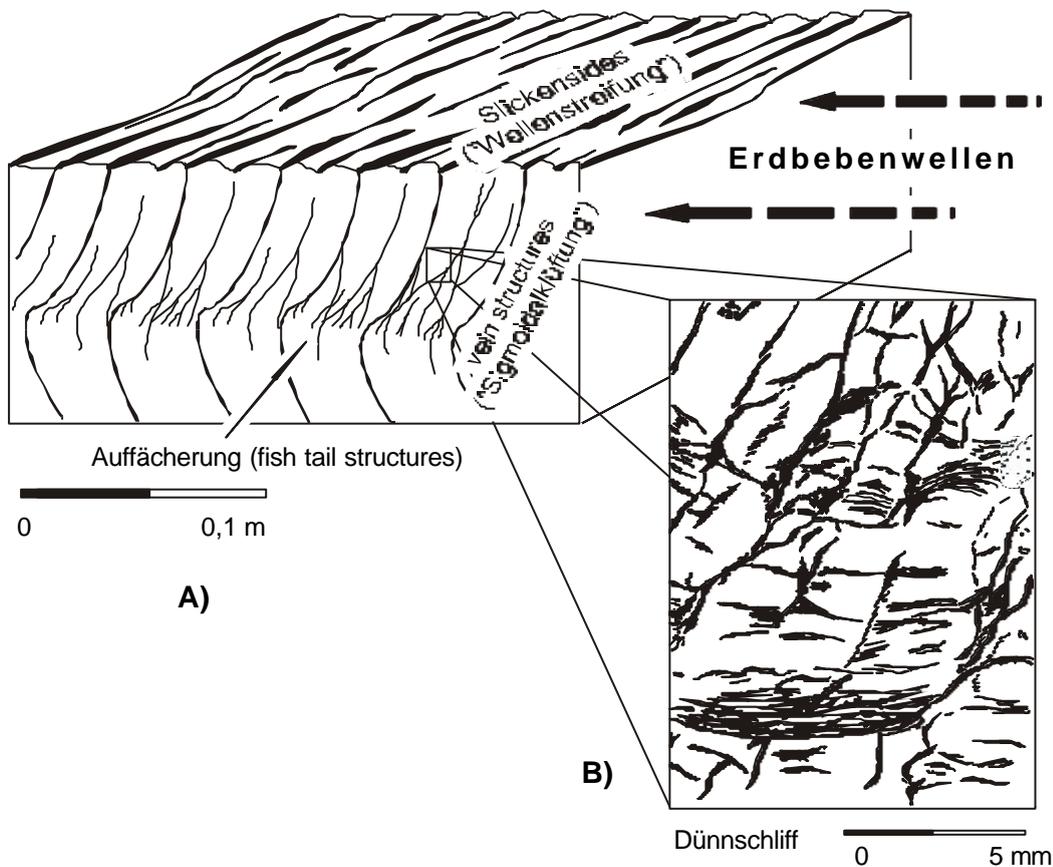


Abb. 21: Interpretation der Entstehung von Sigmoidalklüftungen im Unteren Muschelkalk auf Grundlage des Vergleiches mit den durch BROTHERS et al. (1996) experimentell erzeugten Vein Structures.

a) Durch das Auftreffen von Erdbebenwellen entstehen im Sediment annähernd senkrecht verlaufende „Klüftungen“, welche die Sigmoidalklüftungen repräsentieren. Die als „Wellenstreifung“ bezeichneten Strukturen werden als die Schnittfläche der Sigmoidalklüftungslage mit der Schichtoberfläche interpretiert.

b) Dünnschliff durch eine Sigmoidalklüftungslage. Die tonreichen Füllungen der vertikalen Strukturen entstehen, wenn während der Erschütterung feinkörniges Sediment aus dem Liegenden in die entstehenden „Klüftungen“ aufsteigt. Die Strukturen können infolge Entwässerung, zunehmender Versenkungstiefe und vertikaler Kompaktion Mikrostörungen und Mikroverfaltungen aufweisen. Durch Druckentlastung kann es zur Öffnung der Klüfte und anschließender Verheilung durch sparitischen Kalzit kommen (NEUWEILER et al. 1999).

3.3.2 Gravitative Massenbewegungen

Unter dem Begriff Massenbewegungen werden im Folgenden Sedimentumlagerungen zusammengefaßt, die unter dem Einfluß der Gravitation erfolgten.

Die in den Ablagerungen des Unteren Muschelkalks auftretenden Produkte von Umlagerungsprozessen werden in den Kapiteln 3.3.2.1 und 3.3.2.2 beschrieben und interpretiert. Die Kapitel 3.3.2.3 bis 3.3.2.6 umfassen neben der Diskussion der Einflüsse der Materialparameter auf die Art der gravitativen Massenbewegungen auch die Geometrie der resedimentierten Einheiten sowie die aus den Bewegungsrichtungen der Rutschungen gewonnenen Erkenntnisse über das Paläo-Relief und die Abschätzung der Mobilisierungsursachen der Massenbewegungen.

3.3.2.1 Slump-Ablagerungen

In der Schichtabfolge des Unteren Muschelkalks sind Slump-Strukturen weit verbreitet. Das Spektrum der Deformationen innerhalb der Slump-Ablagerungen umfaßt neben verfalteten Schichten interne Überschiebungen einzelner zerbrochener Lagen, die zum Teil Imbrikationsgefüge bilden können (Anlage 3: Tafel III, Abb. 7). Die basalen Abschnitte der Slump-Ablagerungen weisen meist intensivere Deformationsstrukturen auf als die Top-Bereiche der Ablagerungen (Abb. 22 und Anlage 3: Tafel III, Abb. 8). Interne Überschiebungen und Imbrikationsgefüge sowie Scherzonen (Back Thrust Faults, Second Order Thrusts, Sole Thrusts) sind häufig auftretende Kennzeichen der Slump-Ablagerungen des Unteren Muschelkalks und zeigen die Einengungsbereiche im zentralen bzw. unteren Bereich der resedimentierten Einheiten an (Abb. 23 und Anlage 3: Tafel III, Abb. 3, 4 und 7). Die Slump-Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten bis 2,0 m, die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 0,3 m.

In der Wellenkalk-Fazies konzentrieren sich die Slump-Strukturen vor allem an der Basis des Muschelkalks (Anlage 20), im Unteren Wellenkalk (Anlage 27, 29, 30, 36) und in der Umgebung der Oolithbänke (Anlage 16, 18, 26, 36). Sie treten vorwiegend in Karbonaten auf, die eine enge Wechsellagerung (1-2 cm) von Mergelkalk mit dichten, plattigen Kalken (häufig Hart- oder Festgründe) aufweisen (Anlage 3: Tafel III, Abb. 5 und 6). Auch aus dem südlichen Germanischen Becken beschreibt SCHWARZ (1975) die

Entstehung der Slump-Ablagerungen

Slump-Ablagerungen sind durch interne Deformationen gekennzeichnet. Sie entstehen durch Scherstreßeinwirkung auf anisotrope Sedimentpakete, wobei der primäre Schichtverband bei der Umlagerung weitgehend erhalten bleibt. Dementsprechend sind Slump-Strukturen im Unteren Muschelkalk auf bestimmte Faziestypen beschränkt. Sie treten fast ausschließlich in Wechsellagerungen von Wellenkalken mit geringmächtigen Hart- und Festgründen auf. Da für die Entstehung der Slump-Strukturen der Grad der Stärke der Anisotropie zwischen den einzelnen Sedimentschichten entscheidend ist (SCHWARZ 1982), kann auf ausgeprägte Viskositätskontraste zwischen den einzelnen Schichten dieser Abfolgen geschlossen werden. In Festgründen zeigen Anbohrungen, erhöhte Kalkgehalte sowie das Fehlen von Kompaktionsstrukturen eine frühe Aushärtung und damit die Kompetenz dieser Schichten an. Scherbeanspruchung der fröhdiagenetisch verfestigten Schichten führte zu deren plastischer Deformation und nach Überschreitung der maximalen Scherfestigkeit zu deren Zerbrechen an Unstetigkeitsstellen (Anlage 3: Tafel III, Abb. 7).

Komplexe Interndeformationen in den mergelig-kalkigen Zwischenlagen belegen, daß hier der Hauptteil der Deformation umgesetzt wurde. Dies begründet sich mit dem in den Mergelkalken auftretenden höheren Anteil an tonigen Komponenten, die eine verzögerte Entwässerung bewirkten und somit die schnelle Aushärtung dieser Bereiche hemmten. In nicht-lithifiziertem Sediment konzentriert sich der Strain beim Einsetzen der Massenbewegung zunächst auf Zonen geringen Scherwiderstandes. Nach Überwindung des Scherwiderstandes wird die Deformation in nicht-verfestigtem Material über Korngrenzen-Gleiten realisiert, es tritt keine oder nur sehr geringfügige Intra-Korn-Deformation auf. Scherzonen, bei denen die Bewegung über Korngrenzen-Gleiten realisiert wurde, sind daher ein Anzeiger für das Einsetzen der Lithifizierung nach der Deformation (MALTMAN 1994b).

Der Grad der Deformation ist an der Basis der Slump-Einheiten aufgrund der hier auftretenden höheren Reibung größer als in den oberen Bereichen der Slumps (Abb. 22). Die Stärke und die Art der entstehenden internen Deformationen sind damit sowohl abhängig von der Position innerhalb der sich bewegenden Schicht als auch von den Viskositätskontrasten der Sedimente.

Dehnungsstrukturen mit listrischen Scherzonen, die für die Kopf-Regionen von Slump-Ablagerungen typisch sind, wurden im Unteren Muschelkalk nicht beobachtet. Der Übergang zum nahezu ungestörten Sediment erfolgt im Ablösungsbereich durch allmähliche Abnahme der Faltungsintensität sowie durch die Mächtigkeitsabnahme der Slump-Einheit. Einengungsstrukturen wie Thrust Faults mit Imbrikationsstrukturen, Scherzonen zweiter Ordnung (Second-Order Shear Zones) und Rücküberschiebungsstrukturen (Backthrust Faults) zeigen den zentralen und den unteren Bereich der mobilisierten Einheiten an (Abb. 23).

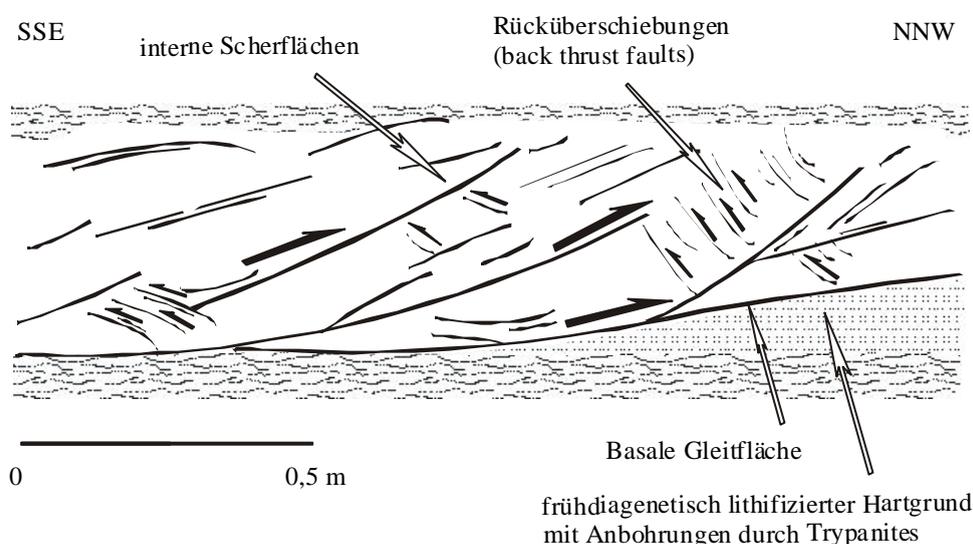


Abb. 23: Kompressionsstrukturen im unteren Bereich einer Rutschung 2 m oberhalb der Oolithbänke, Harras.

Die basale Gleitfläche sowie die internen Scherflächen sind deutlich ausgeprägt. In dem Bereich der Überschiebung der Rutschung über einen keilförmigen frühdiagenetisch verfestigten Hartgrund entstanden Rücküberschiebungsstrukturen (back thrust faults).

3.3.2.2 Debrite

In der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks treten bis zu 4,0 m (durchschnittlich 1-2 m) mächtige Sedimenteinheiten auf, die in einer unstrukturierten, mergelig-kalkigen Matrix mikritische und arenitische Intraklasten mit Durchmessern zwischen 0,01 und 4,0 m führen (Anlage 2: Tafel II, Abb. 1-8, Anlage 3: Tafel III, Abb. 2). Der Gesamtklastenanteil beträgt zwischen 5 und 45 % (geschätzt nach der Methode von

TERRY & CHILINGAR 1955) (Anlage 2: Tafel II, Abb. 1 und 3 bzw. 2 und 4) und variiert, ebenso wie die Klastgröße, sowohl lateral als auch vertikal beträchtlich. Klastgestützte Bereiche zeigen vielfach plastische Deformationen an (Anlage 2: Tafel II, Abb. 8). Charakteristisch sind interne Scherflächen, die gehäuft an der Basis der Sedimenteinheiten vorkommen und auf denen toniges Material angereichert ist (Abb. 24; Anlage 3: Tafel III, Abb. 1). Das weitgehend zerstörte Schichtgefüge und die stark variierende Klastengröße stellen charakteristische Gefügemerkmale von Debriten dar (Kap. 3.2.4.1), so daß die deformierten Schichteinheiten aus dem Unteren Muschelkalk als Debris Flow Ablagerungen interpretiert werden.

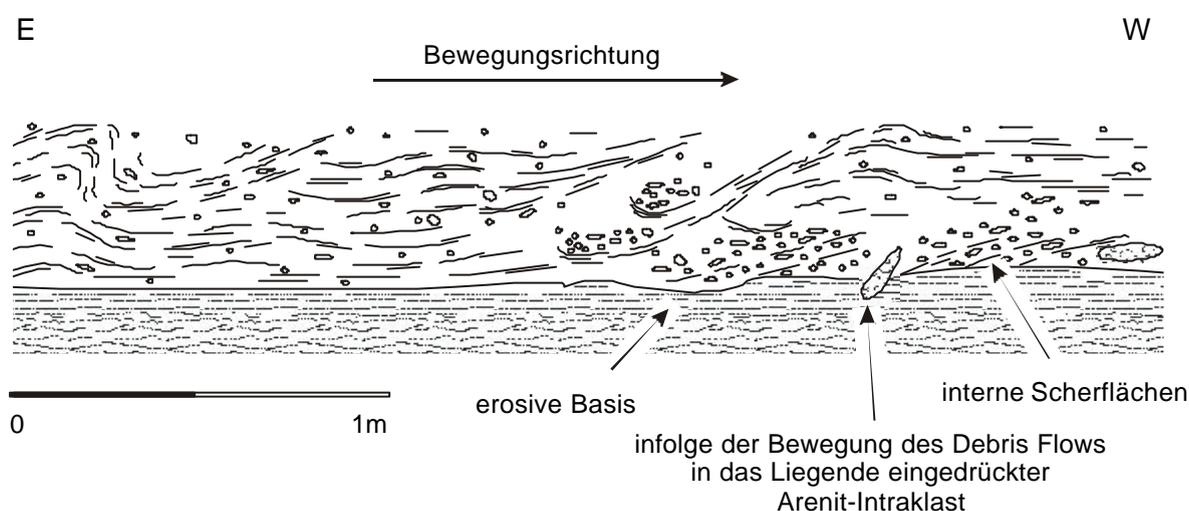


Abb. 24: Matrixgestützter Debrinit mit erosiver Basis und internen Scherflächen, Neuengönna bei Jena.

Bereiche erhöhter Klastenkonzentration sind an der Basis der Debris Flow Ablagerung erkennbar (rechte Bildhälfte). Ihre Entstehung wird auf gravitatives Einsinken der dichteren korngestützten Bereiche in die umgebenden matrixdominierten Abschnitte während der Bewegung des Debris Flows zurückgeführt. Während die Intern-Deformationen des Debrits auf das plastische Bewegungsverhalten eines unverfestigten Sediments hindeuten, zeigt ein in das Liegende des Debrits eingedrückter arenitischer Intraklast dessen frühe Lithifizierung an. Das Einfallen der Scherflächen in östliche Richtung belegt eine Bewegungsrichtung nach W. Die Bewegungsrichtung wurden über das Einfallen der Scherflächen innerhalb der Debrite ermittelt (Erläuterungen zu der Methodik sind in Kap. 3.3.2.5 dargelegt).

Die Debrite treten gehäuft im Unteren Wellenkalk (Anlage 11, 17, 20, 29, 30) und der Umgebung der Oolithbänke (ERNST 1993, LUKAS et al. 1988 sowie Anlage 10, 12, 16, 18, 26, 31, 34), im Mittleren Wellenkalk (Anlage 15, 19, 34, 35 sowie PUFF 1997) und weniger häufig in der Umgebung der Terebratelbänke auf (Anlage 15).

Die Basis der Debrite ist vielfach erosiv ausgebildet (Abb. 24), die Oberfläche ist fast immer eben. Eine laterale Begrenzung konnte bisher nur in zwei Aufschlüssen (Abb. 17, Abb. 25) beobachtet werden. In dem in Abb. 25 dargestellten Aufschluß ist ein deutlicher Übergang vom matrixgestützten zentraleren Bereich des Debrits mit vorwiegend rundlich geformten Intraklasten zu dem klastgestützten randlichen Abschnitt, in dem stengelige und flache Intraklasten dominieren, zu erkennen.

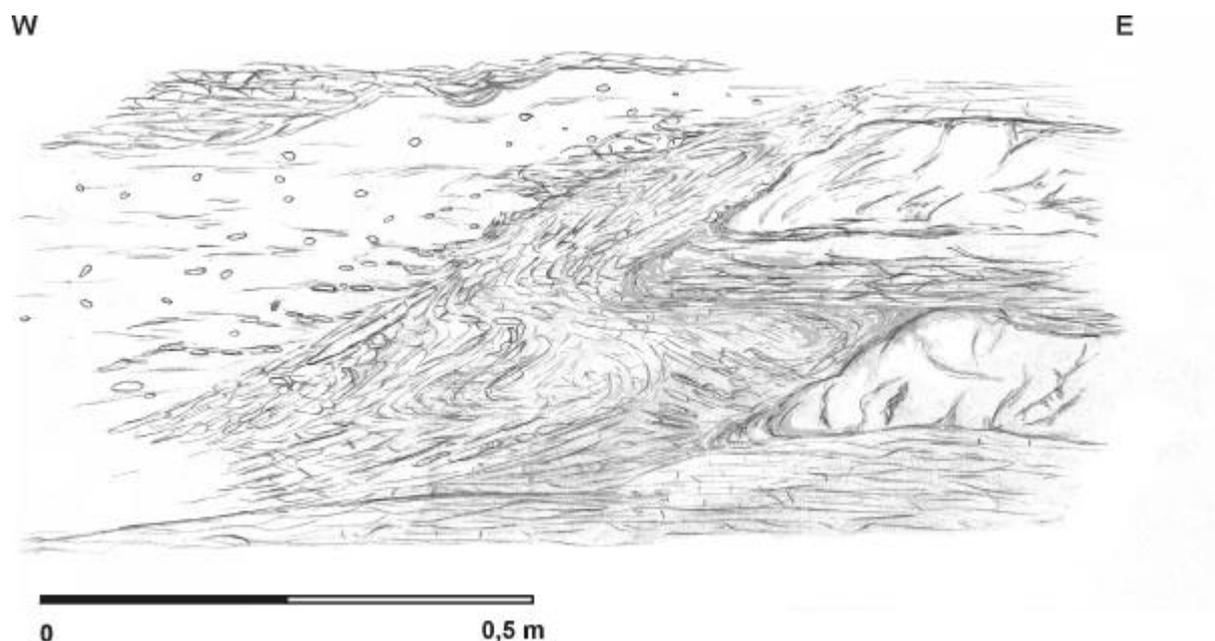


Abb. 25: Randbereich eines Debrits 7 m im Liegenden der Oolithbänke, Kernberge Jena.

Der linke Bildabschnitt zeigt den unstrukturierten matrixgestützten Bereich eines Debrits. In die mergelig-kalkige Matrix sind mikritische, vorwiegend rundlich geformte Intraklasten eingelagert. In östliche Richtung (zentraler Bildabschnitt) folgt ein scharfer Übergang zu vorwiegend flachen und stengeligen Intraklasten. Dieser klastgestützte Teil wird als der randliche Ablösungsbereich des Debrites interpretiert. Das autochthone Ausgangsgestein wird von Hartgründen in Wechsellagerung mit plattigem Wellenkalk gebildet (rechter Bildabschnitt).

Der Hauptanteil der Intraklasten (ca. 90 %) wird von durchschnittlich 2 cm großen, meist gut gerundeten mikritischen Karbonaten gebildet (Rundungsgrad 2 bis 4, geschätzt nach PILKEY et al. 1967) (Anlage 2: Tafel II, Abb. 2). Zur Ermittlung des internen Aufbaus der mikritischen Intraklasten wurden diese mittels energiedispersiver Röntgenstrahlung (EDX) analysiert. Die Untersuchungen ergaben, daß die Gehalte der Elemente Silizium, Kalium und Aluminium parallel zueinander und entgegengesetzt dem Gehalt an Kalzium (Abb. 26) verlaufen. Meßprofile über einen rundlich geformten Intraklast belegen einen erhöhten Gehalt an Kalzium in den Zentren des Intraklasten (66 Masse-%), eine allseitige

Verminderung des Kalzium-Gehaltes in Richtung auf die Randbereiche (64 Masse-%) und einen vergleichsweise geringen Kalzium-Gehalt der Matrix (50-56 Masse-%) (Abb. 26a und Anlage 5: Tabelle 1). Entsprechend entgegengesetzt nimmt der Gehalt an tonigen Bestandteilen vom Klastenrand zur Matrix zu (Summe der Massengehalte an Silizium, Aluminium und Kalium im Klastenzentrum 2,4 Masse-%, in den Randbereichen des Intraklasts ca. 4 Masse-%, in der Matrix 8-12 Masse-%). Meßprofile über einen abgeplatteten Intraklast zeigen eine Abnahme des Kalzium-Gehaltes in Richtung seiner geringeren Erstreckung (Intraklastkern: 67 Masse-%, randlicher Intraklastbereich: 65-66 Masse-%, Matrix: 52-57 Masse-%) (Abb. 26a und Anlage 5: Tabelle 1). Entlang seiner längs erstreckten Achse ändert sich die Elementverteilung geringfügiger als entlang seiner kürzeren Achse (ähnliche Meßergebnisse bei größerer Erstreckung des Meßprofils).

In den Profilen treten häufig Bereiche auf, die keine eindeutige Separation der Intraklasten von der Matrix aufweisen (Anlage 4: Tafel IV, Abb. 5). Im Dünnschliff zeigen sich an den randlichen Bereichen dieser Intraklasten Ablösungsstrukturen (Anlage 4: Tafel IV, Abb. 6). Auch hier wurden durch EDX-Analysen erhöhte Kalzium- und verminderte Tongehalte in den inneren Bereichen im Vergleich zur umgebenden Matrix nachgewiesen (Kalziumgehalt 60-65 Masse-% innerhalb des Klasts bzw. 27-47 Masse-% innerhalb der Matrix) (Abb. 26b und Anlage 6: Tabelle 2). Die Abnahme der Kalk- und die Zunahme der Tongehalte innerhalb der undeutlich begrenzten Klasten zeichnet sich hier jedoch nicht so prägnant ab, wie bei den scharf von der Matrix separierten Intraklasten.

folgende Seiten:

Abb. 26: EDX-Analysen der Verteilung von Kalzium sowie der Summe der den Tonanteil repräsentierenden Elemente K, Al, Si [Masse-%] in Debris-Intraklasten, parautochthonen Sedimenteinheiten sowie flaserigen und knaurigen Wellenkalken.

Sowohl in den Intraklasten als auch in den durch Ablösungsstrukturen gekennzeichneten Karbonatanreicherungen besteht der Trend der Abnahme des Kalziumgehaltes in Richtung auf die äußeren Bereiche bzw. der Zunahme des Tongehaltes in umgekehrte Richtung. Die gleichen Tendenzen können auch für die Proben des knaurigen und des flaserigen Wellenkalks bestätigt werden.

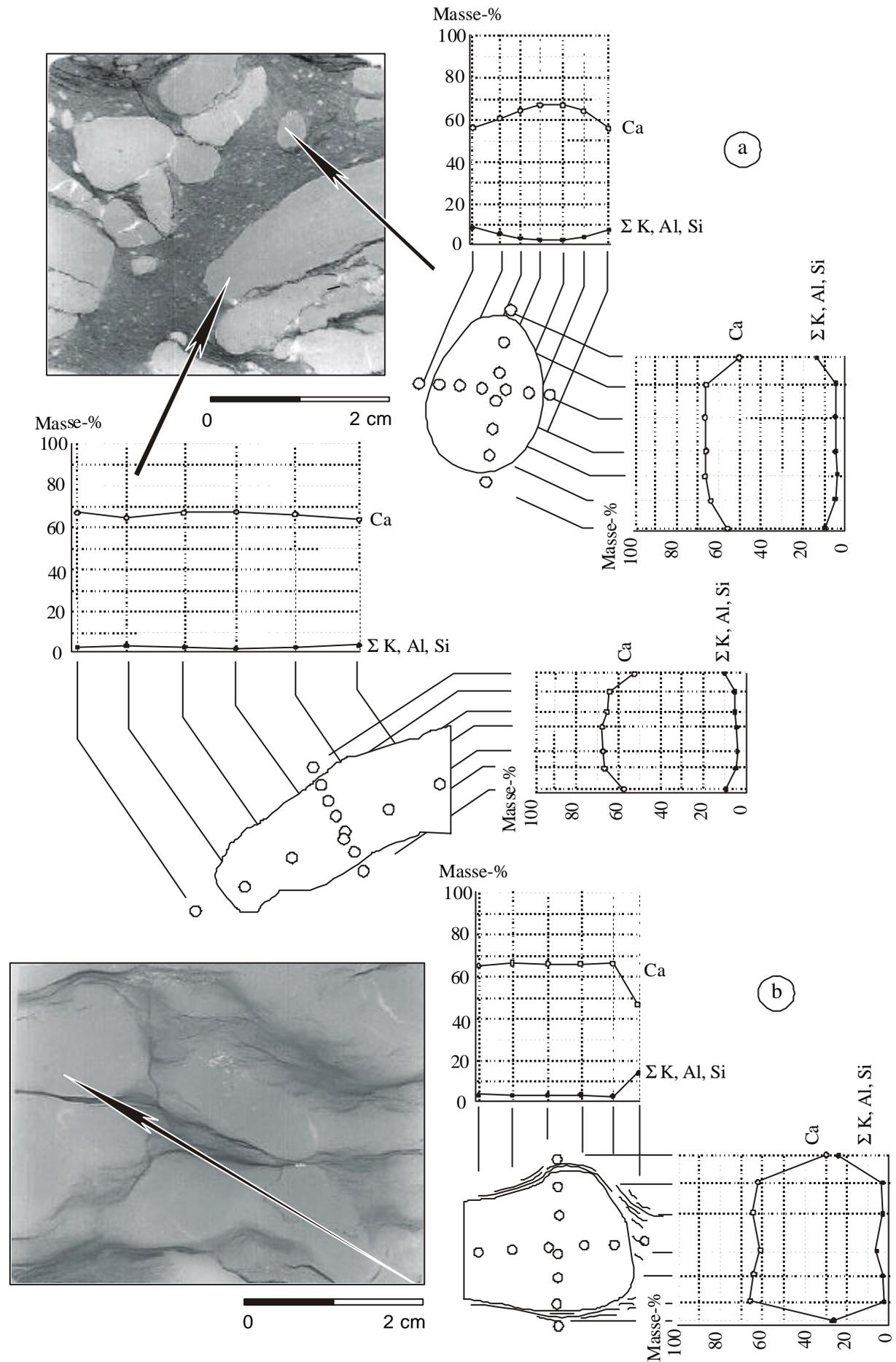
a) 2-077: mikritische Intraklasten einer Debris Flow Ablagerung, 10 m im Liegenden der Oolithbänke, Steudnitz

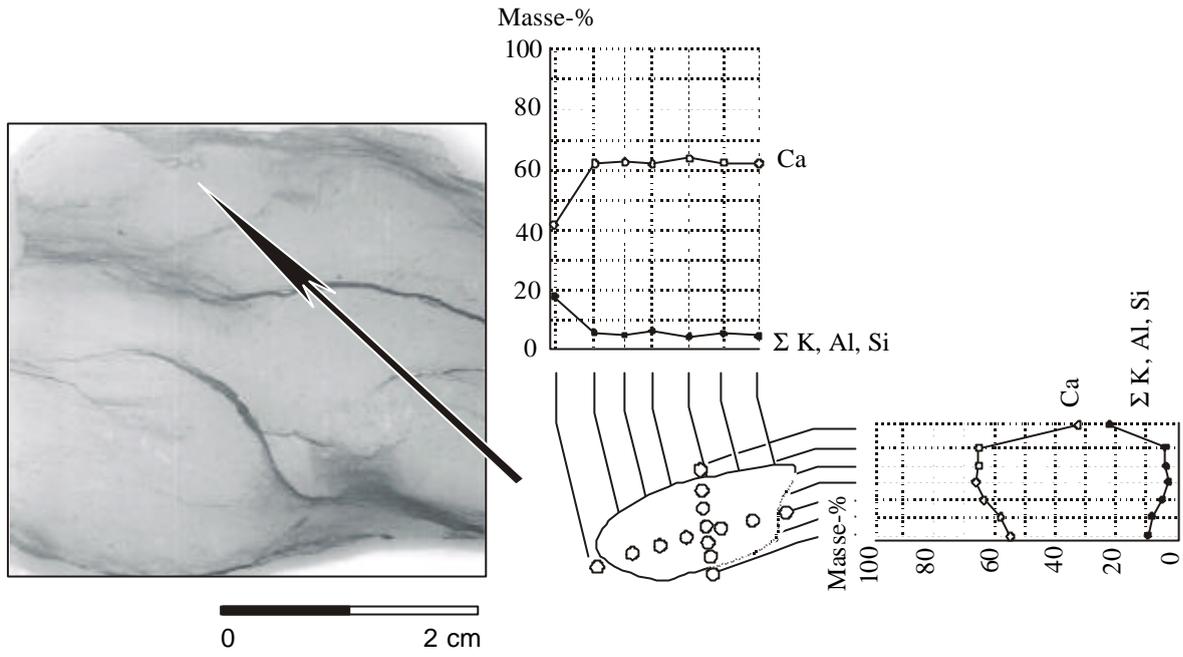
b) 2-128: äußerer Ablösungsbereich einer Karbonatanreicherung, Ablagerung mit Umlagerungsstrukturen aber unzerstörtem Schichtverband, Steudnitz.

folgende Seite:

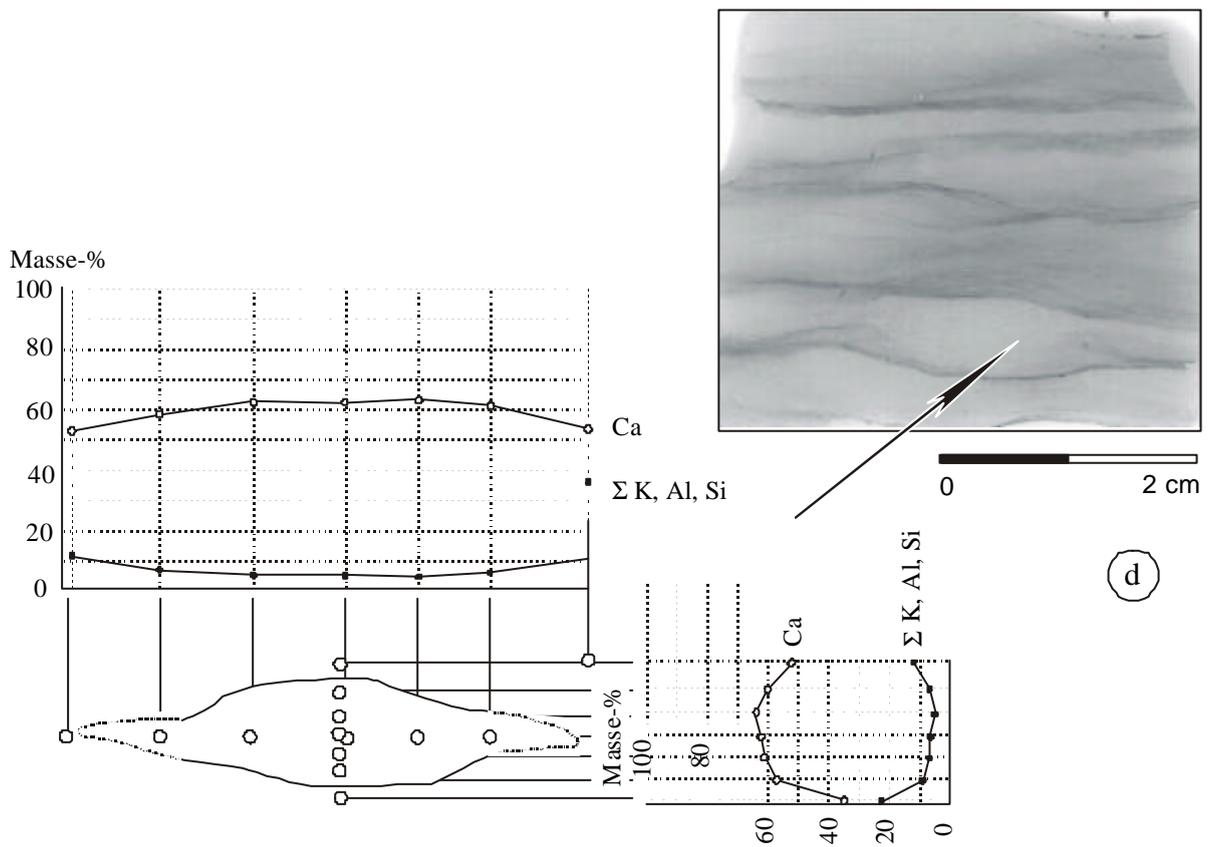
c) 2-180: knauriger Wellenkalk, 9 m oberhalb der Terebratelbänke, Steudnitz.

d) Gu3: flaseriger Wellenkalk, Bereich zwischen unterer und oberer Terebratelbank, Gutendorf.





c



d

Rund 10 % des Gesamtklastenanteils der Debris Flow Ablagerungen setzen sich aus bis zu 30 cm großen, bioclastischen, intraklastführenden Kalkareniten sowie aus zerbrochenen Hart- und Festgründen zusammen. Die Arenite sind meist unstrukturiert (Anlage 2: Tafel II, Abb. 6) und zeigen nur vereinzelt Internstrukturen (z.B. Schrägschichtungen) (Anlage 2: Tafel II, Abb. 5 und 7). Die Hart- und Festgrundklasten enthalten vielfach Bohrgänge von *Trypanites*.

Sehr selten kommen in den Debriten des Unteren Muschelkalks überdurchschnittlich große (1-4 m lange), zumeist abgeflachte Intraklasten vor (Anlage 3: Tafel III, Abb.2). Sie bestehen hauptsächlich aus intraklastführenden Areniten und weisen häufig Stratifizierung bzw. Schrägschichtungsstrukturen auf. Diese Einheiten wurden von ZIEGENHARDT (1966) aus dem Bereich zwischen der Mittleren und Oberen Schaumkalkbank südlich von Plaue beschrieben und stellen Bestandteile der Oberen Schaumkalkbank dar. Im Jonastal bei Arnstadt erreichen die Blöcke im Bereich der Schaumkalkbänke bis zu 2,5 m Länge (Anlage 3: Tafel III, Abb. 2).

LUKAS et al. (1988) beschreiben bis zu 4,5 m lange und 0,75 m mächtige arenitische Intraklastblöcke aus dem Liegenden der Oolithbänke aus dem Bereich westlich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (nahe Eschwege) (vgl. Abb. 30). ERNST (1993) hebt ihre Horizontbeständigkeit im Liegenden der Oolithbänke in der Umgebung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle hervor (Großer und Kleiner Hörselberg, Michelskuppe in Eisenach, Felswand am Bahnhof Hörschel, Brückenberg östlich Creuzburg, Werratalhänge zwischen Treffurt, Falken und Probstzella). In den Ablagerungen der nordöstlichen Thüringischen Senke (Querfurt, Köllme) erreichen die Arenitblöcke im Liegenden der Oolithbänke bis zu 2,5 m Länge (Anlage 2: Tafel II, Abb. 5).

Auch im östlichen Germanischen Becken treten dicht gelagerte „Megakonglomerate“ (SZULC 1993) mit Klastgrößen von 4-5 m Durchmesser im Bereich der Untersten Gogolin-Schichten auf (entsprechend der Basis des Unteren Muschelkalks nach der Korrelation zwischen östlichem und zentralen Germanischen Becken durch KEDZIERSKI 2000).

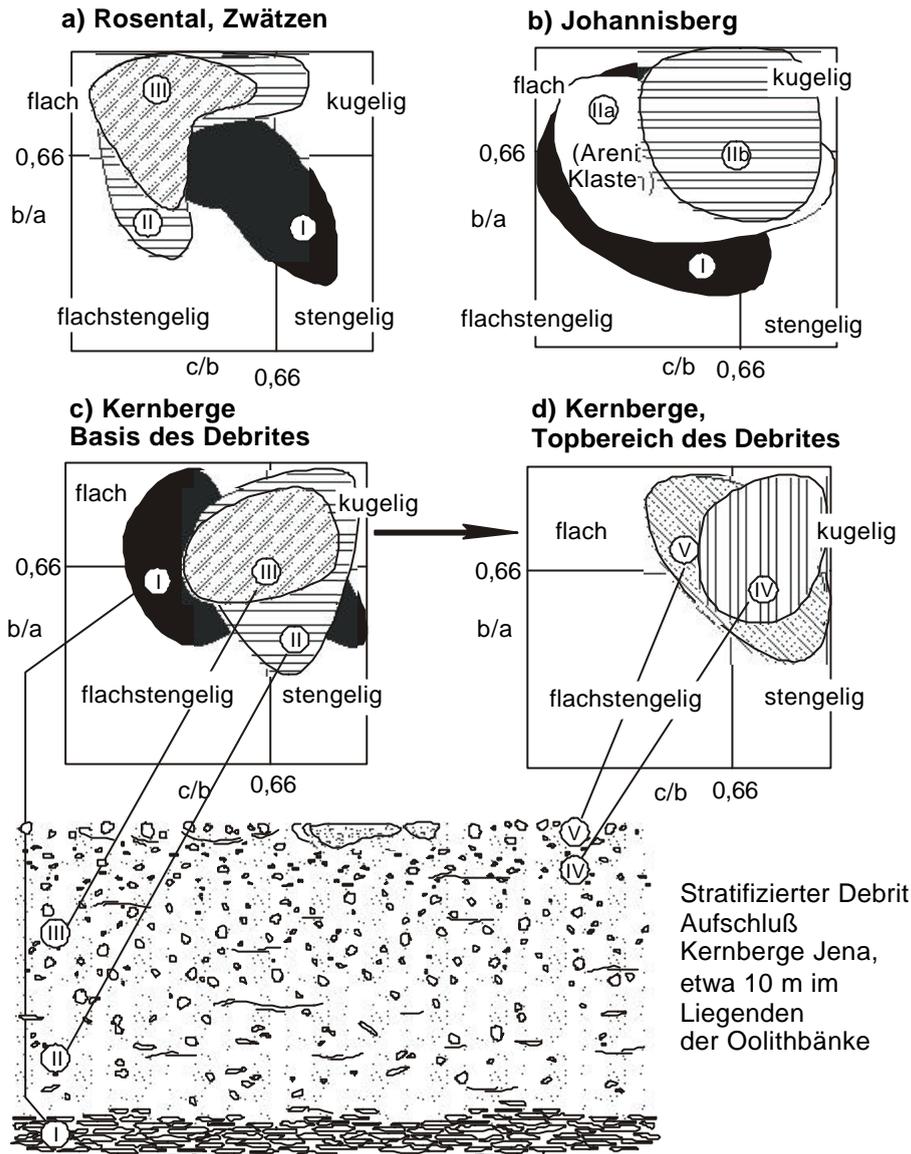


Abb. 27: Entwicklung der Sphärizität von Intraklasten in Abhängigkeit von ihrer Position in Debris Flow Ablagerungen (ZINGG-Diagramme), Aufschlußdokumentationen aus der Umgebung von Jena.

In den Abbildungen stehen die römischen Zahlen für die jeweiligen vertikal von der Basis zum Top aufeinander folgenden Abschnitte der Debrüte. In der Abbildung b) (Johannisberg) dokumentiert IIa ausschließlich die Arenit-Klasten.

Für die Achsenlänge der Klasten gilt: $a > b > c$.

Die untere Aufschlußabbildung zeigt den stratifizierten Debrüt des Profils Kernberge Jena, dessen Klastensphärizität in den Abbildungen c und d dargestellt ist.

Messungen der a-, b- und c- Achsen an 140 Intraklasten einer Debris Flow-Ablagerung ergaben eine Annäherung der Form der mikritischen Intraklasten an kugelförmige Gestalt (Abb. 27). Primär lagig sedimentierte Kalke (Tempestite, Hart- und

Festgründe) behielten ihre abgeplattete Form auch nach der Umlagerung bei (Abb. 27b, Johannisberg, Jena). Duktile Deformation (Faltung, Boudinage) der Klasten ist häufig. Der Übergang von stengligen und flachstengligen Klasten an der Basis zu kugeligen Klasten im Zentral- und Topbereich der Debrite (Abb. 27c und d, Kernberge, Jena) wurde ebenso beobachtet wie eine Entwicklung von stengligen zu flachen und flachstengligen Klasten (Abb. 27a, Rosental, Zwätzen). Eine Korrelation zwischen Klastengröße, Kornform bzw. Klastorientierung und der Transportrichtung der Debris Flows konnte nicht festgestellt werden (FÖHLISCH & VOIGT 1999).

