

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

Heft 31

Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente
des Devons und Karbons um
Bad Lauterberg (SW-Harz)

von
Sabine Hahlbeck

Hannover 1990

Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover	ISSN 0440-2812	31	105 S., 138 Abb., 2Tab., 5 Taf. (Taf. 3-5 in Tasche)	Hannover April 1990
-------------------------------------	----------------	----	---	------------------------

SUBAQUATISCH-GRAVITATIV UMGELAGERTE SEDIMENTE
DES DEVONS UND KARBONS UM BAD LAUTERBERG (SW-HARZ)

(mit 38 Abb., 2 Tab., 5 Taf. davon 3 in Tasche)

von

SABINE HAHLBECK*

<u>Inhalt</u>	<u>Seite</u>
Kurzfassung/Abstract	5
0. DANKSAGUNG	5
1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG	7
2. LAGE DES ARBEITSGEBIETS	8
3. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	9
4. ARBEITSMETHODEN	12
4.1. Geländearbeit und Probenentnahme	12
4.2. Bearbeitung der Proben	14
4.3. Datierungen von Fremdgesteinsklasten in den umgelagerten Sedimenten	15
4.4. Bearbeitung der Gefügemessungen	15
5. ZUR ABGRENZUNG SEDIMENTÄRER VON TEKTONISCHEN GEFÜGE-MERKMALEN	15
6. VERBREITUNG UND UNTERGLIEDERUNG DER SUBAQUATISCH-GRAVITATIV UMGELAGERTEN SEDIMENTE	20
7. DAS ALTER DER UMGELAGERTEN SEDIMENTE	27
8. BESCHREIBUNG DER UMGELAGERTEN SEDIMENTE	30
8.1. Die Gesteinseinschlüsse in den Umlagerungssedimenten	30
8.1.1. Extraklasten	30
8.1.2. Intraklasten	43
8.2. Die Matrix der Umlagerungssedimente	45
8.3. Das Interngefüge der umgelagerten Sedimente	46
8.3.1. Schichtung und Einregelungsgefüge	49
8.3.2. Rutsch- und Deformationsgefüge	52
8.3.3. Falten	57

* Anschrift der Verfasserin:
Sabine Hahlbeck, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität
Hannover, Callinstr. 30, D-3000 Hannover 1

9.	Gefügemessungen	59
9.1.	Darstellung der Messungen	59
9.2.	Interpretation der Ergebnisse	68
10.	VERGLEICH MIT AUS DER LITERATUR BEREITS BEKANNTEN SUBAQUATISCH-GRAVITATIV UMGELAGERTEN SEDIMENTEN DES HARZES	72
11.	BILDUNGSBEDINGUNGEN DER UMGELAGERTEN SEDIMENTE IM HARZ UND MÖGLICHE FOLGERUNGEN FÜR MODELLE ÜBER DEN BAUSTIL DES HARZES	80
12.	ZUSAMMENFASSUNG	85
13.	ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN	88
14.	ANHANG	
	Zähllisten der Schwermineralanalysen	99
	Tafel 1: Fototafel mit 3 Figuren	
	Tafel 2: Fototafel mit 3 Figuren	
	Tafel 3: Geologische Karte des Gebiets N und NW von Bad Lauterberg	in Tasche
	Tafel 4: Datierungen von Fremdsteingesteinskla- sten in den Olisthostromen N und NW von Bad Lauterberg	in Tasche
	Tafel 5: Tektonische Karte des Gebiets N und NW von Bad Lauterberg	in Tasche

Kurzfassung: Aus dem SW-Harz werden Ton-/Siltsteine mit Einlagerungen aus verschiedenartigen und -alten Gesteinen beschrieben. Die Sedimentkörper werden aufgrund eindeutig submarin-gravitativer Umlagerungsgefüge als Olisthostrome eingestuft. Andere Strukturen innerhalb der Olisthostrome können auch diagenetisch oder tektonisch bedingt sein. Es werden drei verschiedene Olisthostromkomplexe ausgegliedert, die voneinander durch unterschiedliche Klasterführung abgegrenzt werden. Neben Olisthostromen stehen im Untersuchungsgebiet auch slumps und Steinschlagsedimente an.

Abstract: In the S-W-Harz Mountains pelites with inclusions from rocks of different origin and age are described. Due to definitively submarine gravitational structures of deposition these sediments are classified as olistostromes. Other textures in the olistostromes could be the result of diagenesis or tectonics. Three olistostrome complexes are separated which contain different clasts. Moreover slumps and rockfall sediments are found in the area investigation.

0. DANKSAGUNG

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit ging von Herrn Prof. Dr. D. Henningsen (Inst. f. Geol. u. Paläont. Univ. Hannover) aus. Ihm danke ich für die Betreuung und Hilfe.

Die Arbeit entstand im Rahmen des von Herrn Prof. Dr. D. Henningsen beantragten und geleiteten Projekts "Rutschsedimente Lauterberg" (Aktenzeichen: HE 394/14-1, 14-2) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), ohne deren finanzielle Förderung ich die Untersuchungen nicht hätte durchführen können.

Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. K. Günther, Herrn Dr. J.-P. Groetzner, Herrn Dr. W. Habler, Herrn Dr. F. Mauthe, Herrn A. Müller und insbesondere Frau Dr. E. Deneke (alle Inst. f. Geol. u. Paläont. Univ. Hannover) für ihr Interesse an meiner Arbeit und ihre Diskussionsbereitschaft.

Bedanken möchte ich mich auch bei den kartierenden Studenten des Inst. f. Geol. u. Paläont. d. Univ. Hannover, unserem Präparator, Herrn H.-U. Metzger, sowie Herrn Dr. P. Buchholz und Frau M. Zweig (beide TU Braunschweig) für die gute Zusammenarbeit.

Nicht zuletzt sei Herrn Dr. D. Stoppel (BGR) für die Selbstverständlich-

keit gedankt, mit der er mir Bohrkerne für Untersuchungen zur Verfügung stellte.

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Seit der letzten Kartierung des Blattes Bad Lauterberg (SW-Harz) durch SCHRIEL (1938) wurden in der regionalgeologischen Kenntnis dieses Gebiets Fortschritte erzielt (Kap.3.). Dabei kam es sowohl zur stratigraphischen Neueinstufung einiger Einheiten als auch zur genetischen Neuinterpretation ganzer Gesteinsserien, die Inhalt dieser Arbeit sind.

Tonschiefer mit Einlagerungen von Kalkstein, Kieselschiefer, Grauwacke und Diabas im Bereich des sogenannten "Scharzfelder Sattels" (Abb.1) wurden von SCHRIEL (1939:21ff) als eifelzeitliche Wissenbacher Schiefer bezeichnet. Heute werden sie als (tektonisch überprägte) subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente gedeutet (u.a. LÜTKE 1973:360). Auch m³-große Vorkommen silurischen Tonsteins sowie unter- und mitteldevonischen Herzynkalks im Gebiet der sogenannten "Knollenmulde" und des "Tanner Grauwackenzugs" (Abb.1) werden als Gesteinseinschlüsse in "Schlammstromsedimenten" interpretiert (u.a. STOPPEL 1977:89ff).

Diese Auffassung ist jedoch nicht unumstritten: In einem Gebiet NE von Bad Lauterberg stehen auch Tonsteine mit Fremdgesteinseinlagerungen an. LÜTKE (1978a:155ff) deutete sie als gravitativ umgelagerte Sedimente, während KOLL (1984:71f) das Auftreten von Fremdgesteinsklasten in Tonsteinen auf tektonische Vorgänge zurückführte.

Daraus folgt ein wichtiger Aspekt dieser Untersuchung: Der Versuch einer Unterscheidung von sedimentärem und tektonischem Gefügeanteil innerhalb der "Schlammstromsedimente". Voraussetzung dafür ist die Darstellung der räumlichen Verbreitung der umgelagerten Sedimente im Gebiet N und NW von Bad Lauterberg. Sie basiert auf zahlreichen Kartierungen 1:5000, die im Rahmen der Diplomprüfung des Studienganges Geologie/Paläontologie an der Universität Hannover durchgeführt wurden und werden.