Entstehung der Debrite

Infolge der Strukturhaltung in den Sedimenten nach der Ablagerung der Massenströme ist es möglich, auf deren Bewegungsverhalten zu schließen. Typische Internstrukturen der Debrite des Unteren Muschelkalks sind häufig scharf begrenzte Bereiche mit stark erhöhter Klastenkonzentration, die auf Umlagerung von Bereichen unterschiedlicher Klastendichte während des Bewegungsprozesses zurückgeführt werden können. Dichte-Inversionen zwischen überwiegend korngestützten Bereichen und dem umgebenden matrixdominierten Schlammstrom führten zur Entstehung von internen Zonen verstärkter Belastung und deren gravitativem Absinken. Während der Bewegung wurden diese Bereiche plastisch deformiert (Anlage 2: Tafel II, Abb. 8). Neben den Anzeichen plastischer Deformation ist Bruchdeformation mittransportierter geringmächtiger Hartgründe ein charakteristisches Merkmal. Das Auftreten von Bruchdeformations-Anzeichen und Merkmalen plastischer Deformation in unmittelbarer Nähe zueinander kann nach MARTINSEN & BAKKEN (1990) auf interne Überschiebungen der verschiedenen Teilbereiche des Massenstroms infolge deren zeitlich versetzten Erstarrens („Freezing“) zurückgeführt werden.

Die beobachteten Internstrukturen lassen eine Zuordnung der Debrite des Unteren Muschelkalks zu den Flows mit plastischen Eigenschaften nach dem Schema von NEMEC (1990) zu. Charakteristisch für das Transportverhalten plastischer Debris Flows ist die von der Basis zum Top-Bereich ansteigende Geschwindigkeit (JOHNSON 1970, HUTCHISON 1970), welche auf die erhöhte Reibung an der Basis der Flows zurückgeführt werden kann.

Der Geschwindigkeitsunterschied zwischen dem Top- und dem Basisbereich des Debris Flows wird durch die Entwicklung interner Scherflächen angezeigt, auf denen ein Teil der Bewegung umgesetzt wurde (Abb. 28).

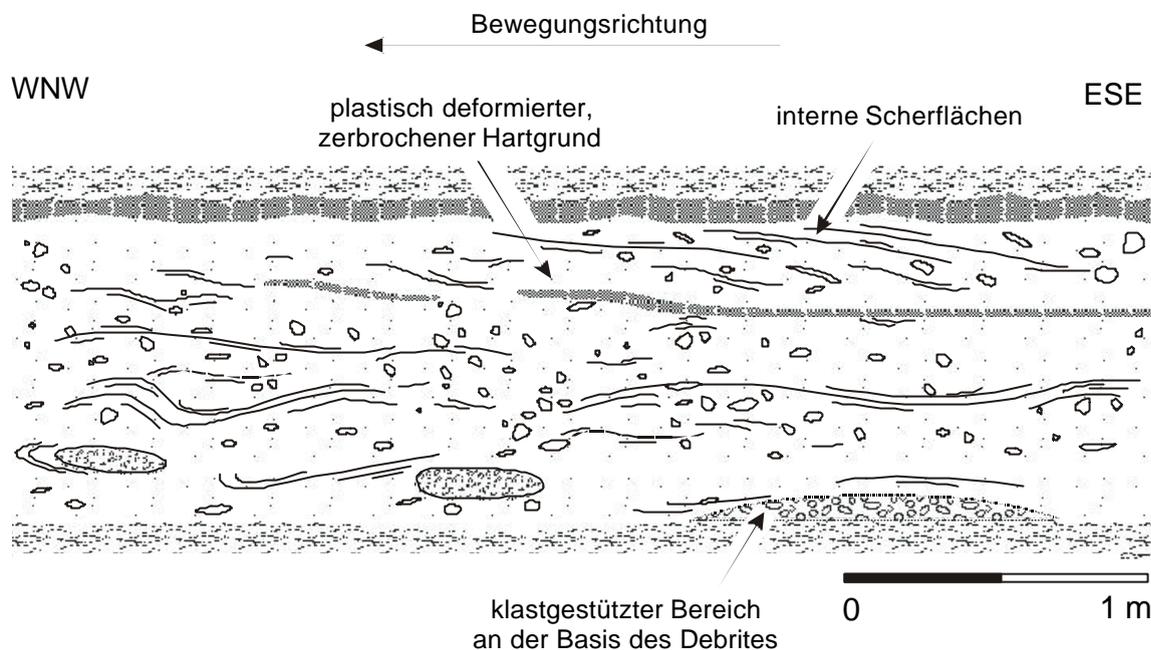


Abb. 28: Debrüt im Liegenden der Oolithbänke, Jenzig, Jena.

Der primäre Zusammenhang des bei der Bewegung zerrissenen Hartgrundes im oberen Drittel ist gut rekonstruierbar. Das Einfallen der Scherflächen in ost-südöstliche Richtung belegt eine Bewegungsrichtung des Debris Flows in west-nordwestliche Richtung. Die Bewegungsrichtung wurde über das Einfallen der Scherflächen innerhalb der Debrüte ermittelt (Erläuterungen zu der Methodik sind in Kap. 3.3.2.5 dargelegt).

Über die Herkunft der mikritischen Intraklasten lagen bisher nur wenige Untersuchungen vor. So führten AS-SARURI & LANGBEIN (1987) ihre Entstehung auf im Intertidalbereich zerbrochene Hartgründe und auf aufgearbeitete Grabbauten zurück.

Dünnschliffe und EDX-Analysen belegen, daß die mikritischen Intraklasten der Debrüte einen karbonatreichen Kernbereich besitzen, der nach außen sukzessive in karbonatärmere Bereiche übergeht. Für einen Vergleich zu den Intraklasten sowie den Intraklasten mit unscharf begrenzten Randbereichen und Ablösungsstrukturen wurde auch die Elementverteilung innerhalb knäuriger und flaserig ausgebildeter Wellenkalke untersucht. Die Meßergebnisse zeigen für die Wellenkalke-Knäuer und -Flasern das gleiche Verteilungsschema der Elemente an (karbonatreiche Kerne, Abnahme des

Karbonatanteils in Richtung auf die umgebende Matrix) wie die rundlich geformten und die unscharf begrenzten Intraklasten der umgelagerten Sedimente (Abb. 26c und d sowie Anlage 6: Tabelle 2 und Anlage 7: Tabelle 3). Die Größe und Form sowie das Mikrogefüge und die Geochemie der rundlichen mikritischen Intraklasten sind mit denen der frühdiagenetisch gebildeten Karbonatanreicherungen („Flasern“, s. Kap. 1.4.1) der autochthonen Karbonate vergleichbar. Die Entstehung der rundlichen mikritischen Intraklasten wird auf folgende Weise aus den frühdiagenetischen Flasern und Knauern hergeleitet:

Porenwasserströme bewirken die Lösung instabiler Karbonatphasen und die Wiederausfällung als stabile Karbonate an Kristallisationszentren (Abb. 29) entsprechend dem Prinzip der Karbonatumverteilung nach RICKEN (1986) bzw. RICKEN & EDER (1991). Der Karbonatgehalt in den so entstandenen Karbonatanreicherungen nimmt von deren Zentren in Richtung auf die umgebende Matrix ab. Mit dem Einsetzen der Bewegung des Sedimentes kommt es zu dessen Deformation, die von der Viskosität des Materials und damit vom Grad der Diagenese abhängig ist. Die geringe Kompaktion der Karbonatfasern und -knauern der Wellenkalke zeigt deren frühe Lithifizierung an. Im Gegensatz dazu wurde der umgebende Mergelkalk plastisch deformiert, was auf unvollständige Aushärtung dieser Bereiche zurückzuführen ist (Anlage 4: Tafel IV, Abb. 6). Die Scherbeanspruchung infolge der Bewegung bewirkt die Ablösung der noch nicht vollständig verfestigten äußeren Bereiche der Karbonatanreicherungen (Abb. 29). Undeutlich begrenzte Übergänge der Flasern und Knauern in die umgebende Matrix und Ablösungsstrukturen sind Strukturmerkmale einsetzender Debris Flow Bildung. Mit zunehmenden Transportdistanzen wurden die äußeren Bereiche vollständig abgelöst und die zementierten Kerne bildeten die rundlichen, etwa gleich großen Intraklasten, die den Hauptintraklastanteil der Debrite des Unteren Muschelkalks ausmachen (Abb. 29 sowie Anlage 4: Tafel IV, Abb. 7 und 8). Die Größe der Klasten und die Dichte ihrer Lagerung in den Debriten gibt daher Hinweise auf den Grad der frühdiagenetischen Zementation der Sedimenteinheit, welche nach RICKEN (1986) durch den primären Ton- bzw. Kalkgehalt des Sedimentes, das Vorhandensein instabiler Karbonatphasen, der Porosität des Sedimentes und die Verteilung der Kristallisationskeime bestimmt wird.

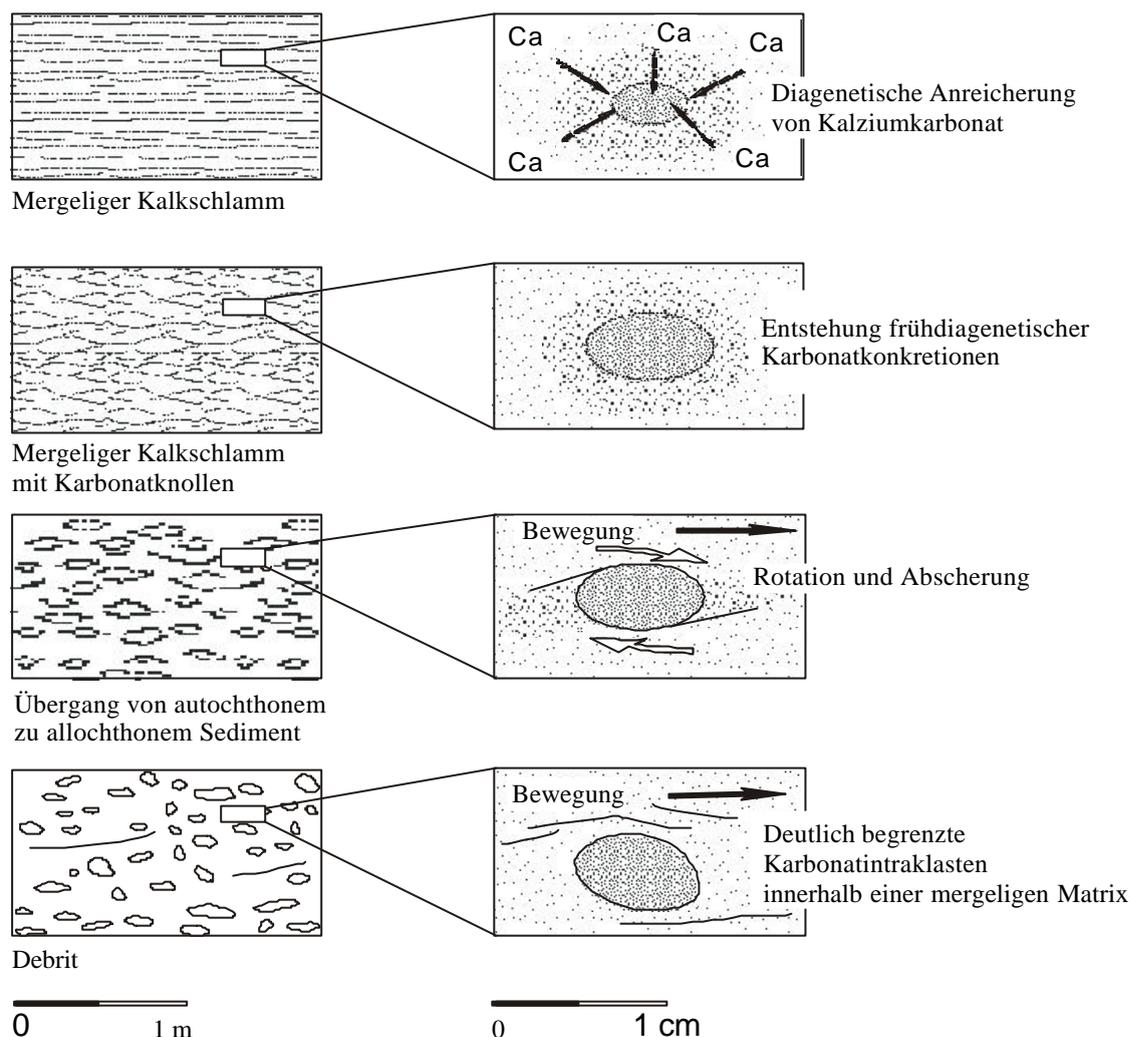


Abb. 29: Interpretation der Entstehung der mikritischen Debrityntraklasten im Unteren Muschelkalk.

Die frühdiaogenetische Karbonatverteilung führt zur Bildung von Karbonatanreicherungen. Beim Einsetzen der Bewegung der Ablagerung wird der äußere, gering verfestigte Bereich infolge der Drehbewegung der Karbonatanreicherungen zunehmend von den bereits lithifizierten inneren Bereichen abgeschert.

Bei der Auswertung des Meßprofils über den länglich geformten Intraklast (Abb. 26a) wurde eine andere Verteilung der Elemente als bei dem rundlich geformten Intraklasten deutlich. In den Meßergebnissen ist eine deutliche Abnahme der Karbonatgehalte vom Zentrum in Richtung senkrecht zur Längserstreckung des Intraklasten, aber nur eine geringfügige Abnahme des Karbonatgehaltes parallel zur Erstreckung des Klasten erkennbar. Aus dem Verteilungsmuster der Elemente wird auf einen ehemals langgestreckten Körper (Hartgrund) geschlossen, der auf die mechanische

Beanspruchung mit Bruchdeformation reagierte und dessen Teile die abgeplatteten Intraklasten bilden.

Die überdurchschnittlich großen arenitischen Klasten lassen sich aufgrund ihrer Zusammensetzung aus den Sturmablagerungen innerhalb der Wellenkalk-Abfolge ableiten. Teilweise vorhandene Stratifizierung der Arenitblöcke (Anlage 2: Tafel II, Abb. 5 und 7) belegt deren Verfestigung vor dem Beginn der Umlagerung (Abb. 30). Rundlich geformte Arenitklasten deuten dagegen auf ein Einsinken von Teilen nicht lithifizierter Schill-Lagen in den sich im Liegenden befindlichen Flow mit geringerer Dichte hin (Anlage 2: Tafel II, Abb. 6). Die Integration der Arenite in die Debrite konnte somit zum Teil durch das Zerschneiden früh lithifizierter Sturmlagen während der Bewegung des Sedimentpaketes und anschließender Umverteilung der Arenitklasten innerhalb des Massenstromes oder (seltener) durch gravitatives Einsinken von Sturmlagenabschnitten in die resedimentierte Einheit erfolgen.

Das vorwiegende Auftreten der überdurchschnittlich großen Arenitklasten am Top der Debrite ist auf die hohe Viskosität der Matrix der Debris Flows sowie die Wirkung des Auftriebes als dominierender Klastenstützmechanismus viskoplastischer Debris Flows zurückzuführen (JOHNSON 1970, NEMEC & STEEL 1984).

folgende Seite:

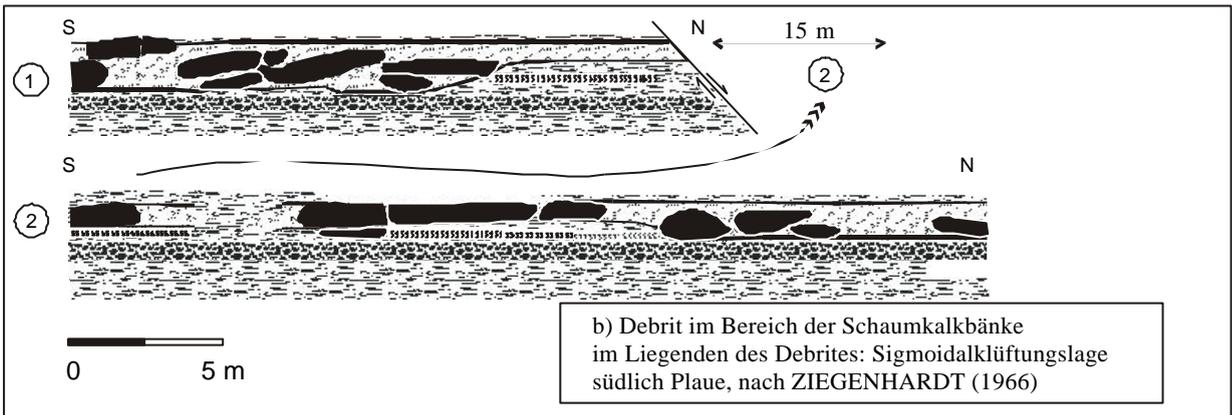
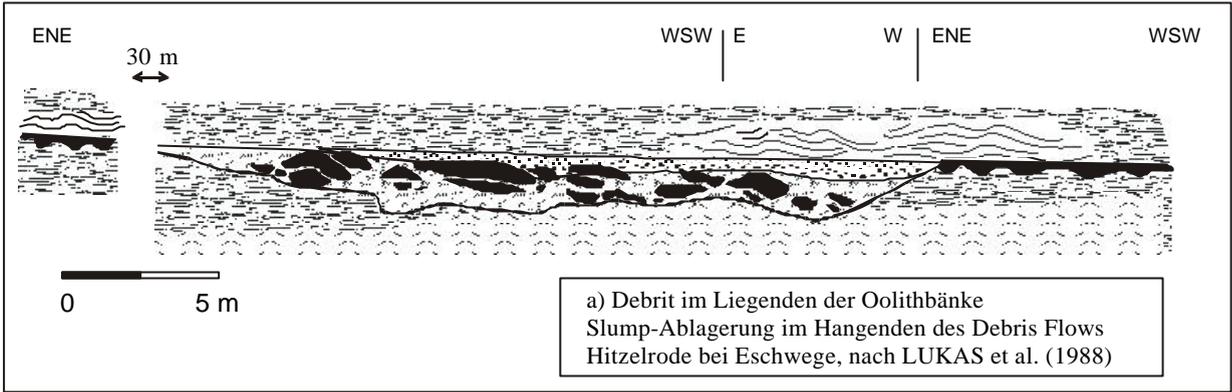
Abb. 30: Interpretation der Entstehung überdurchschnittlich großer stratifizierter arenitischer Klasten innerhalb der Debrite des Unteren Muschelkalks.

Infolge von Erschütterungen bilden sich Brüche an Unstetigkeitsstellen innerhalb der frühdiagenetisch lithifizierten Arenitlagen. Die Scherfestigkeit des sich im Liegenden befindlichen unverfestigten Mergelkalks wird durch den erhöhten Porenfluiddruck, der infolge der Erschütterung im Zusammenhang mit gehemmter Entwässerung der Schicht entstanden ist, herabgesetzt. Die einzelnen Teile der zerbrochenen Schill-Lage sinken bei der Hangabwärtsbewegung in den entstandenen Massenstrom ein. Die Rundung der Blöcke wird durch die gegenseitigen Reibungskontakte während des Transportes realisiert.

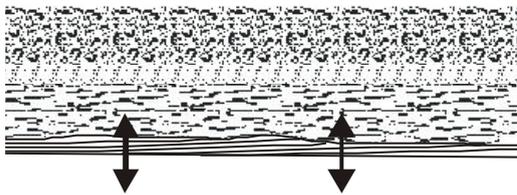
a) Debrite im Liegenden der Oolithbänke. Im Hangenden des Debrites tritt eine Slump-Ablagerung auf. Hitzelrode bei Eschwege (nach LUKAS et al. 1988).

b) Debrite im Bereich der Schaumkalkbänke, infolge der Bewegung wurden die Blöcke gegeneinander verschoben. Im Liegenden der Debris Flow Ablagerung befindet sich eine Sigmoidalklüftungslage. südlich Plaue (nach ZIEGENHARDT 1966)

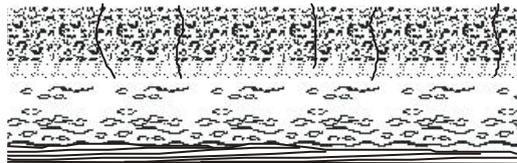
c) Debrite im Bereich der Schaumkalkbänke, Jonastal westlich Plaue.



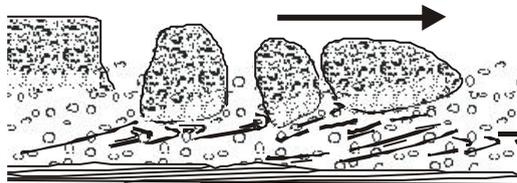
Interpretation der Entstehung der Debris Flow - Ablagerungen mit stratifizierten Klasten überdurchschnittlicher Mächtigkeit



Erschütterung einer Abfolge von unlithifiziertem Mergelkalk mit hohem Wassergehalt (Liegendes) und früh lithifizierten bioklastischen Areniten (Hangendes)

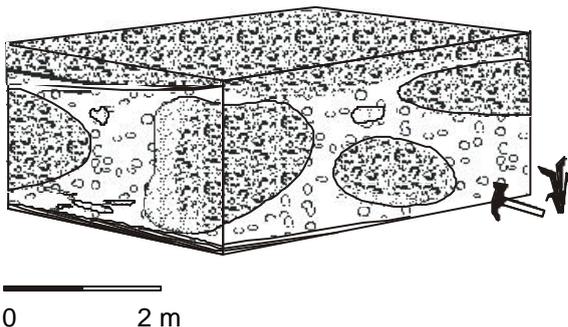


Bildung von Brüchen an Unstetigkeitsstellen in früh lithifizierten Areniten des Hangenden



Unlithifiziertes Sediment mit hohem Wassergehalt im Liegenden der verfestigten Arenite wird durch Porenwasserüberdruck infolge Erschütterung teilweise verflüssigt

Bei der Hangabwärtsbewegung des Massenstromes sinken die an Teile der zerbrochenen lithifizierten Schill-Lage in den Debris Flow ein und werden durch gegenseitige Reibungskontakte kantengerundet



c) Schaumkalkbänke, Jonastal W Plaue
Thüringische Senke
Blöcke mit teilweise erhaltener Stratifizierung in einem Schlammstromsediment

3.3.2.3 Einfluß der Materialparameter auf die Art der gravitativen Massenbewegungen im Unteren Muschelkalk

Die Art der Deformation der Karbonate des Unteren Muschelkalks wird weitgehend von deren Sedimenteigenschaften bestimmt. In Abhängigkeit von den Materialeigenschaften entwickelten sich infolge der gravitativen Hangabwärtsbewegung unterschiedliche Arten von Mass Flow Ablagerungen. Da bei lithifizierten Sedimenten das Einwirken von stärkerer Scherbeanspruchung notwendig ist, um den selben Strain-Zustand zu erreichen wie bei unlithifiziertem Sediment (JONES 1994), wurde in den Karbonaten des Unteren Muschelkalks die Deformation hauptsächlich in den primär karbonatärmeren Schichten umgesetzt. Früh lithifizierte Hartgründe und Schille unterlagen daher im Unteren Muschelkalk seltener der Deformation als die nicht oder nur partiell lithifizierten tonreicheren Sedimenteinheiten. Die differenzierte Lithifizierung führte daher zur Heterogenität der Sedimentpakete und bildete somit einen entscheidenden Faktor für das Deformationsverhalten. Das Auftreten von Viskositätsunterschieden in geringmächtigen anisotropen Sedimenteinheiten (z.B. bei Wechsellagerung von kompetenten Hartgründen und inkompetentem Wellenkalk) führte während der Hangabwärtsbewegung zur Faltung der kompetenteren Lagen bzw. zum Korngrenzengleiten in den inkompetenteren Schichten und bedingte die Entstehung der für Slump-Ablagerungen typischen Strukturen. Isotropes homogenes Material, wie Wellenkalkabfolgen, die keine oder nur geringmächtige früh lithifizierte Schichten enthalten, reagierte auf Scherbeanspruchung mit rupturer Deformation. Die resultierende unterschiedlich stark ausgeprägte Auflösung der primären Internstrukturen ist ein Kennzeichen für die Debrite im Unteren Muschelkalk. Die stratigraphische Basis der Slump- bzw. der Debris Flow Mobilisierung wurde in einem Niveau erreicht, in dem die Lithifizierung so weit fortgeschritten war, daß der Scherwiderstand nicht mehr überschritten wurde. Die Mächtigkeit der einzelnen Debrite schwankt deshalb in weiten Bereichen, überschreitet aber niemals 4 Meter. Daraus läßt sich ableiten, daß die Mergelkalke des Muschelkalkmeeres unterhalb dieser Sedimentationstiefe weitgehend ausgehärtet waren.

Aufgrund der Abhängigkeit der entstehenden Massenbewegungs-Typen vom Aufbau der Schichtpakete entsprechen sich die Ablagerungen von Debris Flows und Slumps im Unteren Muschelkalk lateral (FÖHLISCH & VOIGT 1998). Eindeutige Korrelationen einzelner Deformationshorizonte sind aufgrund der Vielzahl der deformierten

Schichten jedoch nicht bzw. nur im lokalen Maßstab möglich. Für überregionale Korrelationen gravitativer Resedimente ist das Zusammenfassen zu Profilabschnitten mit gehäuft auftretenden Deformationsgefügen erforderlich.

3.3.2.4 Geometrie der resedimentierten Einheiten

Die Geometrie der resedimentierten Sedimenteinheiten ist im Unteren Muschelkalk durch unregelmäßig schwankende Mächtigkeiten gekennzeichnet. In der Umgebung von Jena ergaben Messungen der Mächtigkeit eines Debrites aus dem Unteren Wellenkalk über eine Fläche von 40 km² Mächtigkeitsvariationen zwischen 0,4 und 2,3 m (Abb. 31). Die Mächtigkeit des Debrits wurde mit dessen Transportrichtung, die sich aus der Einfallrichtung der Scherflächen ableiten ließ (Kap. 3.3.2.5), verglichen. Eine Abhängigkeit der Mächtigkeitsänderungen des Debrites von der Bewegungsrichtung konnte dabei nicht festgestellt werden (Abb. 31).

Die Ablagerungen der Massenbewegung weisen in ihrer stratigraphischen Position hohe Konstanz auf. So zeigt der Vergleich eines Profilabschnittes in der Umgebung der Oolithbänke im Bereich der östlichen Thüringischen Senke eine flächenhafte Ausdehnung der Rutschungsablagerungen über mehr als 120 km² an (Anlage 23: Verwitterungsprofil Löberschütz nördlich Jena, Anlage 27: Verwitterungsprofil Rautal / Jena, Anlage 31: Verwitterungsprofil Steudnitz, Abb. 28, Abb. 32). Da die randlichen Begrenzungen der mobilisierten Sedimentpakete jedoch nur sehr selten aufgeschlossen sind, bleibt die Frage nach der genauen Größe der einzelnen Rutschungskörper offen. Im Kopfbereich von Slump- und Debris Flow Ablagerungen konnte in einigen Aufschlüssen der Übergang in autochthone Wellenkalke verfolgt werden. Die allochthonen Sedimente zeigen dabei eine graduelle Überleitung zu den autochthonen Mikriten, die durch zunehmende plastische Dehnung realisiert wurde. Ausgeprägte Hauptabrißflächen sind in den Rutschungsablagerungen des Unteren Muschelkalks nicht erkennbar. Laterale Begrenzungen der resedimentierten Schichtpakete konnten mit Ausnahme zweier Aufschlüsse (Abb. 17, Abb. 25) nicht beobachtet werden. Überschiebungen auf autochthones Sediment im Fußbereich der Rutschungen treten nicht auf. Die Gleitflächen

der Rutschungsablagerungen sind immer von annähernd gestreckter Form; an der Basis der Debrite wurde vereinzelt Erosion festgestellt (Abb. 24).

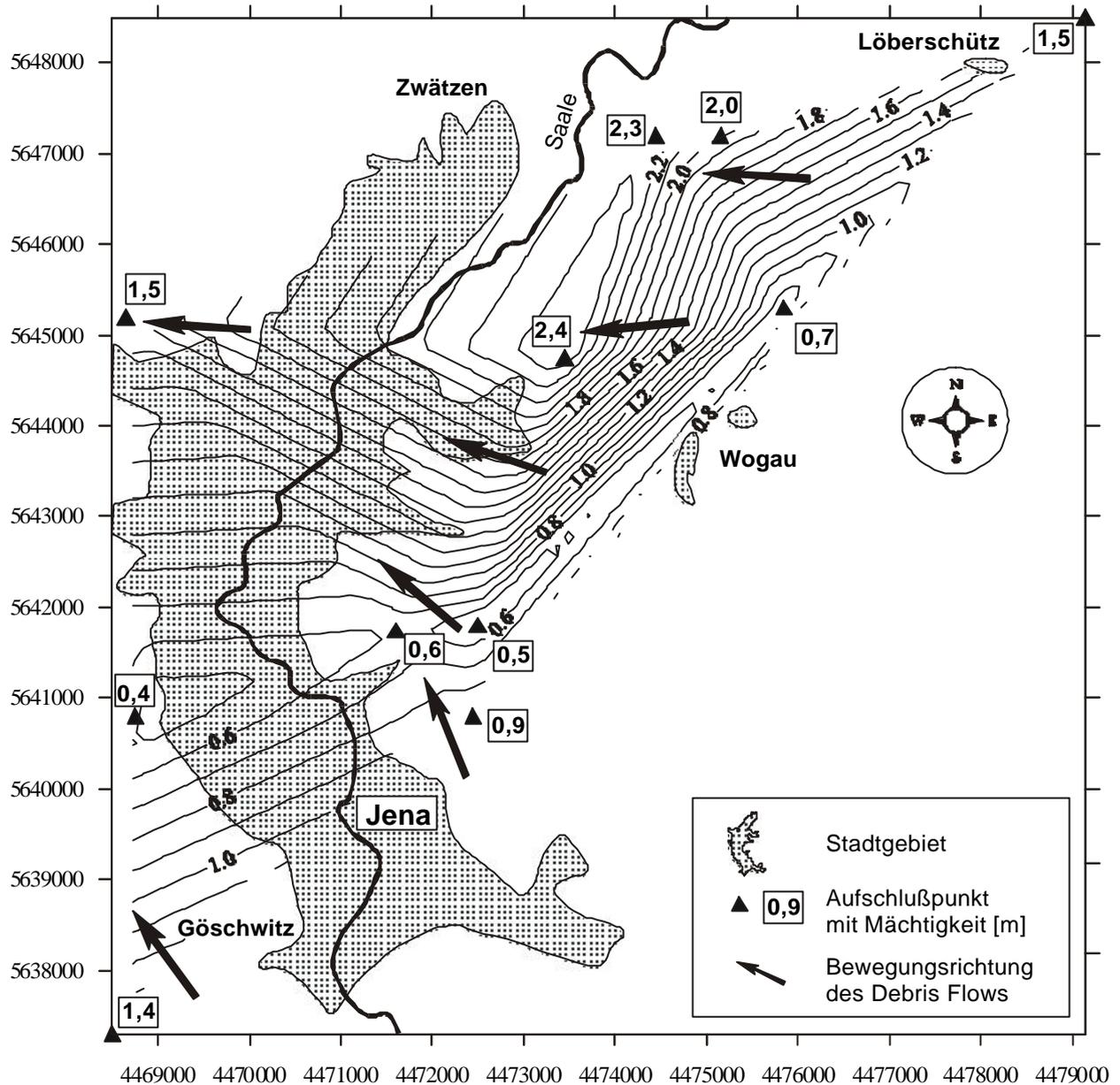


Abb. 31: Mächtigkeit und Transportrichtungen eines Debrites in der Umgebung von Jena

Die Mächtigkeit der Debris Flow Ablagerung variiert über eine Fläche von etwa 40 km² zwischen 0,4 und 2,3 m. Eine Abhängigkeit der Mächtigkeitsänderungen der Debris Flow Ablagerung von der Transportrichtung zeichnet sich nicht ab.

Die Mächtigkeit des Debrits aus dem Unteren Wellenkalk (etwa 7 m im Liegenden der Oolithbänke) wurde an 11 Aufschlußpunkten gemessen. Die Interpolation der Mächtigkeiten zwischen den Aufschlußpunkten erfolgte mittels Triangulation. Die Bewegungsrichtungen wurden über das Einfallen der Scherflächen innerhalb der Debrite ermittelt (Erläuterungen zu der Methodik sind in Kap. 3.3.2.5 dargelegt).

Die überlieferten Strukturen der Massenbewegungs-Ablagerungen sind Hinweise auf ausgedehnte, in ihrer geometrischen Form schichtförmige Massenablagerungen mit translatorischen Bewegungskomponenten (Abb. 32).

In den Debriten zeichnet sich zum Teil eine Stratifizierung ab (vgl. Abb. 27), die auf eine nur geringfügige vertikale Umverteilung der Klasten gleichen Ursprungs (z.B. Hart- und Festgrundklasten) während der Bewegung zurückgeführt werden kann. Häufig lassen diese Klasten noch den Bezug auf ihre ursprüngliche Lagerungsform erkennen (vgl. Abb. 28). Der nur partiell aufgelöste primäre Schichtverband mehrerer Debrite deutet auf sehr geringe Transportweiten der Massenbewegungen hin.

3.3.2.5 Rekonstruktion des Paläo-Reliefs

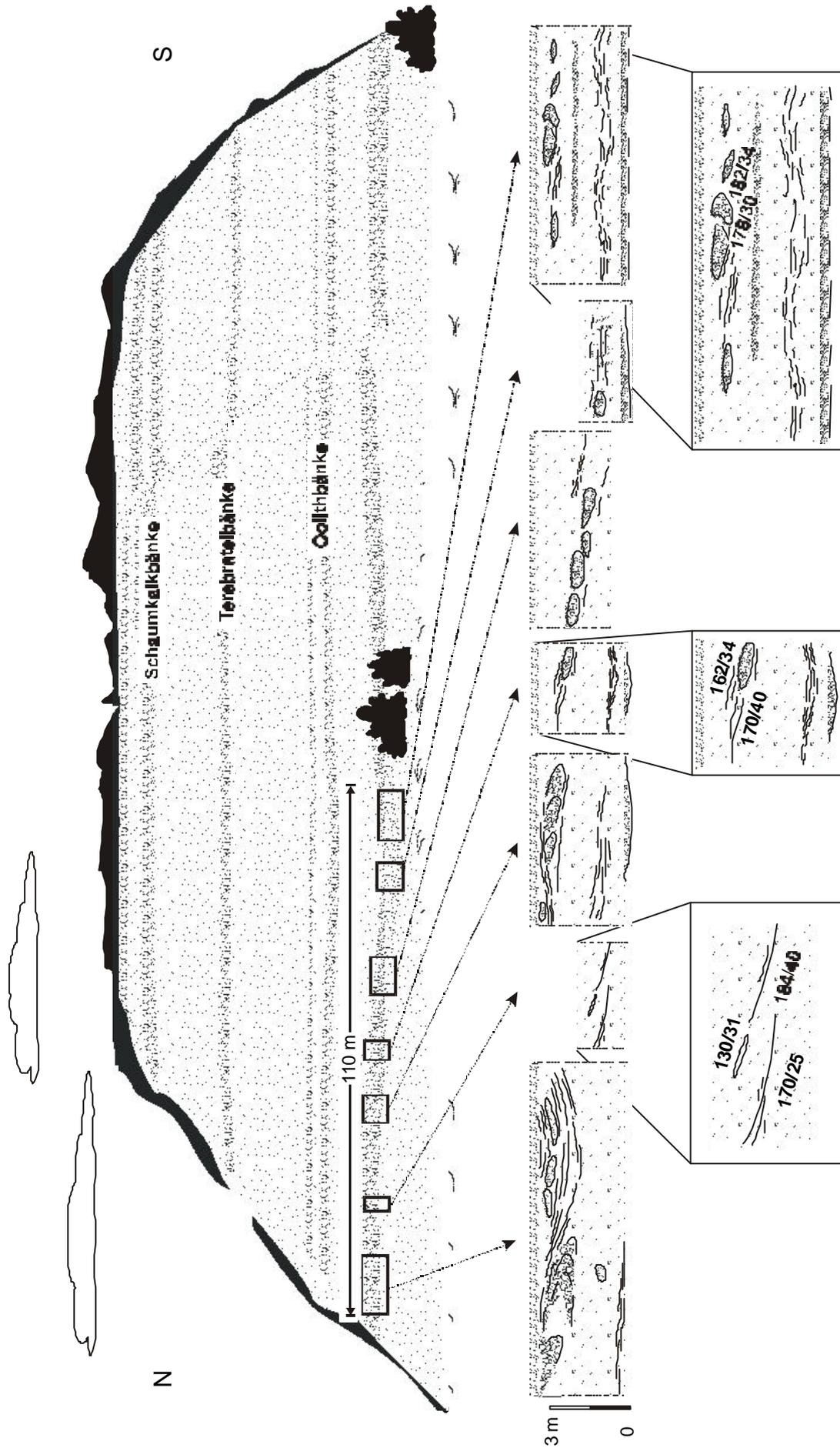
Die Bestimmung des Paläogefälles wird über die Ermittlung der Transportrichtungen der Massenbewegungen ermöglicht. Wichtige Indikatoren zur Bestimmung der Transportrichtung sind im Allgemeinen die Orientierung von Scherflächen bei Debriten und Slump-Ablagerungen, die Orientierung der Intraklasten von Mass Flow-Sedimenten sowie bei Slump-Ablagerungen die Orientierung von Faltenachsen und deren Vergenz.

Die Ableitung der Bewegungsrichtung aus **Slump-Ablagerungen** erfolgte nach der Methode von WOODCOCK (1979), nach welcher das Streichen der Faltenachsen senkrecht zum morphologischen Gradienten verläuft. Die Faltenachsenvergenz ist zur Bestimmung des Reliefgradienten ungeeignet, da die Ergebnisse aufgrund auftretender Stauchungen der gerutschten Sedimenteinheit nicht immer eindeutige Werte angeben.

folgende Seite:

Abb. 32: Debrīt 12 m unterhalb der Oolithbänke, Johannisberg Jena.

Die Scherflächen innerhalb des Debrīts sind überwiegend langgestreckt. Das Einfallen der Scherflächen zeigt einen nach Nordosten bis Nordnordosten gerichteten Transport an. Die aufgenommene Länge des Aufschlusses beträgt 110 m.



Bei Ablagerungen kohäsiver **Debrite** ist die Bestimmung der Klastenorientierung zur Ermittlung der Transportrichtung wenig sinnvoll, da die Intraklasten durch die Viskosität der Matrix und den Auftrieb getragen werden und ihre Orientierung daher eine starke Streuung aufweist. Weiterhin ist durch die in den Debriten des Unteren Muschelkalks vorherrschenden isometrischen Klastenformen und die geringen Transportweiten der Debris Flows eine Klasteneinregelung kaum erkennbar. Scherflächen lieferten dagegen deutlichere und konsistentere Richtungsindizien. Die Scherflächen entwickelten sich hauptsächlich an der Basis der Rutschmassen. Da Geschwindigkeitsprofile für Debris Flows ein von der Basis zum Top parabelförmiges Ansteigen der Geschwindigkeit dokumentieren (JOHNSON 1970; HUTCHISON 1970), ist das Einfallen der Scherflächen entgegengesetzt zur Bewegungsrichtung orientiert. Abb. 33 zeigt den Vergleich der Ergebnisse beider Methoden.

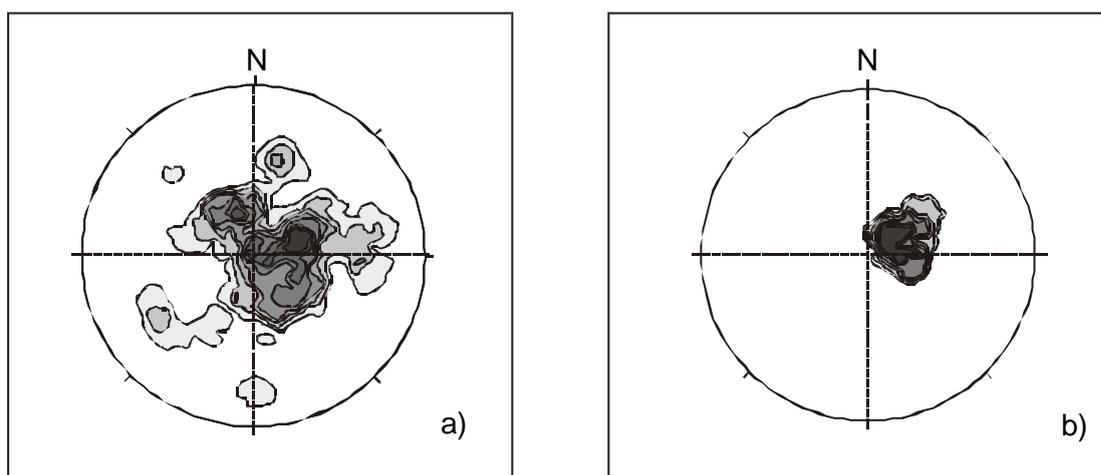


Abb. 33: Vergleich zweier Methoden zur Ermittlung der Bewegungsrichtung von Debris Flows

a) Messung der Klastenorientierung. Die Darstellung der Flächenpole ergibt stark streuende Werte für das Einfallen der Klasten-Längsachsen. Rosental, Jena-Cospeda

b) Messung des Scherflächeneinfallens. Die Flächenpole zeigen deutlich das Einfallen der Scherflächen in südwestliche Richtung an. Daraus resultierend ergibt sich eine Bewegungsrichtung nach Nordosten. Hörschel bei Eisenach.

Die Transportrichtungen, die sich aus den Messungen der Scherflächen der Debrite und der Faltenachsen der Slump-Ablagerungen ergaben, zeigen die Internstrukturen des Germanischen Beckens an (Abb. 34). Im südöstlichen Germanischen Becken können die östliche und westliche Begrenzung der Thüringischen Senke (Ostthüringische Schwelle und Eichsfeld-Altmark-Schwelle) sowie eine in gleicher Richtung streichende interne

Schwelle für den südlichen Zentralbereich der Thüringischen Senke dokumentiert werden (Abb. 34). Für die Ablagerungen im südlichen Germanischen Becken ermittelte SCHWARZ (1970) Bewegungsrichtungen ausgehend von den randlichen Gebieten (Vindelizisches Massiv, Ardennen Block, Rheinisches Massiv) in das Germanische Becken. Auch hier korrespondiert das Streichen der Faltenachsen der Slump-Ablagerungen mit dem Paläogefälle, das auch durch die Variation der Sedimentmächtigkeiten (hohe Sedimentmächtigkeiten in den Senken infolge verstärkter Subsidenz; verminderte Sedimentmächtigkeiten in der Umgebung der Schwellengebiete) angezeigt wird.

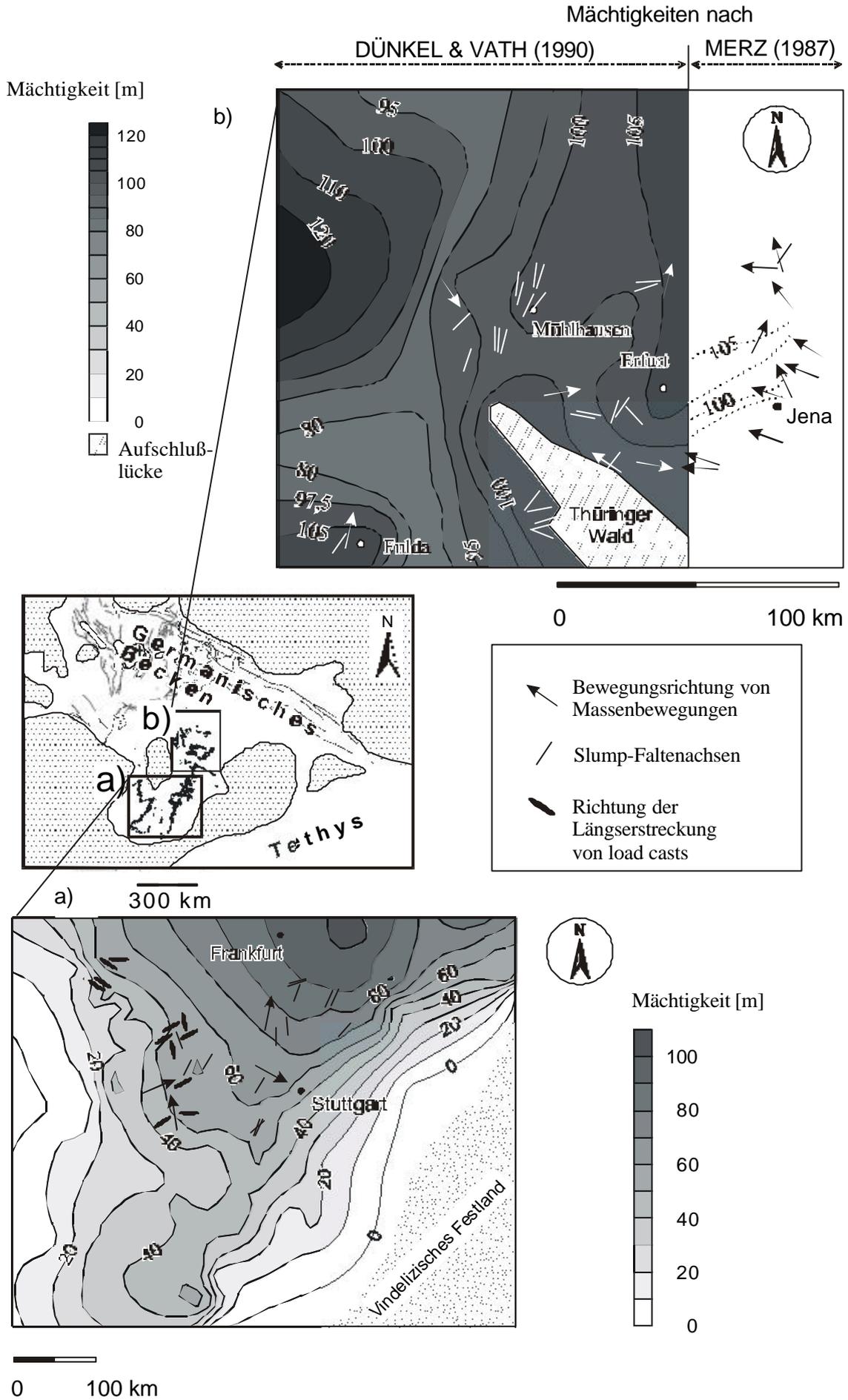
Profilaufnahmen im Bereich der Thüringischen Senke ergaben, daß sich die Ablagerungen gravitativer Massenbewegungen an den Hängen der beckeninternen Schwellen konzentrieren. Für den Vergleich der Profile wurde der Abschnitt des Unteren Wellenkalks und die Oolithbänke gewählt, da dieser Bereich im Gelände am vollständigsten aufgeschlossen war und so einen guten Vergleich der Profile zuließ.

An dem Profilabschnitt Unterer Wellenkalk / Oolithbänke beträgt der Anteil der Massenbewegungen bis zu 52 % (Abb. 35). Diese Ergebnisse werden auch von Untersuchungen von SEIDEL (1974) und AS-SARURI & LANGBEIN (1987) bestätigt. Der Gesamtanteil der Intraklastkalke beträgt nach diesen Autoren im südlichen Bereich der Thüringischen Senke 56% und am Westrand der Thüringischen Senke 14 %. Im südöstlichen Germanischen Becken konzentrieren sich die Debrite auf den südwestlichen und auf den südöstlichen Randbereich der Thüringischen Senke sowie auf den Süden der Thüringischen Senke (AS-SARURI & LANGBEIN 1987). Am Top der Schwellen sowie im Zentralbereich der Senken treten Ablagerungen von Massenbewegungen nur selten auf (im Subherzyn minimal 3%, nach SEIDEL (1974) und AS-SARURI & LANGBEIN (1987) 7%). Dies ist in den Schwellenpositionen auf den hohen Anteil früh lithifizierter Sedimente (Hartgründe, bioklastische Arenite) und in den Beckenzentren auf eine zu geringe Hangneigung zurückzuführen.

folgende Seite:

Abb. 34: Mächtigkeiten des Unteren Muschelkalks und Transportrichtungen der Massenbewegungen im südöstlichen und südlichen Germanischen Becken.

- a) Umgebung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle
Mächtigkeiten nach DÜNKEL & VATH (1990) bzw. nach MERZ (1987) (gestrichelt). Angaben der Bewegungsrichtungen nach eigenen Messungen sowie nach GRAU (1967), WEBER (1966)
- b) Südliches Germanisches Becken
Mächtigkeiten und Bewegungsrichtungen nach SCHWARZ (1970)



Die sich aus den Transportrichtungen der Massenbewegungen abzeichnende Gliederung des Reliefs des Germanischen Beckens wird neben den Mächtigkeitsvariationen auch durch die Anteile an terrestrischen Komponenten am Profil und durch die Faziesverteilung der Karbonate des Unteren Muschelkalks (s. Kap. 1.1) angezeigt. So läßt sich im Gebiet der Thüringischen Senke sowohl aus der Hintergrundsedimentation als auch aus der Verteilung der Resedimente ein SSW-NNE streichender Faziesbereich abgrenzen, in dem nur wenige Ablagerungen von Massenbewegungen auftreten. Die Hintergrundsedimente werden von flaserigen und dünnplattigen Karbonaten mit erhöhtem Tonanteil dominiert. Dieser Faziesbereich stellt den zentralen Abschnitt der Thüringischen Senke dar (VOIGT et al. 2000). In östliche und westliche Richtung nimmt der Anteil an gravitativ resedimentierten Ablagerungen zu und die Hintergrundsedimente werden hauptsächlich von Hartgründen, knaurigen Wellenkalken und bioklastischen Areniten bestimmt. Diese Fazies ist in den karbonatischen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks ein charakteristisches Merkmal für Untiefenbereiche.

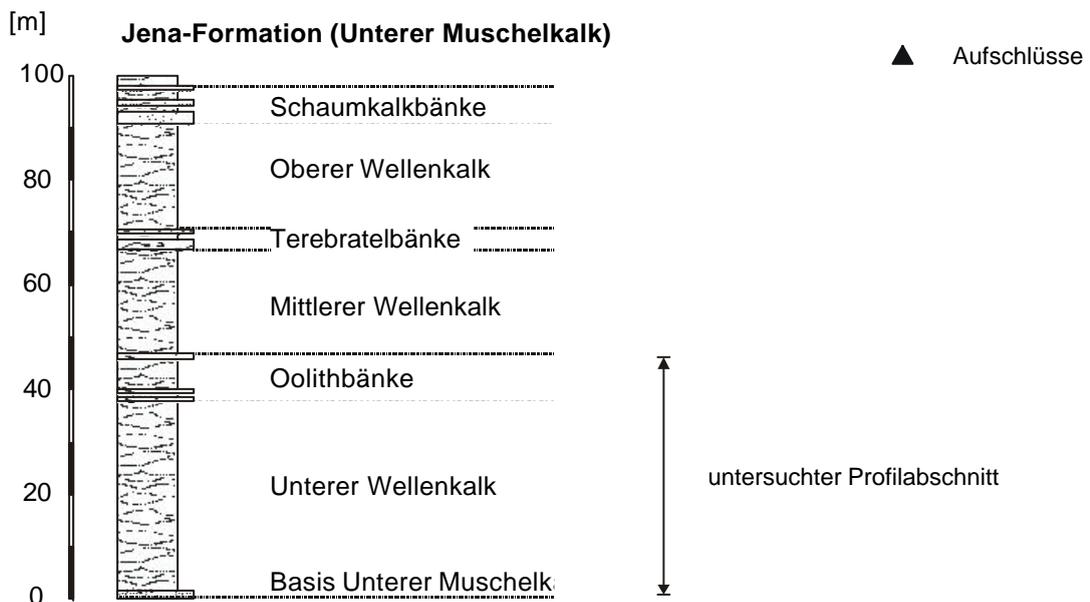
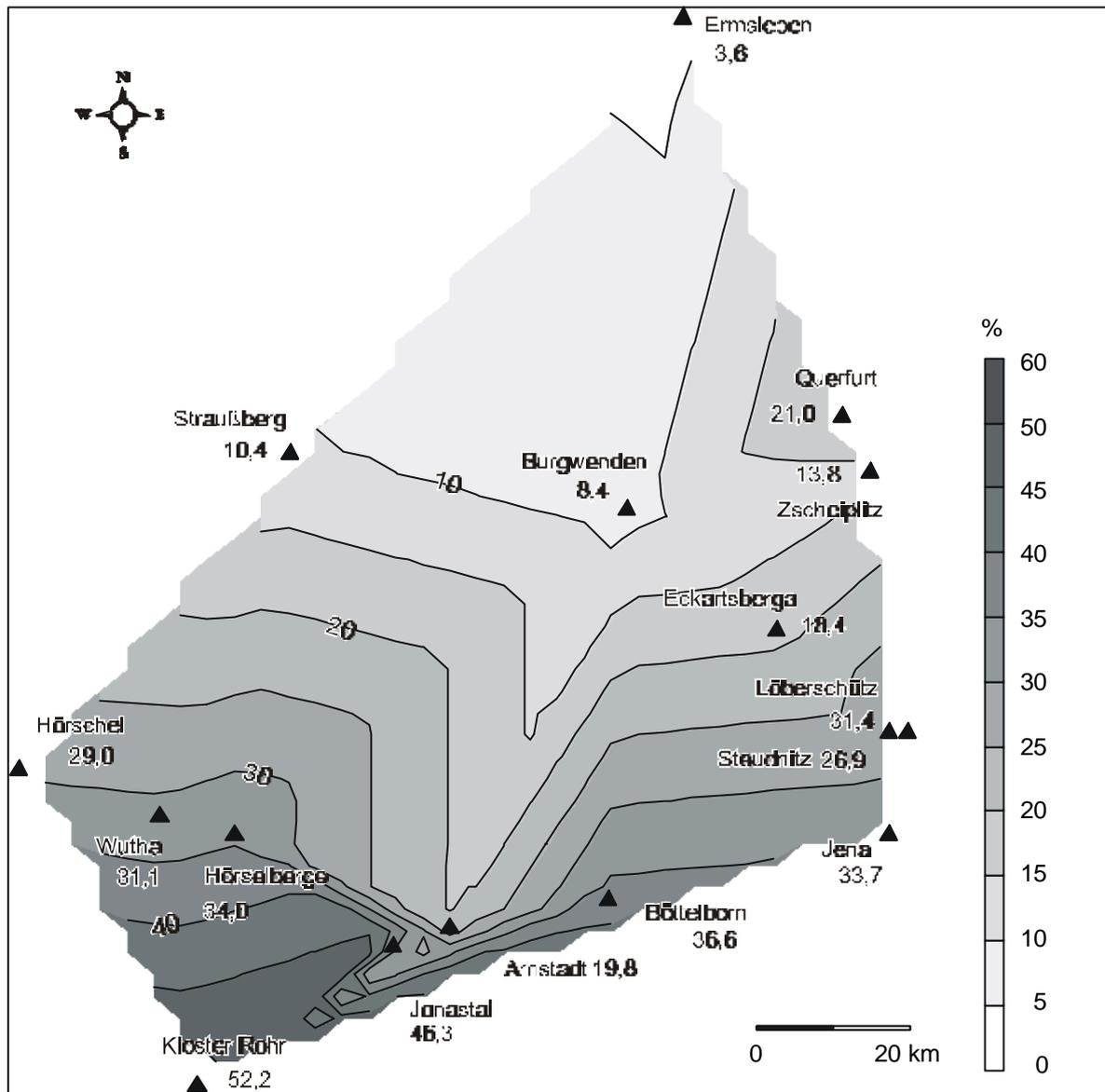
Aus den Erkenntnissen über den Anteil gravitativer Resedimente, den Bewegungsrichtungen der Rutschungen sowie der Faziesverteilung läßt sich für den Zeitraum des Unteren Muschelkalks für den Ablagerungsraum des zentralen, südöstlichen und südlichen Germanischen Beckens das Faziesmodell eines intern gegliederten epikontinentalen Flachmeeres ableiten, das von Untiefen- und Senkenbereichen gekennzeichnet ist.

folgende Seite

Abb. 35: Prozentuale Anteile der gravitativen Resedimente am Profilabschnitt Unterer Wellenkalk und Oolithbänke im Thüringer Becken bzw. Sachsen-Anhalt.

In schwelennahen Bereichen (Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Ostthüringische Schwelle) ist eine Häufung der Rutschungen gegenüber dem Bereich der Thüringischen Senke erkennbar. In Südthüringen erreichen die Rutschungsanteile Maximalwerte (bis zu 52,2 %, Kloster Rohr) und nehmen im Subherzyn bis auf 3,6 % ab.

Es wurden 18 Profilabschnitte verglichen. Interpolationsmethode: Triangulation mit linearer Interpolation.



3.3.2.6 Mobilisierungsursachen

Massenbewegungen können durch endogene oder exogene Prozesse ausgelöst werden. Während die endogenen Prozesse im direkten Zusammenhang zum Ablagerungssystem stehen und damit vorhersagbar sind, treten exogene Prozesse wie Stürme oder tektonische Bewegungen unabhängig vom Ablagerungssystem auf (SPENCE & TUCKER 1997). Im Folgenden sollen die Ursachen für die Entstehung der Massenbewegungen im Unteren Muschelkalk durch eine Stabilitätsberechnung sowie Vergleiche mit Literaturangaben eingegrenzt werden.

Unter ungestörten Ablagerungsbedingungen sind die für die Scherfestigkeit einer Ablagerung maßgeblichen Parameter die Materialeigenschaften und die Hangneigung. Die Ermittlung dieser Parameter (s. folgende Kapitel) bildet die Grundlage für die Berechnung der Stabilität der Sedimente.

Materialeigenschaften

Die Scherfestigkeit definiert den Widerstand eines Materials gegen einwirkenden Scherstreß und wird von den Eigenschaften des Materials bestimmt (vgl. Kap. 3.1) Die Scherfestigkeit kann bei rezenten Sedimenten durch experimentelle Untersuchungen (Scherests) ermittelt werden. Schlußfolgerungen auf die Eigenschaften der Sedimente des Unteren Muschelkalks zum Zeitpunkt der Rutschung sind nur aus überlieferten Gefüge- und Strukturmerkmalen sowie Vergleichen mit rezenten Karbonatablagerungen möglich. Das Gefüge der Karbonate des Unteren Muschelkalks wurde durch die diagenetische Karbonatverteilung weitgehend verändert (s. Kap. 1.4.1), so daß auf den Originalaufbau der Sedimente nur Hinweise existieren. Rückschlüsse auf die Zusammensetzung des Originalsediments lassen sich aus folgenden Fakten ziehen:

Die Karbonate der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks bestehen vorwiegend aus Mikriten und Mikrospariten. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen ergaben einen Aufbau der Mudstones aus vorwiegend isometrischen Kristallen mit Korndurchmessern von durchschnittlich 10 µm, die infolge der Rekristallisation entstanden sind. Primäre Strukturen, die auf das ursprüngliche Sediment hinweisen, sind nur in nicht kompaktierten und diagenetisch wenig veränderten Bereichen (z.B. im Druckschatten unterhalb von Schalenbruchstücken) erkennbar. Dünnschliffe zeigen

an, dass Pelloide von bis zu 0,2 mm Durchmesser den dominierenden Bestandteil dieser Bereiche darstellten. Da die in Dünnschliffen häufig zu beobachtenden buchtigen Kristallgrenzen auf Kornvergrößerung infolge Rekristallisation von Partikeln mit Durchmessern $< 10 \mu\text{m}$ hindeuten (Hautmann 1997), ist anzunehmen, daß die Pelloide noch vor dem Einsetzen der Diagenese dem Zerfall unterlagen. Es ist demnach auf ein Ausgangsmaterial zu schließen, das hauptsächlich aus rundlichen Partikeln mit Korngrößen $< 10 \mu\text{m}$ aufgebaut war.

Der Wassergehalt der Karbonate des Unteren Muschelkalks zum Zeitpunkt der Ablagerung ist aus der primären Porosität ableitbar. Für die Wellenkalke des Unteren Muschelkalks ermittelten AS-SARURI & DIETRICH (1996) anhand der Formel für die Kompaktionsberechnung von RICKEN (1986) eine primäre Porosität von 60%, so daß für diese Ablagerungen von einem Wassergehalt von maximal 60 % auszugehen ist.

Die Abschätzung der geotechnischen Kenngrößen aus dem Vergleich mit geotechnischen Kenngrößen rezenter Karbonate erwies sich als problematisch. Rezente Ablagerungsgebiete von Karbonatschlammern sind zum Beispiel die Mud-Fazies im inneren Areal der Großen Bahama-Plattform sowie das Subtidal des Persischen Golfes. Für beide Gebiete liegen aus den Flachwasserbereichen keine Untersuchungen physikalischer Parameter der Karbonatschlämme vor. Im Rahmen des Ocean Drilling Programs wurden die Ablagerungen auf den Hängen der Kleinen Bahama-Bank (leg 101 Straits of Florida: site 626; Nördliche Kleine Bahama-Bank: sites 627-630; Exuma Sound: sites 631-633 (PALMER et al. 1986)) sowie der Großen Bahama-Bank (leg 166, sites 1003-1009 sowie Bohrungen Unda und Clino (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 1997)) untersucht. Von den genannten Ablagerungsgebieten liegen sowohl Angaben über die Scherfestigkeit als auch Angaben über die Dichte der Sedimenteinheiten (Wet Bulk Density) vor. Während sich die oberen Meter der Bohrungen von leg 101 sowie der Bohrungen 1004-1009 überwiegend aus Packstones, Grainstones, Wackestones sowie einem relativ hohen Anteil an Nannofossilien zusammensetzen, besteht die Bohrung 1003 (leg 166) in ihren oberen Abschnitten aus unlithifizierten peloidalen aragonitischen Mudstones. Die in der Bohrung 1003 (leg 166) erfaßten Ablagerungen stellen daher eine geeignetere Vergleichsmöglichkeit für die Mikrite des Unteren Muschelkalks dar, als die in den Bohrungen von leg 101 erfaßten Sedimente. Die Dichte der Sedimentabfolgen (Wet

Bulk Density) von Bohrung 1003 liegt bis in die Tiefe von 12 m unter dem Meeresboden bei $1,6 \text{ g/cm}^3$, die Porosität bei ca. 65 % (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 1997).

Separate Angaben über Kohäsion und Winkel der inneren Reibung, welche die Scherfestigkeit eines Sedimentes definieren und für die Berechnung der Stabilität erforderlich sind, liegen dagegen lediglich für leg 101, site 630 vor. Diese Bohrung erfaßt Karbonatabfolgen, die auf dem oberen Hang nördlich der Kleinen Bahama-Bank abgelagert wurden. Sie setzen sich zu einem hohen Anteil aus feinkörnigem Karbonatschlamm (Periplattform-Ooze) zusammen, der durch Rutschungen vom Top der Bahama-Bank in tiefere Wasserbereiche transportiert wurde. Die Untersuchungen der physikalischen Parameter erfolgten für 3 Abschnitte der Sedimentabfolge:

- 10,9-11,3 mbsf: Probe 101-630B-2H-5
- 41,0-41,5 mbsf: Probe 101-630B-5H-6
- 79,4-79,8 mbsf: Probe 101-630B-9H-6.

Die für einen Vergleich mit den Ablagerungen des Unteren Muschelkalks relevante Probe 101-630B-2H-5 setzt sich aus 50 % Aragonit, 50 % Mikrit (Korngröße $< 25 \mu\text{m}$), 7,5% Foraminiferen und 15% Nannofossilien zusammen (LAVOIE 1988). Der hohe Anteil an Nannofossilien in den beiden anderen Proben läßt einen Vergleich mit den mikritischen Karbonaten des Unteren Muschelkalks nicht zu. Die Kohäsion der Probe 101-630B-2H-5 betrug 34 kN/m^2 , der Winkel der inneren Reibung $18,5^\circ$ und die Porosität 54,01%. Die Ergebnisse von Konsolidationstests belegen eine auf verschiedene Faktoren (geringe primäre Porosität, Zementation u.a.) zurückführbare Überkonsolidation dieser Probe. Die Dichte (Wet Bulk Density) der oberen Meter der Abfolge liegt bei etwa $1,8 \text{ g/cm}^3$ (LAVOIE 1988).

Aus dem Vergleich mit diesen Angaben wird versucht, für die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks die Stabilität einer Abfolge unverfestigten Karbonatschlammes („Wellenkalk“) und frühdiagenetisch verfestigter Sedimente (Hartgründe) zu ermitteln. Für die diagenetisch verfestigten Karbonate aus dem Unteren Muschelkalk können ähnliche Werte wie für die der Probe 101-630B-2H-5 angenommen werden (Dichte „Wet Bulk Density“: $1,8 \text{ g/cm}^3$; Winkel der inneren Reibung: $18,5^\circ$). Um bei der Berechnung den Fall der geringsten Stabilität des Hanges zu ermitteln und um die geringere Versenkungstiefe zu berücksichtigen, wird der Wert für die Kohäsion des Bodens jedoch geringer gewählt (15 kN/m^2 anstelle von 34 kN/m^2). Da für die unverfestigten Karbonate des Unteren

Muschelkalks keine Vergleichswerte von Kohäsion und Winkel der inneren Reibung vorliegen, wird von den kleinstmöglichen zu erwartenden Werten ausgegangen. Die in den Slump-Ablagerungen und den Debriten erhaltenen Deformationsstrukturen lassen auf eine gewisse Kohäsion sowie plastisches Bewegungsverhalten schließen. Für die Kohäsion wird daher ein Wert größer Null gewählt (kleinstmögliche Annahme: 1 kN/m^2). Der Winkel der inneren Reibung kann bei Porenfluidüberdruck (z.B. infolge steigender Auflast durch Sturmwellen im Zusammenhang mit unzureichender Entwässerung, Kap. 3.1) gegen Null gehen (Annahme: 0°). Für die Dichte wird entsprechend der Werte für die Ablagerungen von site 1003 (Bereich bis 12 mbsf) der Wert von $1,6 \text{ g/cm}^3$ übernommen.

Hangneigung

Wie in Kapitel 1.2 dargelegt, sind die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks über weite Entfernungen durch sehr geringe Fazies- und Mächtigkeitsvariationen gekennzeichnet. Anreicherungen von grobkörnigen bioklastischen Areniten bzw. Ruditen, die nur einen geringen Anteil an unlöslichem Rückstand aufweisen, zeigen jedoch Untiefenbereiche an, von denen fortwährend bioklastisches Material in die Senkenbereiche umgelagert wurde. Während die Ausspülung der relativ tonreichen, feinkörnigen Sedimente auf den Schwellen die Genese von Hartgründen ermöglichte, bewirkte die Ablagerung dieses Materials in den Senkenbereichen die Entstehung eines ausgeglichenen Reliefs (Kap. 1.2 und 1.4.3). Aufgrund der geringen Faziesvariationen sowie der nahezu konstanten Mächtigkeiten der Karbonate der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks (Kap. 1.2) muß deshalb im Bereich des Zentralen und Südöstlichen Germanischen Beckens (Subherzyn, Thüringische Senke, Hessische Senke) von äußerst geringen Hangneigungen ausgegangen werden.

Abschätzung der Sedimentstabilität

Zur Bewertung potentieller Ursachen der Sedimentmobilisierung im Unteren Muschelkalk sollen im Folgenden ausgehend von einem ungestört lagernden System verschiedene Variationen von Karbonatabfolgen auf die Stabilität ihrer Lagerung getestet werden.

Für die Berechnung der Hangstabilität wurde das Programm BOESCH (Firma GGU, Magdeburg) verwendet. Die Grundlage für die Festlegung der Berechnungsmethode der Sedimentstabilität bildete die Analyse der Geometrie der resedimentierten Einheiten, aus der Rückschlüsse auf den Bruchmechanismus abgeleitet werden können. Für kreisförmige Gleitflächen wird in der Bodenmechanik die Berechnungsmethode nach BISHOP (1955), für Gleitkörper mit gestreckter Ausdehnung die Methode nach JANBU (1954) angewandt. Beide Methoden beruhen auf dem Lamellenverfahren, bei dem die Gleitkörper in gleichbreite Streifen unterteilt werden, um kompliziert aufgebaute Bruchkörper zu vereinfachen. Die abschiebenden bzw. die rückhaltenden Kräfte werden für jede Lamelle gesondert berechnet. Die Sicherheit der Ablagerung ergibt sich aus dem Quotient der Summe der rückhaltenden Kräfte aller Lamellen und der Summe der abschiebenden Kräfte aller Lamellen.

Im Unteren Muschelkalk zeigt das Auftreten gestreckter Gleitflächen das Vorherrschen translatorischer Bewegung gegenüber der rotationalen Bewegung an (Kap. 3.3.2.1). Für die Berechnung des Gleitkörpers wurde daher die Formel von JANBU (1954) gewählt. Das Verfahren beruht auf der Berechnung polygonaler, langgestreckter Gleitflächen unter Vernachlässigung des Anteils der Rotationsbewegung.

Stabilitätsberechnung nach JANBU (1954)

$$\eta = \frac{\sum T_i + \sum H_s}{\sum G_i * \tan \vartheta_i + \sum H}$$

für T_i gilt:

$$T_i = \frac{[G_i - (u_i + \Delta u_i) * b_i] * \tan \Phi_i + c_i * b_i}{\cos^2 \vartheta_i \left(1 + \frac{1}{\eta} \tan \Phi_i * \tan \vartheta_i \right)}$$

Erläuterung nach DIN 4084

- η Böschungsbruchsicherheit
- G_i Eigenlast der einzelnen Lamelle in kN/m unter Beachtung der Bodenwichten einschließlich der Auflasten
- H Momente der in G nicht enthaltenen Lasten und Kräfte um den Mittelpunkt des Gleitkreises in kNm/m, positiv wenn sie antreibend wirken

- H_S Momente um den Mittelpunkt des Gleitkreises in $\text{kN}\cdot\text{m}/\text{m}$, jedoch aus Schnittkräften nach Abschnitt 6e (DIN 4084), die in T_i nicht berücksichtigt sind
- T_i für die einzelne Lamelle vorhandene widerstehende tangentielle Kraft des Bodens in der Gleitfläche in kN/m (bei polygonalen Gleitflächen der horizontale Anteil)
- ϑ_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 nach Abschnitt 8 (DIN 4084)
- c_i die für die einzelne Lamelle maßgebende Kohäsion in kN/m^2 nach Abschnitt 8 (DIN 4084)
- 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.

Zur Ermittlung der Stabilität der Ablagerungen des Unteren Muschelkalks wurde von folgenden Parametern als Grundlagen zur Berechnung der Standsicherheit über das Programm Boesch ausgegangen:

Es werden ein frühdiagenetisch (teil)lithifiziertes Karbonat (A) sowie ein unverfestigter Karbonatschlamm (B) als Sedimente für die Gleitkörperberechnung angenommen. Die geotechnischen Kenngrößen ergeben sich entsprechend dem Abschnitt „Materialeigenschaften“, Kap. 3.3.2.6 (s.o.). Die Mächtigkeit der Schichten und ihre vertikale Abfolge werden variiert. Die maximal angenommene Schichtmächtigkeit von 4,0 m (abgesehen von der Basis der Ablagerung) entspricht der maximalen Mächtigkeit der im Unteren Muschelkalk beobachteten gravitativ resedimentierten Einheiten (Kap. 3.3.2.1 und 3.3.2.2). Der Hangneigungswinkel wird zunächst auf $0,5^\circ$ angesetzt und anschließend auf $1,0^\circ$ erhöht. Über den Wasserstand wird die Auflast, die durch die überlagernde Wassersäule hervorgerufen wird, ermittelt (Dichte des Wassers: $1,025 \text{ g}/\text{cm}^3$). Für die Wassertiefe wird entsprechend der Seltenheit des Auftretens von sturmwellengenerierten Sedimentstrukturen ein Ablagerungsraum überwiegend unterhalb der Sturmwellenbasis angenommen (VOIGT et al. 2000) und die Wassertiefe auf 40 m (Tiefe der Sturmwellenbasis rezent 30-50 m, TUCKER & WRIGHT 1992) festgelegt. Der horizontale Wasserdruck innerhalb der Böschung ist aufgrund der geringen Hangneigung vernachlässigbar. Der Porenwasserdruck wird für die Ablagerung unter der Annahme ungestörter Verhältnisse dem hydrostatischen Druck gleichgesetzt. Die als Berechnungsgrundlage eingesetzten Daten sind in Tabelle 2 aufgeführt.

Die Ermittlung von Lage und Form des instabilsten Gleitkörpers für jeden angenommenen Fall wird im Programm BOESCH durch die Berechnung einer Vielzahl von Zwischengleitkörpern als lineare Interpolationen zwischen den Punkten von zwei vordefinierten Ausgangsgleitkörpern realisiert (Abb. 36). Um für die Konstruktion der zu berechnenden Zwischengleitkörper eine hohe Variationsbreite zu gewährleisten, wurden die Ausgangsgleitkörper in ihrer Lage und Form in großer räumlicher Distanz und geometrischer Abweichung voneinander definiert.

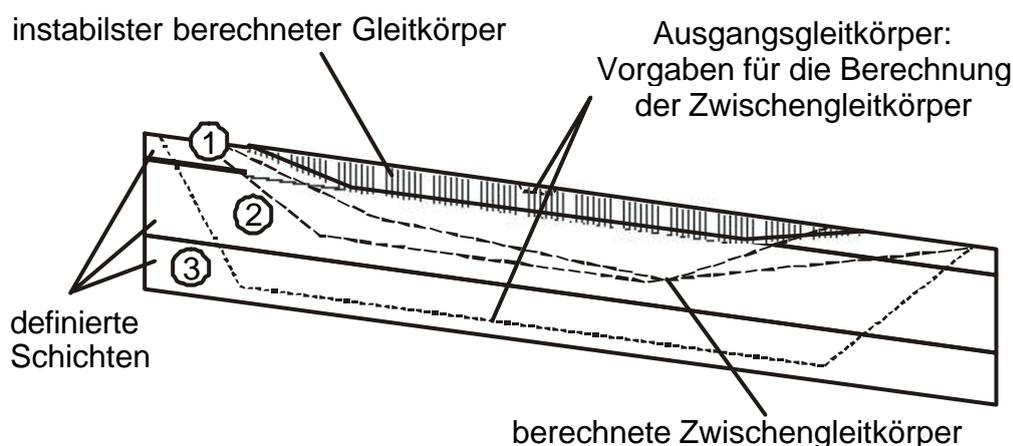


Abb. 36: Prinzipskizze zur Berechnung der instabilsten Lagerung unter Verwendung des Programms BOESCH.

Für die Berechnung werden 2 polygonale Gleitkörper, die in ihrer Lage und Form differieren, vorgegeben. Zwischen diesen Ausgangsgleitkörpern wird eine Vielzahl an Zwischengleitkörpern berechnet. Die Anzahl der berechneten Zwischengleitkörper ist abhängig von der gewählten Anzahl der Zwischenpunkte. Für die im Text beschriebenen Berechnungen wurden 6 Zwischenpunkte definiert, resultierend wurden jeweils bis zu 4096 Zwischengleitkörper berechnet.)

Ergebnisse

Zur Ermittlung der Form und Lage des instabilsten Gleitkörpers wurden zwischen zwei definierten Ausgangsgleitkörpern unter der Vorgabe von 6 Zwischenpunkten jeweils bis zu 4096 Zwischengleitkörper durch das Programm BOESCH berechnet. Die entsprechenden Ergebnisse für die Standsicherheit der berechneten instabilsten Gleitkörper sind in Tabelle 2 aufgeführt.

Wassertiefe		40 m						
Porenwasserdruck		Entspricht dem hydrostatischen Druck (40 m)						
Sediment		A: frühdiagenetisch lithifiziertes Karbonat B: unverfestigter Karbonatschlamm						
2-Schicht-Fall								
Nr.	Schicht	Sediment	Kohäsion [kN/m ²]	Winkel der inneren Reibung [°]	Wichte [kN/m ³]	Mäch- tigkeit [m]	berechnete Standsicherheit	
							bei Hang- neigung 0,5°	Bei Hang- neigung 1,0°
Geringmächtiges unverfestigtes Sediment überlagert verfestigtes Sediment								
Fall 1	1	B	1	0	16	0,5	1,24	1,10
	2	A	15	18,5	18	5,0		
Unverfestigtes Sediment höherer Mächtigkeit überlagert verfestigtes Sediment								
Fall 2	1	B	1	0	16	4,0	1,21	1,08
	2	A	15	18,5	18	5,0		
3-Schicht-Fall								
Geringmächtiges verfestigtes Sediment überlagert unverfestigtes Sediment höherer Mächtigkeit, Liegendes: verfestigt								
Fall 3	1	A	15	18,5	18	0,2	1,25	1,10
	2	B	1	0	16	4,0		
	3	A	15	18,5	18	5,0		
Verfestigtes Sediment höherer Mächtigkeit überlagert geringmächtiges unverfestigtes Sediment, Liegendes: verfestigt								
Fall 4	1	A	15	18,5	18	4,0	3,34	2,45
	2	B	1	0	16	0,5		
	3	A	15	18,5	18	5,0		
Mehr-Schicht-Fall (Wechsellagerung)								
Wechsellagerung (0,2 m bzw. 0,4 m) von unverfestigtem und verfestigtem Material, oberste Schicht unverfestigt, Liegendes: verfestigt								
Fall 5	1	B	1	0	16	0,2	1,24	1,11
	2	A	15	18,5	18	0,2		
	3	B	1	0	16	0,2		
	4	A	15	18,5	18	0,2		
	5	B	1	0	16	0,4		
	6	A	15	18,5	18	0,4		
	7	B	1	0	16	0,4		
	8	A	15	18,5	18	5,0		
Wechsellagerung (0,2 m bzw. 0,4 m) von unverfestigtem und verfestigtem Material, oberste Schicht verfestigt, Liegendes: verfestigt								
Fall 6	1	A	15	18,5	18	0,2	1,56	1,22
	2	B	1	0	16	0,2		
	3	A	15	18,5	18	0,2		
	4	B	1	0	16	0,2		
	5	A	15	18,5	18	0,4		
	6	B	1	0	16	0,4		
	7	A	15	18,5	18	0,4		
	8	A	15	18,5	18	5,0		

Tabelle 2: Stabilitätsberechnung für die Ablagerung von frühdiagenetisch lithifiziertem und von unverfestigtem Material (2-bzw. 3-Schicht-Fall sowie Wechsellagerung) in ungestörter Ablagerung auf einem Hang von 0,5° bzw. von 1,0° Neigung

Die Werte für einen Hang mit der Neigung von $0,5^\circ$ liegen zwischen 1,21 und 3,34; bei einer Hangneigung von $1,0^\circ$ wurden Werte zwischen 1,08 und 2,45 für die Stabilität der Ablagerungen ermittelt. Die Definition der Sicherheit des Hanges (Standicherheit) besagt, dass ein labiles Gleichgewicht vorliegt, wenn der Quotient aus der Summe der rückhaltenden Kräfte gleich der Summe der abschiebenden Kräfte ist ($\eta = 1$). Ist das Ergebnis größer als 1 (Summe der rückhaltenden Kräfte ist größer als die Summe der abschiebenden Kräfte), kann die Stabilität des Hanges angenommen werden. Bei Standsicherheitswerten von kleiner 1 (Summe der rückhaltenden Kräfte ist kleiner als die Summe der abschiebenden Kräfte) ist die Instabilität des Hanges gegeben. Aus den Berechnungsergebnissen ergibt sich, daß unter der Voraussetzung einer ungestörten Ablagerung (Porenwasserdruck entspricht dem hydrostatischen Druck, keine zusätzlichen Auflasten, keine Hangversteilung und keine Erdbebenbeeinflussung) die Ablagerungen sowohl bei Hangneigungen von $0,5^\circ$ als auch bei 1° Stabilität aufweisen und keine Rutschungen zu erwarten sind.

Die größte Instabilität wurde für die Auflagerung von Schichten unverfestigten Materials höherer Mächtigkeit (hier: 4,0 m) auf verfestigtem Untergrund berechnet (Fall 2, Standsicherheit bei $0,5^\circ$ Hangneigung: 1,21, bei 1° : 1,08).

Etwas geringere Standsicherheiten wurden für folgende Sedimentabfolgen ermittelt:

- Auflagerung geringmächtigen unlithifizierten Materials auf verfestigtem Untergrund ($\eta = 1,24$ bei $0,5^\circ$ bzw. $1,10$ bei $1,0^\circ$; Fall 1)
- unverfestigtes Material höherer Mächtigkeit unter Überdeckung durch geringmächtiges verfestigtes Material ($\eta = 1,25$ bei $0,5^\circ$ bzw. $1,10$ bei $1,0^\circ$, Fall 3)
- Wechsellagerung geringmächtiger Schichten von verfestigtem und nicht verfestigtem Material, die oberste Schicht besteht aus nicht lithifiziertem Material ($\eta = 1,24$ bei $0,5^\circ$ bzw. $1,11$ bei $1,0^\circ$, Fall 5).

Als noch stabilere Ablagerungen erwiesen sich Wechsellagerungen geringmächtigen unverfestigten Materials mit verfestigtem Material, unter der Voraussetzung, daß die oberste Schicht aus lithifiziertem Sediment bestand ($\eta = 1,56$ bei $0,5^\circ$ bzw. $1,22$ bei $1,0^\circ$, Fall 6). Die Ursache dafür liegt darin, daß bei Fall 5 (Wechsellagerung, oberste Schicht nicht lithifiziert) lediglich die oberste unverfestigte

Schicht resedimentiert wurde, während bei Fall 6 aufgrund der Verfestigung der obersten Lage ein größerer Sedimentstapel in die Rutschung einbezogen werden mußte.

Die mit Abstand höchste Stabilität wurde für die Auflagerung von 4,0 m lithifizierten Materials über eine geringmächtige Abfolge nicht lithifizierten Materials berechnet ($\eta = 3,34$ bei $0,5^\circ$ bzw. $2,45$ bei $1,0^\circ$, Fall 4).