Weiterhin wird den Fragen nachgegangen, ob es sich um einen oder um mehrere Resedimentations- und Rutschvorgänge handelte, welche sedimentären und tektonischen Beziehungen zu anderen dort anstehenden Gesteinsformationen (insbesondere zu den Grauwacken) bestehen und in welchen Zeitabschnitten

die Vorgänge abliefen.

Darüber hinaus werden die hier untersuchten Ablagerungen mit anderen, bereits bekannten Umlagerungssedimenten des Harzes verglichen. Dabei handelt es sich um "Schlammstromsedimente" W und E des Arbeitsgebiets, synsedimentäre und frühdiagenetische Sedifluktionen im Gebiet des Oberharzer Devonsattels, regionale Olisthostrome in der Umgebung des Elbingeröder Komplexes und weiträumig verbreitete Olisthostrome der Harzgeröder Zone.

Die gleichfalls subaquatisch-gravitativ umgelagerten turbiditischen Sedimente (Grauwacke und Flinzkalkstein) werden hinsichtlich ihrer Bildungsmechanismen in dieser Arbeit nicht behandelt.

Abschließend werden Konzepte zur paläogeographischen und tektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebiets diskutiert.

2. LAGE DES ARBEITSGEBIETS

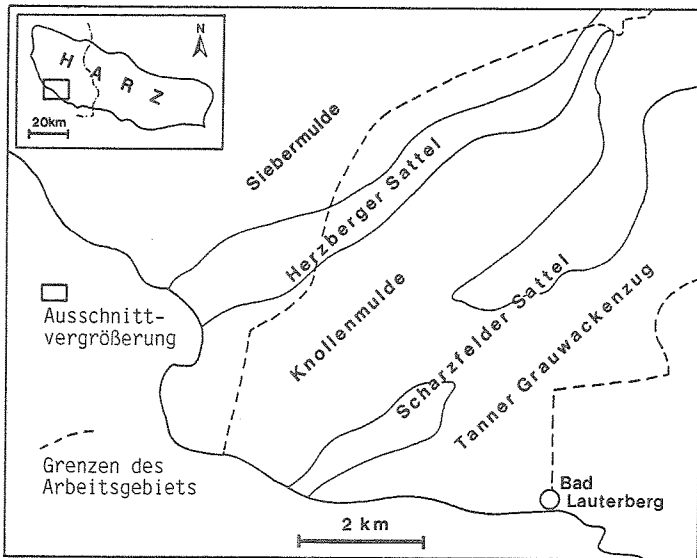


Abb.1: Lage des Arbeitsgebiets mit herkömmlicher Gliederung nach MOHR (1979:29).

Die Lage des Arbeitsgebiets geht aus Abb.1 hervor. Es liegt am SW-Harzrand im Bereich der TK 25, 4328 Bad Lauterberg. Das ca. 46 km² große Areal nimmt den südwestlichsten Teil des "Tanner Grauwackenzugs" sowie die Gebiete des "Scharzfelder Sattels" und der "Knollenmulde" ein. Ferner enthält es große Bereiche des "Herzberger Sattels" und reicht im NW bis in die Siebermulde hinein.

3. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

In diesem Kapitel wird die Abfolge der im Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine entsprechend den Ergebnissen der o.g. Neukartierungen dargestellt. Die alten geologischen Einheiten "Scharzfelder Sattel", "Knollenmulde" und "Herzberger Sattel" dienen dabei nur noch der geographischen Orientierung. Eine vereinfachte geologische Karte findet sich auf Tafel 3.

Die ältesten, gravitativ nicht umgelagerten Schichten sind nach Conodonten (BORGER 1970 in MARGANE 1986:7) eifelzeitliche Tonsteine im NW des Untersuchungsgebiets. Auf der geologischen Karte (Taf.1) sind sie nicht ausgegliedert, da sie sich in einem schwer kartierbaren, ca. 500 m breiten Streifen finden, der SW-NE-streichend einen Teil des "Herzberger Sattels" einnimmt. Hier stehen vor allem Tonsteine, Kieselschiefer und Diabase, seltener auch Flinzkalksteine und Grauwacken, unterschiedlichen Alters an. Neben Datierungen als Eifelzeit liegen aus Ton- und Kieselschiefern sowie Flinzkalksteinen Conodonten des Givets, doI alpha-gamma, doI delta, doII alpha und beta, doII beta - III alpha und wahrscheinlich des doV-VI vor (BUCHHOLZ, freundl. mündl. Mitt.; MARGANE 1986:10; MEYER 1968:365; WACHENDORF 1966:187ff).

Oberdevonischen Alters sind Kieselschiefer, die in mehreren Zügen von wenigen 10er-m Mächtigkeit im östlichen, südlichen und mittleren Teil des Arbeitsgebiets anstehen. Während SCHRIEL (1939:27) nur einen oberdevonischen Kieselschiefer beschrieb, können heute aufgrund von Conodontenfunden stellenweise zwei unterschiedlich alte Kieselschieferserien nachgewiesen werden. Dabei werden die älteren Kieselschiefer in das doI delta - (II alpha) gestellt (ERNST-HUNEKE 1985:3ff; LÜTKE 1973:360f; MARONDE 1966:

526; MEISSNER 1985:8; SCHMIDT, freundl. mündl. Mitt.), die jüngeren reichen von der Grenze doII alpha/beta bis in das doIII hinein (MEISSNER 1985:11).

Neueste Conodontenfunde aus dem Gebiet E der Koboltstaler Köpfe belegen ein Alter von doI alpha-gamma in Kiesel-schiefern (BUCHHOLZ, freundl. mündl. Mitt.). Demnach müßte entweder die stratigraphische Einordnung des ersten Kiesel-schiefers auf doI alpha-(II alpha) erweitert werden, oder aber es tritt noch ein dritter (älterer) Kiesel-schiefer auf. Da eine Klärung dieser Frage im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht möglich ist, wird in den Bereichen, aus denen keine neueren Datierungen vorliegen, die bisherige Einstufung als doI delta-(II alpha) beibehalten.

Im Hangenden der doI delta-(II alpha)-zeitlichen Kiesel-schiefer finden sich Grauwacken, die an ihrer Basis Kiesel-schieferbreccien führen. Diese 90-150 m mächtigen Grauwacken werden, da Conodonten fehlen, aufgrund ihres Lagerungszusammenhangs als doI delta-II alpha/beta-zeitliche Bildungen angesehen (u.a. ERNST-HUNEKE 1985:7f).