Zur Ermittlung der Hangneigung, die bei den gegebenen Voraussetzungen und unter ungestörten Ablagerungsbedingungen zur Initiierung von Massenbewegungen erforderlich ist, wurde der Hangneigungswinkel für die sich in der Berechnung abzeichnende instabilste Schichtabfolge (Tabelle 2, Fall 2: unverfestigter Karbonatschlamm höherer Mächtigkeit auflagernd auf diagenetisch verfestigtem Material) schrittweise erhöht. Die Ergebnisse der Stabilitätsberechnung sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Wassertiefe	40 m	
Porenwasserdruck	Entspricht dem hydrostatischen Druck (40 m)	
Sediment	A: frühdiagenetisch lithifiziertes Karbonat B: unverfestigter Karbonatschlamm (geotechnische Kenngrößen gelten entsprechend Tabelle 2)	
Fall 2		
Unverfestigtes Sediment höherer Mächtigkeit (4,0 m) überlagert verfestigtes Sediment		
Hangneigung	Standsicherheit	
0,5°	1,21	
1°	1,08	
2°	1,02	
3°	1,00	
4°	0,99	

Tabelle 3: Standsicherheit der über die Berechnung in Tabelle 2 ermittelten instabilsten Sedimentabfolge (Fall 2) bei steigendem Hangneigungswinkel

Aus der Tabelle 3 ist ersichtlich, daß die Ablagerungen bei Hangneigungen von weniger als 3° stabil gelagert sind. Bei einer Hangneigung von 3° befindet sich die Sedimentabfolge in labiler Stabilität, d.h. die Größe der abschiebenden Kräfte entspricht der Größe der rückhaltenden Kräfte. Erst ab einer Hangneigung von 4° ist die Instabilität für die sich aus der Berechnung ergebenden Sedimentabfolge mit dem höchsten Rutschungspotential (Fall 2) unter ungestörten Ablagerungsverhältnissen gegeben.

Für den Unteren Muschelkalk sind Hangneigungen von 4° aus der Bewertung der Faziesverbreitung (s. Kap. 3.3.2.6 - „Hangneigung“) nicht zu erwarten. Für die Initiierung der Massenbewegungen muß daher von einem externen Auslöser ausgegangen werden. Das Einwirken äußerer Prozesse auf eine Sedimentabfolge kann die Stabilität der Ablagerung direkt (z.B. durch Hangübersteilung) oder indirekt (z.B. durch Erhöhung des Porenfluiddruckes infolge Erdbebeneinwirkung) beeinflussen. Aufgrund der unsicheren Datenlage betreffend die Schichtkonsolidation, die Porenfluiddrücke sowie die vertikale und horizontale Erdbebenbeschleunigung bzw. aufgrund deren komplexer Wirkungsweise ist die Berechnung des Einflusses dieser Faktoren durch das Programm BOESCH jedoch nicht sinnvoll. Die Beurteilung möglicher Auslöser erfolgt daher aus der Analyse der beobachteten Deformationsstrukturen und dem Vergleich mit entsprechenden Literaturangaben.

Die Entstehung von Massenbewegungen an nahezu horizontalen Hängen erfordert eine hohe Aktivierungsenergie. Der Einfluß von lateralem **zyklischen Streß** ist einer der wichtigsten Prozesse, die Rutschungen an Hängen in statisch metastabilem oder stabilen Zustand auslösen können (EINSELE et al. 1996). Zyklischer Streß kann durch Sturmwellen, Erdbeben oder Tsunamis hervorgerufen werden (ALLEN 1986, MALTMAN 1994a). Der zusätzliche Streß wirkt einerseits als **dynamische Scherbelastung** auf das Sediment; die Hauptauswirkung der Erdbebenwellen liegt jedoch in der **direkten Einwirkung des Stresses auf die Porenflüssigkeit**. Der zusätzliche Streß bewirkt die Entstehung eines erhöhten Porenwasserdruckes, der die Reibung zwischen den Partikeln vermindert. Dies hat eine Verringerung des Winkels der inneren Reibung zur Folge und führt zur Herabsetzung der Scherfestigkeit des Sedimentes (s. Kap. 3.1). Dieser Prozeß wird durch Wechsellagerungen von Schichten unterschiedlicher Permeabilität begünstigt, da gering permeable Schichten den adäquaten Abbau erhöhter Porenfluiddrücke verhindern können.

Rutschungsauslösende Faktoren wie **erhöhte Sedimentationsraten** oder lokal wirkende Auslöser (z.B. **Hangübersteilung infolge von Erosion**) sind aufgrund der weiten Verbreitung der Ablagerungen der Massenbewegungen, des geringen Gefälles des Paläoreliefs und des geringen Anteils terrigenen Eintrags für den Unteren Muschelkalk wenig wahrscheinlich.

Auch die Entstehung von **Gasen** im Sediment infolge der Zersetzung organischen Materials ist ein möglicher Faktor, der Rutschungen auslösen kann (z.B. NELSON &

LINDSLEY-GRIFFIN 1987). Unter anaeroben Bedingungen kann durch die bakterielle Tätigkeit das organische Material zu Methan zersetzt werden. Durch das Aufsteigen der Gase im Sediment verringern sich die Kornkontakte, wodurch die Scherfestigkeit des Sedimentes herabgesetzt wird. Da in den Ablagerungen des Unteren Muschelkalk keine Anzeichen für erhöhte organische Produktivität auftreten (C_{org} -Gehalte 0,1-0,2 % in den Ablagerungen des südlichen Germanischen Beckens, RÜGNER 2000) bzw. da die in der Sedimentabfolge weit verbreiteten Bioturbationen (KNAUST 1998) gegen anaerobe Verhältnisse sprechen, ist die Entstehung von gravitativen Massenbewegungen aufgrund von Gasentwicklung im Sediment wenig wahrscheinlich.

Als möglicher Auslöser für Massenbewegungen wird häufig der Einfluß **fallenden Meeresspiegels** genannt. Er kann weite Gebiete beeinflussen, wirkt sich aber hauptsächlich auf trockenfallende Schelfrandsedimente aus, da in diesem Bereich durch den entfallenden Auftrieb die Auflast auf das Sediment erhöht wird. Im untersuchten zentralen Bereich des Germanischen Beckens existieren - mit Ausnahme der Oolithbänke - keine Anzeichen für ein Trockenfallen des Sedimentationsraumes, so daß im zentralen, südöstlichen und südlichen Germanischen Becken Resedimentation infolge Auflast-Erhöhung durch fallenden Meeresspiegel nicht zu erwarten ist.

Ein fallender Meeresspiegel kann die Erhöhung des Porenfluiddruckes in schlecht entwässerbaren Schichten bewirken. Vor allem in Wechsellagerungen von Schichten unterschiedlicher Permeabilität, wie sie im Unteren Muschelkalk infolge differierender Frühdiagenesegrade auftreten (s.o.), kann in einzelnen Bereichen bei sinkendem Wasserstand der Porenwasserdruck den hydrostatischen Druck übersteigen, wodurch die Stabilität der Sedimentabfolge herabgesetzt wird. Nach SPENCE & TUCKER (1997) besteht eine weitere Auswirkung fallenden Meeresspiegels in der relativen Verschiebung der Sturmwellenbasis, so daß Gebiete, die vorher unterhalb der Sturmwellenbasis lagen, der zyklischen Auflast von sturmgenerierten Wellen ausgesetzt werden. SPENCE & TUCKER (1997) untersuchten statistisch 41 in der Literatur beschriebene "Megabrekzien" (Olistolithe, Debris Flow Ablagerungen, Debris Sheets u.a.) auf den Zusammenhang ihres Auftretens mit Meeresspiegeländerungen. Nach SPENCE & TUCKER (1997) steht das Auftreten des größten Teils der „Megabrekzien“ im Kontext zu Verflachungen innerhalb von Parasequenzen und meist auch zu Lowstand Systems Tracts. KEDZIERSKI (2000) stellte eine sequenzstratigraphische Gliederung der Ablagerungen des südöstlichen und des

östlichen Germanischen Beckens auf, die u.a. auch das Profil Steudnitz beinhaltet. In Abb. 37 wurden die durch KEDZIERSKI (2000) dargestellten Meeresspiegelschwankungen mit der stratigraphischen Position gravitativ resedimentierter Einheiten (Debrite und Slump-Ablagerungen) desselben Profils verglichen.

Die Gegenüberstellung der Meeresspiegelschwankungen nach KEDZIERSKI (2000) mit den stratigraphischen Positionen gravitativ resedimentierter Einheiten (Debrite und Slump-Ablagerungen) ergab, daß annähernd die gleiche Anzahl der Resedimente Zeiten fallenden Meeresspiegels (23 / 41,1%) bzw. Meeresspiegel-Tiefstandes (3 / 5,3%) repräsentieren, wie Zeiten steigenden Meeresspiegels (27 / 48,2 %) bzw. Meeresspiegelhochstandes (3 / 5,3%) (Abb. 37). Von einer Abhängigkeit des Auftretens gravitativer Resedimente vom Meeresspiegelstand während der Zeit des Unteren Muschelkalks kann somit nicht ausgegangen werden.

Zusammenfassend erscheint unter Berücksichtigung der Materialeigenschaften und des Schichtaufbaus der Sedimente des Unteren Muschelkalks die Herabsetzung der Scherfestigkeit infolge überhöhter Porenfluiddrücke als der wahrscheinlichste Auslöser für die Massenbewegungen. Die weit verbreiteten Ablagerungen von Massenbewegungen und das Auftreten seismisch induzierter in-situ-Deformationen in überwiegend denselben stratigraphischen Horizonten (Abb. 37, Kap. 3.3.1.3) sprechen für die Initiierung der Porenfluidüberdrücke infolge von Erdbebenerschütterungen.

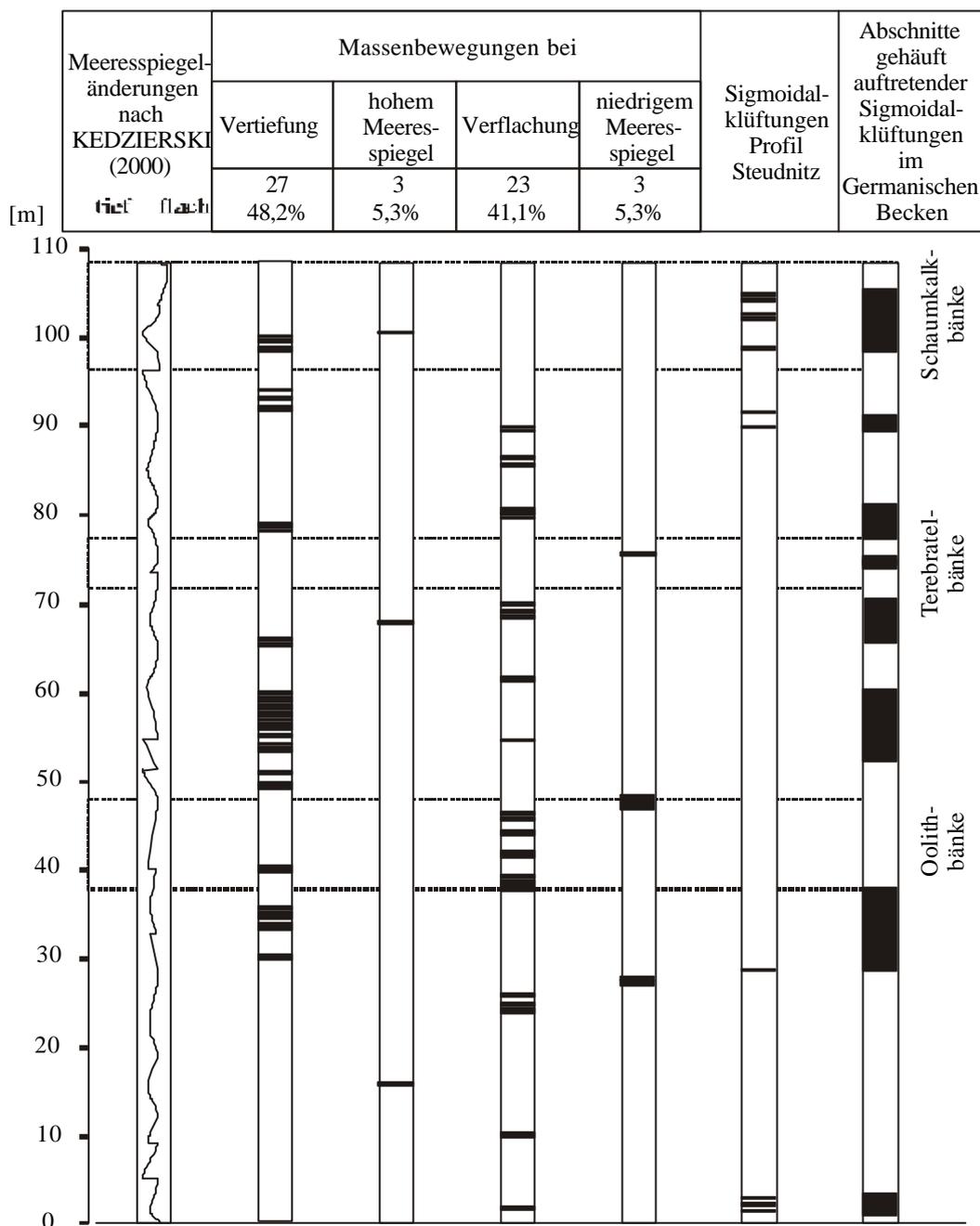


Abb. 37: Stratigraphische Position von Ablagerungen gravitativer Resedimente des Unteren Muschelkalks im Vergleich zu Meeresspiegelschwankungen (nach KEDZIERSKI 2000) und Abschnitten gehäuft auftretender Sigmoidalklüftungen im Germanischen Becken. Profil Stuednitz.

Annähernd die gleiche Anzahl gravitativer Resedimente repräsentieren Zeiten fallenden Meeresspiegels (23 / 41,1%) bzw. Meeresspiegeltiefstandes (3 / 5,3%) wie Zeiten steigenden Meeresspiegels (27 / 48,2 %) bzw. Meeresspiegelhochstandes (3 / 5,3%). Der Auslöser der Resedimentation wurde nicht vom Meeresspiegelstand beeinflusst. Eine bessere Korrelation ergibt sich dagegen aus dem Vergleich der stratigraphischen Lage der Resedimente mit den Zonen des gehäuft Auftretens von Sigmoidalklüftungen im Germanischen Becken, die als zeitliche Abschnitte seismischer Aktivität interpretiert werden.

3.4 Paläoseismische Ergebnisse

Die Art der überlieferten Deformationsstrukturen, ihre Häufung in bestimmten stratigraphischen Abschnitten sowie die Ergebnisse der Stabilitätsberechnungen deuten darauf hin, daß durch Erdbeben ausgelöste Erschütterungen die Mehrzahl der im Unteren Muschelkalk auftretenden Deformationen verursacht haben.

Hinweise auf die Lage der Epizentren lassen sich aus der Orientierung der Streichrichtungen von Sigmoidalklüftungs- und „Wellenstreifungs“-Strukturen ableiten. Nach den Ergebnissen des Experimentes von BROTHERS et al. (1996) (Kap. 3.3.1.3, Abb. 21) entstehen die „Klüftungen“ senkrecht zu der Erschütterungsrichtung, d.h. in senkrechter Richtung zu den durchlaufenden Erdbebenwellen. Durch die Projektion der Senkrechten zu den in die Karte eingetragenen Streichrichtungen der Sigmoidalklüftungen ergaben sich 6 Schnittpunkte, in denen die Geraden zusammenlaufen (Abb. 38). Geht man von einer konzentrischen Ausbreitung der Erdbebenwellen aus, können diese Schnittpunkte als Epizentren interpretiert werden (FÖHLISCH & VOIGT 1998, 2001). Die Lage der Epizentren ergibt sich aus der Projektion der Daten auf die paläogeographische Karte nach ZIEGLER (1982).

Der Südostrand des Germanischen Beckens wurde demnach maßgeblich von Erdbeben beeinflusst, deren Epizentren im Bereich der Schlesisch-Mährischen Pforte lagen (Abb. 38). Weitere Epizentren befanden sich in der Umgebung der Burgundischen Pforte und östlich der Rheinischen Insel. Die Epizentren in der Umgebung der Schlesisch-Mährischen Pforte und der Burgundischen Pforte zeigen deren tektonische Aktivität zur Zeit des Unteren Muschelkalks an. Die tektonische Aktivität der Schlesisch-Mährischen Pforte während des Unteren Muschelkalks wird nach SZULC (1993, 1999) durch die hohe Konzentration von Deformationsstrukturen sowie synsedimentärer Störungen und vertikaler Abfolgen von Seismiten und Tsunamiten (S-T-Dyaden, SZULC 1993) in der Umgebung der Moravo-Silesischen Störung bestätigt.

Einen wesentlichen Beitrag zur Erhöhung der Genauigkeit der Korrelation könnte die Erfassung der Orientierungen der Sigmoidalklüftungen in Abhängigkeit von ihrer stratigraphischen Position erbringen. Der Vergleich der Richtungen der Sigmoidalklüftungen in unterschiedlichen Profilen würde ihre Zuordnung zu seismischen Ereignissen mit differierender Lage der Epizentren ermöglichen und damit in der Präzisierung der Korrelation resultieren.

Auch für andere stratigraphische Zeiteinheiten, in denen Sigmoidalklüftungsstrukturen auftreten (z.B. Rotliegendes, Oberer Muschelkalk, Oberkreide) könnte die Analyse ihrer Orientierungen einen Beitrag zur Verbesserung der Kenntnisse der paläotektonischen Verhältnisse dieser Zeitabschnitte erbringen.

folgende Seite:

Abb. 38: Basierend auf der Orientierung von Sigmoidalklüftungen rekonstruierte Epizentren für den Unteren Muschelkalk in Mitteleuropa.

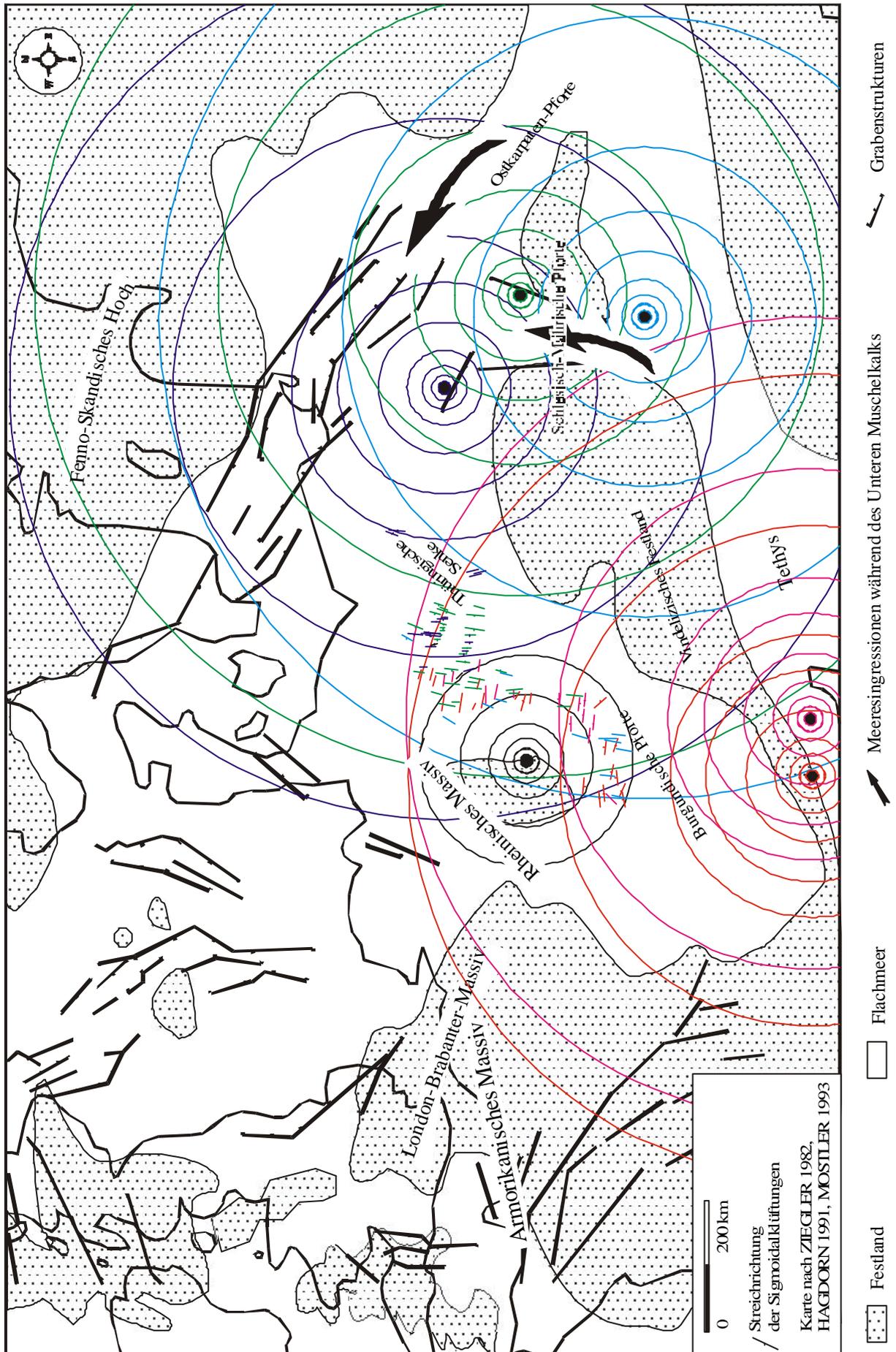
Die Rekonstruktion der Epizentren erfolgte durch die Projektion der Senkrechten zur Streichrichtung der Sigmoidalklüftungen, ausgehend vom Modell einer konzentrischen Ausbreitung der seismischen Wellen. Die Lage der Epizentren in der Umgebung der Moravo-Silesischen und der Burgundischen Pforte, welche die Verbindungen des Germanischen Beckens zur Tethys darstellen, zeigt deren tektonische Aktivität während des Unteren Muschelkalks an.

Datengrundlagen:

Karte: nach ZIEGLER 1982, HAGDORN 1991, MOSTLER 1993.

Streichrichtungen der Sigmoidalklüftungen: Zusammenstellung nach ENGELS (1956), BEIERSDORF (1969), SCHWARZ (1975), KURZE (1981) und eigenen Messungen.

Streichrichtungen der "Wellenstreifungs"- Strukturen: Zusammenstellung nach BEIERSDORF (1969), VOßMERBÄUMER (1973), KRUCK (1974), SIMON (1975), KURZE (1981) und SIMON (1999).



4. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks sind durch eine Vielzahl synsedimentär entstandener Deformationsstrukturen charakterisiert. Die verschiedenen Gefüge entstanden in Abhängigkeit von den Materialeigenschaften der Sedimente, die deren Verhalten unter der Einwirkung äußerer Kräfte bestimmen. Die flachmarine sandige Fazies („Muschelsandstein-Fazies“) am westlichen und südwestlichen Rand des Germanischen Beckens ist von Deformationsstrukturen (z.B. Ball- and Pillow-Strukturen) gekennzeichnet, die für kohäsionslose partikuläre Sedimente charakteristisch sind. In den mikritischen Karbonaten und Dolomiten der beckenzentralen „Wellenkalk-Fazies“ dominieren dagegen neben in-situ entstandenen Deformationsstrukturen verfaltete Sedimenteinheiten (Slump-Ablagerungen) und matrixgestützte Debrite, die auf die Umlagerung kohäsiven Materials zurückzuführen sind. Die Art der entstehenden Resedimente ist dabei abhängig vom Grad der frühdiagenetischen Lithifizierung des Ausgangsmaterials. So weisen geringmächtige Lagen frühdiagenetisch verfestigten Sedimentes (z.B. Festgründe) duktilen Verhalten auf bzw. reagierten auf die Umlagerung mit Bruchdeformation, während frühdiagenetisch lithifizierte Schichten größerer Mächtigkeit nicht deformiert wurden. Die Aufschlußdokumentationen erbrachten Erkenntnisse über den Aufbau der Rutschungsablagerungen. Die unregelmäßig variierenden Mächtigkeiten der Debrite und Slump-Einheiten, das Vorherrschen nahezu hangparalleler gestreckter Gleitflächen, die Dominanz von Sedimenteinheiten ohne stärkere Dehnungs- oder Kompressionsstrukturen und die häufig erhaltenen Stratifizierungen der Debrite sind Hinweise auf ausgedehnte, in ihrer geometrischen Form schichtartige Massenbewegungs-Ablagerungen mit translatorischen Bewegungskomponenten.

Ein ungeklärtes Problem stellte bisher die Frage nach der Herkunft der rundlich geformten mikritischen Intraklasten der Debrite dar. Hinweise auf die Entstehung der mikritischen Intraklasten gaben Dünnschliff-Untersuchungen mittels energiedispersiver Röntgenstrahlung (EDX). Die Meßprofile zeigen die allseitige Abnahme des Kalzium-Gehaltes bzw. die Zunahme der Gehalte an Silizium, Kalium und Aluminium vom Klastenzentrum in Richtung auf die Randbereiche der Intraklasten. Die gleiche Elementverteilung wurde auch in den Meßprofilen über flaserige und knaurige Karbonatanreicherungen sowie über eine knaurige Karbonatanreicherung mit

randlichen Ablösungsstrukturen nachgewiesen. Aus dem Vergleich der Meßergebnisse wird die Herkunft der Intraklasten aus frühdiagenetischen Karbonatanreicherungen (Karbonatfasern bzw. -knauern) hergeleitet, deren äußere, noch unverfestigte Bereiche während der Umlagerung der Sedimenteinheit abgeschert wurden.

Die Ablagerungen von Massenbewegungen sind in der Wellenkalk-Fazies sowohl stratigraphisch als auch regional weit verbreitet. Im südöstlichen Germanischen Becken treten Rutschungsablagerungen vor allem an der Basis des Muschelkalks, im Liegenden der Oolithbänke, im Mittleren Wellenkalk und in der Umgebung der Terebratelbänke auf. Eindeutige Korrelationen der Rutschungsablagerungen sind jedoch aufgrund der Faziesabhängigkeit der entstehenden Deformationen, der nicht eindeutigen Zuordnung einzelner Deformationsstrukturen zu denselben auslösenden Ereignissen sowie der Abhängigkeit der entstehenden Deformationen vom Grad der frühdiagenetischen Lithifizierung nicht möglich. In der räumlichen Verbreitung herrschen gravitative Resedimente in der Umgebung von Untiefen (Eichsfeld-Altmark-Schwelle bzw. Ostthüringische Schwelle) vor. Die Anteile von Rutschungsablagerungen an vergleichbaren Profilabschnitten erreichen hier bis zu 52 %, in den Senkenbereichen dagegen nur 10-20 % bzw. 3 % (Thüringische Senke, Subherzyn).

Um Aussagen über das Paläorelief zu treffen, wurden die Transportrichtungen der Massenbewegungen ermittelt. Als wichtige Indikatoren erwiesen sich hierfür die Orientierung der Faltenachsen der Slump-Ablagerungen sowie die Orientierung der innerhalb der Debrite auftretenden Scherflächen. In einem Gebiet mit hoher Aufschlußdichte (Umgebung von Jena) wurden die Transportrichtungen mit den Mächtigkeitenvariationen eines Debrites verglichen. Eine Abhängigkeit der Mächtigkeitenänderungen von den Bewegungsrichtungen der subaquatischen Rutschungen (z.B. erhöhte Mächtigkeiten infolge Stapelung am Fuß der Rutschungen oder verminderte Mächtigkeiten im Kopfbereich der resedimentierten Schichten) war nicht feststellbar. Die Untersuchungen der Transportrichtungen der Massenbewegungen bestätigten die aus der Analyse der Faziesverteilung und der Mächtigkeitenvariationen gewonnenen Erkenntnisse über die Konturen des südöstlichen Germanischen Beckens, aus denen sich für den Zeitraum des Unteren Muschelkalks das Faziesmodell eines intern in Untiefen- und Senkenbereiche gegliederten epikontinentalen Flachmeeres ableiten läßt.

Die Abschätzung der zu erwartenden Stabilität der Hänge des Unteren Muschelkalk hat ergeben, daß unter ungestörten Ablagerungsbedingungen keine Rutschungen ausgelöst werden konnten. Als Ursache für den Auslöser der weitverbreiteten Ablagerungen von Massenbewegungen und eines Teiles der in-situ-Deformationsstrukturen kommt daher der Einfluß externer Faktoren in Betracht. Durch Kompilation der Ergebnisse der Stabilitätsberechnung und des Strukturinventars des Unteren Muschelkalks erscheint als Auslöser für die Massenbewegungen erhöhter Porenwasserdruck infolge von seismischen Erschütterungen als wahrscheinlich.

Hinweise auf Erdbebenerschütterungen sind auch die in der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks weit verbreiteten Sigmoidalklüftungs- und „Wellenstreifungs“-Strukturen. Die Entstehung dieser in der Literatur vielfach diskutierten Gefüge konnte basierend auf Vergleichen mit rezent auftretenden Äquivalenten sowie mit experimentell durch BROTHERS et al. (1996) erzeugten Strukturen gleichen Erscheinungsbildes auf Erschütterungen zurückgeführt werden. Wie auch die Rutschungsablagerungen häufen sich die Sigmoidalklüftungs- und „Wellenstreifungs“-Strukturen in bestimmten stratigraphischen Horizonten des Unteren Muschelkalks (Basis des Unteren Muschelkalks, Liegendes der Oolithbänke, Mittlerer Wellenkalk, Bereich der Schaumkalkbänke). Als zeitgleich entstandene Horizonte eignen sich die seismisch induzierten Gefüge prinzipiell für Korrelationen. Die Entstehung der Sigmoidalklüftungs-Strukturen ist jedoch von den Materialeigenschaften des Sedimentes wie der Partikelgröße und vor allem von dessen Diageneseegrad abhängig. Erschütterungen wirkten sich daher nur auf Sedimenteinheiten mit entsprechenden Materialparametern aus. Es ist aus diesem Grund erforderlich, die durch „Wellenstreifung“ und Sigmoidalklüftung geprägten Schichten zu Einheiten seismischer Aktivität zusammenzufassen und bei deren Abgrenzung auch weitere Deformationsstrukturen, wie Debrite und Slump-Ablagerungen, die sich aufgrund ihres materialbedingten Bewegungsverhaltens lateral entsprechen, zu berücksichtigen. Aus der stratigraphischen Verbreitung der Sigmoidalklüftungslagen sowie der Rutschungsablagerungen ergeben sich folgende Zonen gehäufte seismischer Aktivität:

- Bereich zwischen Mittlerer und Oberer Schaumkalkbank
- zentraler Oberer Wellenkalk
- Umgebung der Terebratelbänke

- zentraler Mittlerer Wellenkalk
- Liegendes der Oolithbänke
- Basis des Unteren Muschelkalks.

Charakteristisch für die Sigmoidalklüftungen des Unteren Muschelkalks sind ihre über weite Entfernungen konstanten Streichrichtungen. Unter Berücksichtigung der Erkenntnisse aus der experimentellen Erzeugung dieser Strukturen durch BROTHERS et al. (1996) konnte aus der Orientierung der Sigmoidalklüftungen die räumliche Position der Epizentren im Muschelkalk abgeleitet werden. Ihre Lage in der Umgebung der Moravo-Silesischen Pforte und der Burgundischen Pforte belegt die tektonische Reaktivierung der Schlesisch-Mährischen Störungszone bzw. Cevennes-Störungszone am Nordrand der Tethys während der basalen Mittleren Trias.

LITERATUR

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. - *Sedimentary Geology*, **80**: 115-135; Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- ALLEN, J. R. L. (1982): Sedimentary structures, their characteristics and physical basis. - *Developments in Sedimentology*. **30B**, Vol. 2, 663 pp., Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- ALLEN, J. R. L. (1985): Principles of Physical Sedimentology. – 272 pp., Allen & Unwin, London.
- ALLEN, J. R. L. (1986): Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. - *Sed. Geol.* **46**: 67-75; Elsevier Sci. Publ. B.V., Amsterdam.
- ALTHEN, G. W.; RUSBÜLT, J. & SEEGER, J. (1980): Ergebnisse einer regionalen Neubearbeitung des Muschelkalks der DDR. - *Z. geol. Wiss.*, **8**: 985-999; Berlin.
- ANKETELL, J. M.; CEGLA, J. & DZULYNSKI, S. (1970): On the deformational structures in systems with reversed density gradients. - *Ann. Soc. Geol. Pologne*, **15**: 3-29.
- AS-SARURI, M. L. & DIETRICH, H. (1996): Zur Kompaktion im Unteren und Mittleren Wellenkalk am Beispiel des Jenzig bei Jena (Thüringen). – *Greifswalder Geowiss. Beitr.* **3/1996**: 53-59; Greifswald.
- AS-SARURI, M. & LANGBEIN, R. (1987): Verbreitung und Entstehung intraformationeller Konglomerate im Unteren Muschelkalk Thüringens (Mittlere Trias). - *Z. geol. Wiss.* **15** (4): 511-525; Berlin.
- BACHMANN, G. H.; BEUTLER, G.; HAGDORN, H. & HAUSCHKE, N. (1999): Stratigraphie der Germanischen Trias. – in: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.) (1999): Trias – Eine ganz andere Welt. Europa im frühen Erdmittelalter: 81-104; Verl. Dr. Friedrich Pfeil, München.
- BACKHAUS, E. & FLÜGEL, E. (1971): Fazielle und geochem. Untersuchungen am Unteren Muschelkalk des Michelstädter Grabens (Odenwald). - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 200-213; Wiesbaden.
- BAGNOLD, R. A. (1954): Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. – *Proc. R. Soc. Lond. (A)*, **225**: 49-63.
- BEIERSDORF, H. (1969): Druckspannungsindizes in Karbonatgesteinen Süd-Niedersachsens, Ost-Westfalens und Nord-Hessens. - *Geol. Mitt.* **8** (3): 217-326; Aachen.
- BEUTLER, G. (1993): Der Muschelkalk zwischen Rügen und Grabfeld. - *Schöntaler Symp.* - in: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): Muschelkalk. - *Schöntaler Symposium 1993*: 47-56; Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- BISHOP, A. W. (1955): The use of the slipcircle in the stability analysis of slopes.- *Geotechnique* **5**: 7-17.
- BOCK, H.; HARY, A.; MÜLLER, E. & MULLER, A. (1993): Der Muschelkalk an der Ardennen-Eifel-Schwelle. - in: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): Muschelkalk. - *Schöntaler Symposium 1993*, S. 104, Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- BÖRNER, R. (1936): Der Muschelkalk im oberen Kinzigtal. - *Ausbildung, Lithogenese und Beziehungen zu den Nachbargebieten.* - *Jb. preuß.- geol. L.-Anst.*, **56**: 539-589; Berlin.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. - *Developments in Sedimentology*, **1**: 168 S. Elsevier, Amsterdam.
- BRENCHLEY, P. J. & NEWALL, G. (1977): The significance of contorted bedding in the Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. - *J. Sedim. Petrol.*, **47**: 819-833.
- BROTHERS, R. J.; KEMP, A.E.S. & MALTMAN, A.J. (1996): Mechanical development of vein structures due to the passage of earthquake waves through poorly-consolidated sediments. - *Tectonophysics* **260** (1996): 227-244; Elsevier Science B.V.
- BRÜCKNER-RÖHLING, S. & RÖHLING, H.-G. (1998): Palaeotectonics in the Lower and Middle Triassic (Buntsandstein, Muschelkalk) of the North German Basin. - *Hall. Jb. Geow.*, Reihe B, Beih. **5**: 27-28; Halle/S.

- CALVET, F.; TUCKER, M. E. & HENTON, I. M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp system in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and models. – Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol., **9**: 79-108.
- COLLINSON, J. (1994): Sedimentary deformational structures. - in: MALTMAN, A. (ed.) (1994): The Geological Deformation of Sediments. - 95-126; Chapman & Hall, London.
- COWARD, M. P. (1995): Structural and tectonic setting of the Permo-Triassic basins of northwest Europe. - in: BOLDY, S. A. R. (ed.) (1995): Permian and Triassic Rifting in Northwest Europe. - Geol. Soc. Spec. Publ., **91**: 7-40; London.
- DUALEH, A. H. A. (1995): Charakteristik, Entstehung und geologische Bedeutung der Querplattung im Wellenkalk von Rüdersdorf. - in: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (1995): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf. - Berliner geowiss. Abh. (A), **168**: 249-257; Berlin.
- DÜNKEL, H. & VATH, U. (1990): Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Süd-niedersachsen). - Geol. Jb. Hessen, **118**: 87-126; Wiesbaden.
- DUNHAM, R. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. **1**: 108-121.
- DZULYNSKI, S. (1966): Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion. - Ann. soc. Geol. Pol. **36**: 3-21; Kraków.
- EGGERT, P. (1967): Muschelkalk und Unterer Keuper zwischen Hemmersdorf und Berus (südwestliches Saarland). – Dipl.-Arbeit, Mnskr., 112 S., 20 Fotogr., 40 Abb., 4 Beil., FU Berlin.
- EINSELE, G.; CHOUGH, S. K. & SHIKI, T. (1996): Depositional events and their records - an introduction. - Sedimentary Geology **104**: 1-9; Amsterdam.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. (1991): Distinction of Tempestites and Turbidites. - in: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.) (1991): Cycles and events in Stratigraphy. - 377-382; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ENGELS, B. (1951): Hausberg - Sattel oder Beule? - Halle. Jb. mitteldt. Erdgesch. **1**: 153-158; Halle.
- ENGELS, B. (1956): Zur Deutung der Querplattung (Sigmoidalklüftung). - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **25**: 5-25; Hamburg.
- ENGELS, B. (1958a): Querplattung (Sigmoidalklüftung) als tektonisches Merkmal in den deutschen Saxoniden. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 269-271; Hannover.
- ENGELS, B. (1958b): Vorkommen und tektonische Ausdeutung der Wellenstreifung und Querplattung. – Z. dt. geol. Ges. **109**: 357-360; Hannover.
- ERNST, G. & WACHENDORF, H. (1968): Feinstratigraphisch-fazielle Analyse der "Schaumkalk-Serie" des Unteren Muschelkalkes im Elm (Ost-Niedersachsen).-Beih. Ber. Naturh. Ges. 5 (Keller-Festschrift): 165-205; Hannover.
- ERNST, W. (1993): Der Muschelkalk im westlichen Thüringen. - in: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): Muschelkalk. - Schöntaler Symposium 1993: 73-78; Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- FIEGE, K. (1938): Die Epirogenese des Unteren Muschelkalkes in Nordwestdeutschland. - Zentr. Mineral. Geol. Paläont., 1938 B: 143-170; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - Springer-Verlag, Berlin.
- FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (1998): Gravitational resedimentation in the Lower Muschelkalk (Middle Triassic) of the Germanic Basin. - Conference on Sediment Transport and Deposition by Particulate Gravity Currents, Abstract Volume: p. 69, Leeds.
- FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (1999): Genese und Internstrukturen von Slumps und Debris Flows im Unteren Muschelkalk [Origin and internal structures of slumps and debris flows in the Lower Muschelkalk.] - Zbl. Geol. Paläont. **17-9**: 1189-1203; Stuttgart.
- FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (2001): Synsedimentary deformation in the Lower Muschelkalk of the Germanic Basin. - Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. (2001) **31**: 279-297.

- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Bull. Am. Ass. petrol. Geol. **43**: 1-38.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. – in: HAM, W. E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. – Mem. Am. Ass. petrol. Geol. **1**: 62-84.
- FRANZKE, H. J. & JANSSEN, C. (1984): Geologische Interpretation von Druckspannungsmessungen im Tafeldeckgebirge der DDR. - Z. geol. Wiss. **12** (2): 235-254; Berlin.
- FREYBERG, B. v. (1922): Der Aufbau des Unteren Wellenkalkes im Thüringer Becken. – N. Jb. Mineral. Geol. Pal., Beil. Bd. 45: 214-274; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. & REINECK, H. E. (1963): Porosität und Verdichtung rezenter mariner Sedimente. – Sedimentology. **2**: 294-306; Amsterdam.
- GAERTNER, H. (1993): Zur Gliederung des Muschelkalks in Nordwestdeutschland in Tiefbohrungen anhand von Bohrlochmessungen. - In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): Muschelkalk. - Schöntaler Symposium 1993: 57-65; Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (1996): Sequence Stratigraphical Analysis of the Lower Muschelkalk (Middle Triassic, Anisian) in the Germanic Basin: Sedimentological and Palynological Aspects. - in: Sediment '96: Kurzfassungen der Poster und Vorträge, S. 42, Geozentrum, Wien.
- GÖTZ, A. E. (1996): Palynofazielle Untersuchungen zweier Geländeprofile im Unteren Muschelkalk Ost Hessens und Westthüringens. - Geol. Jb. Hessen, **124**: 87-96; Wiesbaden.
- GÖTZ, A. E. (2001): Hochfrequente Sequenzen im Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Anis). - Beitr. Geol. Thür., NF. **7**: 115-123, Jena.
- GRAU, R. (1967): Subaquatische Rutschungen und andere Schichtgefüge im Unteren Muschelkalk (Wellenkalk) am SE-Rand des Thüringer Beckens. - [unveröff. Diplomarbeit, Jena].
- HAGDORN, H. (1985): Immigration of Crinoids into the German Muschelkalk Basin. - in: BAYER, U. & SEILACHER, A. (eds.) (1985): Sedimentary and Evolutionary Cycles. Lecture Notes in Earth Sciences, **1**: 237-254; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- HAGDORN, H. (1991): Muschelkalk. A field guide. - Goldschneck-Verlag Werner K. Weidert, Korb.
- HAGDORN, H. & GŁUCHOWSKI, E. (1993): Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. - in: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): Muschelkalk.-Schöntaler Symposium 1991: 165-177; Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- HAGDORN, H.; HICKETHIER, H.; HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. - Geol. Jb. Hessen, **115**: 131-160; Wiesbaden.
- HALTENHOF, M. (1962): Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratonomie und Geochemie). - Abh. naturwiss. Ver. Würzburg, **3** (1): 1-124; Würzburg.
- HAUTMANN, M. (1997): Geochemische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk bei Jena/Thüringen. - Z. Geol. Wiss. **25** (5/6): 599-616; Berlin.
- HOPPE, W. (1965): Die regionalgeologische Stellung der Thüringer Trias. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. - A - Geol. Paläontol., **11** (1/2): 7-138; Berlin 1966.
- HUTCHISON, J. N. (1970): A coastal mudflow on the London Clay Cliffs at Beltinge, North Kent. - Geotechnique, **20**/4: 412-438; London.
- JANBU, N. (1954): Application of composite slip surfaces for stability analysis. - Proc. Europ. Conf. on stability of earth slopes, Vol. **3**: 43-49; Stockholm.
- JOHNSON, A. M. (1970): Physical Processes in Geology. A method for interpretation of natural phenomena - intrusions on igneous rocks, fractures and folds, flow of debris and ice. - Freeman, Cooper & Company, San Francisco.

- JONES, M. (1994): Mechanical principles of sediment deformation. - in: MALTMAN, A. (ed.) (1994): *The Geological Deformation of Sediments*: 37-71; Chapman & Hall, London.
- JUBITZ, K.-B.; SCHWAB, G. & TESCHKE, H.-J. (1981): Geologische Entwicklung am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel - ein Überblick. - *Z. Geol. Wiss.* **9** (1981): 10: 1113-1137; Berlin.
- KEDZIERSKI, J. (2000): Sequenzstratigraphie des Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens. – Dissertation. <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/00/00H168/>
- KEMP, A.E.S. (1990): Fluid flow in „vein structures“ in Peru Forearc Basins: Evidence from back-scattered electron microscope studies. - in: SUESS, E. & v. HUENE, R. et al. (eds.) (1990): *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, **112**: 33-41.
- KLOTZ, W. (1990): Zyklische Gliederung des Unteren Muschelkalks ("Wellenkalk") auf der Basis von Sedimentations-Diskontinuitäten. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1989 **9/10**: 1859-1367; Stuttgart.
- KNAUST, D. (1998): Trace fossils and ichnofabrics on the Lower Muschelkalk carbonate ramp (Triassic) of Germany: tool for high-resolution sequence stratigraphy. - *Geol. Rdsch.* **87**: 21-31; Springer-Verlag.
- KNAUST, D. (2000): Signatures of tectonically controlled sedimentation in Lower Muschelkalk carbonates (Middle Triassic) of the Germanic Basin. – in: BACHMANN, G. H.; LERCHE, I. (Hrsg.): *Epicontinental Triassic (Vol. 2)* - *Zbl. Geol. Palaeont.*, Teil 1, 1998 (9/10): 893 – 925.
- KOLB, U. (1976): Lithofazielle und geologische Untersuchungen der Wellenkalkfolge des Subherzynen Beckens. - *Freiberger Forschungsh.*, **C 316**: 41-70; Leipzig.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. - *Freiberger Forschungsh.*, **C 280** (1): 1-56; (2): 1-71; (3): 9 Anl.; Leipzig.
- KRAMM, E. (1986): Feinstratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Ost Hessens. - *Beitr. Naturkde. Osthessen*, **22**: 3-21; Fulda.
- KRAMM, E. (1997): Stratigraphie des Unteren Muschelkalks im Germanischen Becken. - *Geologica et Paleontologica*, **31**: 215-234; Marburg.
- KRAMM, E. (2001): Ein Profil durch den Unteren Muschelkalk von Burgwenden (Nordthüringen). – *Beitr. Geol. Thüringen, N. F.* **7**: 125-136; Jena 2000.
- KRUCK, W. (1974): Querplattung im Muschelkalk Nordwestdeutschlands. - *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **43**: 127-172; Hamburg.
- KRUIT, C., BROUWER, J.; KNOX, G.; SCHOLLNBERGER, W. & VAN VLIET, A. (1975): Une excursion aux cones d'alluvions – un eau profonde d'age Tertiaire près de San Sebastian (province de Guipuzcoa, Espagne). – *Excursion Guidebook, part 23*, 9th International Sedimentological Congress (IAS), Nice.
- KURZE, M. (1981) Zum Problem der Entstehung von Wellenstreifen und Querplattung im Muschelkalk. - *Z. geol. Wiss.*, **9** (1981), 5: 489-499; Berlin.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1995): Muschelkalk.- in: SEIDEL, G. (Hrsg.) (1995): *Geologie von Thüringen*: 317-332; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- LAVOIE, D. (1988): Geotechnical properties of sediments in a carbonate-slope environment: Ocean Drilling Program Site 630, Northern Little Bahama Bank. -in: AUSTIN, J. A., Jr., SCHLAGER, W. et al. (1988): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. **101**: 315-326.
- LEEDER, M. R. (1982): *Sedimentology - Process and Product*. - George Allen & Unwin (Publishers) Ltd, London.
- LEEDER, M. (1987): Sediment deformation structures and the palaeotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. - in: JONES, M. E. & PRESTON, M. F. (1987) (eds.): *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.* **29**: 137-146.

- LINDSLEY-GRIFFIN, N.; KEMP, A. & SWARTZ, J. F. (1990): Vein structures of the Peru Margin, Leg 112. - in: SUSS, E. et al. (1990): Proceedings of the ODP; Scientific Results. **112**: 3-16.
- LOTZE, F. (1932): Zur Erklärung der Querplattung (Sigmoidalklüftung) im Wellenkalk. - Cbl. Min. Geol. Pal., B: 300-307; Stuttgart.
- LOWE, D. R. (1976): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology* **23**: 285-308.
- LOWE, D. R. (1979): Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. - DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. (1979): *Geology of Continental Slopes*. - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **27**: 75-82.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. - *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
- LOWE, D. R. & LOPICOLLO, R. D. (1974): The characteristics and origins of dish and pillar structures. - *J. Sed. Petrol.*, **44**: 484-501.
- LUKAS, V. (1991): Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen - ein Abbild kurzzeitiger Faziesveränderungen im westlichen Germanischen Becken - *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 119-175, Wiesbaden.
- LUKAS, V. (1993): Sedimentologie und Paläogeographie der Terebratelbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Hessens. - In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): *Muschelkalk. - Schöntaler Symposium 1993*: 79-85; Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- LUKAS, V.; WENZEL, B. & RÖSING, F. (1988): Sedimentologisches Modell einer Rinne im Unteren Muschelkalk (Trias) Nordhessens. - *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 253-259; Wiesbaden.
- MÄGDEFRAU, K. (1957): *Geologischer Führer durch die Trias um Jena*. - 2. Aufl., 52 S., 8 Abb., 3 Taf., Fischer-Verlag, Jena.
- MALTMAN, A. (1994a): Introduction and overview. - in: MALTMAN, A. (ed.)(1994): *The Geological Deformation of Sediments*. 1-36; Chapman & Hall, London.
- MALTMAN, A. (1994b): Deformation structures preserved in rocks. - in: MALTMAN, A. (ed.)(1994): *The Geological Deformation of Sediments*. - 261-308; Chapman & Hall, London.
- MARTINSEN, O. (1994): Mass movements. - in: MALTMAN, A. (ed.) (1994): *The Geological Deformation of Sediments*. - 127-164; Chapman & Hall, London.
- MARTINSEN, O. J. & BAKKEN, B. (1990): Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland. - *J. Geol. Soc.*, **147**: 153-164.
- MCGALPIN, J. P. (ed.)(1996): *Paleoseismology*. - Academic Press, San Diego.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods. An integrated time analysis. - in: SCHOLLE, P.; PERYT, T. M. & ULMER-SCHOLLE, D. S. (eds.): *Permian of the Northern Continents*, **1**: 77-97; Springer-Verlag, Berlin.
- MERZ, G. (1987): Zur Petrographie, Stratigraphie, Paläogeographie und Hydrogeologie des Muschelkalks (Trias) im Thüringer Becken. - *Z. geol. Wiss.*, **15** (4): 457-473; Berlin.
- MIDDLETON, G. V. (1970): Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. - in: LAVOIE, J. (ed.) *Flysch Sedimentology in N. America*. - *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.*, **7**: 253-272.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. - in: *AGI-SEPM short course lecture notes. Turbidites and deep water sedimentation*: 1-38.
- MILLS, P. C. (1983): Genesis and Diagnostic Value of Soft-Sediment Deformation Structures - A Review. - *Sedimentary Geology*, **35**: 83-104; Elsevier Sci. Publ. B.V. Amsterdam.
- MORGENROTH, V. (1972): Der Muschelkalk Südthüringens. - *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, Geol. Paläontol.*, **17** (6): 921-932; Berlin.
- MOSTLER, H. (1993): Das Germanische Muschelkalkbecken und seine Beziehungen zum tethyalen Muschelkalkmeer. - in: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Muschelkalk*.

- Schöntaler Symposium 1991. (Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg 2): 11-14; Stuttgart, Korb (Goldschneck) 1993
- NARDIN, T. R.; HEIN, F. J.; GORSLINE, D. S. & EDWARDS, B. D. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. - in: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. (1979): *Geology of continental slopes*. – SEPM Special publication **27**: 61-74; Tulsa.
- NELSON, R. B. & LINDSLEY-GRIFFIN, N. (1987): Biopressed carbonate turbidite sediments: a mechanism for submarine slumping. – *Geology*, **15**: 817-820.
- NEMEC, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. - in: COLELLA, A. & PRIOR, D. B. (eds.) (1990): *Coarse grained deltas*. - Spec. Publ. Int. Ass. Sed. **10**: 29-73.
- NEMEC, W. & STEEL, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. - in: KOSTER, E. H. & STEEL, R. J. (eds.) (1984): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. - Mem. Can. Soc. petrol. Geol. **10**: 1-31; Calgary.
- NEUWEILER, F.; PECKMANN, J. & ZIEMS, A. (1999): Sinusoidally deformed veins ("Sigmoidalklüftung") in the Lower Muschelkalk (Triassic, Anisian) of Central Germany: sheet injection structures deformed within the shallow subsurface. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **214** (1/2): 129-148; Stuttgart.
- NÖLDECKE, W. & SCHWAB, G. (1977): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. - *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, **23** (8): 369-379, Berlin.
- NORMENAUSCHUSS BAUWESEN (NABau) im DIN Deutsches Institut für Normung e.V. (1981): DIN 4084: Baugrund. Gelände- und Böschungsbruchberechnungen. – Beuth Verlag GmbH
- PALMER, A. A.; AUSTIN, J.A. & SCHLAGER, W. (1986): Leg 101 - Introduction and explanatory notes. – *Proceedings of the ODP, Initial Reports, Vol. 101*, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- PARRISH, J. T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. – in: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.) (1999): *Trias – Eine ganz andere Welt. Europa im frühen Erdmittelalter*: 37-42; Verl. Dr. Friedrich Pfeil, München.
- PETIT, J.-P. & LAVILLE, E. (1987): Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. - in: JONES, M. E. & PRESTON, M. F. (eds.) (1987) (eds.): *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.* **29**: 107-121.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary Rocks*. 3rd. ed. - Harper International Edition. - Harper & Row, Publishers, New York, Evanston, San Francisco, London.
- PIA, J. V. (1930): *Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias*. – 252 S., Leipzig, Wien.
- PICKERING, K. T.; STOW, D. A. V.; WATSON, M. & HISCOTT, R. N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. – *Earth Science Reviews*, **23**: 75-174.
- PIERSON, T. C. & COSTA, J. E. (1987): A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. – in: COSTA, J. E. & WIECZOREK, G. F. (eds.) (1987): *Debris Flows / Avalanches; Process, Recognition, and Mitigation*. - Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, **VIII**: 1-12.
- PILKEY, O. H.; MORTON, R. W. & LUTENAUER, J. (1967): The carbonate fraction of beach and dune sands. -*Sedimentology* **8**: 311-327.
- PIPER, D. J. W. (1978): Turbidite muds on deep-sea fans and abyssal plains. – in: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds.)(1978): *Sedimentation on Submarine Canyons, Fans and Trenches*: 163-175; Dowden, Hutchison and Ross, Stroudsburg, PA.
- PRINZ, H. (1997): *Abriß der Ingenieurgeologie*. - Enke-Verlag, Stuttgart.
- PRIOR, D. B. & COLEMAN, J. M. (1978): Disintegrating retrogressing landslides on very low-angle subaqueous slopes, Mississippi-Delta. – *Marine Geotechnology*, **3**: 37-60.

- PUFF, P. (1997): Der Untere Muschelkalk auf Blatt Steinach / Thüringen. - Veröff. Naturhist. Museum Schleusingen, **12**: 33-42; Schleusingen.
- RAMEIL, N.; GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (2000): High-resolution Sequence Interpretation of Epeiric Shelf Carbonates by Means of Palynofacies Analysis: an Example from the Germanic Triassic (Lower Muschelkalk, Anisian) of East Thuringia, Germany. - *Facies*, **43**: 123-144; Erlangen.
- REIS, O. M. (1910): Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen unteren und mittleren Trias. - *Geognost. Jh.* **22** (1909): 1-285; München.
- RICHTER, R. (1962): Über synsedimentäre Deformationserscheinungen im Muschelsandstein des deutsch-luxemburgischen Grenzgebietes. - *Geol. Mitt.* **2** (2): 161-176; Aachen.
- RICKEN, W. (1986): Diagenetic Bedding.-Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag; Berlin, Heidelberg.
- RICKEN, W., & EDER, W. (1991): Diagenetic Modification of Calcareous Beds - an Overview. - in: Einsele, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.) (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy*: 430-449; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- RIEDEL, A. (1916): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalkes. - *Jb. kgl. preuß. geol. Landesanst. Bergak.*, **37** (1): 1-116; Berlin.
- ROBINSON, P. L. (1973): Palaeoclimatology and continental drift. - in: TARLING, T. H. & RUNCORN, P. K. (eds.) (1973): *Implication of continental drift to the earth sciences*: 451-485; London, New York.
- RÜFFER, T. (1996): Seismite im Unteren Muschelkalk westlich von Halle (Saale). - *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, **B 18**: 119-130; Halle (Saale).
- RÜGNER, O. (2000): Tonmineral-Neubildung und Paläosalinität im Unteren Muschelkalk des südlichen Germanischen Beckens. - Dissertation. <http://archiv.ub.uni-heidelberg.de/volltextserver/volltexte/2000/681/pdf/Oruegner.pdf>
- RUPKE, N. A. (1978): Deep clastic seas. - in: READING, H. (ed.) (1978): *Sedimentary environments and facies*. 372-415; Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- SCHAD, A. (1933): Zur Entstehung der „Wellenstreifen“ im Wellengebirge. - *Cbl. Geol. Min. Pal. B*: 1-8; Stuttgart.
- SCHMITT, P. (1935): Zur Petrogeneses des fränkischen Wellenkalkes. - *Chemie der Erde*, **9**: 321-364; Jena.
- SCHÜLLER, M. (1967): Petrographie und Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks in Südniedersachsen und Nordhessen. - *Sedimentary Geology*, **1**, (4): 353-401; Amsterdam.
- SCHULZ, M.-G. (1972): Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalks in N-Hessen. - *Mitt. geol. - paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **41**: 133-170; Hamburg.
- SCHWAB, G.; TESCHKE, H.-J.; WENDLAND, F. & JUBITZ, K.-B. (1974): Methodische Beiträge zur paläotektonischen Analyse im Tafeldeckgebirge der Norddeutsch-Polnischen Senke. - *Z. geol. Wiss.* **2** (1974): 10: 1129-1141; Berlin.
- SCHWAB, G.; BENEK, R.; JUBITZ, K.-B. & TESCHKE, H.-J. (1982): Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke. - *Z. geol. Wiss.* **10** (1982), 3: 397-413; Berlin.
- SCHWAB, G. (1983): The transition between molasse stage and platform cover in the Variscan Central Europe. - in: SCHWAB, G. & LUDWIG, A. O. (Comp.): *Veröff. des Zentralinstitutes für Physik der Erde*, **77**: Contributions on geological development of molasses in some regions of Europe and U.S.S.R. and on block tectonics of Elbe-Lineament. 59-76; Potsdam.
- SCHWARZ, H.-U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. - Diss. Tübingen [unveröff.]
- SCHWARZ, H.-U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany). - *Contributions to Sedimentology*, **3**, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller); Stuttgart.

- SCHWARZ, H.-U. (1977): Sedimentationszyklen und stratigraphisch-fazielle Probleme der Randfazies des Unteren Muschelkalkes (Kernbohrung Mersch/Luxemburg). - *Geol. Rdsch.* **66/1**: 34-61; Stuttgart.
- SCHWARZ, H.-U. (1982): Subaqueous Slope Failures - Experiments and Modern Occurrences.- *Contributions to Sedimentology*, **11**, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller); Stuttgart.
- SEIDEL, G. (1974): Muschelkalk. - in: HOPPE, W. & SEIDEL, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen*: 609-632; VEB Hermann Haack, Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha/Leipzig.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. - *Geologie*, Jg. 14, Beih. **50**, 1-115; Berlin.
- SEIFERT, H. (1928): Vergleichende stratigraphische Untersuchungen über den Unteren Muschelkalk Mittelthüringens. - *Jb. preuß. geol. L.-Anst.* **49**: 859-917; Berlin
- SEILACHER, A. (1984): Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. - *Marine Geology*, **55**: 1-12.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1997): Site 1003. - in: EBERLI, G. P.; SWART, P.K. ; MALONE, M.J. et al. (1997): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, Vol. 166: 71-117.
- SIMON, T. (1975): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Raum Krautheim - Dörzbach (Hohenlohe). - Diplomarbeit, Stuttgart 1975.
- SIMON, T. (1977): Zur Kenntnis des Unteren Muschelkalkes im Raum Krautheim - Dörzbach (Hohenlohe). - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **59**: 113-145; Stuttgart.
- SIMON, T. (1999): *Geol. Karte von Baden-Württemberg*, 1:25.000, Erl., Bl. 6324 Tauberbischofsheim Ost. – mit Beiträgen von ALBERT, K., BOCK, H., LEIBER, J. R. & WEINZIERL, W., 120 S., 20 Abb., 5 Taf., 8 Beil., Freiburg i. Br.
- SPENCE, G. H. & TUCKER, M. E. (1997): Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. - *Sedimentary Geology*, **112**: 163-193; Elsevier Science B.V.
- STOW, D. A. V. (1979): Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep-water margin. - *Sedimentology*, **26**: 371-387.
- STOW, D. A. V. (1986): Deep clastic seas. - in: READING, H. G. (ed.) (1996): *Sedimentary Environments and Facies*: 399-444; Blackwell Science, Oxford.
- STOW, D. A. V.; READING, H. G. & COLLINSON, J. D. (1996): Deep Seas. - in: READING, H. G. (ed.) (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. - 3rd ed.: 395-453; Blackwell Science, Oxford.
- STOW, D. A. V. & SHANMUGAM, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. - *Sedimentary Geology*, **25**: 23-42.
- STRAUSS, K. (1938): Zur Petrogenese des süddeutschen Wellenkalks. - *Jb. Preuß. Geol. L.-Anst.*, **58**: 485-546; Berlin.
- SZULC, J. (1990): Diagenesis – IAS Intern Workshop – Field Seminar. The Muschelkalk – Sedimentary Environments, Facies and Diagenesis. – Excursion Guidebook and Abstracts: 26-28; Cracow-Opole.
- SZULC, J. (1993): Early alpine tectonics and lithofacies succession in the silesian part of the Muschelkalk Basin. A Synopsis. - in: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): *Muschelkalk.-Schöntaler Symposium 1993*: 19-28; Goldschneck-Verlag, Stuttgart.
- SZULC, J. (1998): Connections between Tethys and Germanic Basins in Triassic Times. – *Hall. Jb. Geow., Reihe B, Beih.* **5**: 169-170; Martin-Luther-Universität Halle.
- SZULC, J. (1999): Anisian-Carnian evolution of the Germanic basin and its eustatic, tectonic and climatic controls. – *Zbl. Geol. Pal., Teil I* (1998), Heft 7-8: 813-852; Stuttgart.
- TERRY, R. D. & CHILINGAR, G. U. (1955): Summary of „Concerning some additional aids in studying sedimentary formations“ by SHVETSOV, M. S. – *J. Sed. Petrol.* **25**: 229-234.
- TERZAGHI, K. (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. - *Geotechnique*, **12**: 251-270.

- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl - Z. **77**(9): 361-367; 7 Abb., Wien, Hamburg.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, M. E.(1992): Carbonate Sedimentology. - Blackwell Sci. Publ., London.
- UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993): Multilingual Landslide Glossary. - The International Geotechnical Societies, BiTech Publ. Ltd., Richmond, Canada.
- VOIGT, T., & LINNEMANN, U. (1996): Resedimentation im Unteren Muschelkalk - das Profil am Jenzig bei Jena.-Beiträge zur Geologie von Thüringen, N.F., **3** (1996): 153-167; Jena.
- VOIGT, T.; FÖHLISCH, K. & LÜTZNER, H. (1998): Sedimentationsereignisse im Unteren Muschelkalk Thüringens. unveröff. Zwischenbericht zum DFG-Projekt Lu 544/8-1
- VOIGT, T.; FÖHLISCH, K. & LÜTZNER, H. (2000): Faziesvariationen im Unteren Muschelkalk der Thüringer Senke. - Beitr. Geol. von Thüringen, N.F., **7** (2000): Trias in Thüringen: 93-115; Jena.
- VOLLRATH, P. (1924): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des fränkischen Wellengebirges. - N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. **50**: 120-288; Stuttgart.
- VOßMERBÄUMER, H. (1973): Die „Lösungsrippeln“ (SCHMITT 1935) im Wellenkalk Frankens. - N. Jb. Geol. Pal., Abh., **142** (3): 351-375; Stuttgart.
- WAGNER, R. (1897): Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. - Abh. kgl.-preuß. geol. L.-Anst., N. F., **27**, Berlin.
- WEBER, W. (1966): Strömungserscheinungen und Schichtgefüge im Muschelkalk des westlichen Thüringer Beckens. - [unveröff. Diplomarbeit, Jena].
- WENDLAND, F. (1980): Zur Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks in der thüringischen Vorderrhön (Bezirk Suhl, DDR). - Z. geol. Wiss., **8**: 1057-1078; Berlin.
- WOODCOCK, N.H. (1979): The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators. - Sedimentology, **26**: 83-99.
- ZIEGENHARDT, W. (1966): Frühdiagenetische Deformationen im Schaumkalk (Unterer Muschelkalk) des Meßtischblattes Plaue (Thüringen). - Geologie, Jg. **15**, H. 2: 159-165; Berlin 1966.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. - Shell Internat. Petr. Mij., B.V., Amsterdam.
- ZWENGER, W. (1988): Mikrofazies- und Milieuanalyse des Unteren Muschelkalkes von Rüdersdorf. - Freiburger Forschungshefte, **C 427** (VIII): 113-129; Leipzig.
- ZWENGER, W. H. (1995): Sedimentologie des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf. - in: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.)(1995): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf.- Berliner geowiss. Abh., (A), **168**: 175-176; Berlin.

ANLAGENVERZEICHNIS

Tafeln

Anlage 1: Tafel I

Anlage 2: Tafel II

Anlage 3: Tafel III

Anlage 4: Tafel IV

Tabellarische Darstellung der EDX-Analysen

EDX-Analysen der Verteilung von Kalzium sowie der Summe der den Tongehalt repräsentierenden Elemente K, Al, Si [Masse-%] in Debrüt-Intraklasten, parautochthonen Sedimenteinheiten sowie flaserigen und knaurigen Wellenkalken.

Anlage 5: Tabelle 1:

Probe 2-077, Steudnitz, Debrüt-Intraklasten

Anlage 6: Tabelle 2

Probe 2-128, Steudnitz, parautochthoner Wellenkalk, Ablösungsbereich um eine Karbonatflaser

Probe 2-180, Steudnitz, frische Probe, knauriger Wellenkalk

Anlage 7: Tabelle 3

Probe Gu3, Gutendorf, flaseriger Wellenkalk

Profildarstellungen

Anlage 8: Lageskizze und Legende der in den Anlagen 9-36 dargestellten Verwitterungsprofile

Anlage 9: Verwitterungsprofil Bad Berka

Anlage 10: Verwitterungsprofil Böttelborn

Anlage 11: Verwitterungsprofil Burgwenden

Anlage 12: Verwitterungsprofil Eckartsberga

Anlage 13: Verwitterungsprofil Ermsleben

Anlage 14: Verwitterungsprofil Gambach (bei Karlstadt)

Anlage 15: Verwitterungsprofil Großenlütder

Anlage 16: Verwitterungsprofil Hitzelrode nördlich Treffurt

Anlage 17: Verwitterungsprofil Hoerselberge

Anlage 18: Verwitterungsprofil Hörschel

Anlage 19: Verwitterungsprofil Jonastal/Arnstadt

Anlage 20: Verwitterungsprofil Jungfernsprung/rnstadt

Anlage 21: Verwitterungsprofil Karlstadt

Anlage 22: Verwitterungsprofil Laasan nördlich Jena

Anlage 23: Verwitterungsprofil Löberschütz nördlich Jena

Anlage 24: Verwitterungsprofil Lutherkanzel / Jena (unterer Profilabschnitt)

Anlage 25: Verwitterungsprofil Lutherkanzel / Jena (oberer Profilabschnitt)

Anlage 26: Verwitterungsprofil Mittelrode / Fulda

Anlage 27: Verwitterungsprofil Rautal / Jena

Anlage 28: Verwitterungsprofil Retzbach / Karlstadt

Anlage 29: Verwitterungsprofil Kloster Rohr

Anlage 30: Verwitterungsprofil Rohr westlich Meiningen

Anlage 31: Verwitterungsprofil Steudnitz

Anlage 32: Verwitterungsprofil Straußberg

Anlage 33: Verwitterungsprofil Hörselberge, Tannhäuserhöhle

Anlage 34: Verwitterungsprofil Treffurt

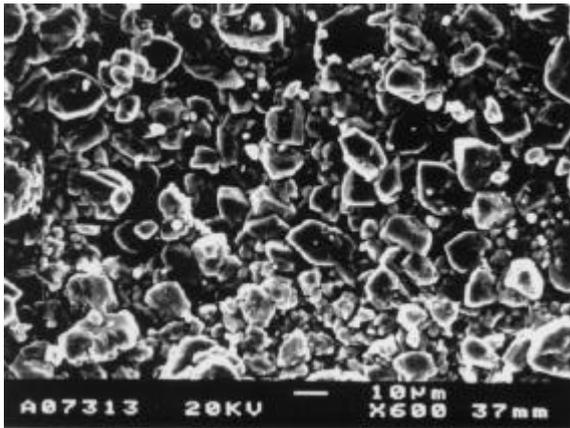
Anlage 35: Verwitterungsprofil Wutha

Anlage 36: Verwitterungsprofil Zscheiplitz bei Freyburg

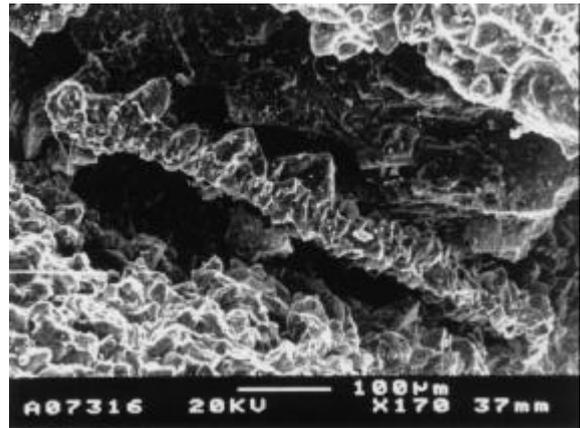
Anlage 1: Tafel I

Tafel I

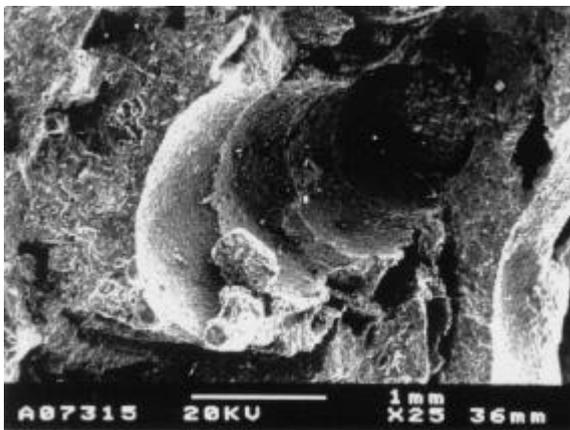
- I/1: Aufbau der Mikrosparite des Unteren Muschelkalk. Die gleichkörnigen, isometrischen Kalzitkristalle weisen Größen von bis zu 10 µm auf. Die isometrischen Kristallformen werden auf Rekristallisation während der Diagenese zurückgeführt. Ermsleben, Unterer Wellenkalk, (Probe Erm I 6, REM-Aufnahme).
- I/2: Arenit aus dem Unteren Wellenkalk. Die Muschelschale wurde rekristallisiert. Diebeskrippe, Kernberge Jena (Probe DiebUnt7, REM-Aufnahme).
- I/3: Matrixgestützter Arenit aus dem Unteren Wellenkalk (Anteil der Matrix: ca. 70%, Schillgehalt: ca. 30%). Hohlform einer gelösten Gastropodenschale. Diebeskrippe, Kernberge Jena (Probe DiebUnt7a, REM-Aufnahme).
- I/4: Matrixgestützter Arenit aus dem Unteren Wellenkalk (Anteil der Matrix: ca. 70%, Schillgehalt: ca. 30%). Partiiell gelöste Karbonatkristalle. Diebeskrippe, Kernberge Jena (Probe DiebUnt7d, REM-Aufnahme).
- I/5: Idiomorpher Dolomit (dunkler Rhomboeder in der rechten Bildmitte) verdrängt umgebenden Coelestin (helle Färbung), Arnstadt, Unterer Wellenkalk (Probe 5431d, REM-Aufnahme).
- I/6: Mikritischer Intraklast innerhalb einer der mikritischen Matrix einer Debris Flow Ablagerung. Unterer Wellenkalk, Kernberge Jena (Probe KeReC1, REM-Aufnahme).



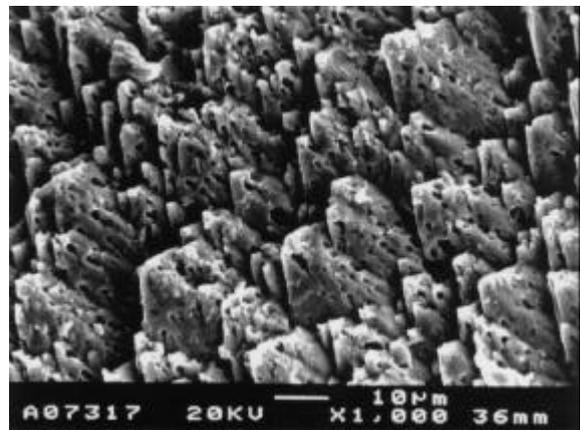
V1



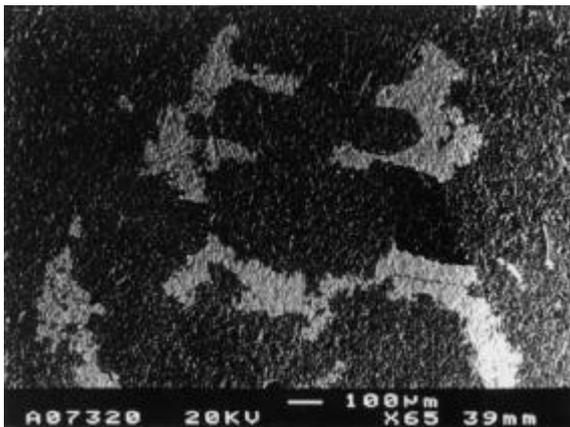
V2



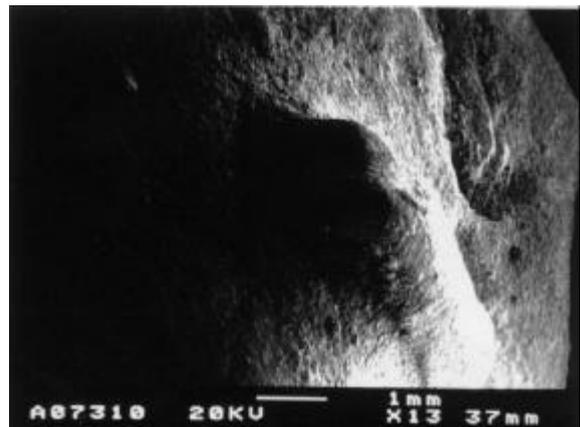
V3



V4



V5

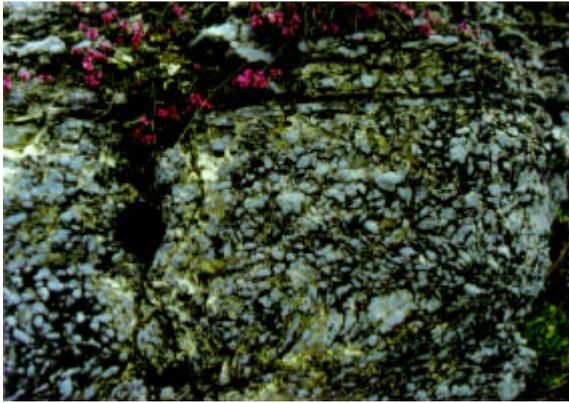


V6

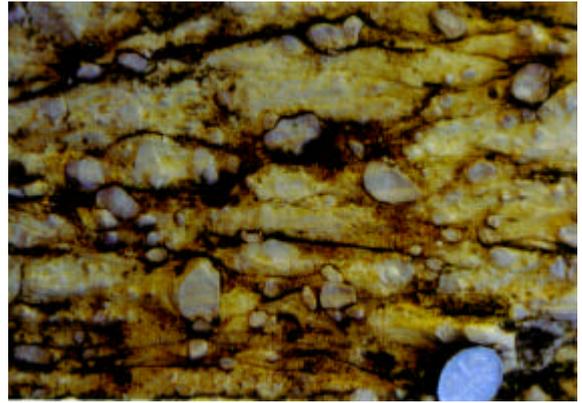
Anlage 2: Tafel II

Tafel II

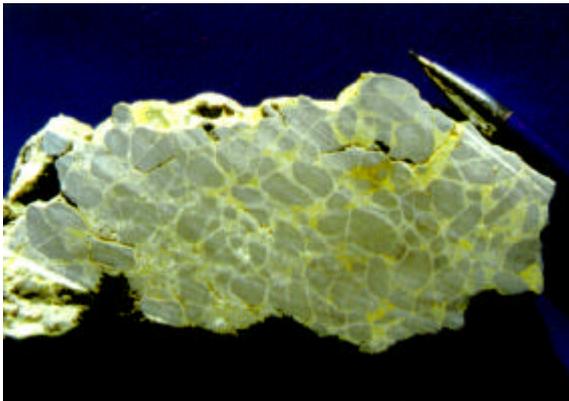
- II/1: Klastgestützter basaler Bereich eines Debris Flows mit Anzeichen plastischer Deformation. Terebratelbänke, Wutha bei Eisenach
- II/2: Matrixgestützter Debricit mit mikritischen Intraklasten. 10 m unterhalb der Oolithbänke, Kernberge bei Jena.
- II/3: Anschliff eines klastgestützten Debricit-Bereiches. Liegendes der Oolithbänke, Johannisberg bei Jena.
- II/4: Anschliff eines vorwiegend matrixgestützten Debricit-Bereiches. Mittlerer Wellenkalk, Kunitzburg bei Jena.
- II/5: Intraklastführende Arenitblöcke von bis zu 2,5 m Länge innerhalb einer Slump-Ablagerung im Liegenden der Oolithbänke. Die erhaltene Stratifizierung zeigt das Einsetzen der Lithifizierung der Arenite an, bevor die Umlagerung erfolgte. Querfurt.
- II/6: Intraklastführende Arenitanreicherung innerhalb eines Debricits 10 m unterhalb der Oolithbänke. Der schalige Aufbau und das Fehlen einer Internstruktur deuten im Gegensatz zu II/5 auf eine Entstehung infolge Einsinkens von noch nicht verfestigtem, partikulärem Material höherer Dichte in das Liegende hin. Kernberge bei Jena.
- II/7: Schill-Intraklast in einer Debris Flow Ablagerung. Die erhaltene Stratifizierung zeigt die Verfestigung des Arenites an, bevor er in den Debris Flow integriert wurde. Terebratelbänke, Wutha bei Eisenach.
- II/8: Klastgestützter Bereich innerhalb eines matrixgestützten Debricits. Die Auslenkungen in den randlichen Bereichen der klastgestützten Einheit zeigen deren Zusammenhalt während der infolge der Umlagerung hervorgerufenen Rotationsbewegung des Bereiches an. 6 m im Hangenden der Oolithbänke, Gutendorf bei Weimar.



II/1



II/2



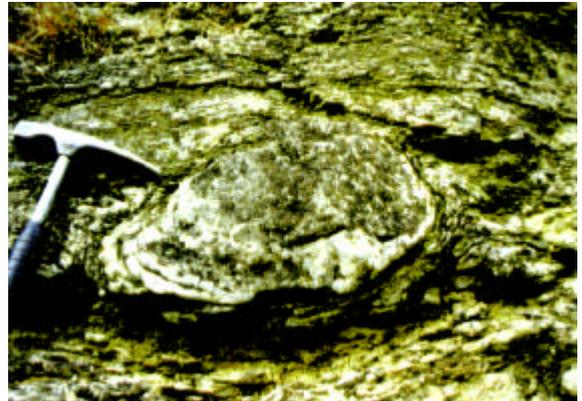
II/3



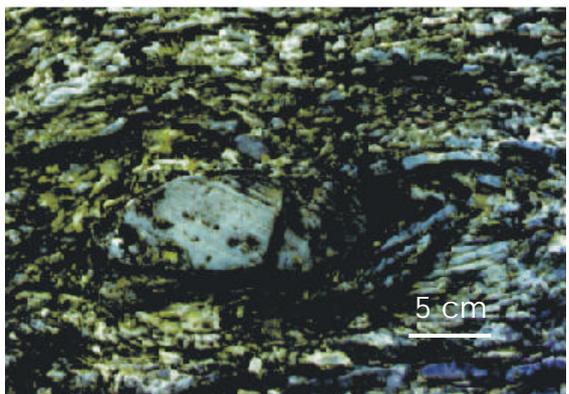
II/4



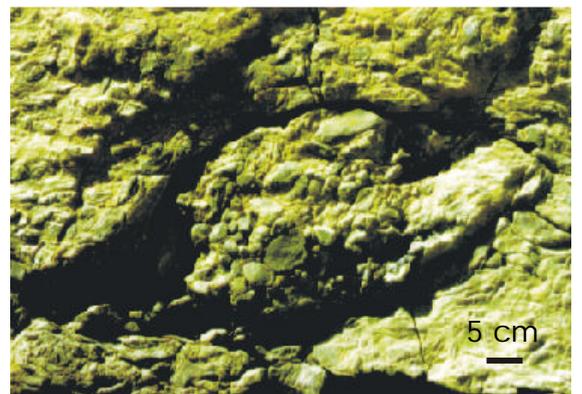
II/5



II/6



II/7

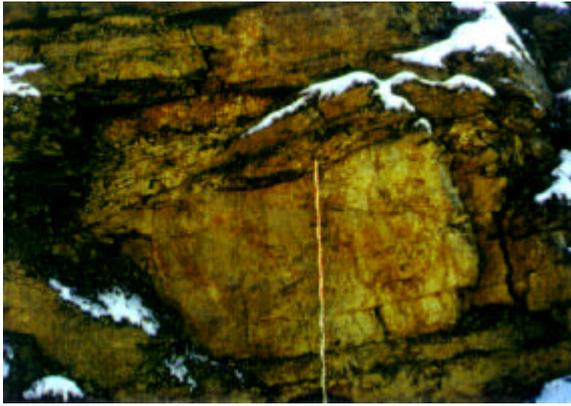


II/8

Anlage 3: Tafel III

Tafel III

- III/1: Debrüt mit ausgeprägter basaler sowie deutlichen internen Scherflächen. Liegendes der Oolithbänke, Steudnitz, N Jena.
- III/2: Stratifizierte Arenit-Intraklasten von bis zu 2,5 m Länge in eines Debrütes. Schaumkalkbänke, Jonastal bei Arnstadt.
- III/3: Überschiebungsstrukturen infolge Kompression im unteren bzw. zentralen Bereich einer Slump-Ablagerung. 10 m im unterhalb der Oolithbänke, Jenzig bei Jena.
- III/4: Kompressionsstrukturen im unteren Bereich einer Slump-Ablagerung. Bereich der Oolithbänke, Harras.
- III/5: Slump-Ablagerung, 2 m im Liegenden der Oolithbänke. Zscheiplitz bei Freyburg.
- III/6: Slump-Ablagerung innerhalb einer engständigen Wechsellagerung von frühdiagenetisch verfestigtem Material (Festgründe) mit nicht-oder gering lithifizierten Karbonaten. Infolge der geringen Mächtigkeit der Schichten entstanden stark verfaltete Sedimenteinheiten. Liegendes der Terebratelbänke, Remderoda bei Jena.
- III/7: Geringmächtiger zerbrochener Hartgrund innerhalb einer Slump-Ablagerung. Durch die Einengung während der Bewegung wurden die Teile des Hartgrundes übereinander geschoben. Liegendes der Oolithbänke, Burgwenden.
- III/8: Slump-Strukturen in einer Wechsellagerung von geringmächtigen Hartgründen mit homogenen, primär gering verfestigten Karbonaten. Die Faltung trat verstärkt an der Basis des Slumps auf; die Hartgründe höherer Mächtigkeit am Top der Slump-Ablagerung wurden nicht verfaltet. Im Hangenden der Slump-Ablagerung befindet sich eine ca. 10 cm mächtige Sigmoidalklüftungslage. Terebratelbänke, Wutha.