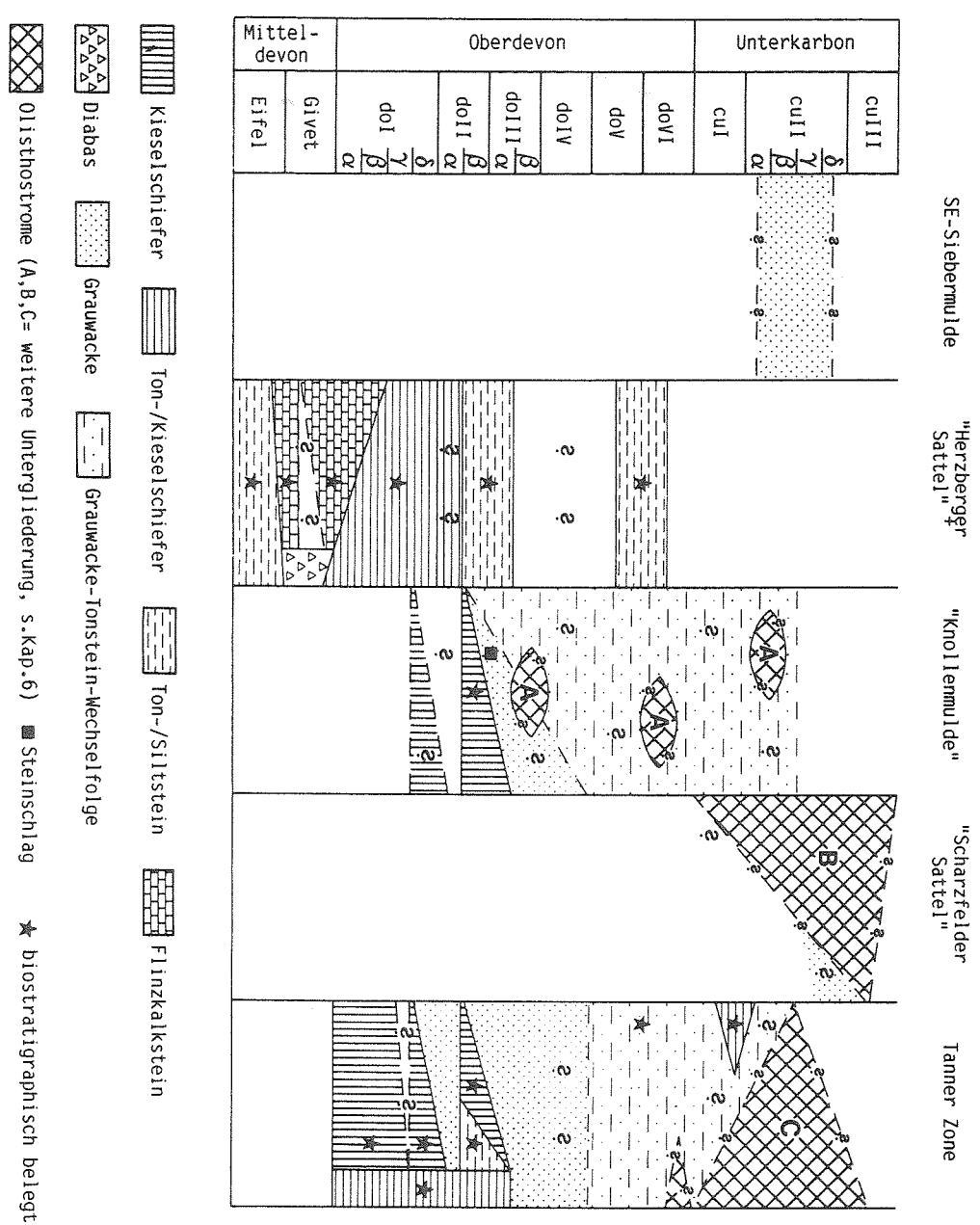
Die jüngeren Kiesel-schiefer (doII alpha/beta-III) werden ebenfalls von Grauwacken überlagert, deren Mächtigkeit auf 150-200 m geschätzt wird (MEISSNER 1985:12). Wegen ihrer Position und einer Datierung S des Arbeitsgebiets (SCHÜFFLER 1978:30) ordnet man diese Grauwacken dem doII beta-III/?IV zu (u.a. MITTAG-BRENDEL 1988:17). Sie entsprechen somit der "Südharzgrauwacke".

Altersgleich mit der "Südharzgrauwacke" sind auch Teile der auf SCHRIELS Karte (1938) als "Cypridinschiefer" ausgegliederten roten und grünen Ton-/Siltsteine im W des Arbeitsgebiets. An der Mitte-lecke konnte doII beta-III-Alter belegt werden (SÖNNKE 1990). Auf der geologischen Karte (Taf.3) sind sie wegen ihres kleinräumigen Vorkommens nicht dargestellt.

In das untere bis mittlere Oberdevon werden auch Ton- und Kiesel-schiefer gestellt, die NE von Bad Lauterberg anstehen und nach Conodontenfunden vom doI bis III reichen (SCHMIDT, freundl. mündl. Mitt.).

Als nächstjüngere Einheit folgt eine Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge. Sie ist im Bereich des Tanner Grauwackenzuges mit 200-300 m Mächtigkeit ver-

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen bis unterkarbonischen Gesteine N und NW von Bad Lauterberg nach Kartierungen (s. Text) und eigenen Befunden (Olisthostrome). Stratigraphische Einteilung sowie Mächtigkeit der einzelnen Formationen unmaßstäblich.



breitet. Die Wechselfolge wird von älteren Grauwacken meist lithofaziell abgegrenzt, seltene Conodontenfunde im Untersuchungsgebiet belegen ein doV-VI-Alter dieser Ablagerungen (ERNST-HUNEKE 1985:13; SCHMIDT, freundl. mündl. Mitt.; SCHÜFFLER 1978:36f). Ob diese Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge wie im Ostharz in das Unterkarbon hineinreicht, ist ungewiß.

Im Gebiet der sogenannten "Knollenmulde" stehen ebenfalls Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen an; sie treten zusammen mit gröberkörnigen Grauwacken auf. Aufgrund unklarer Lagerungsverhältnisse - eingelagerte Kieselschieferzüge keilen rasch aus und sind nur z.T. als doII alpha/beta-III datiert- werden sie hier nicht untergliedert, sondern allgemein als bis zu 700 m mächtige Bildungen des do-cu? ausgewiesen.

Auch stichprobenartig durchgeführte Schwermineraluntersuchungen (Anh. Proben Wf1-Wf5) ergaben keine Hinweise: Die Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen zeigen Schwermineralspektren, wie sie nach DENEKE (1989) in Grauwacken des doI-II und des cuIII zu finden sind.

Unterkarbonischen Alters sind die nur in geringer Verbreitung nachgewiesenen Ton- und Kieselschiefer im NE des Arbeitsgebiets, die mit Hilfe von Conodonten in das cuI-II alpha eingestuft werden (BUCHHOLZ, freundl. mündl. Mitt.; MARGANE 1986:19f). Auch die "Siebergrauwacke", deren Hauptschüttung W des Arbeitsgebiets in das cuII beta/gamma zu stellen ist (SOLANWAR 1978:60), wird als unterkarbonische Bildung angesehen. Aus dem Untersuchungsgebiet selbst liegen keine Datierungen vor.

Die submarin-gravitativ umgelagerten Sedimente des Devons bis Unterkarbons enthalten Klaster silurischen bis unterkarbonischen Alters. Die kleinen Areale silurischer Tonsteine mit Graptolithen der alten geologischen Karte (SCHRIEL 1938) stellen somit, genau wie die unter- und mitteldevonischen Kalksteine und der "Hauptquarzit", Einschlüsse in den Umlagerungssedimenten dar. Die von SCHRIEL (1938) ausgewiesenen 300 m mächtigen Wissenbacher Schiefer im Bereich des "Scharzfelder Sattels" mit Einschaltungen von Grauwacke, Kieselschiefer, Diabas und Kalkstein (meist oberdevonisch) sind ebenfalls Rutschsedimente.

Die devonischen und unterkarbonischen Schichten streichen überwiegend NE-SW. Sie sind durch die variszische Orogenese in NW-vergente Falten gelegt und verschuppt worden. Möglicherweise liegt auch Deckenbau vor. Die Störungen verlaufen z.T. schichtparallel, z.T. in herzynischer Richtung; im S-Teil des Arbeitsgebiets treten auch E-W-streichende Verwerfungen auf.

Das "Grundgebirge" wird stellenweise von Rotliegend-Gesteinen in Form von sauren Vulkaniten und Porphyrkonglomeraten diskordant überlagert und von Rhyolith-Gängen durchzogen. Am S-Harstrand finden sich außerdem Sedimente der Zechstein-Zeit. Während der Oberkreide bis zum Tertiär (GUNDLACH & STOPPEL in STOPPEL et al. 1983:214) kam es zur Bildung herzynisch streichender Baryt- und Fluoritgänge.

4. ARBEITSMETHODEN

4.1. Geländearbeit und Probenentnahme

Als Grundlagen der Geländearbeiten dienten die Kartierungen 1:5000 im Arbeitsgebiet von ERNST-HUNEKE (1985), HEINZE (1985), MAJEWSKI (1985), MARGANE (1986), MARIENFELD (1988), MEISSNER (1985), MITTAG-BRENDEL (1988), SAUERBREY (1989), SCHMIDT (freundl. mündl. Mitt.), SCHWENNICKE (1987), SIEBERT (1988), SÖNNKE (1990), STEINWEDE (1989) und WUCHERPENNIG-GIERS (1989). Diese Arbeiten wurden auf die Verbreitung von Rutschsedimenten (Taf.3) überprüft und z.T. korrigiert. Außerdem wurde auf Literaturangaben über Fundorte von Kalkstein und silurischen Gesteinen zurückgegriffen.

In allen Aufschlüssen wurden die Gesteinszusammensetzung und das Interngefüge der tonigen und siltigen Gesteine untersucht; Schichtung (z.T. Pseudoschichtung, Kap.8.3.1), Schieferung und Faltenachsen wurden eingemessen.