III/1



III/2



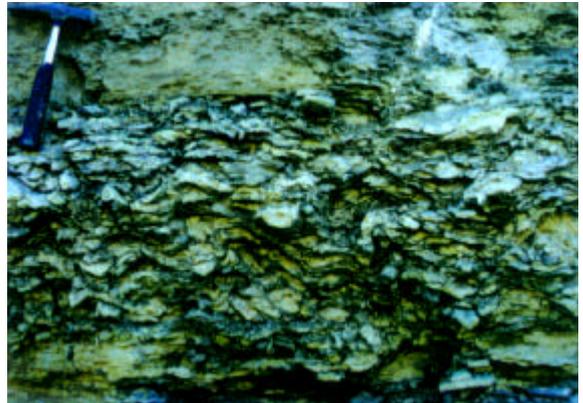
III/3



III/4



III/5



III/6



III/7



III/8

Anlage 4: Tafel IV

Tafel IV

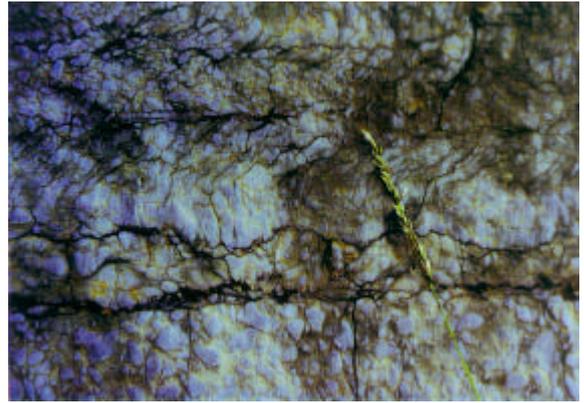
- IV/1: Weitständige Sigmoidalklüftung im Bereich der Oolithbänke. Wutha bei Eisenach.
- IV/2: Engständige Sigmoidalklüftung innerhalb einer Debris Flow Ablagerung, 15 m oberhalb der Oolithbänke. Nach den Untersuchungen von Brothers et al. (1996) ist der Abstand zwischen den einzelnen vertikalen Klüften abhängig von der Dauer der auf das Sediment einwirkenden seismischen Erschütterung. Wutha bei Eisenach.
- IV/3: Arenitische Klasten überdurchschnittlicher Größe, die infolge ihrer höheren Dichte in das Liegende einsanken und während der Bewegung der Schicht teilweise übereinander überschoben worden. Liegendes der Oolithbänke, Löberschütz bei Jena.
- IV/4: Bis zu 1,5 m lange Ball- und Pillow Strukturen, 10 m unterhalb der Oolithbänke. Die Ball- and Pillow-Strukturen setzen sich aus intraklastführenden Areniten zusammen. Eine Internstruktur ist nicht erkennbar. Jenzig bei Jena.
- IV/5: Knaurig ausgebildeter Wellenkalk-Lithotyp. Die Entstehung der Karbonatanreicherungen wird auf frühdiagenetische Karbonatverteilung zurückgeführt. Die Kalkanreicherungen gehen nach außen sukzessive in Mergelkalke über. Liegendes der Terebratelbänke, Remderoda bei Jena.
- IV/6: δ -Strukturen als Kennzeichen für parautochthone Sedimenteinheiten. Infolge der Bewegung der Debrite werden die äußeren Bereiche der frühdiagenetischen Karbonatanreicherungen bei deren Rotation erst ausgelenkt und nachfolgend abgeschert. Ca. 15 m oberhalb der Oolithbänke, Steudnitz. Dünnschliff Probe 2-128.

IV/7 und IV/8:

Nach der Ablösung der äußeren Bereiche der Karbonatanreicherungen (IV/6) bleiben die frühdiagenetisch verfestigten Zentralbereiche der Karbonatfasern und -knauern erhalten und bilden die scharf begrenzten mikritischen Intraklasten innerhalb der tonreicheren Matrix der Debris Flow -Ablagerungen. Sowohl die Größe der Intraklasten als auch deren Form ist vergleichbar mit der autochthonen Wellenkalkfasern und -knauern. Die Styloolithen auf Abb. IV/8 entstanden durch den Kompressionsdruck zwischen aneinandergrenzenden Intraklasten während der Versenkung. Probe 2-077, Liegendes der Oolithbänke, Steudnitz bei Jena.



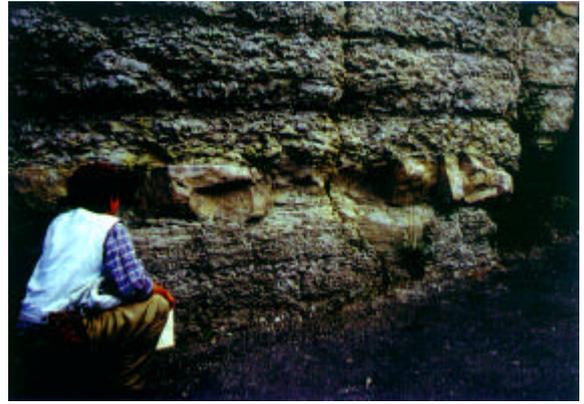
IV/1



IV/2



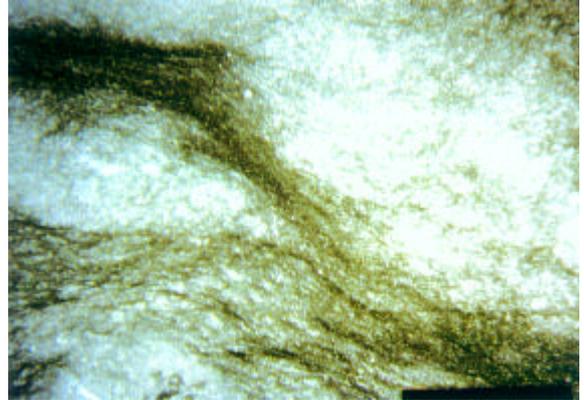
IV/3



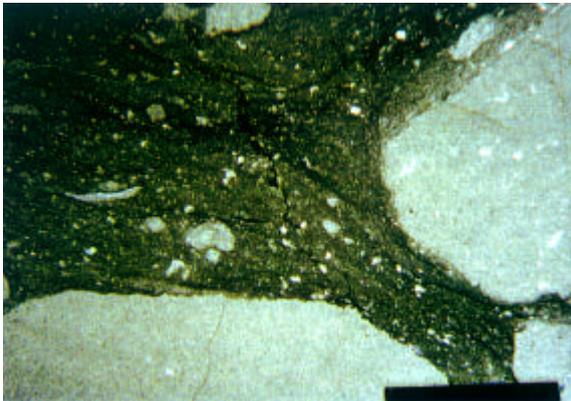
IV/4



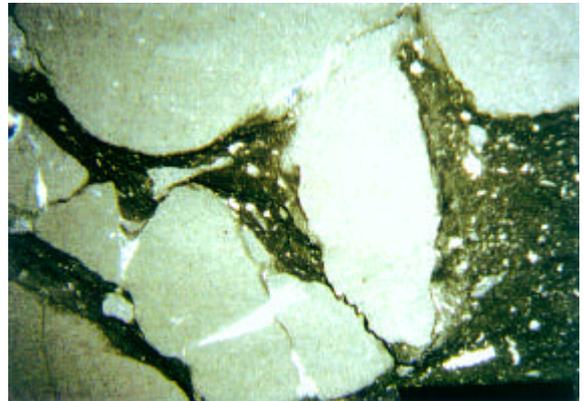
IV/5



IV/6



IV/7



IV/8

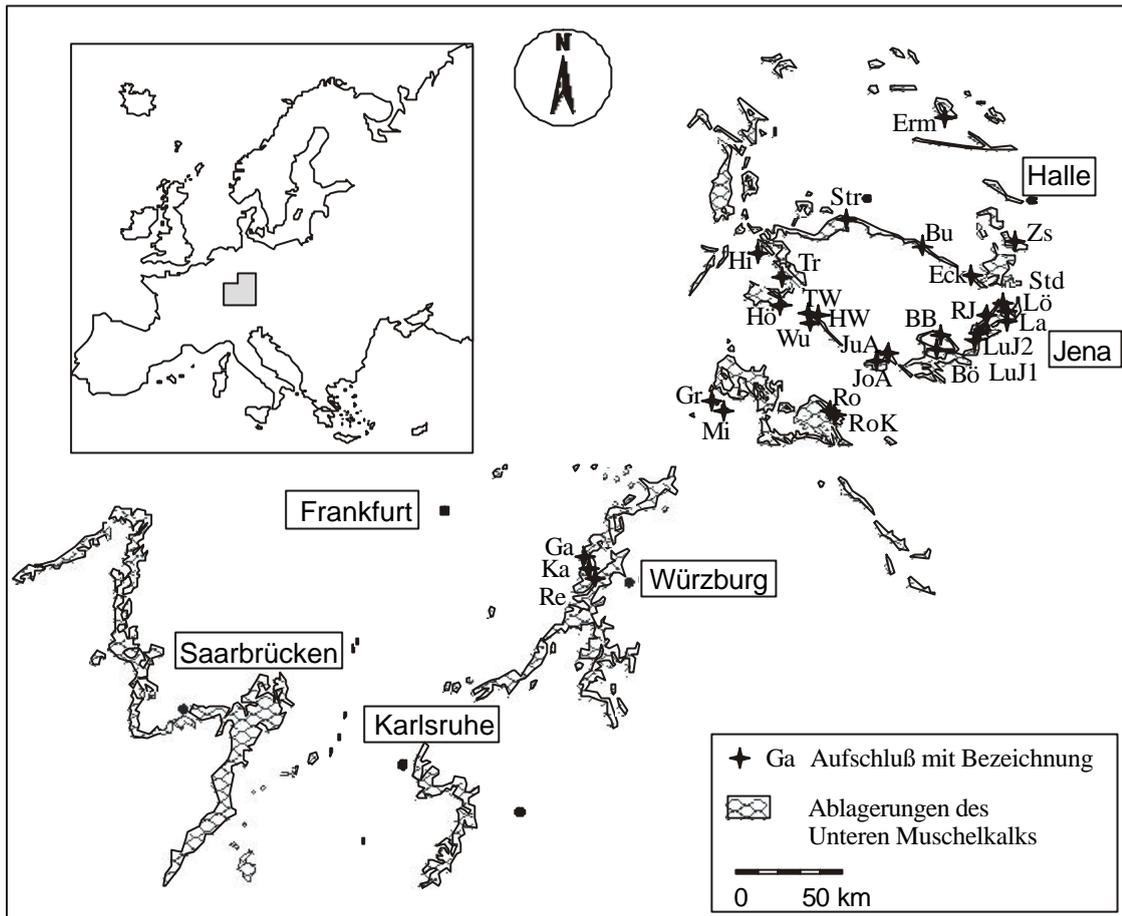
knauerigen Wellenkalcken.

	Lage		Elemente (Masse-%)										
	X	Y	Al	Si	K	Summe Al, K, Si	Ca	Fe	Sr	Mn	O	Na	Mg
1) Probe: 2-077, Steudnitz, frische Probe, Debrit-Intraklasten													
a) größerer randlicher Klast, längliche Form													
Messlinie längs													
Matrix	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Klastenrand	1	52637,5	22294,5	0,7	2,1	0,3	3,1	64,3	0,5	0,1	0,1	30,2	0,1
Übergang	2	48358,5	24420,0	0,7	1,7	0,2	2,6	66,2	0,3	0,1	0,1	29,8	0,1
Klastenzentrum	3	44079,0	26546,0	0,6	1,4	0,2	2,1	67,1	0,1	0,1	0,1	29,5	0,1
Übergang	4	39800,0	28671,0	0,7	1,4	0,2	2,2	67,1	0,1	0,1	0,1	29,6	0,1
Klastenrand	5	35520,5	30797,5	0,7	2,6	0,2	3,4	65,0	0,4	0,2	0,1	30,2	0,1
Matrix	6	31241,5	32923,0	0,6	1,3	0,2	2,1	67,1	0,1	0,1	0,1	29,5	0,1
Messlinie quer													
Matrix	7	45530,0	28906,5	1,9	5,1	0,7	7,7	57,7	1,0	0,2	0,1	32,1	0,1
Klastenrand	8	44844,0	27486,5	0,8	1,7	0,2	2,7	66,3	0,3	0,1	0,1	29,8	0,1
Übergang	9	44158,0	26067,0	0,6	1,3	0,2	2,1	67,0	0,4	0,1	0,1	29,5	0,1
Klastenzentrum	10	43472,0	24647,0	0,5	1,4	0,2	2,1	67,5	0,1	0,1	0,1	29,6	0,1
Übergang	11	42786,0	23227,0	0,6	2,3	0,1	3,1	65,5	0,4	0,1	0,1	30,1	0,1
Klastenrand	12	42100,0	21807,5	1,2	2,3	0,3	3,8	64,3	0,3	0,1	0,1	30,3	0,1
Matrix	13	41414,0	20387,5	2,5	5,5	1,1	9,1	52,0	2,7	0,2	0,1	32,6	0,1
b) kleiner, rundlicher Klast													
Messlinie längs													
Matrix	14	38724,5	18510,5	3,4	7,5	1,4	12,2	50,2	1,2	0,2	0,1	33,8	0,1
Klastenrand	15	38721,0	17627,0	0,5	1,6	0,2	2,3	66,5	0,4	0,1	0,1	29,7	0,1
Übergang	16	38717,5	16743,0	0,8	1,6	0,2	2,6	66,4	0,1	0,1	0,1	29,8	0,1
Klastenzentrum	17	38714,0	15859,5	0,6	1,6	0,2	2,4	66,3	0,5	0,1	0,1	29,7	0,1
Übergang	18	38710,5	14976,0	0,5	1,1	0,1	1,6	67,0	0,3	0,1	0,1	29,5	0,1
Klastenrand	19	38707,0	14092,0	0,8	2,0	0,3	3,1	64,0	0,6	0,1	0,1	30,2	0,1
Matrix	20	38703,5	13208,5	2,4	5,2	0,9	8,5	56,4	1,0	0,2	0,1	32,3	0,1
Messlinie quer													
Matrix	21	41300,0	15998,5	2,4	5,2	1,0	8,6	56,6	1,0	0,2	0,1	32,2	0,1
Klastenrand	22	40612,5	16029,0	1,6	3,3	0,5	5,4	60,7	0,7	0,1	0,1	31,0	0,4
Übergang	23	39925,0	16059,5	0,7	1,9	0,3	2,8	64,6	0,4	0,1	0,1	30,0	0,1
Klastenzentrum	24	39237,5	16090,0	0,6	1,5	0,2	2,3	66,6	0,4	0,1	0,1	29,6	0,1
Übergang	25	38550,0	16120,0	0,5	1,5	0,2	2,2	66,2	0,5	0,1	0,1	29,7	0,1
Klastenrand	26	37862,5	16150,5	0,6	3,4	0,1	4,0	64,2	0,3	0,2	0,1	30,6	0,1
Matrix	27	37175,0	16181,0	2,0	5,0	0,8	7,8	55,8	1,0	0,2	0,1	32,2	0,1

	Lage		Elemente (Masse-%)									
	X	Y	Al	Si	K	Summe Al, K, Si	Ca	Fe	Sr	Mn	O	Na
2) Probe: 2-128, Steudnitz, frische Probe, parautochthoner Wellenkalk, Ablösungsbereich um eine Karbonatflaser												
Klast an Schiffrand grenzend												
Meßlinie längs												
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	37819,0	30863,5	0,7	2,0	0,3	2,9	65,6	0,5	0,2	0,1	29,9	0,1
Übergang	39764,5	29109,0	0,6	1,8	0,2	2,6	66,5	0,4	0,2	0,1	29,7	0,1
3	41710,0	27365,0	0,7	2,4	0,2	3,2	65,2	0,6	0,2	0,1	30,1	0,1
Übergang	43656,0	25620,5	0,7	2,0	0,3	3,0	65,3	0,6	0,2	0,1	29,9	0,1
Klastenrand	45601,5	23876,5	0,7	1,7	0,3	2,7	65,8	0,4	0,2	0,1	29,7	0,1
6	47547,0	22132,0	3,5	9,6	1,6	14,8	47,7	1,5	0,3	0,1	34,9	0,1
Meßlinie quer												
7	45757,5	31719,5	7,5	16,4	3,9	27,8	27,0	3,0	0,3	0,1	39,7	0,1
Klastenrand	44534,0	30094,5	0,5	1,6	0,2	2,2	66,7	0,5	0,2	0,1	29,6	0,1
Übergang	43311,0	28469,5	0,8	2,0	0,3	3,0	65,5	0,4	0,2	0,1	29,9	0,1
10	42087,5	26845,0	0,7	5,7	0,2	6,5	60,5	0,2	0,3	0,1	31,8	0,1
Übergang	40864,0	25220,0	0,9	2,1	0,3	3,4	65,1	0,6	0,2	0,1	30,0	0,1
Klastenrand	39641,0	23695,0	0,8	2,3	0,3	3,4	62,6	0,5	0,2	0,1	30,5	0,1
13	38417,5	21970,0	6,9	14,9	3,3	25,2	30,1	3,0	0,3	0,1	38,9	0,1
3) Probe: 2-180, Steudnitz, frische Probe, knaueriger Wellenkalk												
Meßlinie längs												
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	22332,5	60626,0	1,0	3,3	0,4	4,7	62,1	0,6	0,2	0,1	30,9	0,1
Flaserand	23295,5	58646,0	1,2	3,4	0,4	5,0	62,0	0,5	0,2	0,1	30,9	0,1
Übergang	24259,0	56666,0	0,9	2,8	0,4	4,1	64,0	0,4	0,2	0,1	30,4	0,1
17	25222,0	54686,0	0,7	5,4	0,2	6,3	60,5	0,3	0,2	0,1	31,8	0,1
Übergang	26185,0	52705,5	1,1	3,3	0,4	4,8	61,8	0,4	0,6	0,1	30,7	0,1
Flaserand	27148,5	50725,5	1,6	3,5	0,7	5,7	61,0	0,6	0,2	0,1	31,1	0,1
20	28111,5	48745,5	3,3	13,4	1,5	18,2	41,2	1,4	0,3	0,1	36,9	0,1
Meßlinie quer												
21	29435,0	59665,0	5,0	15,2	2,3	22,5	32,0	2,2	0,3	0,1	38,7	0,1
Flaserand	28335,5	58840,5	0,8	1,9	0,3	3,0	65,2	0,4	0,2	0,1	30,0	0,1
Übergang	27236,0	58016,0	0,8	1,8	0,3	2,9	64,9	0,7	0,2	0,1	29,9	0,1
24	26136,5	57191,5	0,6	1,4	0,2	2,2	66,0	0,7	0,2	0,1	29,7	0,1
Übergang	25037,5	56367,0	1,3	2,8	0,6	4,7	62,9	0,4	0,2	0,1	30,6	0,1
Flaserand	23938,0	55542,5	1,8	5,8	0,9	8,4	56,4	0,6	0,2	0,1	32,4	0,1
27	22838,5	54718,0	2,2	6,3	0,7	9,2	54,7	1,3	0,2	0,1	32,9	0,1

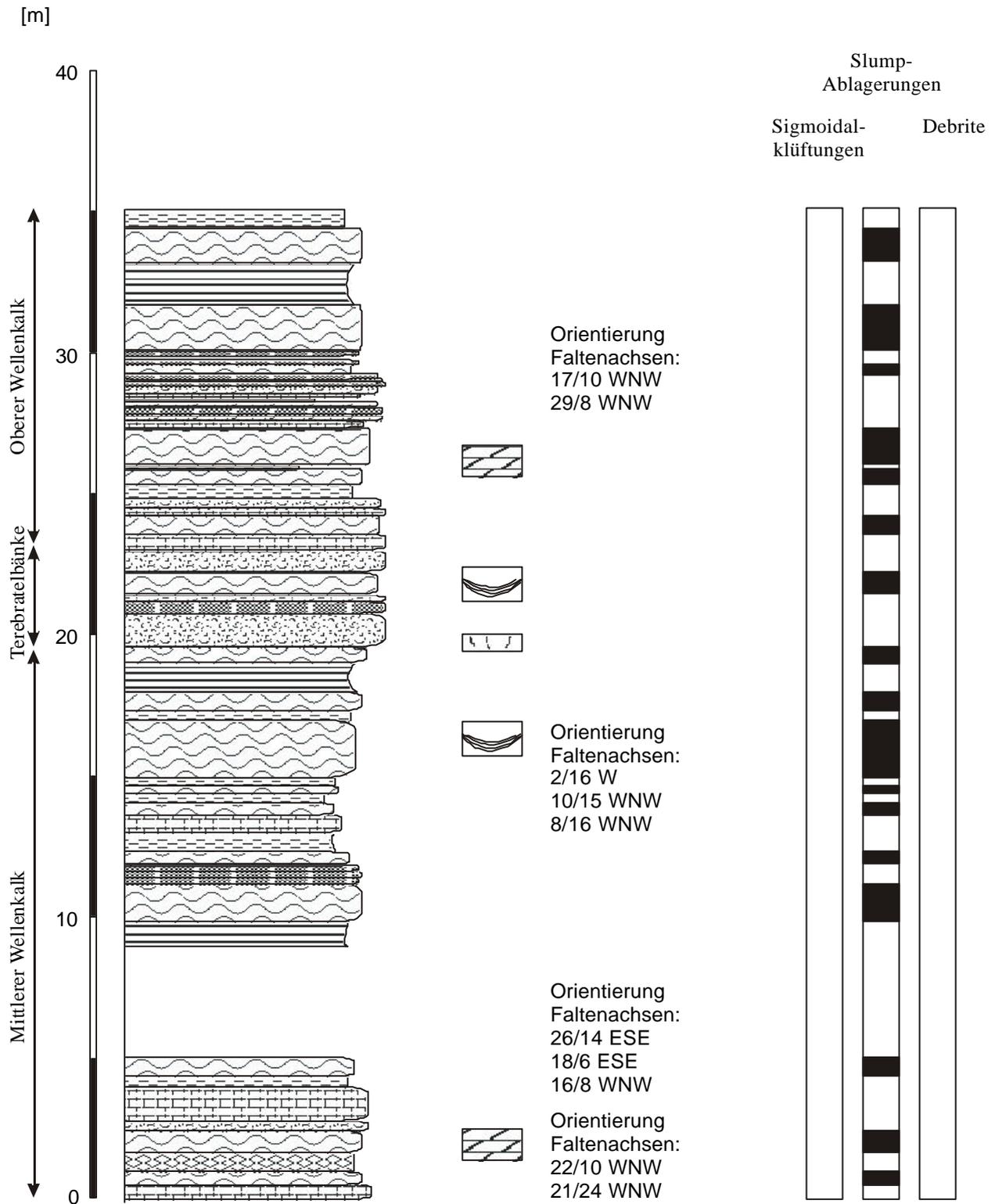
knauerigen Wellenkaliken.

	Lage		Elemente (Masse-%)												
	X	Y	Al	Si	K	Summe Al, K, Si	Ca	Fe	Sr	Mn	O	Na	Mg		
4) Probe: Gu3, Gutendorf, frische Probe, faseriger Wellenkalk,															
Meßlinie längs															
dissolution seam	1	34049,5	51909,0	2,9	6,9	1,3	11,2	53,2	1,2	0,2	0,1	33,2	0,1	1,0	
Faserwand	2	31677,0	50994,5	1,9	4,3	0,8	7,0	59,0	1,2	0,2	0,1	31,6	0,1	0,9	
Übergang	3	29305,0	50079,5	1,4	3,1	0,6	5,1	62,2	0,7	0,2	0,1	30,8	0,1	1,0	
Faserzentrum	4	26933,0	49165,0	1,6	3,4	0,7	5,6	62,1	0,6	0,2	0,1	30,9	0,1	0,7	
Übergang	5	24560,5	48250,0	1,1	3,1	0,4	4,7	62,8	0,6	0,2	0,1	30,7	0,1	0,8	
Faserwand	6	22188,5	47335,5	1,6	3,6	0,7	5,9	61,1	0,8	0,2	0,1	31,0	0,1	0,7	
dissolution seam	7	19816,0	46420,5	2,5	7,0	1,2	10,7	54,1	0,8	0,2	0,1	33,2	0,1	0,9	
Meßlinie quer															
dissolution seam	8	25406,5	52930,0	2,9	7,2	1,3	11,4	52,6	1,4	0,2	0,1	33,4	0,1	0,9	
Faserwand	9	25790,5	51852,0	1,6	3,6	0,7	5,9	60,1	1,6	0,2	0,2	31,1	0,1	0,8	
Übergang	10	26174,5	50773,5	1,1	2,5	0,4	3,9	64,1	0,5	0,2	0,1	30,3	0,1	0,8	
Faserzentrum	11	26558,5	49695,5	1,5	3,3	0,7	5,5	61,8	0,7	0,2	0,1	30,9	0,1	0,8	
Übergang	12	26942,5	48617,0	1,2	4,1	0,6	5,9	61,3	0,5	0,2	0,1	31,2	0,1	0,7	
Faserwand	13	27326,5	47539,0	2,0	4,9	0,9	7,9	57,6	0,9	0,2	0,1	31,9	0,1	1,0	
dissolution seam	14	27710,5	46460,5	6,4	13,2	2,9	22,5	35,7	2,5	0,2	0,1	37,7	0,1	1,2	



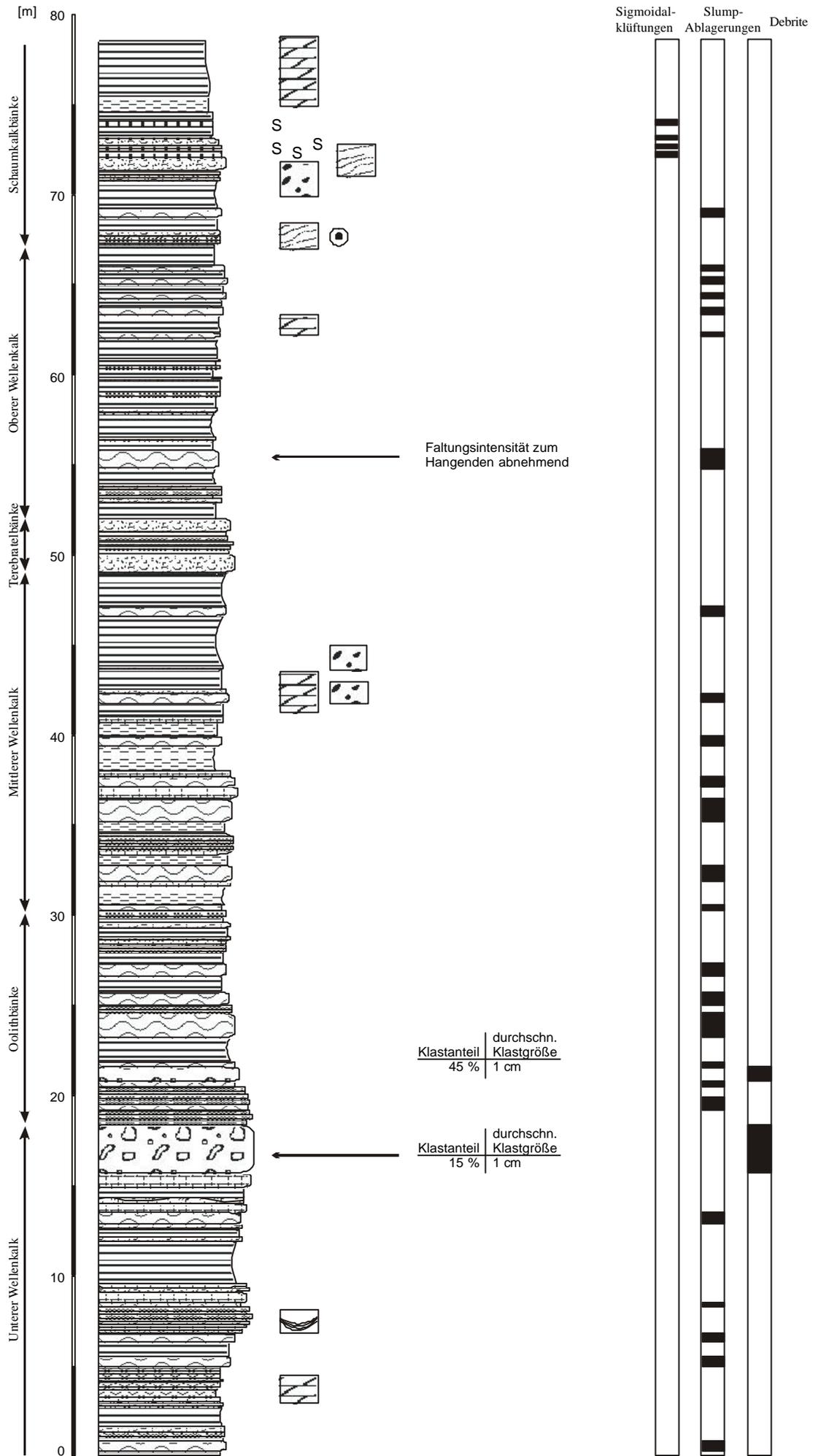
	Schill und Bruchschill	BB -	Bad Berka	Anl. 9
	Hart- oder Festgrund	Bö -	Böttelborn / Tannroda	Anl. 10
	knauerig	Bu -	Burgwenden	Anl. 11
	flaserig	Eck -	Eckartsberga	Anl. 12
	plattig	Erm -	Ermsleben	Anl. 13
	dünnplattig	Ga -	Gambach / Karlstadt	Anl. 14
	mergelig	Gr -	Großenlüder	Anl. 15
	Rutschung (slump)	Hi -	Hitzelrode	Anl. 16
	Intraklastkalk (debris flow)	HW -	Hörselberge / Wutha	Anl. 17
	Intraklasten	Hö -	Hörschel	Anl. 18
	oolithisch	JoA -	Jonastal / Arnstadt	Anl. 19
	bioturbat	JuA -	Jungfernsprung / Arnstadt	Anl. 20
	dolomitisch	Ka -	Karlstadt	Anl. 21
	hummocky cross stratification	La -	Laasan	Anl. 22
	planare Schrägschichtung	Lö -	Löberschütz	Anl. 23
	Rinne		Lutherkanzel / Jena	
	Sigmoidalklüftung	LuJ1 -	- unterer Profilabschnitt	Anl. 24
		LuJ2 -	- oberer Profilabschnitt	Anl. 25
		Mi -	Mittelrode / Fulda	Anl. 26
		RJ -	Rautal / Jena	Anl. 27
		Re -	Retzbach / Karlstadt	Anl. 28
		RoK -	Rohr (Kloster Rohr)	Anl. 29
		Ro -	Rohr (W Meiningen)	Anl. 30
		Std -	Steednitz	Anl. 31
		Str -	Straußberg	Anl. 32
		TW -	Tannhäuserhöhle / Wutha	Anl. 33
		Tr -	Treffurt	Anl. 34
		Wu -	Wutha	Anl. 35
		Zs -	Zscheiplitz	Anl. 36

Anlage 8: Lageskizze und Legende der in den Anlagen 9 - 36 dargestellten Verwitterungsprofile

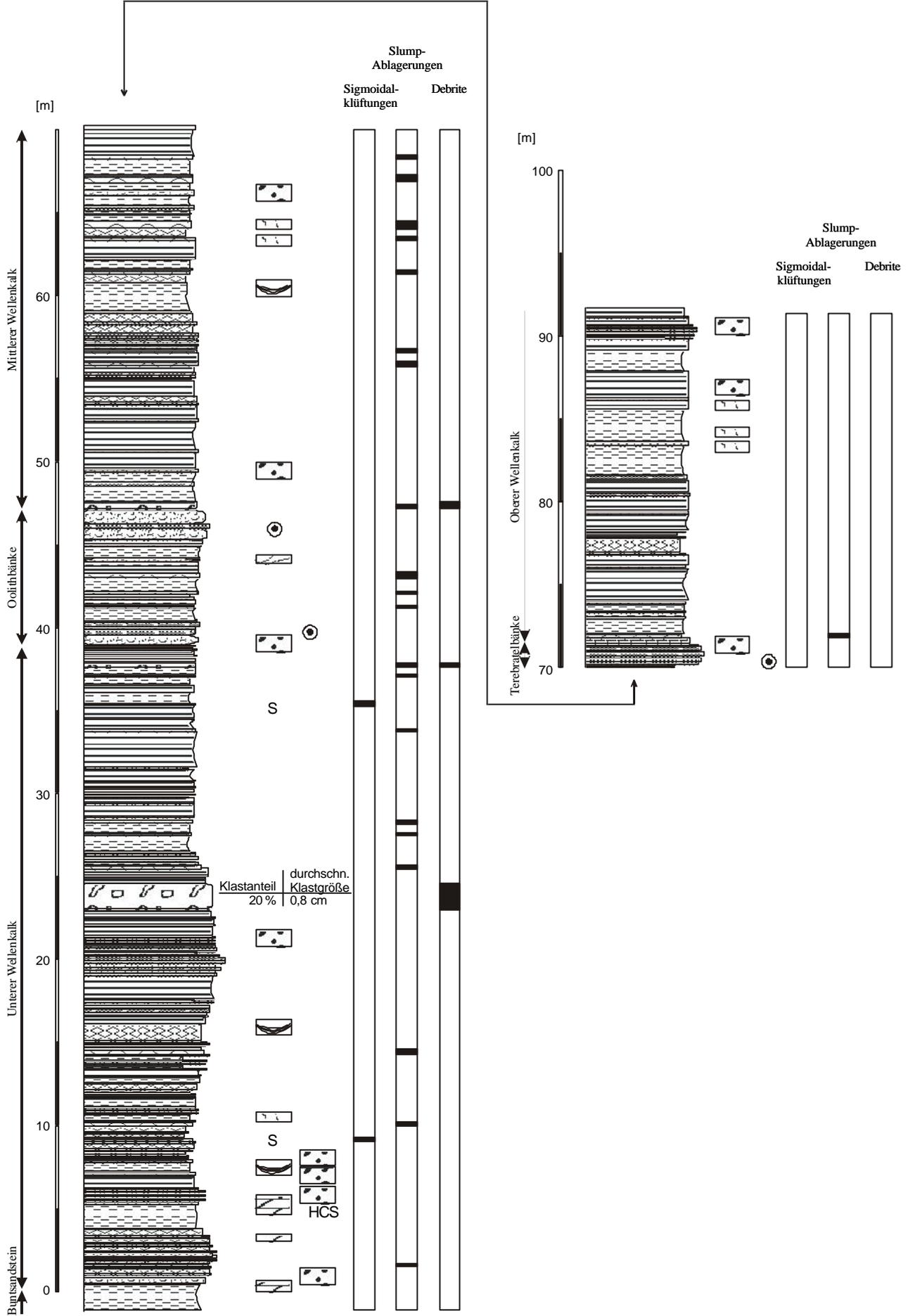


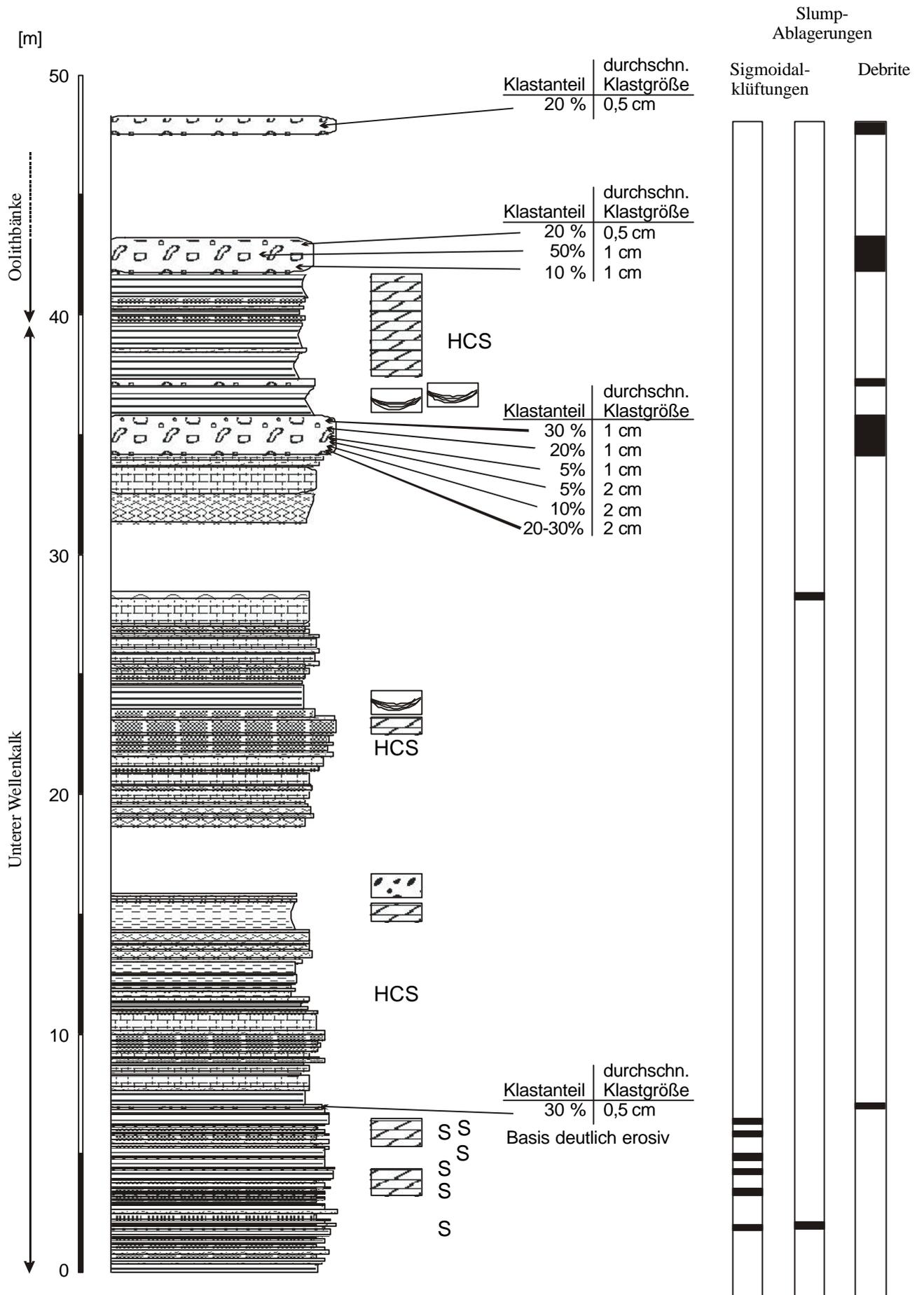
Anlage 9: Verwitterungsprofil Bad Berka (BB)

Anlage 10: Verwitterungsprofil Bötzelborn (B6)



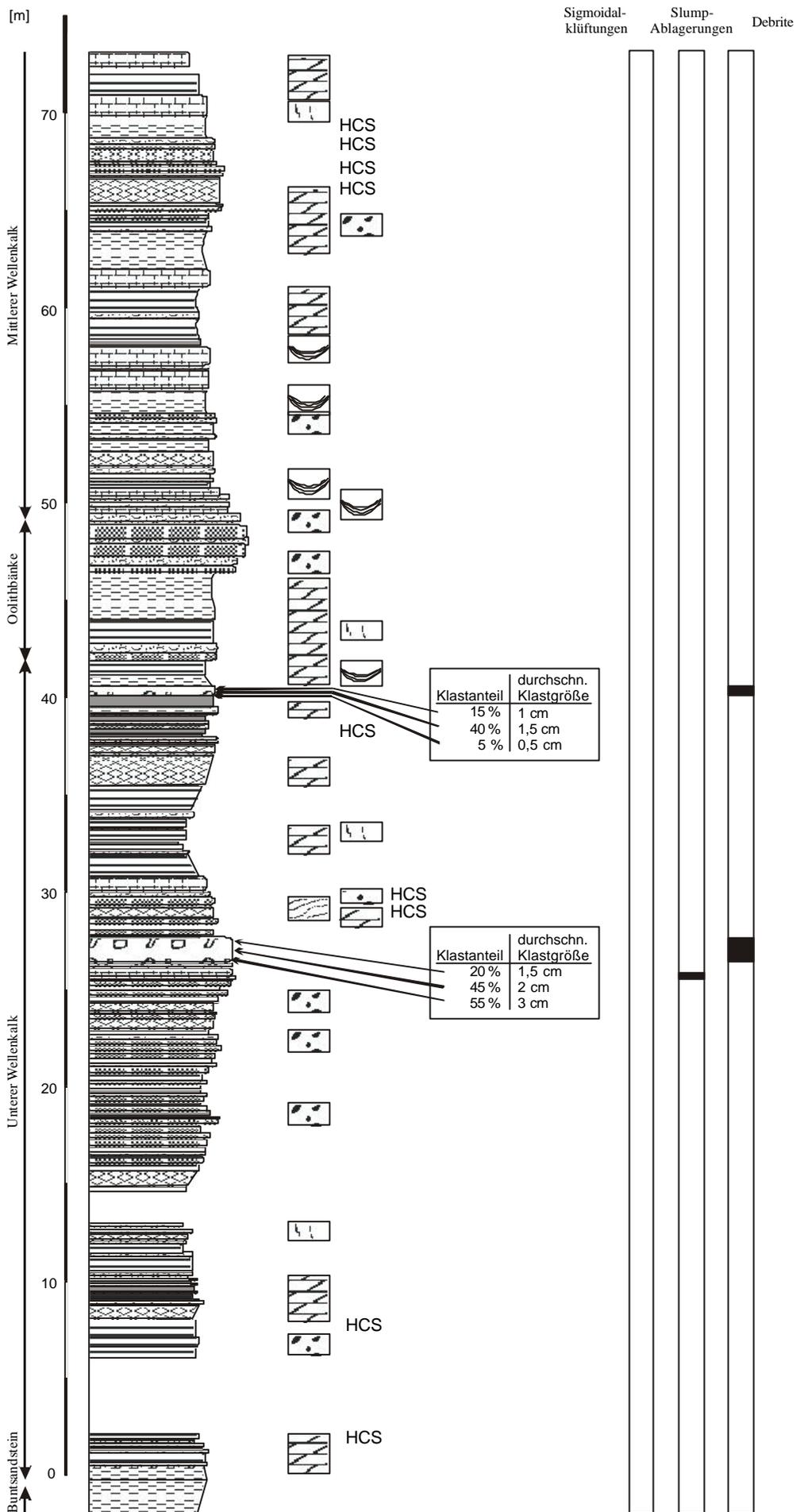
Anlage 11: Verwitterungsprofil Burgwenden (Bu)

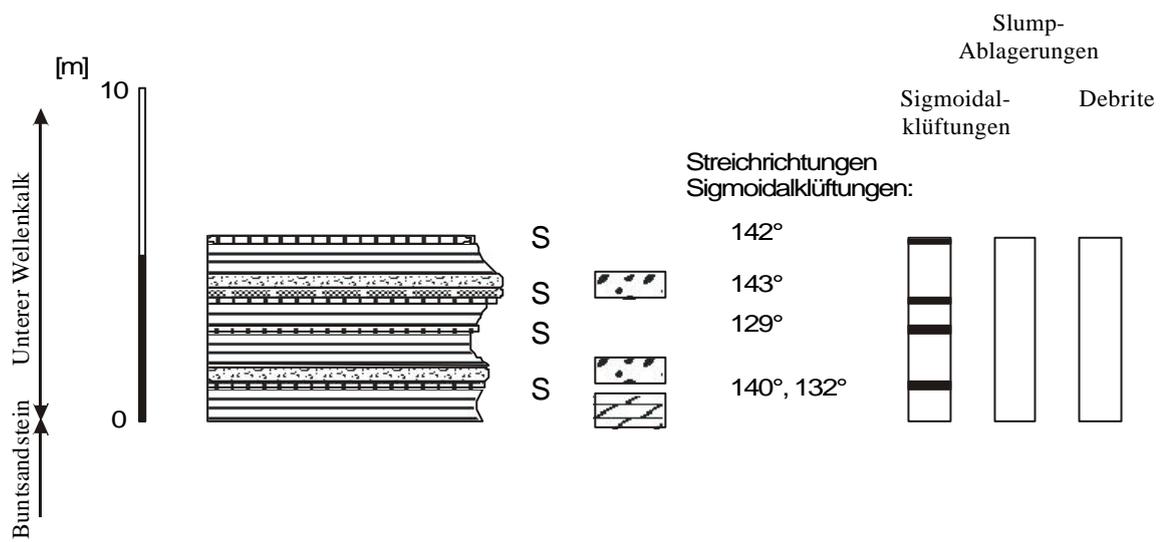




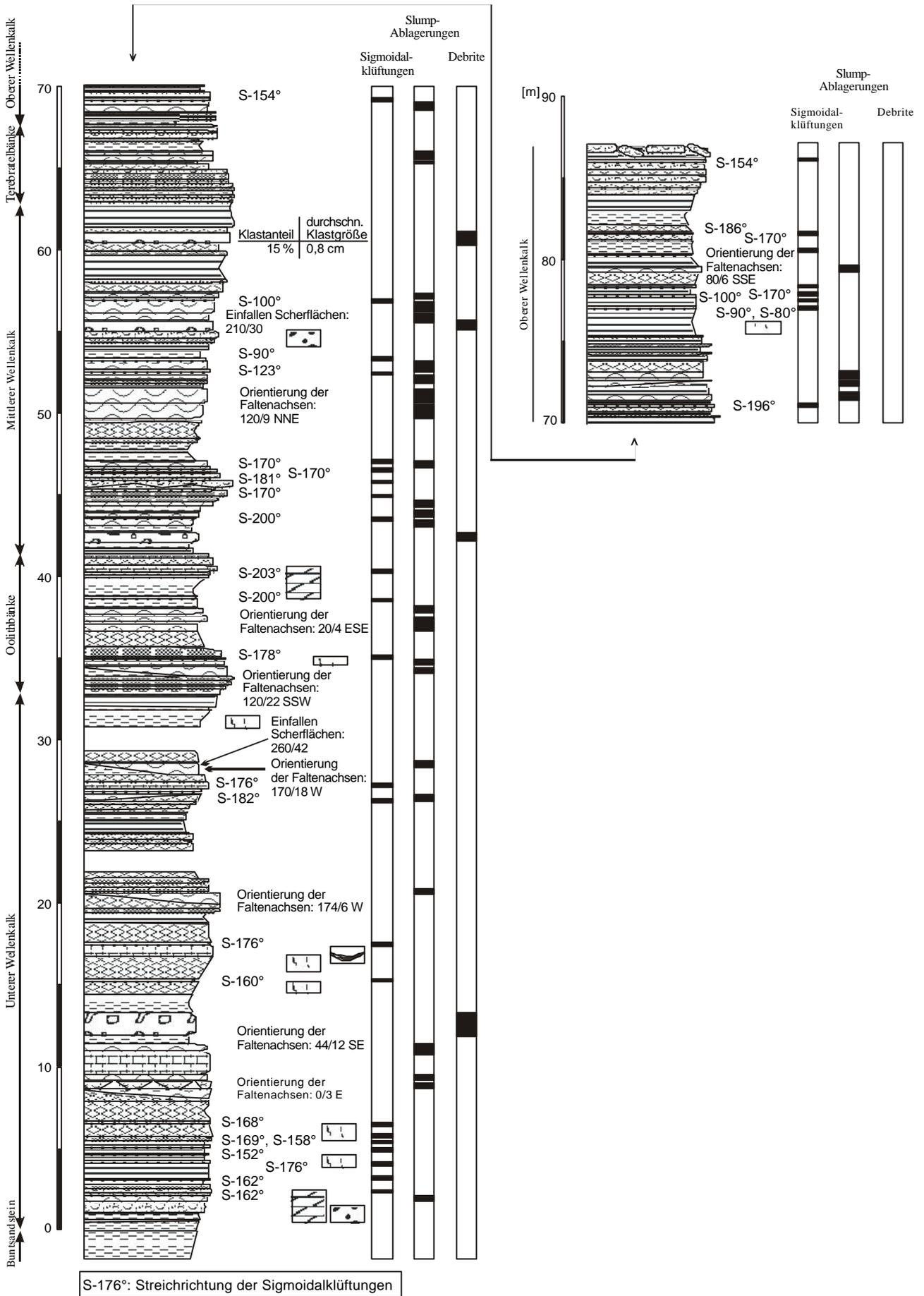
Anlage 12: Verwitterungsprofil Eckartsberga (Eck)

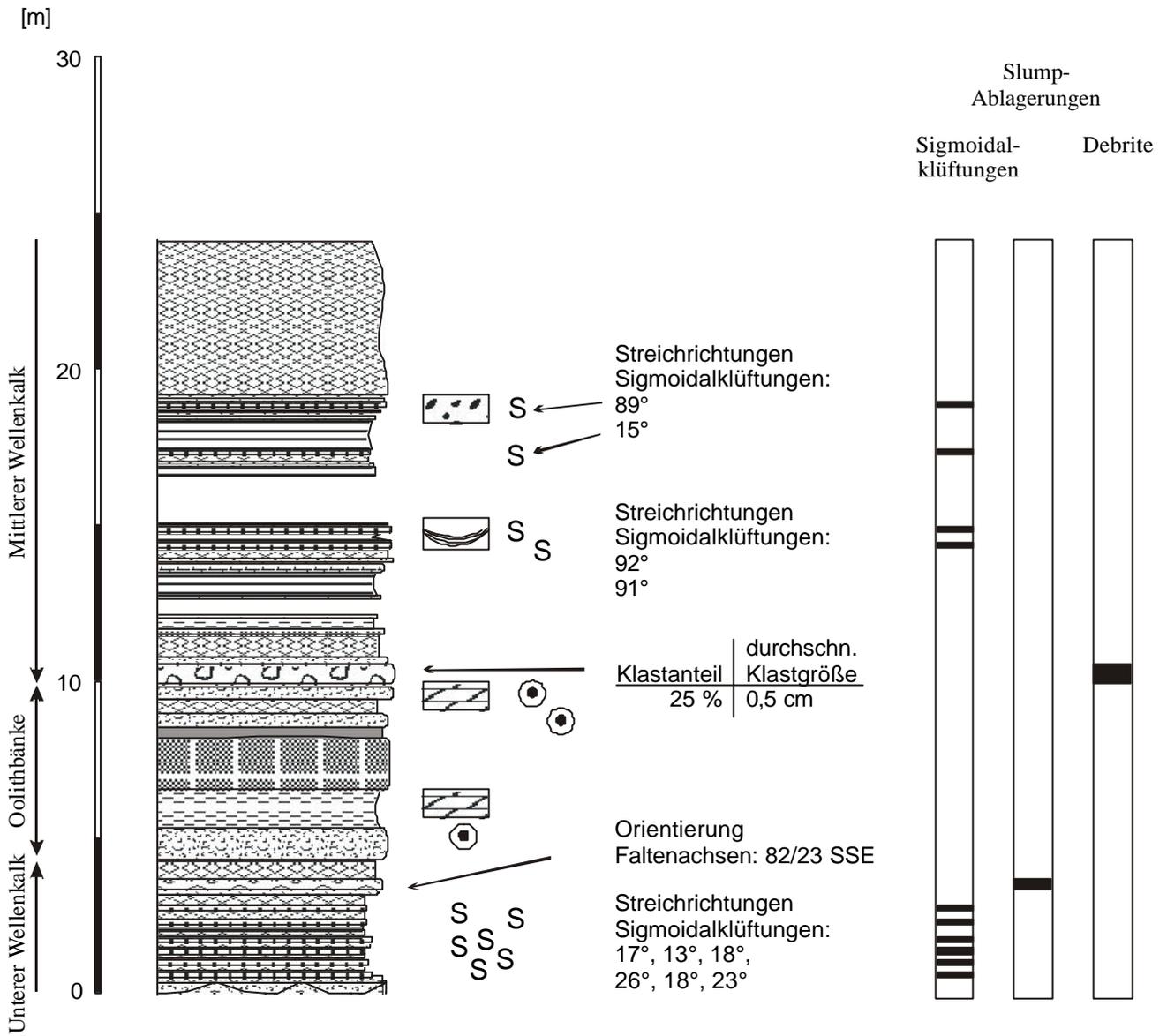
Anlage 13: Verwitterungsprofil Ermsleben (Erm)



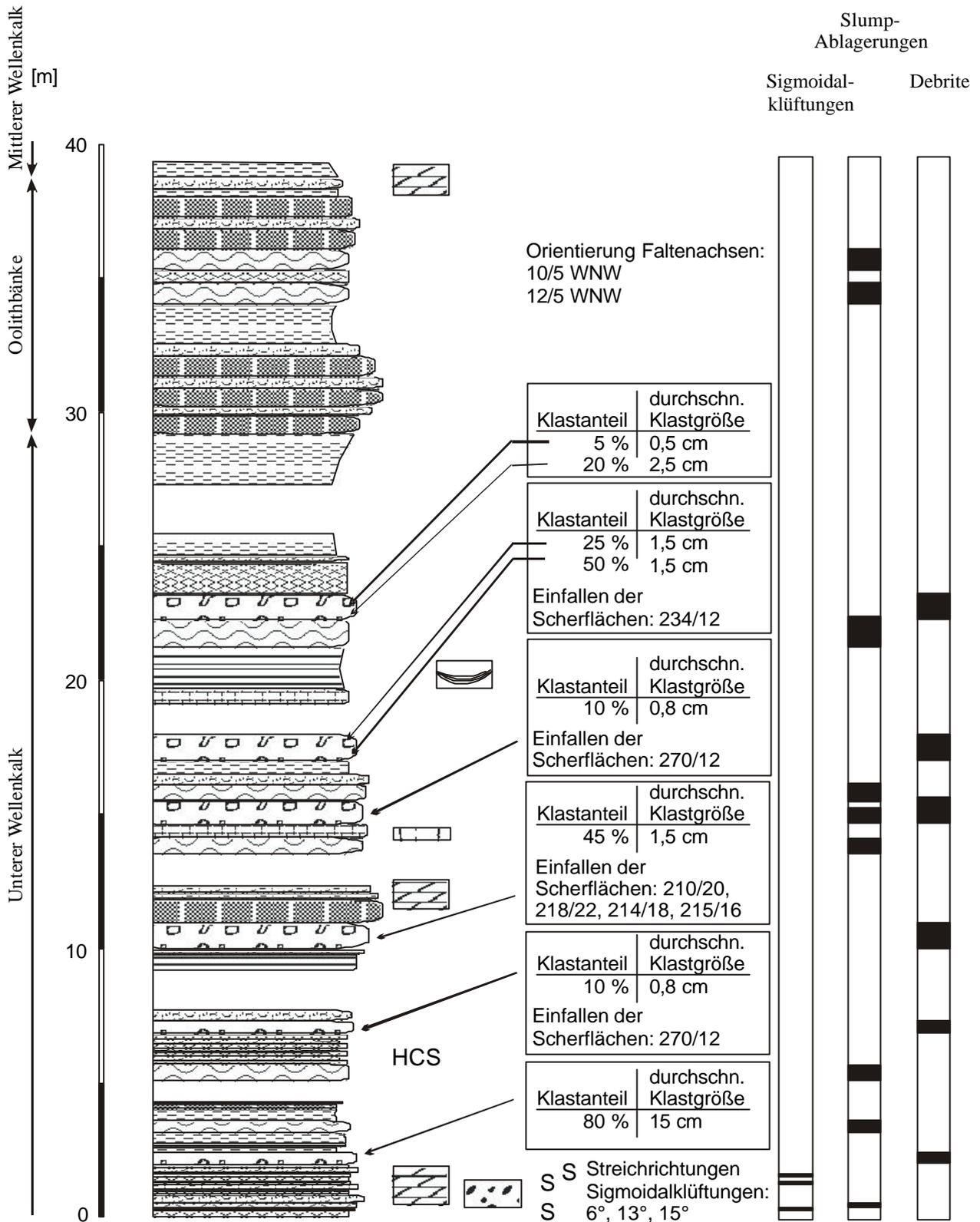


Anlage 14: Verwitterungsprofil Gamburg (bei Karlstadt) (Ga)

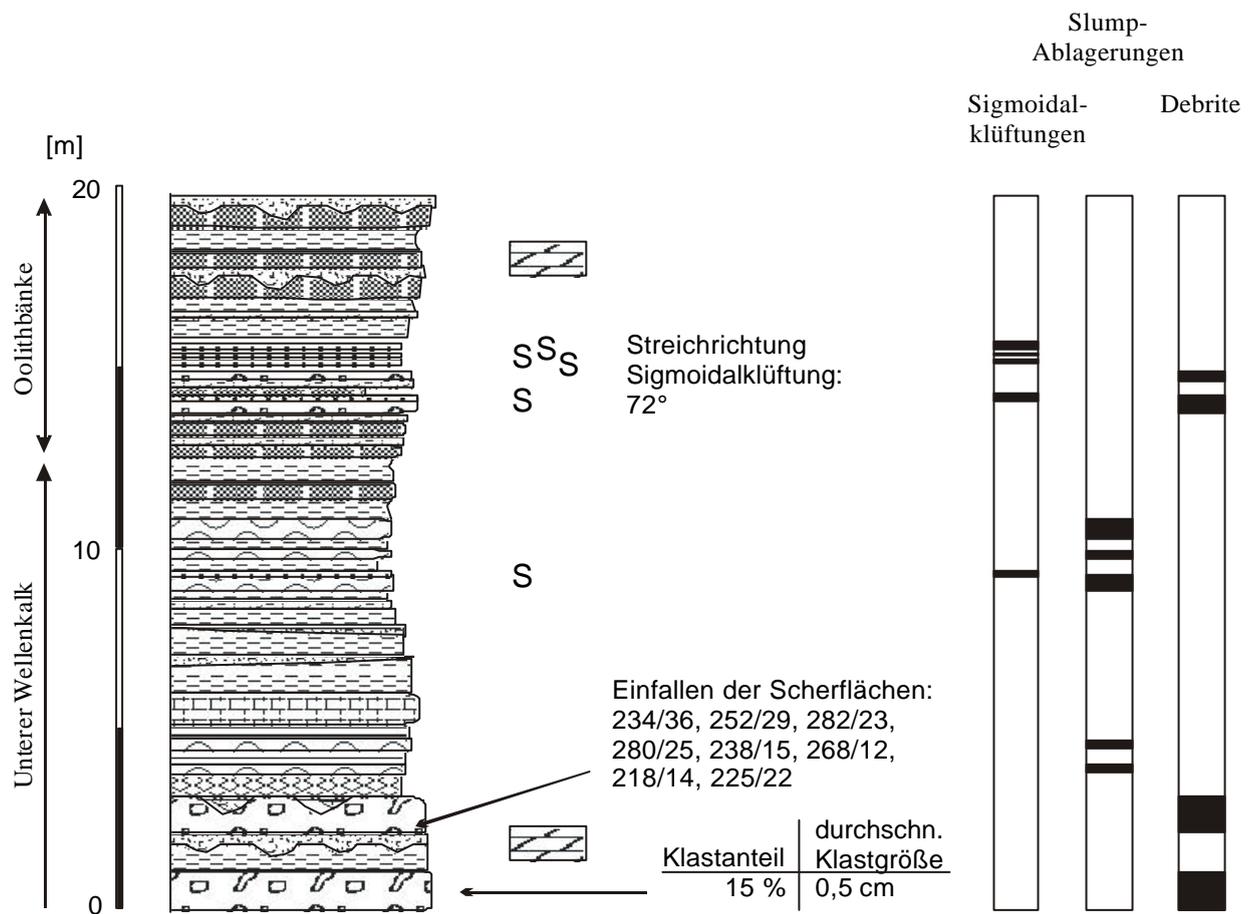




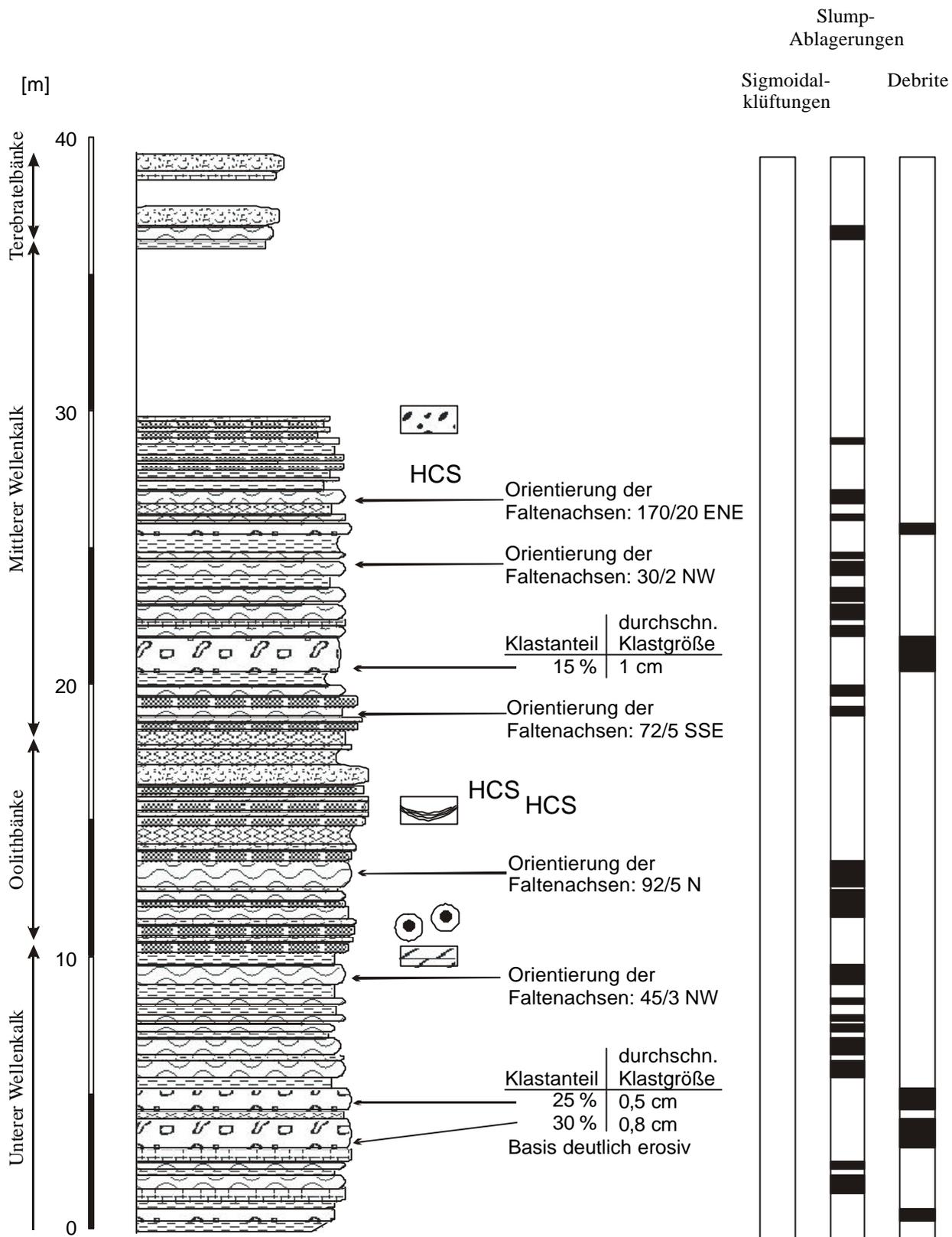
Anlage 16: Verwitterungsprofil Hitzelrode nördlich Treffurt (Hi)



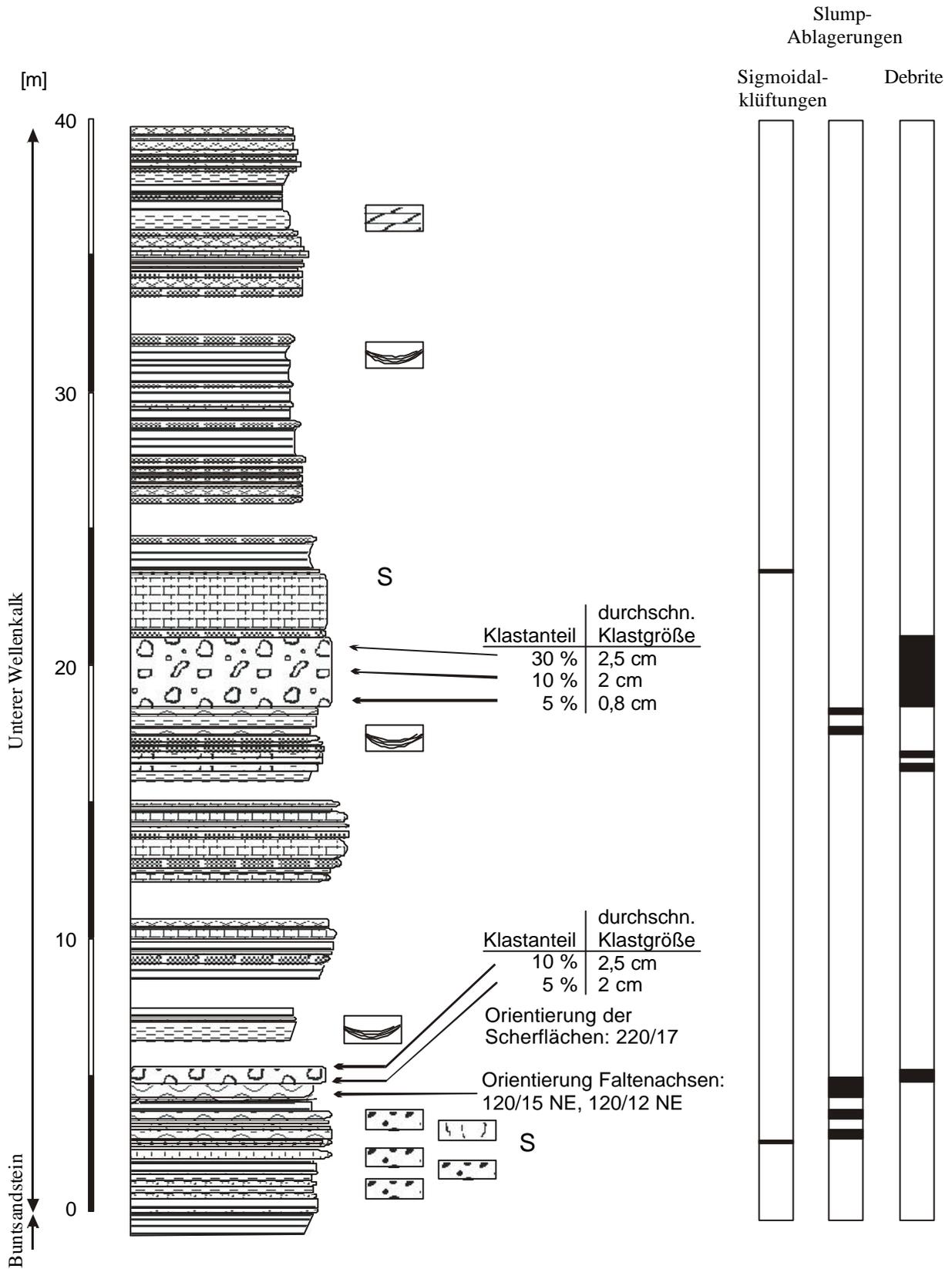
Anlage 17: Verwitterungsprofil Hörselberge (HW)



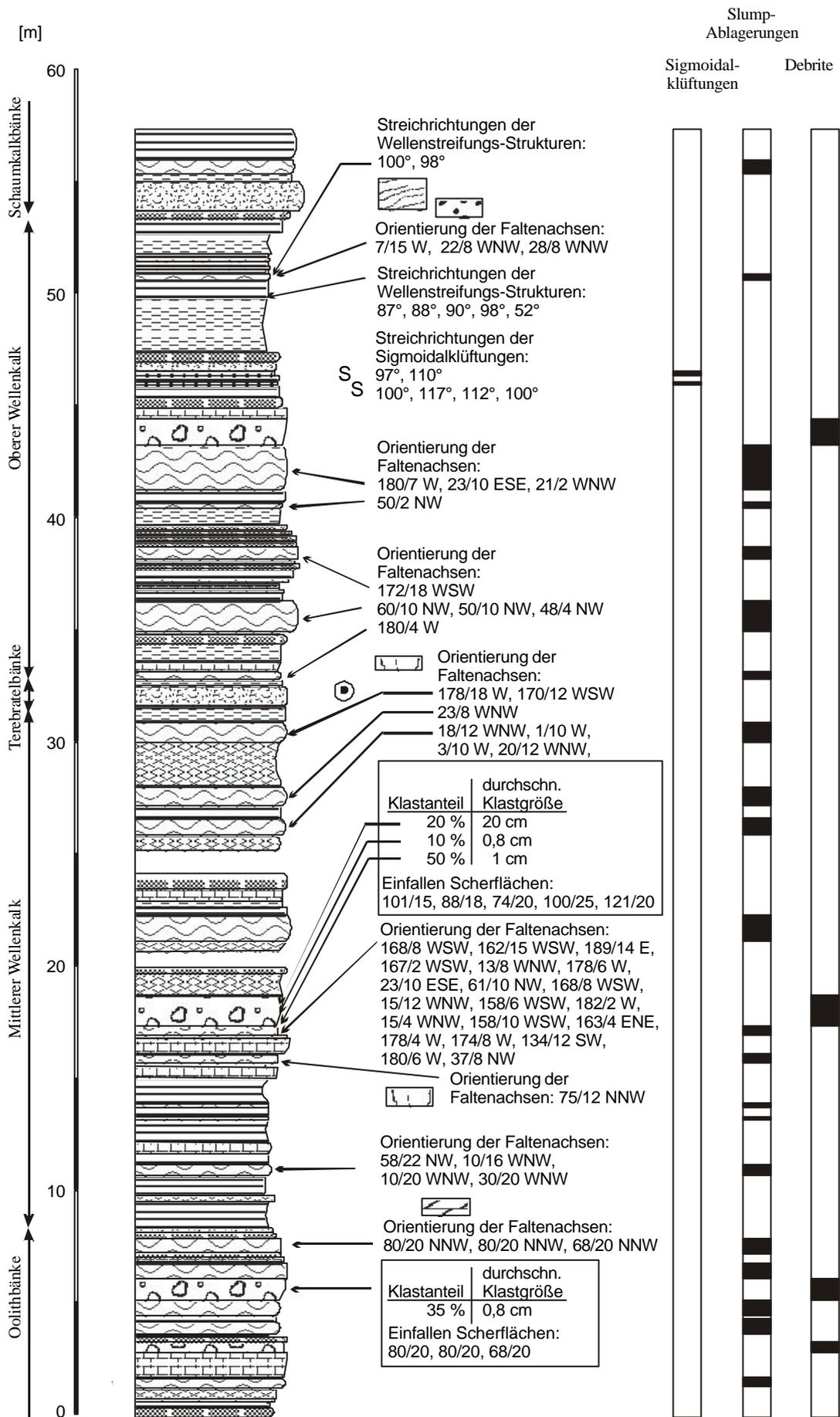
Anlage 18: Verwitterungsprofil Hörchel (Hö)

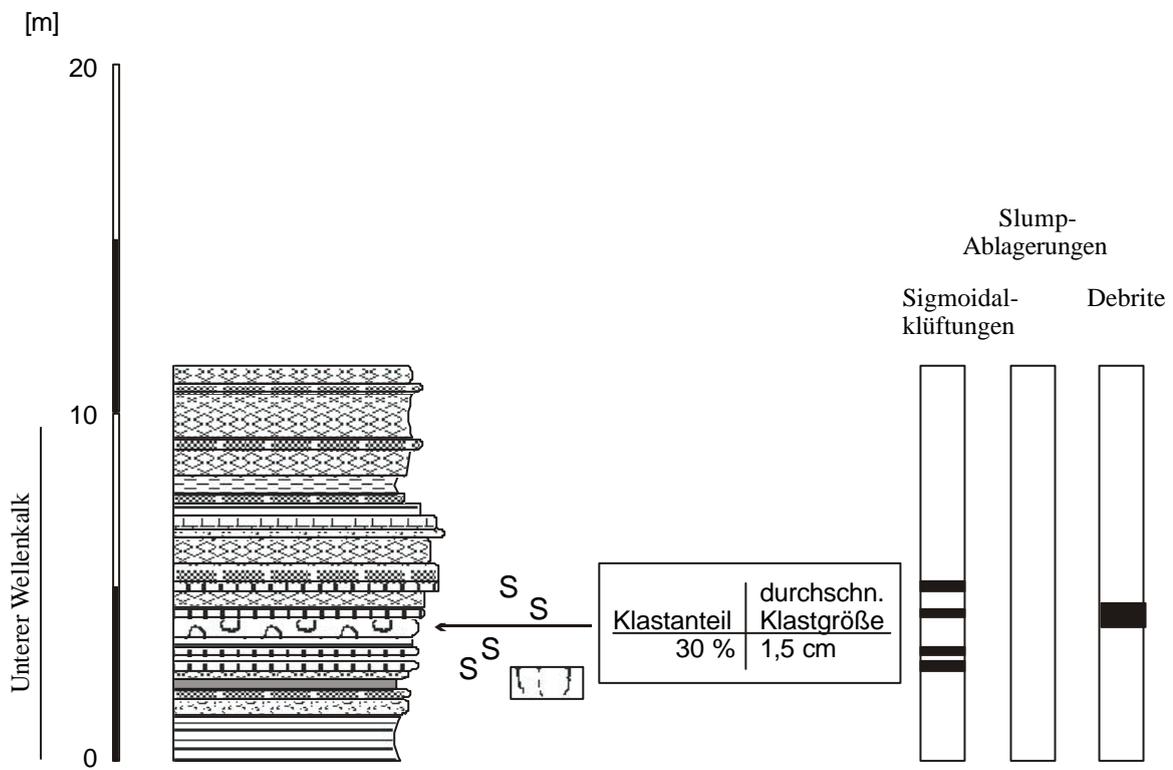


Anlage 19: Verwitterungsprofil Jonastal / Arnstadt (JoA)

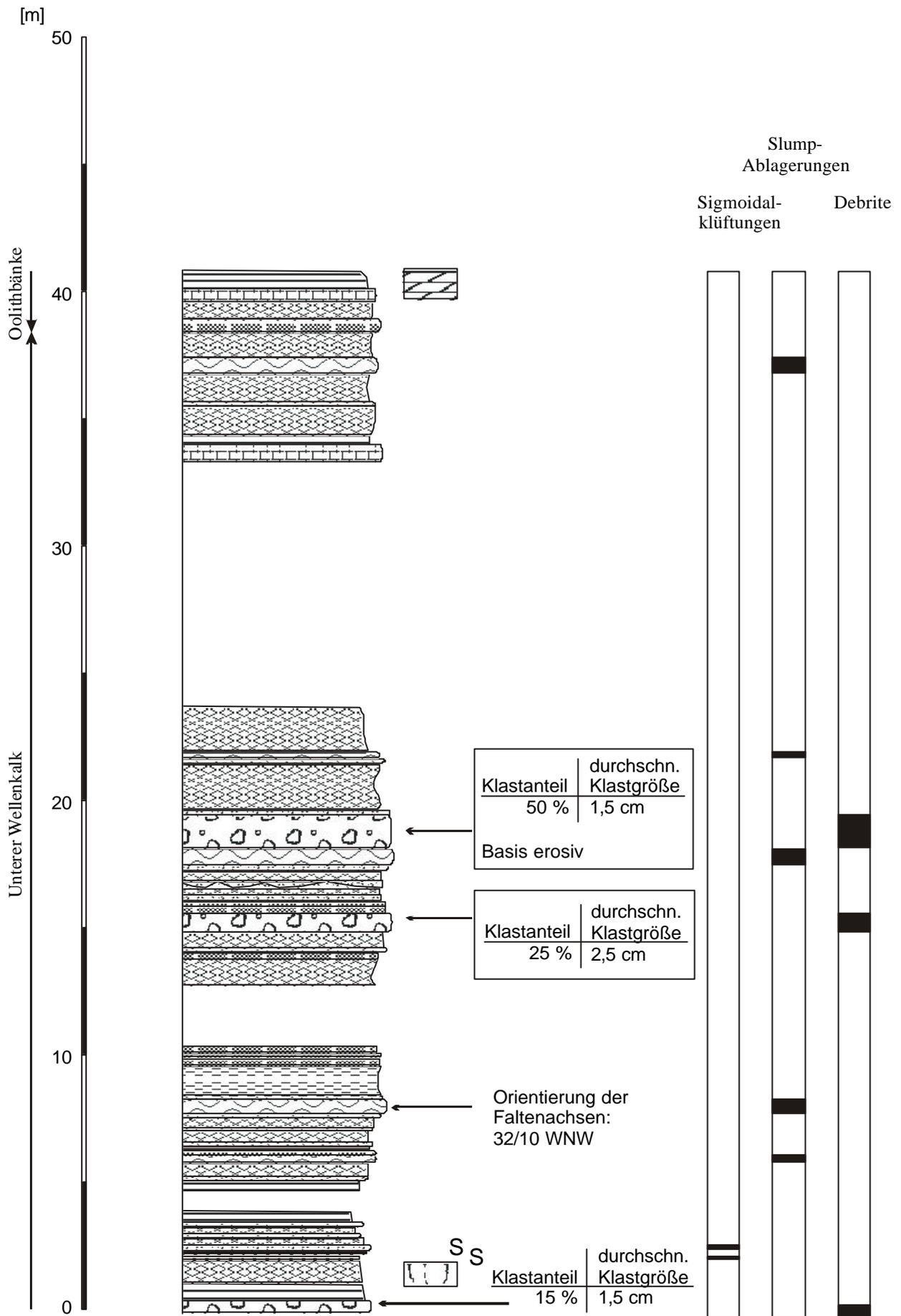


Anlage 20: Verwitterungsprofil Jungfernsprung / Arnstadt (JuA)

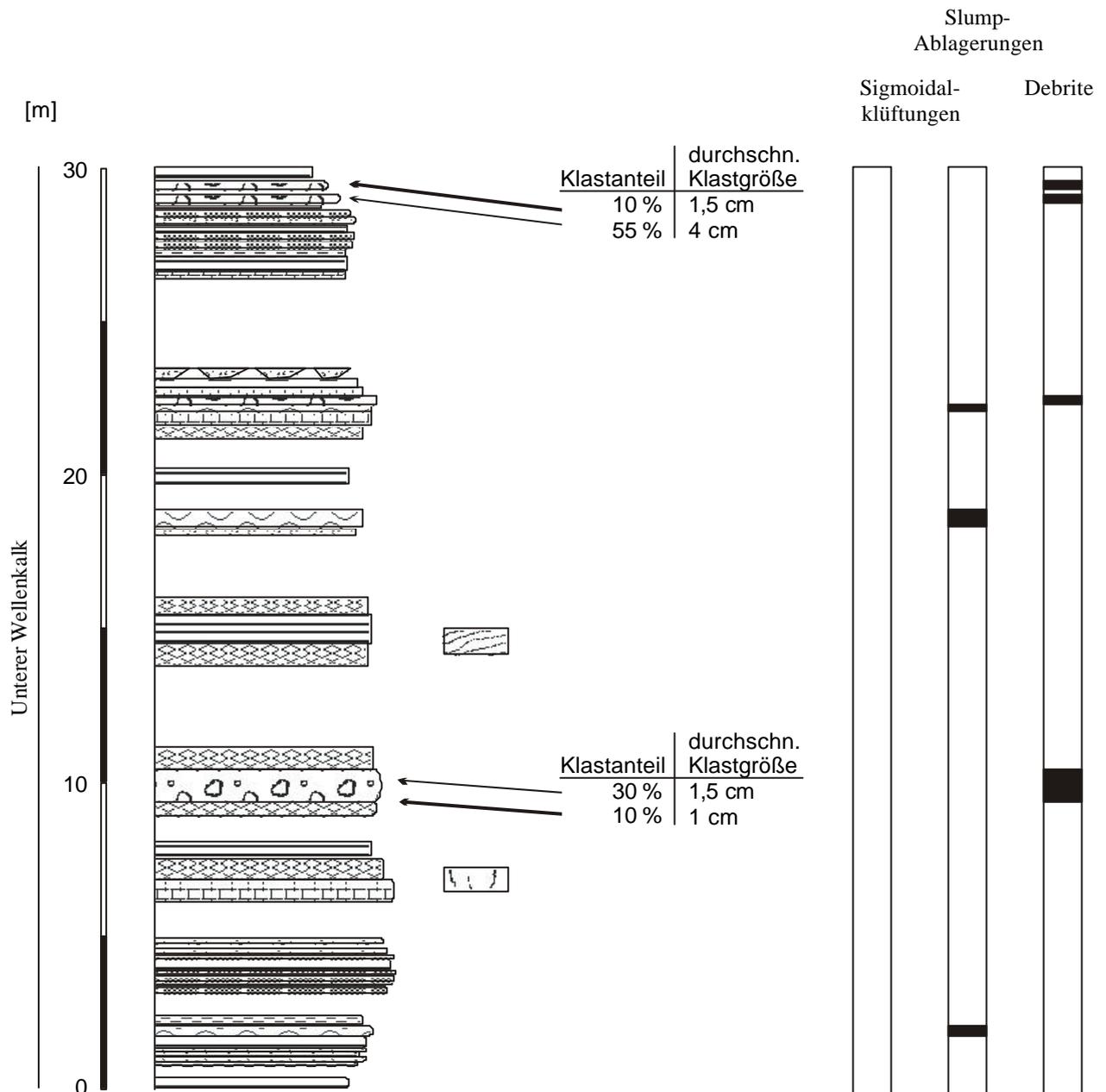




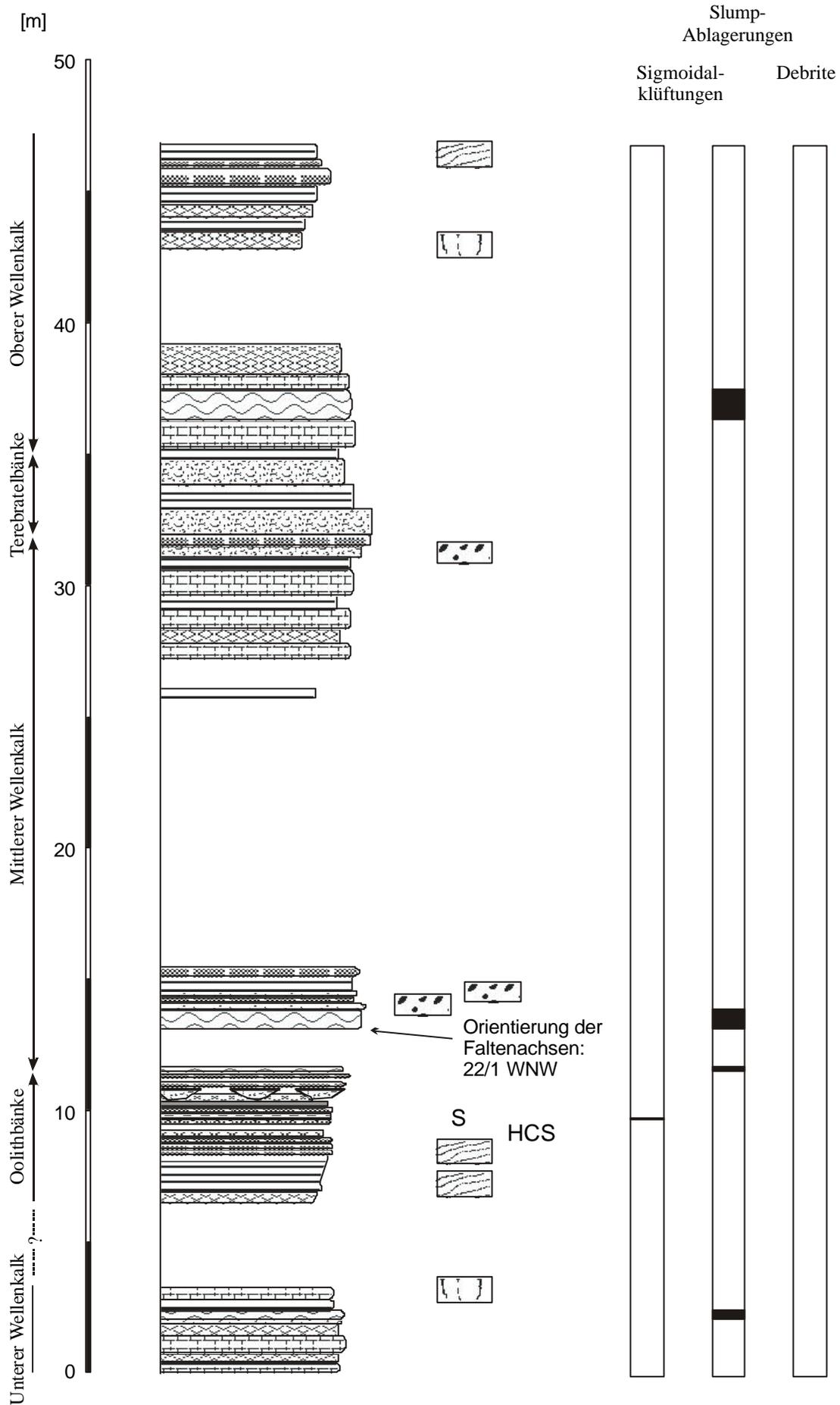
Anlage 22: Verwitterungsprofil Laasan nördlich Jena (La)