In Anlehnung an eine Meßmethode, die GÖRLER & REUTTER (1968:499) vorschlugen, wurde in drei ausgewählten Rutschsediment-Aufschlüssen die Einfallrichtung relativ plattiger Klasten bestimmt. Eine Einmessung der Längsachsen der Gesteinseinschlüsse konnte nicht vorgenommen werden, da das hier-

für notwendige Freilegen der Einschlüsse meist eine Loslösung der einzu-messenden Klasten aus dem brüchigen und stark verwitterten Gesteinsverband zur Folge gehabt hätte. Im Gegensatz dazu war das Einmessen der Begren-zungsflächen tafeliger Einschlüsse häufiger möglich, da sie teilweise aus den Aufschlußwänden herausragen. Natürlich werden bei dieser Methode nur größere Klasten ab dm-Durchmesser erfaßt.

Eine weitere von GÖRLER & REUTTER (1968:497ff) angeführte Meßmethode, die nur an Aufschlußwänden möglich ist, an denen sich Rutschsedimente mit den "Normalsedimenten" eines Beckens verzahnen und die zudem paral-lel zur mutmaßlichen Bewegungsrichtung der Umlagerung liegen, konnte nicht angewandt werden, da die Voraussetzungen (s.o.) fehlen. Bei die-ser Methode wird der Winkel der Abweichung zwischen Schichtung des Beckensediments und den Längsachsen der Klasten bestimmt.

Zur weiteren Bearbeitung (Kap.4.2.) wurden eindeutige und fragliche sub-aquatisch-gravitativ umgelagerte Gesteine beprobt. Die 161 Proben - aus Bereichen mit hohem Matrixanteil - wurden möglichst orientiert entnommen. Im W-Teil des Arbeitsgebiets konnten jedoch häufig nur Lesesteine aufge-sammelt werden.

Außerdem wurden Grauwackeklasten innerhalb der Rutschsedimente und in ihrer Umgebung anstehende Grauwackeserien beprobt (insgesamt 18 Proben). Weitere Proben entstammen Gesteinseinschlüssen aus vulkanischem Material in den Umlagerungssedimenten, die im Gelände nicht sicher bestimmbar wa-ren, sowie stichprobenartig entnommenen Flinzkalksteinen. Eine Karte der Probenentnahmepunkte, die Protokolle der Probenbeschreibungen sowie An- und Dünnschliffe sind im Institut für Geologie und Paläontologie der Uni-versität Hannover hinterlegt.

Herr Dr. STOPPEL (BGR) gab mir Gelegenheit, Bohrkern der Bohrung "Bad Lauterberg-Heibeeketal" (s. STOPPEL 1977) und der Bohrungen "Wolkenhügel" (s. GUNDLACH et al. in STOPPEL et al. 1983) - eingelagert im Magazin Gru-benhagen der BGR und des NLFb - zu besichtigen und zu beproben. Dabei wurden 7 Proben aus Rutschsedimenten und 6 Proben aus Grauwacken entnom-men.

4.2. Bearbeitung der Proben

Die Proben aus den Gesteinen, bei denen man subaquatisch-gravitativ Umlagerungen vermuten konnte, wurden (wenn möglich) senkrecht und parallel zum Streichen der Gesamtserie aufgesägt und danach beschrieben. Eine Gesteinsbeschreibung schon im Gelände erwies sich als nicht ausreichend, da das Gestein beim Anschlagen entlang von Schieferungsflächen feinscherbig zerbricht und dadurch ein Großteil der Sedimentstrukturen nicht sichtbar wird.

Von 100 Proben wurden Dünnschliffe angefertigt. Von 22 Proben konnten aufgrund des feinscherbigen Zerbrechens des Tonsteins und damit verbundener technischer Schwierigkeiten bei der Schliiffproduktion (HAHLBECK & METZGER 1988) nur Gesteinsanschliffe hergestellt werden. Diese und 10 von den Kartierern SÖNNKE und SCHMIDT überlassene Schliffe wurden auf Einschlüsse, die Matrix sowie vorhandene sedimentäre und tektonische Gefüge untersucht (Kap.8.).

An 8 ausgewählten Proben wurden Röntgenuntersuchungen der tonig-siltigen Matrix vorgenommen. Die Ergebnisse sind in Kapitel 8.2. dargestellt.

Vor der Aufbereitung zur Schwermineralanalyse wurden diejenigen "Grauwacke"-Proben, welche als Gesteinseinschlüsse in Rutschgesteinen vorlagen, unter dem Binokular darauf überprüft, ob es sich ihrer Petrographie nach tatsächlich um Grauwacken handelt. Andere Merkmale, wie z.B. Gradierung, sind aufgrund der geringen Klastengröße nicht zu erkennen.

Die Aufbereitung der Grauwackeproben und Herstellung der Präparate erfolgte im Prinzip gemäß der Anleitung von HENNINGSEN (1981). Abweichend zu dem von ihm beschriebenen Verfahren wurde jedoch nicht immer die gleiche Materialmenge verwendet, sondern jeweils soviel, daß (bis auf eine Probe) mindestens 300 Schwermineral-Körner ausgezählt werden konnten. Dabei wurde jeweils erst eine geringe Menge Probenmaterials verwandt und - wenn sich zeigte, daß dies nicht ausreichte - weiteres Material bearbeitet, so daß bis zu drei Präparate aus bis zu 50 g Probenmaterial für eine Grauwackeprobe ausgewertet wurden. Die Verwendung unterschiedlicher Materialmengen hat aber keinen Einfluß auf die qualitative Vergleichbarkeit der Schwer-

Schwermineralzählungen untereinander.

4.3. Datierungen von Fremdgesteinsklasten in den umgelagerten Sedimenten

Kalksteinklasten, seltener auch Kieselschiefer- und Tonsteineinlagerungen, können mit Hilfe von Conodonten, silurische Tonsteineinschlüsse mittels Graptolithen stratigraphisch eingeordnet werden.

Eigene Datierungen wurden nicht vorgenommen, da bereits zahlreiche Altersbestimmungen aus dem Untersuchungsgebiet vorliegen. Sie sind auf Tafel 4 zusammengestellt.

4.4. Bearbeitung der Gefügemessungen

Die im Gelände eingemessenen Flächen und Lineare wurden in eine Karte eingetragen (Taf.5), aber auch mittels des von WALLBRECHER (1979, 1986) erarbeiteten Computerprogramms "Gefüge" statistisch ausgewertet und in Gefügediagrammen dargestellt. Die Ergebnisse sind in Kap.9. beschrieben.

5. ZUR ABGRENZUNG SEDIMENTÄRER VON TEKTONISCHEN GEFÜGEMERKMALEN

Sedimentäre und tektonische Prozesse können gleichzeitig auftreten und einander beeinflussen. So können gravitative Umlagerungen tektonisch, z.B. durch Erdbeben, ausgelöst werden. Den überwiegenden Anteil an der Entstehung der Rutschsedimente hat jedoch die Gravitation als exogen wirkende Kraft. Die Abgrenzung der Begriffe Sedimentation (incl. Resedimentation) und Tektonik erfolgt hier nach HOEDEMAEKER (1973:13ff), wobei die überwiegende Bildungsursache namensgebend ist.

Viele der Strukturen und Gefügemerkmale, die für Rutschgesteine typisch sind (Kap.8.3.), können auch tektonischen Ursprungs sein. Beweise für gravitative Umlagerungen sind daher nur solche Strukturen, deren Entstehung durch tektonische Prozesse ausgeschlossen werden kann. Das gleiche gilt im

umgekehrten Sinne auch für tektonische Formen.

Im Folgenden werden tektonische Deformationen noch unverfestigter Sedimente nicht berücksichtigt, da sie Strukturen erzeugen (z.B. EICHENTOPF 1987), die auch durch Rutschungen entstehen.

Das typische Gefüge eines Olisthostroms, wie es STOW (1984:804) beschrieb, ist durch regellose Verteilung von, nach Material, Größe und Form, schlecht sortierten, Klasten gekennzeichnet. Das gleiche Bild entsteht nach HSÜ (1968:1066), wenn bereits verfestigte Gesteinseinheiten tektonisch zerlegt und vermischt werden. Das so entstandene Ergebnis bezeichnete er als "Mélange". Im Gegensatz zu einem Olisthostrom fehlen in der Mélange aber Strukturen, die eine Verformung noch nicht lithifizierter Matrix ("soft-sediment-deformation") zeigen.