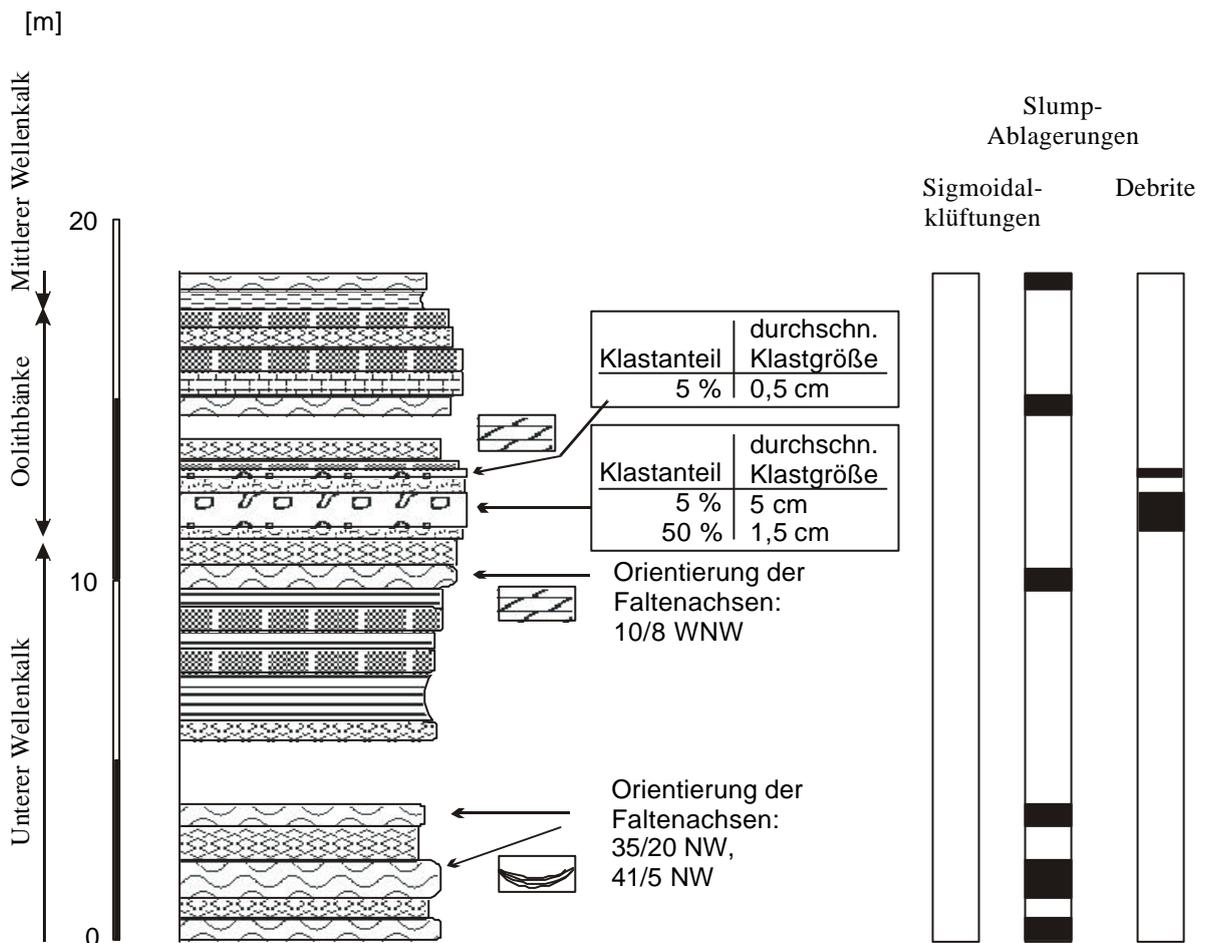
Anlage 23: Verwitterungsprofil Löberschütz nördlich Jena (Lö)



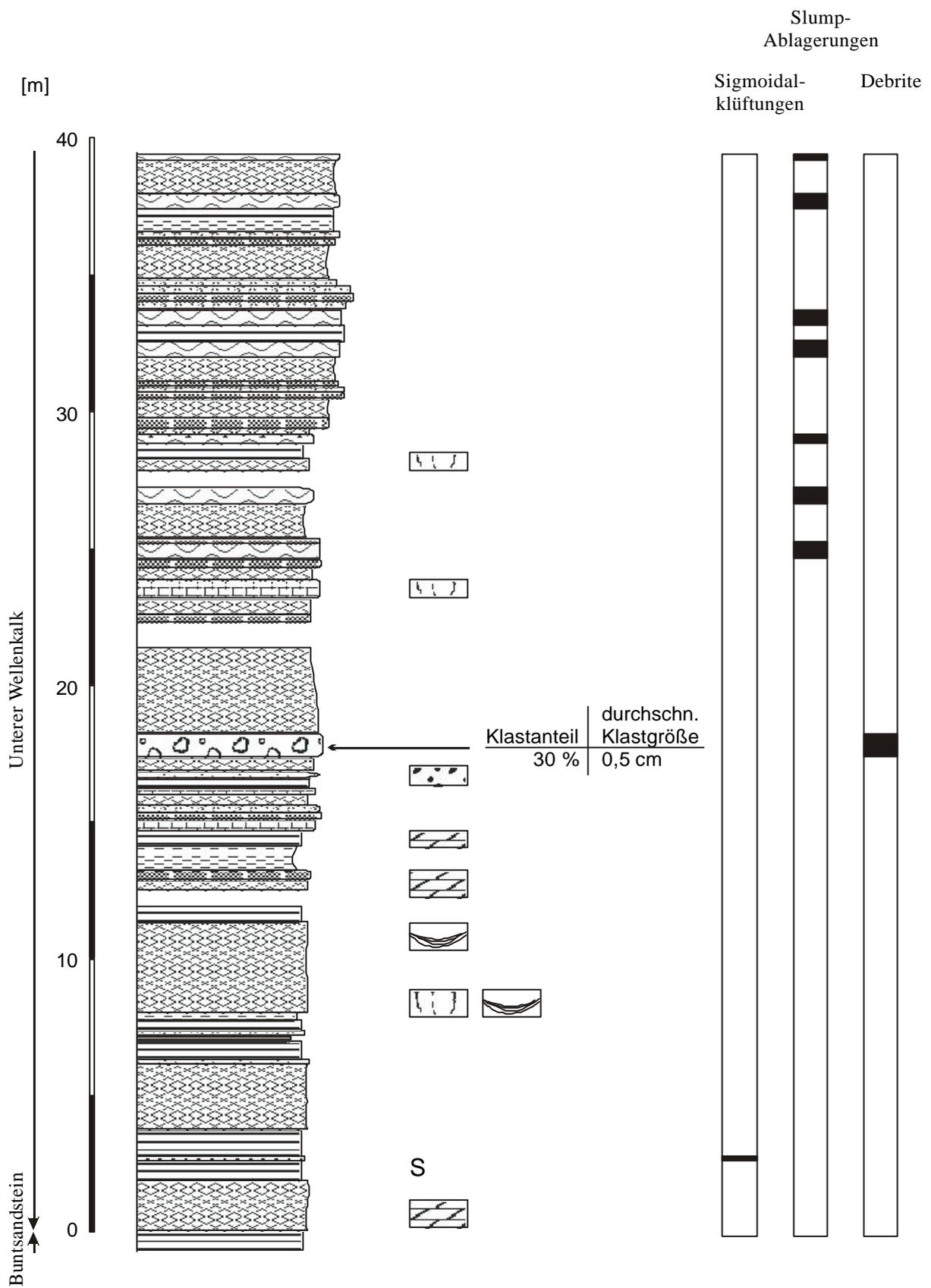
Anlage 24: Verwitterungsprofil Lutherkanzelschichten / Jena, unterer Profilabschnitt (LuJ1)



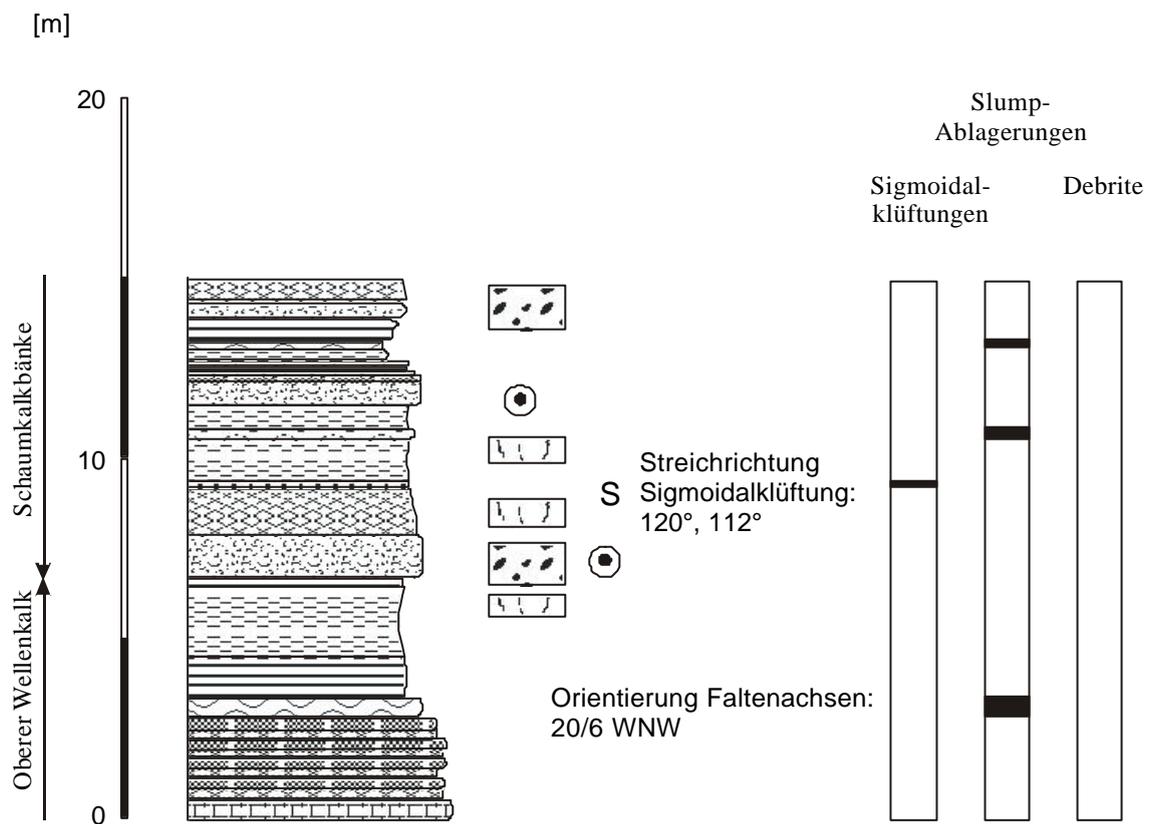
Anlage 25: Verwitterungsprofil Lutherkanzel / Jena, oberer Profilabschnitt (LuJ2)



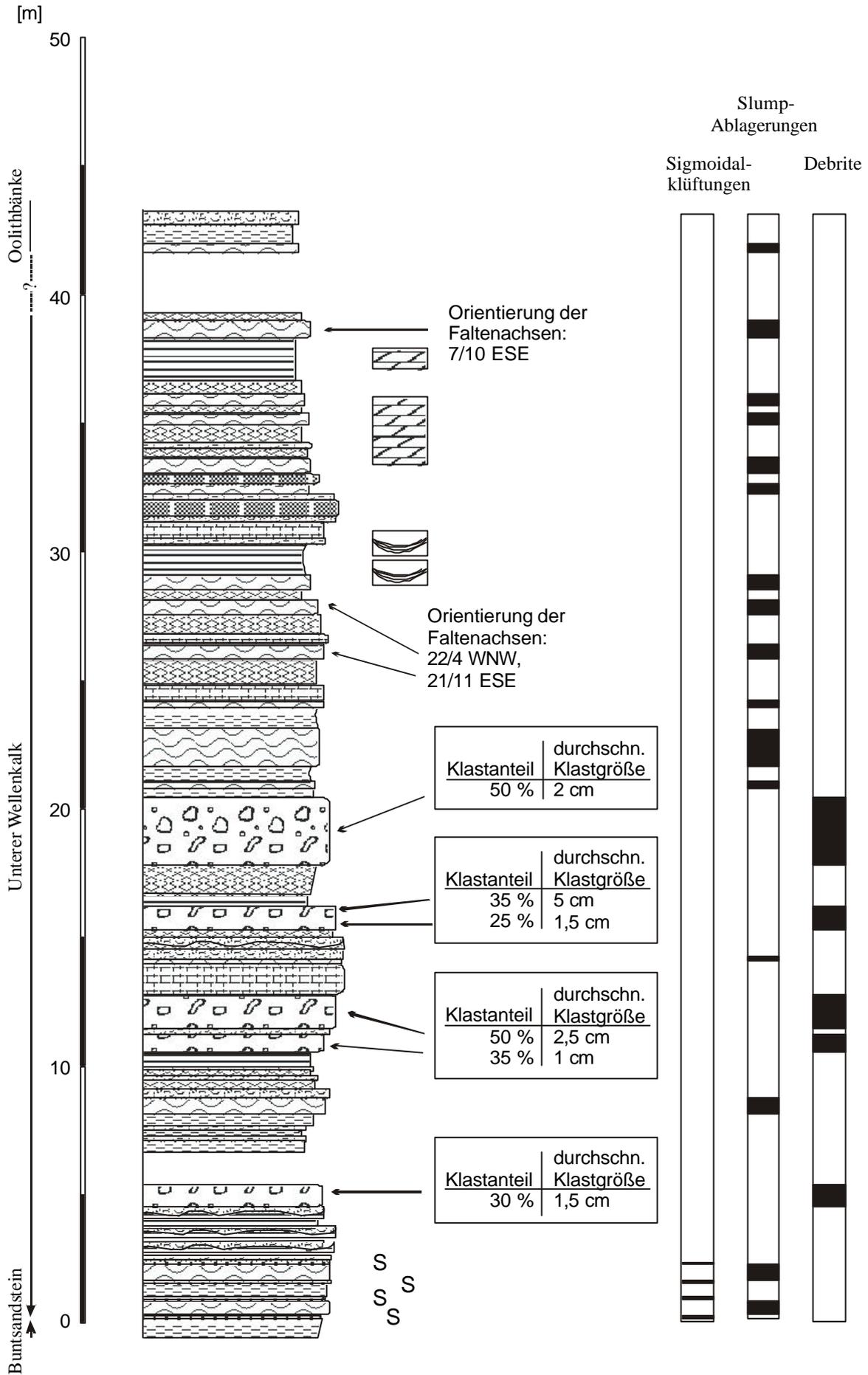
Anlage 26: Verwitterungsprofil Mittelrode / Fulda (Mi)



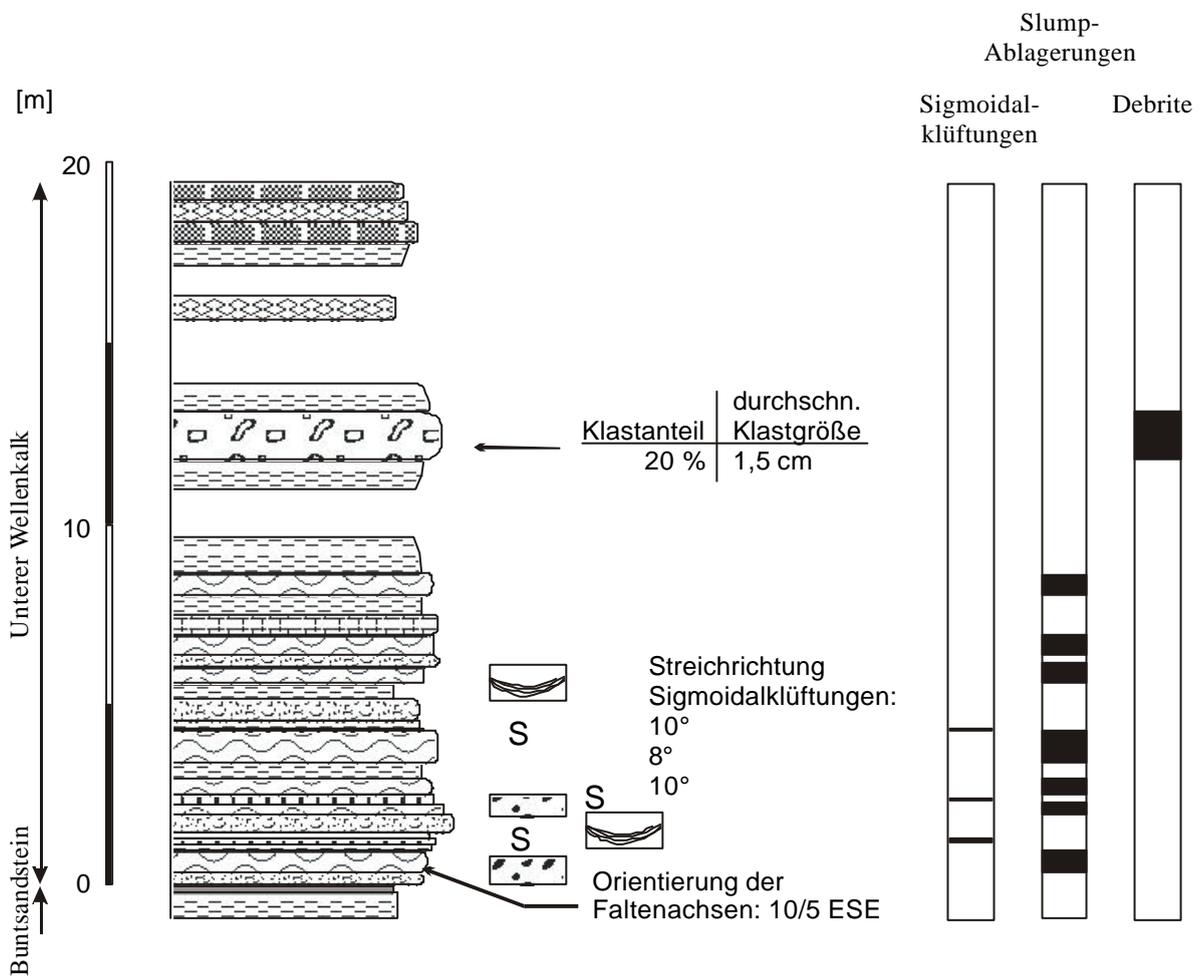
Anlage 27: Verwitterungsprofil Rautal / Jena (RJ)



Anlage 28: Verwitterungsprofil Retzbach / Karlstadt (Re)

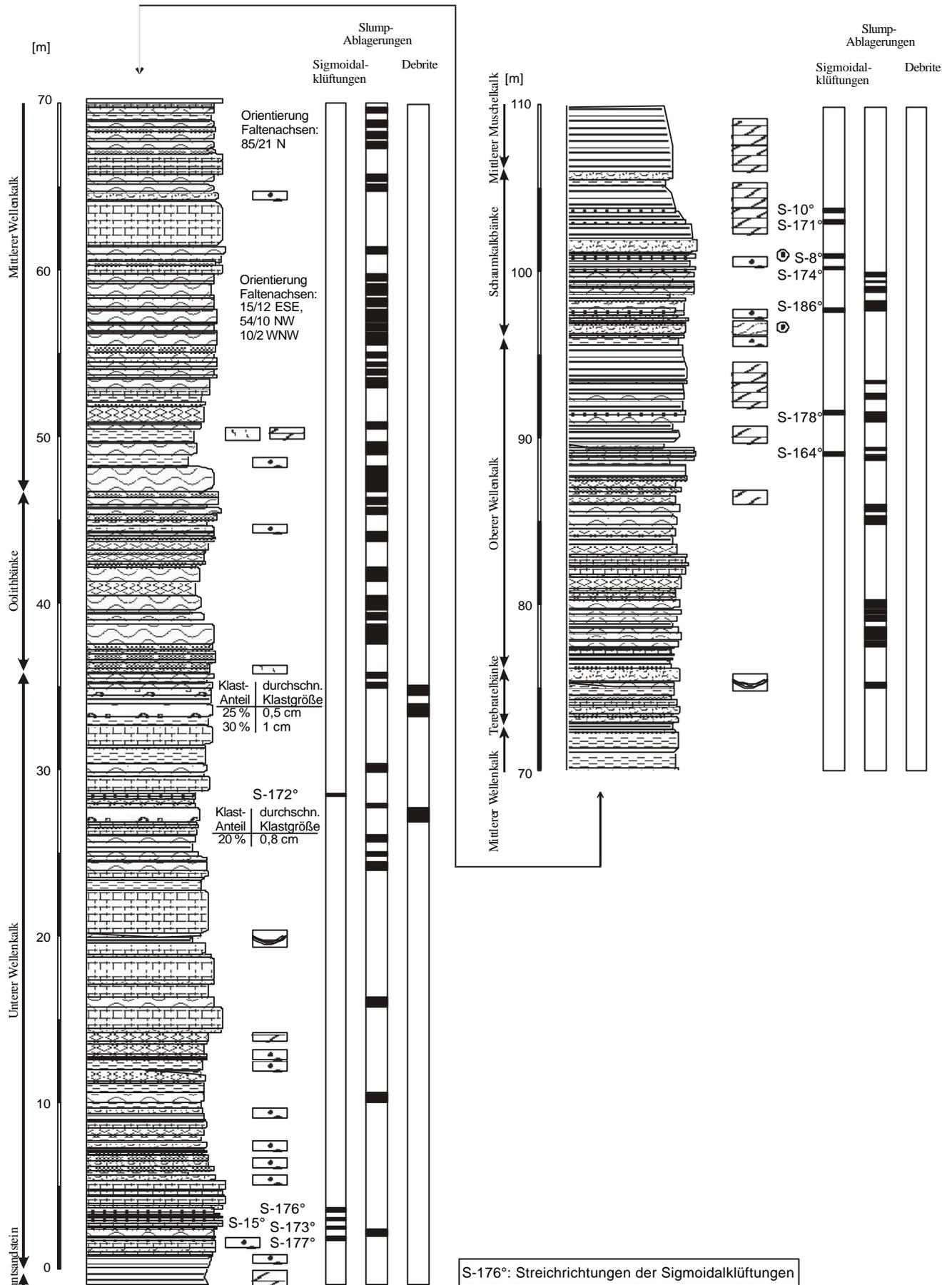


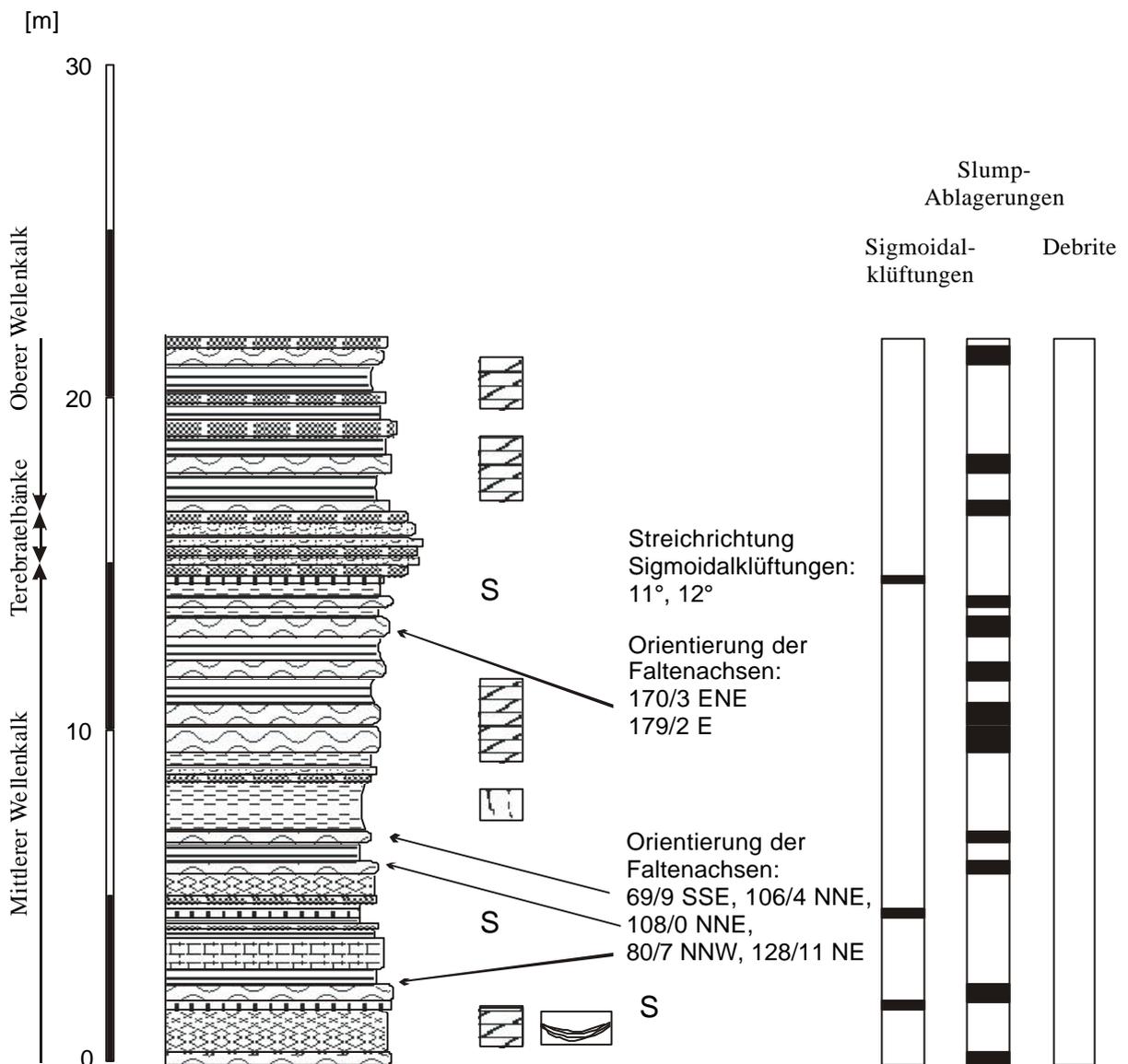
Anlage 29: Verwitterungsprofil Kloster Rohr (RoK)



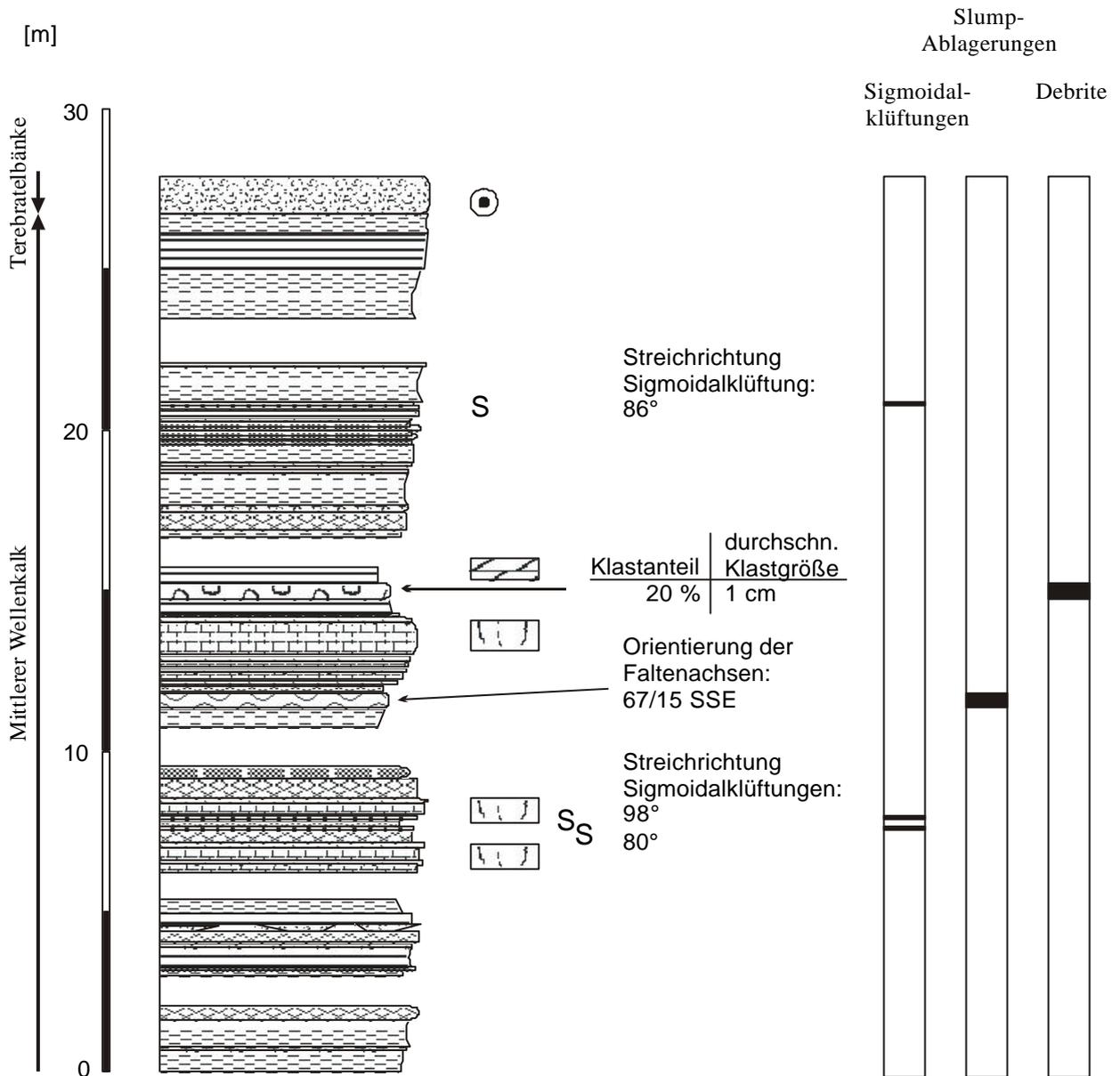
Anlage 30: Verwitterungsprofil Rohr westlich Meiningen (Ro)

Anlage 31: Verwitterungsprofil Steudnitz (Std)

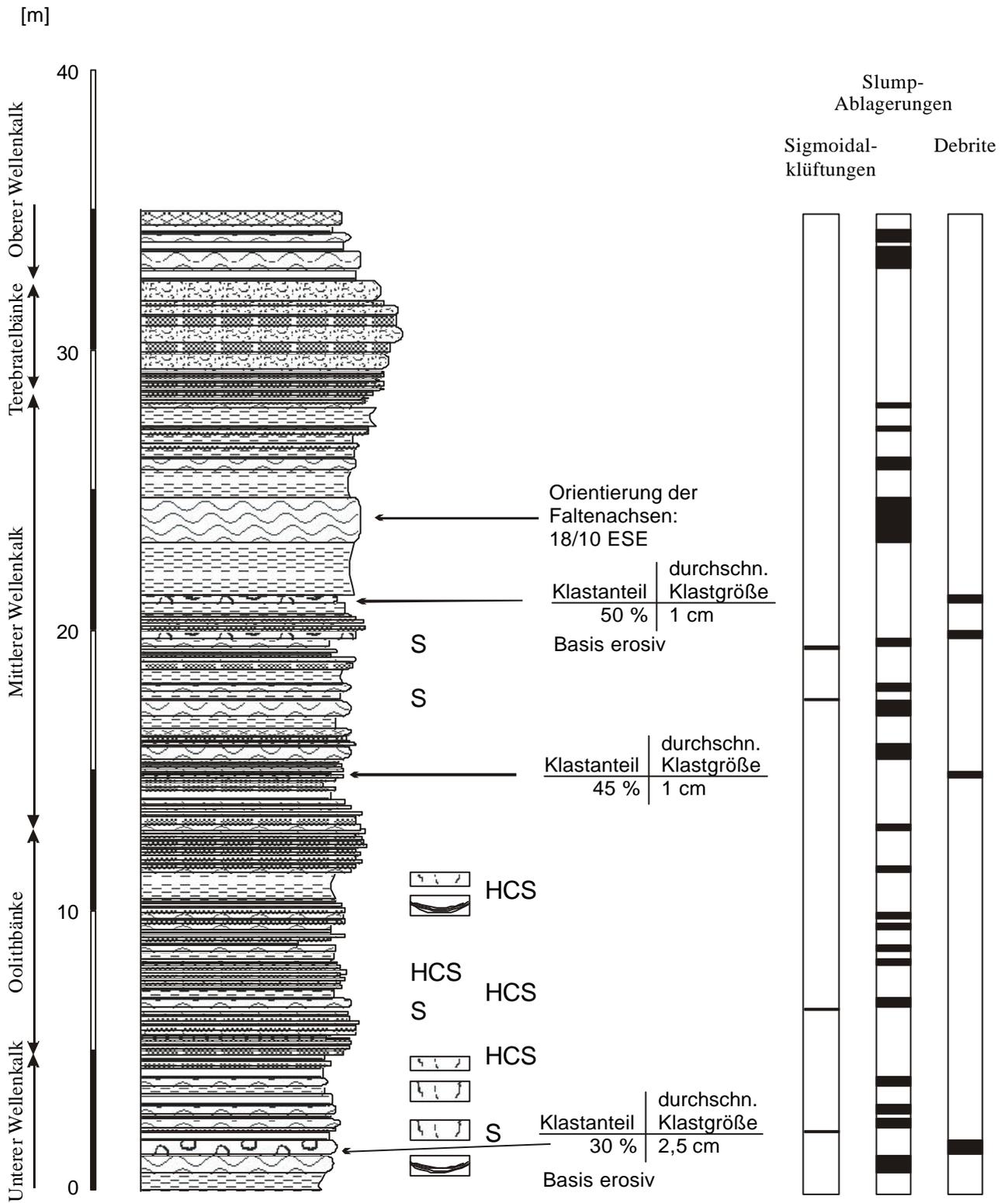




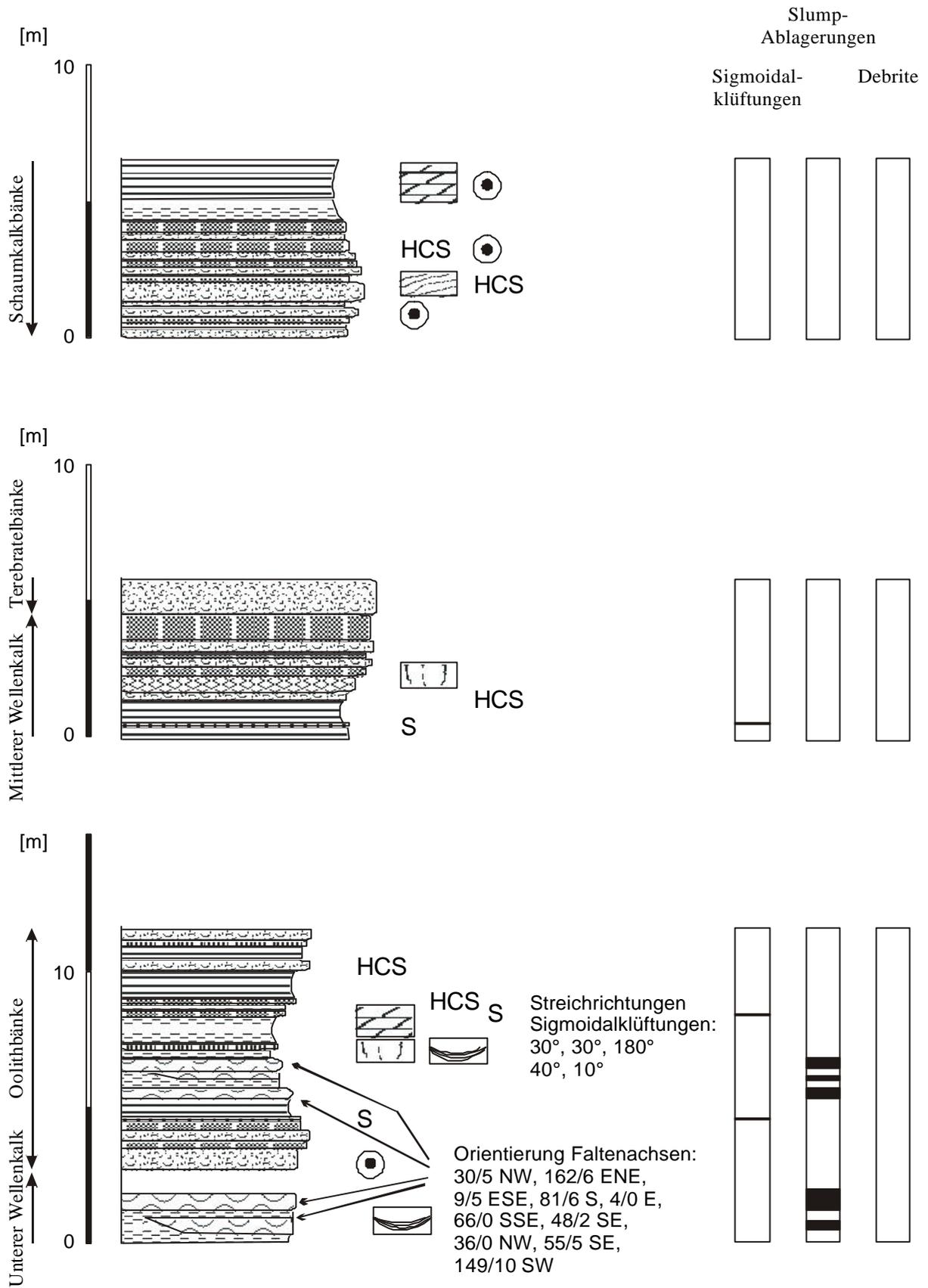
Anlage 33: Verwitterungsprofil Hörselberge, Tannhäuserhöhle (TW)



Anlage 34: Verwitterungsprofil Treffurt (Tr)



Anlage 35: Verwitterungsprofil Wutha (Wu)



Anlage 36: Verwitterungsprofil Zscheiplitz bei Freyburg (Zs)

Selbständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe.

Gießen, 01.02.2002

Katja Föhlisch

Tabellarischer Lebenslauf

Katja Föhlisch

geb.: 27.08.1970	in: Nordhausen
09/1977-07/1987	Polytechnische Oberschule Niedersachswerfen
09/1987-07/1990	Lehre zur Geologiefacharbeiterin mit Abitur Abschluß: Geologiefacharbeiterin mit Abitur Berufsschule des VEB Hydrogeologie Nordhausen
07/1990-09/1990	Mitarbeiterin bei HGN Hydrogeologie GmbH Nordhausen
09/1990-12/1995	Geologie-Studium an der TU Bergakademie Freiberg Abschluß: Diplom-Geologin
03/1996-08/1996	Justus-Liebig-Universität Gießen: Teilnahme an Vorlesungen, Schwerpunkt Ingenieurgeologie
09/1996-02/1999	Promotionsstudium an der Friedrich-Schiller-Universität Jena Forschungsthema: Sedimentationsereignisse im Unteren Muschelkalk Thüringens (DFG-Projekt Lu 544 / 8-1)
03/1999-12/1999	Weiterbildung „Geographische Informationssysteme“ in Gießen
01/2000-08/2000	Mitarbeiterin im Büro für Hydrogeologie und Umwelt GmbH, Gießen
seit 09/2000	Wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Justus-Liebig-Universität Gießen, Schwerpunkt Geothermie, Projekt: "Thermische Untergrundspeicherung auf höherem Temperaturniveau: Begleitforschung mit Messprogramm Aquiferspeicher Reichstag" (BMW-i-Projekt 0329809b)

Gießen, 01.02.2002

Katja Föhlisch