Sind Klasten nur einer Gesteinsart lagig angeordnet, kann das auf tektonisch bedingte Beanspruchung (Boudinage) oder auf gravitativ bedingtes Zerreißen von Schichten (pull-apart-Strukturen, u.a. MILLS (1983:96)) zurückgeführt werden.

Besonders leicht sind rotierte Boudins einer nicht koaxialen Boudinage (u.a. NICOLAS 1987:124) oder asymmetrische Boudins in Scherzonen (u.a. GOLDSTEIN 1988) mit gravitativ bewegten Gesteinsbruchstücken zu verwechseln.

Da in einfachen tektonischen Strukturen die einzelnen Boudins einer Faltenflanke aber immer in die gleiche Richtung gedreht sind, lassen sich zumindest Lagen, deren Einschlüsse (bezogen auf das Einregelungsgefüge im Gesamtsediment) in unterschiedliche Richtungen einfallen oder in denen einzelne Klasten sogar überkippt sind, eindeutig auf Umlagerungen zurückführen. In mehrfach überprägten tektonischen Gefügen ist dieser Schluß nicht zulässig, da dort die Ausrichtung der einzelnen Boudins vermeintlich regellos sein kann.

Ob die tektonische Prägung der Gesteine im Arbeitsgebiet einphasig (DORNSIEPEN 1978:536; KOLL 1984:57; WACHENDORF 1986:45) oder mehraktig (SCHWAB 1976:98ff) war, ist im Rahmen dieser Arbeit nicht zu entscheiden.

Einschlüsse, die aus dem gleichen Material wie die Matrix bestehen, können wegen fehlender Kompetenzunterschiede keinesfalls als Boudins gedeutet werden.

Auch die Form der Klasten kann Aufschluß über die Genese geben: Linsen, Phacoide, länglich-plattige Komponenten und isometrische Trümmer können sowohl durch tektonische Vorgänge als auch durch Umlagerungen entstehen. Dagegen sind Gesteinseinschlüsse, die aufgrund ihrer Merkmale als Gerölle anzusprechen sind, eindeutig sedimentären Ursprungs.

Klasten mit ebener Oberfläche, die im Inneren Formen einer vorausgegangenen Deformation zeigen, sind ebenfalls als sedimentäre Bildungen anzusehen (Abb.2).

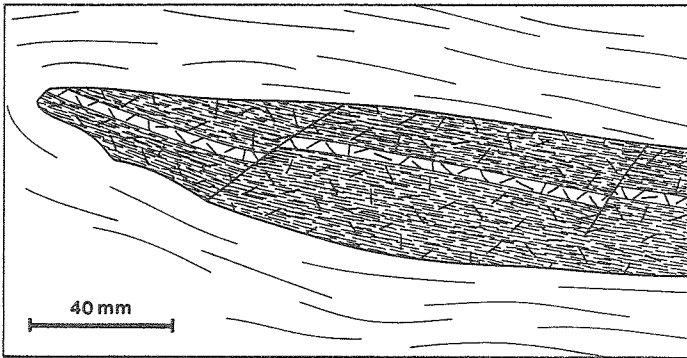


Abb.2: Eben begrenzter Klast aus bereits früher zerschertem Flinzmaterial. (Anschliffprobe bei R 359892; H 572301).

Plastisch verfaltete oder verbogene oder randlich aufgewirbelte Klasten dokumentieren, daß die Einschlüsse während der Beanspruchung noch nicht verfestigt waren und somit durch Rutschungen entstanden sind (Taf.1, Fig.1).

Natürlich kann sich auch ein bereits verfestigtes Gestein unter Metamorphosebedingungen duktil verhalten. Dieser Fall liegt hier aber nicht vor, die Gesteine im Untersuchungsgebiet sind nur diagenetisch bis an-

chimetamorph geprägt (LÜTKE & KOCH 1983:16).

Innerhalb der Matrix zeigen gravitativ bedingte Wickelstrukturen, auch Schneeball oder slumpball genannt (Taf.1, Fig. 2), daß das Sediment während der Deformation noch nicht verfestigt war.

Schichtige Ausfüllungen von Hohlräumen zwischen Gesteinseinschlüssen bzw. von "Nischen" an unregelmäßigen Klastenoberflächen belegen, daß die Klasten sedimentär entstanden sind (Abb. 3).

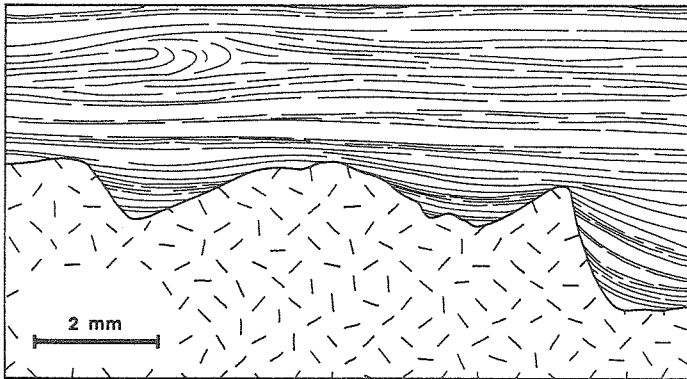


Abb.3: Schichtig ausgefüllte "Nischen" an einer unregelmäßigen Klastenoberfläche. (Dünnschliffprobe bei R 360003; H 572586).

Auch Belastungsmulden im Liegenden von Einschlüssen (Abb. 20) gehören zu den sedimentären Strukturen. Sie dürfen aber nicht mit diagenetisch bedingten Schichtkompressionen ober- und unterhalb von bereits verfestigten Klasten oder dem "Anschmiegen" inkompetenter Schichten an Boudins aus kompetentem Material verwechselt werden.

Sogenannte "Fließgefüge" innerhalb der Matrix sind schwer einzuordnen, da auch verfestigter Ton-/Siltstein bei nur geringer tektonischer Beanspruchung plastisch reagieren kann. Aus dem gleichen Grund sind viele in Rutschfalten typische Strukturen (Kap.8.3.3.) auch in tektonischen Falten

beschrieben (u.a. HOBBS et al. 1976). Nur wenige Merkmale beweisen, daß Falten durch gravitative Umlagerungen entstanden sind: Dies sind entweder Falten, welche von überlagernden Schichten mit klarem synd sedimentärem Kontakt "gekappt" werden (HELWIG 1970:174), oder biogene Bauten, die einen deformierten Bereich ungestört durchziehen, sowie - als einziges auch im Arbeitsgebiet zu beobachtendes Merkmal - Falten ohne zugehörige Schieferungsflächen (u.a. RETTGER 1935:291).

Falten mit zugehöriger Schieferung müssen jedoch nicht tektonischen Ursprungs sein, da Rutschfalten und tektonische Falten gleichgerichtet sein können aber auch bereits bei Rutschfalten schieferungsähnliche Foliationen entstehen können (u.a. WOODCOCK 1976:411ff).

Allgemein sind Falten und andere Deformationsgefüge dann auf gravitative Umlagerungen zurückzuführen, wenn sie in einer Zone auftreten, deren Liegendes und Hangendes aus ungestörten Sedimenten des gleichen Materials bestehen, wenn sie also eindeutig synd sedimentär entstanden sind = "intraformationales slumping" (Taf.1, Fig.3).

Eine eindeutige genetische Zuordnung durch Sackung oder Dehnung bedingter Verwerfungen (im cm-Bereich), kleiner Grabenstrukturen und Internbreccien (Abb.4) ist nicht möglich. Sie entstehen in gering oder stark verfestigten Ablagerungen und können durch - schon geringe - tektonische Erschütterungen (z.B. bei Erdbeben) oder durch gravitative Bewegungen verursacht werden.

Im Arbeitsgebiet sind folgende beweiskräftige Strukturen und Gefügemerkmale für gravitative Umlagerungen vorhanden:

1. Einschlüsse in Form von Geröllen
2. Einschlüsse, die aus bereits deformiertem Material bestehen
3. Plastisch verformte Klaster
4. Einschlüsse, die aus dem gleichen Material wie die Matrix bestehen
5. Wickelstrukturen
6. Belastungsmulden unterhalb von Klaster
7. Sedimentär ausgefüllte Hohlräume zwischen Einschlüssen
8. Falten ohne zugehörige Schieferungsflächen

9. Falten und andere Deformationsgefüge, die im Liegenden und Hangenden von ungestörten Sedimenten begleitet werden.

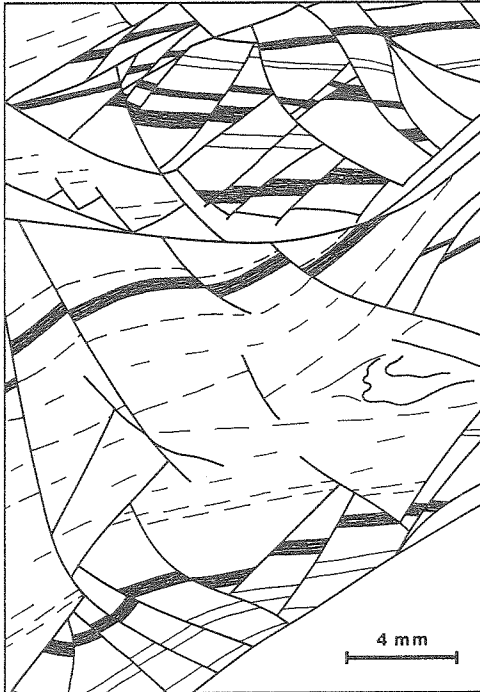


Abb.4: Brecciöses Gefüge in einem tonigen Siltstein mit Tonsteinlagen (dunkel). (Dünnschliffprobe bei R 360242; H 573022).

6. VERBREITUNG UND UNTERGLIEDERUNG DER SUBAQUATISCH-GRAVITATIV UMGELAGERTEN SEDIMENTE

Die Rutschsedimente im Untersuchungsgebiet lassen sich in mehrere Untergruppen einteilen. In der Literatur (u.a. CARTER 1975; DOTT 1963; GÖRLER & REUTTER 1968; HOEDEMAEKER 1973; LOWE 1976; MOORE 1978; NARDIN et al. 1979) findet sich eine Vielzahl - z.T. sehr komplizierter Gliederungsschemata. Hier wird einer relativ einfachen Unterteilung von STOW (1986) gefolgt, der eine Reihe der o.g. Arbeiten berücksichtigt.

Als Steinschlag (rockfall) wird die plötzliche Verlagerung einzelner Gesteinsblöcke (bis > 10 m Ø) durch freien Fall und Rollen an steilen Hängen mit einer Transportweite von einigen Metern bis wenigen km bezeichnet.

Beim Sedimentkriechen (creep) bzw. Sedimentgleiten (slide) geraten halbverfestigte Sedimentstapel, von bis zu mehreren 100 m Mächtigkeit, in Bewegung. Ermöglicht bzw. ausgelöst werden diese Bewegungen, bei sehr geringer Hangneigung (< 1° bis wenige Grade), durch das Eigengewicht (Sedimentkriechen) oder durch Erschütterung, Wassersättigung der Ablagerungen, tiefgreifende Wellenbewegungen u.a. (Sedimentgleiten). Das Interngefüge bleibt weitestgehend erhalten, die Transportweite reicht vom m-Bereich bis zu ca. 100 km.

Slumps unterscheiden sich von Gleitsedimenten dadurch, daß ihr Interngefüge, zumindest in einigen Bereichen, zerstört ist.

Der englische Ausdruck slump wird hier beibehalten, da die deutsche Übersetzung "Rutschung" zu Verwechslungen mit dem im deutschsprachigen Raum häufig verwendeten Überbegriff des Sedimentrutschens für alle submarin-gravitativen Umlagerungsprozesse führen würde.

Der Begriff Sedifluktion beinhaltet sowohl Sedimentkriechen, -gleiten als auch slumps.

Olisthostrome (debris-flow-Ablagerungen) enthalten als einziges Rutschsediment Fremdgesteinsklasten, welche in einer Matrix schwimmen, die z.Z. der Umlagerung noch unverfestigt war. Die sedimentären Gefüge sind nicht mehr erhalten. Die Gesamtmächtigkeit eines Olisthostroms kann viele 100 m erreichen, es besteht dann aber aus cm-m, z.T. 10er-m mächtigen Einzelströmen. Die Transportweite kann Hunderte von km betragen.

Die einzelnen Rutschsedimenttypen können nebeneinander vorkommen, aber auch ineinander übergehen.

Im Arbeitsgebiet treten unter dem Oberbegriff "Rutschsedimente" Steinschlagvorkommen, slumps und Olisthostrome (Olisthostrome der Gruppe A, Olisthostrom B, Olisthostrom C) auf. Kriech- und Gleitsedimente lassen

sich nicht identifizieren, da sich deren Interngefüge nicht von dem anderen (nicht umgelagerter) Sedimente unterscheidet.

Die Beschreibung der angetroffenen Rutschsedimenttypen erfolgt hier nicht in stratigraphischer Reihenfolge, sondern danach, wie gut sie sich einem der oben beschriebenen Bewegungstypen zuordnen lassen, und weiterhin danach, wie groß die jeweiligen Einheiten sind.

Das größte Olisthostrom (= "Olisthostrom B") nimmt einen NE-SW-verlaufenden, über 10 km langen, kaum über die N-Blattgrenze hinausreichenden Bereich ein. Es ist im Gebiet E des mittleren Bremketals durch Verwerfungen und Abtrag unterbrochen. Die Ausstrichbreite beträgt zwischen 0,3 und 1,2 km, meist 0,75 - 1 km. E dieses Streifens liegen noch zwei Areale von 0,2 und 0,15 km² Größe. Dieses Olisthostrom deckt sich in großen Teilen mit dem von SCHRIEL (1938) als Wissenbacher Schiefer kartierten Bereich des "Scharzfelder Sattels" (Kap.1.u.3.).

Die Mächtigkeit liegt zwischen 300 und 500 m (ERNST-HUNEKE 1985:22; MARGANE 1986:19; STOPPEL et al. 1983:54), in den Randbereichen sinkt sie auf ca. 100 m ab. (MITTAG-BRENDEL 1988:11; SCHWENNICKE 1987:7). Ob es sich um die wahre Mächtigkeit handelt oder ob diese durch Faltung und Verschuppung vorgetäuscht wird, ist nicht zu entscheiden.

Gegen andere Gesteinseinheiten (verschiedene oberdevonische Kieseliefer und Grauwacken) ist das Olisthostrom B durch Verwerfungen abgegrenzt, die im Gelände bei den Punkten R 359883; H 572283, R 360149; H 572617 und R 360101; H 572709 erkennbar sind. Ein sedimentärer Kontakt zwischen den olisthostromatischen Ablagerungen und anderen Gesteinen (Grauwacke und Kieseliefer) ist im Gelände nicht zu beobachten.

Nach GUNDLACH et al. in STOPPEL et al. (1983:52ff) überlagert das Olisthostrom in der Grube Wolkenhügel Grauwacken des doII beta-VI. Aufgrund schwermineralogischer Untersuchungen an Grauwacken aus den Bohrungen Wolkenhügel (Anh., Proben W2/1 - W11/2) erscheint die stratigraphische Einstufung der Grauwacken jedoch fraglich: Sie zeigen ähnlich hohe Zirkongehalte (69-85 St.-%) wie sie LUTZENS (1972:24) und RABITZSCH & GRÜGER

(1968:381) für unterkarbonische Grauwacken des Elbingeröder und Wernigeröder Raumes feststellten. Auch nach dem von DENEKE (1989) aufgestellten Einteilungsschema (Abb.8) weisen die untersuchten Proben ein Schwermineralspektrum auf, das für unterkarbonische Grauwacken (cuIII) typisch ist.

Eine Korngrößenabhängige Zirkonanreicherung kann hier ausgeschlossen werden, es wurden sowohl Grauwacken mit Feinsand als auch mit Grobsand als Hauptkomponente untersucht.

Ein zweites Olisthostrom (= "Olisthostrom C") liegt N Bad Lauterberg und reicht bis in das Stadtgebiet hinein. Altbekannte, lokal begrenzte Silurvorkommen am Schwesternwohnheim des Lauterberger Krankenhauses (u.a. MA-RONDE 1968:121ff), an der Augenquelle N von Bad Lauterberg und im Heibeeektal S der Heibeeeksköpfe (u.a. ROTH 1953:344ff) sind Klaster dieses Olisthostroms.

Das Olisthostrom tritt in Tallagen N, E und S der Heibeeeksköpfe auf. Nur W dieser Berge reicht es bis in Höhen von fast 400 m ü.N.N. hinauf.

Im Liegenden des Olisthostroms C findet sich jeweils N bzw. NW anschließend, zwischen Olisthostrom und Wechselfolge (doV-VI-?cu), eine "Übergangsfazies". Sie zeichnet sich durch die unregelmäßige Verteilung von olisthostromatischem Anteil einerseits sowie von Tonstein und Grauwacke andererseits aus (WUCHERPFENNING-GIERS 1989:15).

Mächtigkeitsangaben sind wegen ausschließlich lokal erfaßbarer Lagerungsverhältnisse sowie stark wechselnder Lagerungsdaten an einzelnen Meßpunkten nur sehr bedingt möglich. In der Bohrung Bad Lauterberg-Heibeeektal (STOPPEL 1977:81) wurde das Olisthostrom in einer Mächtigkeit von 30 m angetroffen, aber nicht durchteuft. E der Heibeeeksköpfe kann eine Mächtigkeit von über 100 m, W der Heibeeeksköpfe von über 200 m konstruiert werden. Die "Übergangsfazies" wird auf ca. 200 m geschätzt (WUCHERPFENNING-GIERS 1989).

Im Gebiet der sogenannten "Knollenmulde", das überwiegend aus Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen und Grauwacken (do-cu?) besteht, treten ebenfalls Olisthostrome auf (= "Olisthostrome der Gruppe A"). Der Kontakt zu den um-

gebenden Grauwacke-Gesteinen ist sedimentär. Das ist sowohl in Wegeaufschlüssen S des Großen Knollens zwischen R 359863; H 572654 und R 359886; H 572666 zu sehen als auch im Probenmaterial nachzuweisen (Abb.5).

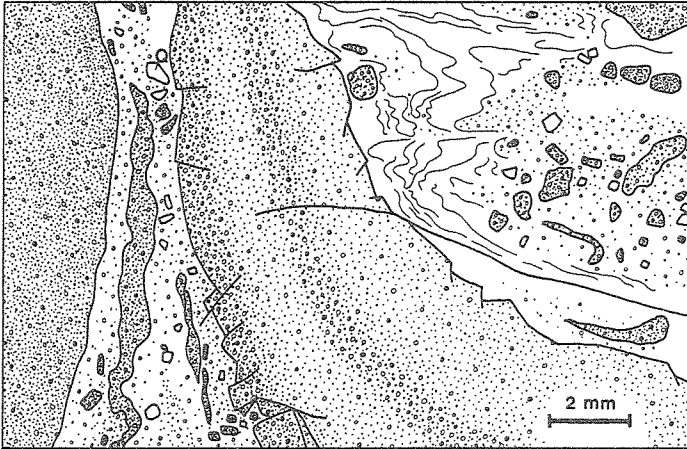


Abb.5: Sandschlierige Matrix (Q=Quarzkörner) und z.T. geschichtete Grauwackeklasten in einem Olistostrom der Gruppe A. (Dünnschliffprobe bei R 359863; H 572658).

Hier ist Sand, der die gleiche Zusammensetzung wie die Grauwacke hat, in die Olistostrom-Matrix eingearbeitet (Kap.8.2.).

Olistostrome der Gruppe A finden sich außerdem gemeinsam mit Kiesel-schiefern des δI - δII / δIII (SÖNNKE 1990) im "Herzberger Sattel". Ob sie ebenfalls sedimentär zwischen den Kiesel-schiefern liegen oder ob sie durch tektonische Kontakte begrenzt sind, ist ungewiß.

Die Olistostrom-Vorkommen der Gruppe A sind sehr klein und nehmen Bereiche von höchstens $0,08 \text{ km}^2$ ein. Wegen ihrer geringen Größe sind sie in der Karte (Taf.3) z.T. durch Zusatzsignaturen innerhalb der Grauwacken gekennzeichnet.

Diese Olistostrome der Gruppe A lassen sich häufig nur durch Lesesteine

nachweisen, und zwar zusammen oder in unmittelbarer Nähe von Kalksteinblöcken, aber auch in der Umgebung von Kieselschiefervorkommen. Diese "exotischen" Gesteine (meist Kalkstein, auch Graptolithen-führender Tonstein, Kieselschiefer, vereinzelt Kalkgrauwacke) sind teilweise als Verwitterungsrelikte von Olisthostromen anzusehen. Solche "Reste" stellen auch die "Bode-Klippe" im Rothäuser Tal SE des Gedränges (u.a. LÜTKE 1974: 194ff) sowie die Gesteine in den Sautälern E der Mittelecke (u.a. ALBERTI 1963) dar.

Für die ursprüngliche Mächtigkeit der Olisthostrome geben die erhaltenen Fremdgesteinsblöcke nur insofern einen Anhaltspunkt, als die Olisthostrome mindestens so mächtig gewesen sein müssen wie der kürzeste Durchmesser eines Einschlusses. Das würde bedeuten, daß einige der Olisthostrome der Gruppe A möglicherweise nur einige dm bis m mächtig waren. Es lassen sich aber auch über 100 m mächtige Körper auskartieren.

Eine Abhängigkeit zwischen Klastengröße und Olisthostrommächtigkeit, wie sie STOW (1984:805) in den von ihm untersuchten Serien feststellte, kann nicht verallgemeinert werden, da sich Größen- und Mächtigkeitsangaben anderer Autoren (COOK 1979:290; COOK et al. 1972:452; EMBLEY 1976:373; MOUNTJOY et al. 1972:174; VISSER 1983:512f; de VRIES KLEIN et al. 1972:1481) nicht in dieses Bild einfügen. Vielmehr kann die Aussage von GÖRLER & REUTTER (1968:490) und RICHTER (1973:328) bestätigt werden, daß kein signifikanter Zusammenhang zwischen Fremdgesteinsgröße und Dicke des Olisthostroms besteht und die Klastendurchmesser sogar die gesamte Olisthostrommächtigkeit erreichen können.

Kalk- und Kieselschieferblöcke finden sich allerdings auch ohne zugehörige Olisthostrom-Matrix in ihrer Umgebung. Bei Punkt R 359728; H 572545, ca. 1 km NNE des Joachimskopfes ist ein einzelner, dm³-großer Herzynkalkbrocken innerhalb von mittelkörniger Grauwacke aufgeschlossen. Dieses Vorkommen ist nur als syndimentäre Steinschlagbildung zu erklären, die bei Karbonatgesteinen häufiger auftreten (u.a. JOHNS 1978:562; MOUNTJOY et al. 1972:178; RIGBY 1958:298f; STOW 1986:417). Zwar beschrieben POSTMA et al. (1988) den Transport isolierter großer Klasten (dm³- bis m³-Bereich) auch innerhalb von Turbiditen, die großen Gesteinsblöcke traten aber in ihren Beispielen lagig angereichert auf, was hier nicht der Fall ist.

Eine Ablagerung als Driftblock kann wegen fehlender Vereisung im Palä-

ozoikum ausgeschlossen werden. Die Herkunft als Auswürfling eines Vulkans ist hier sehr unwahrscheinlich, da keine Klasten aus vulkanischem Gestein in der Umgebung des Kalksteinfundpunktes bekannt sind. Anders ist das in den Olisthostromen im Bereich des "Herzberger Sattels", die zwischen Kieselschiefern liegen. Dort finden sich Vulkanitbreccien zusammen mit anderen Fremdgesteinseinschlüssen.

So muß auch bei anderen isolierten Kalksteinblöcken damit gerechnet werden, daß es sich um Steinschläge handelt.

Unklar ist, ob die obereifel- und givetzeitlichen Flinkkalksteinbänke (WACHENDORF 1966:188ff) in einem ansonsten aus Tonstein und Kieselschiefer bestehenden Bereich des "Herzberger Sattels", der dem Givet bis doII alpha zugeordnet wird, ebenfalls Steinschlagvorkommen darstellen. Wahrscheinlich sind diese Kalksteine, ebenso wie jene am Gedränge (u.a. MEYER 1968: 365), Teil einer sedimentären Abfolge, die vom Mitteldevon bis in das doII reicht.

Ein dritter Rutschsedimenttyp, "slumping", tritt zumeist innerhalb der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen auf, und zwar sowohl im Gebiet der "Knollenmulde", vergesellschaftet mit Olisthostromen der Gruppe A und Steinschlägen, als auch im SW-Teil des "Tanner-Grauwackenzugs". Die slump-Gefüge (Abb.6) nehmen häufig cm- aber auch einige m-mächtige Partien der Wechselfolgen ein.

Je mächtiger sie sind, um so stärker ist die Zerstörung der Interngefüge, so daß die slumps im Bremke-Tal bei R 359712; H 572397 bis auf das Fehlen von Fremdgesteinseinschlüssen schon Olisthostromen gleichen. Nach ABBATE et al. (1970:525) werden solche Umlagerungssedimente, die nur Klasten der umgebenden Sedimentserie enthalten, als Endolisthostrome bezeichnet.

Seltener finden sich slumps in der doII beta-III/?IV-Grauwacke - z.B. NW des Mittelberges bei R 360117; H 572397 (MITTAG-BRENDEL 1988:6) -, in den Ton- und Kieselschiefern (doI-III) N Bad Lauterbergs sowie in den von SCHRIEL (1939) als "Cypridinschiefer" bezeichneten Ton-/Siltsteinen des doII beta - III an der Mittelecke und W des Eichelgrabens.

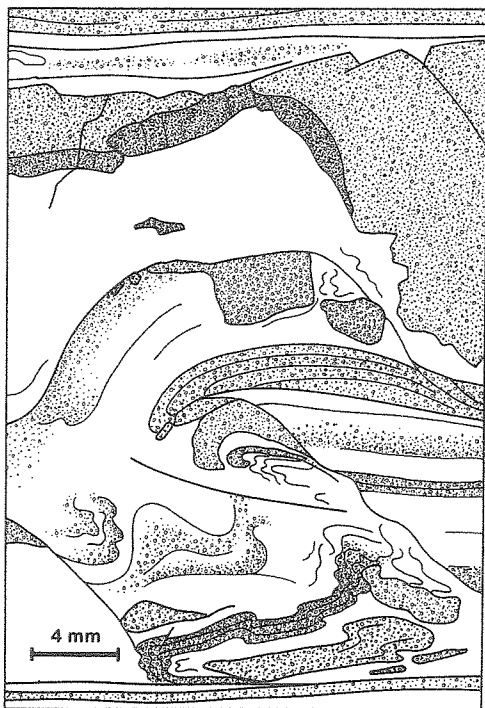


Abb.6: Slump in einer Wechselfolge aus Grauwacke und Tonstein. (Dünnschliffprobe bei R 359960; H 572688).

7. DAS ALTER DER UMGELAGERTEN SEDIMENTE

Die slumps im Arbeitsgebiet entstanden synsedimentär oder frühdiagenetisch, in einem Zustand, als die Sedimente noch verformbar waren. Sie sind demnach bei übereinstimmender Zusammensetzung den Ablagerungen, in denen sie auftreten, zeitlich gleichzusetzen.

Mittels Conodonten datiert sind die Ton- und Kieselschiefer und die in sie eingeschalteten slumps NE von Bad Lauterberg als doI-III sowie die Ton-/Siltsteine (Cypridinenschiefer) und ihre zugehörigen slumps an der Mittelecke als doII beta - III. Die slumps dieser Ton-/Siltsteine sind an einer Stelle (W des Eichelgrabens), an der allerdings keine Datierung vorliegt,

eindeutig synsedimentär, da die dm-mächtigen Umlagerungshorizonte von gleichartigen Gesteinen unter- und überlagert werden.

Die slumps in der doII beta - III/?IV-Grauwacke und in der doV-VI-?cu-Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge des "Tanner Grauwackenzugs" werden in ihrem Alter ebenfalls den sie umlagernden Sedimenten gleichgesetzt. Es muß aber bedacht werden, daß die stratigraphische Zuordnung der Grauwacken (doII beta - III/?IV) nur aufgrund von datierten Kieselschiefern in ihrem Liegenden erfolgt, wobei der sedimentäre Verband häufig nicht aufgeschlossen ist. In der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge liegen nur Datierungen des doV-VI vor; entsprechend den Conodontenfunden im E-Harz (HELMUTH 1963: 1139ff; REICHSTEIN 1961:769f) kann aber das Vorhandensein von Unterkarbon-Anteilen bis in das cuII beta/gamma nicht ausgeschlossen werden.

Für die slumps in den Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen der "Knollenmulde" unsicheren Alters ist (entsprechend ihrer Umgebung) nur allgemein ein Alter von do-cu? anzugeben.

Das Alter von Steinschlägen entspricht demjenigen der Sedimente, in denen sie vorgefunden werden, wobei die umgelagerten Gesteinsbrocken älter sind.

Das einzige sichere Steinschlagvorkommen im Arbeitsgebiet ist ein Herzynkalkblock, der mittels Conodonten in das Unterdevon, wahrscheinlich die Ems-Stufe, eingeordnet wird (MARIENFELD 1988:14). Er liegt innerhalb von Grauwacke unsicheren Alters.

Die stratigraphische Zuordnung von Olisthostromen kann prinzipiell nach dem Alter ihrer Matrix erfolgen. Dies ist hier jedoch nicht möglich, da keine Conodonten auffindbar waren. Ein Olisthostrom muß jünger sein als die jüngsten verfestigten Einschlüsse, die in ihm auftreten. Weiterhin gibt die Gesteinsserie, in dem das Olisthostrom eingelagert ist, Hinweise auf die Zeit seiner Bildung.

Die möglicherweise ältesten Olisthostrome im Untersuchungsgebiet sind die Olisthostrome der Gruppe A innerhalb der Grauwacken und Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen des do-cu?. Sie enthalten als datierbare Klaster über-

wiegend unter- und mitteldevonische Herzynkalksteine (Taf.4). Die jüngsten eindeutig datierten Kalksteine und Kieselschiefer gehören dem doII-III an. Daneben finden sich aber auch Conodonten, die im gesamten Oberdevon auftreten können. Im Hinteren Sautal (E der Mittelecke), einem ansonsten von Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen aufgebauten Gebiet, beschrieb ALBERTI in ALBERTI et al. (1977:198,200) eine Kalkknolle, die er (Faunenlisten fehlen allerdings) in das cuI stellte.

Da die Olisthostrome der Gruppe A in - wohl unterschiedlich alten, jedoch nicht eindeutig voneinander abgrenzbaren - Grauwackeserien liegen und die ihnen eingelagerten Fremdgesteinsklasten unregelmäßig verteilt sehr unterschiedliches Alter aufweisen (si - doII-III - ?cuI) kann für ihre Bildung nur der gesamte Zeitraum von Oberdevon bis Unterkarbon angesehen werden.

Das Olisthostrom B enthält als jüngste datierbare Einschlüsse Flinzkalksteine. Die in ihnen auftretenden Conodonten gehören teils dem doV an (SCHRIEL & STOPPEL 1960:672), teils wahrscheinlich dem doV-VI (ERNST-HUNEKE 1985:19), andere reichen vom doVI-cuII beta/gamma (ERNST-HUNEKE 1985:16). Ein weiterer Flinzkalkstein ist nach Conodontenfunden an die Grenze Devon/Karbon zu stellen (MARGANE 1986:16f). Das Olisthostrom B entstand demnach mindestens am Grenzbereich Devon/Karbon, wahrscheinlicher ist jedoch eine Bildung im Unterkarbon.

Die in den Bohrungen Wolkenhügel das Olisthostrom B unterlagernden Grauwacken sind möglicherweise unterkarbonische (bis cuIII-) Bildungen. Damit wäre das Olisthostrom in das höchste Unterkarbon (? bis tiefste Oberkarbon) zu stellen. Allerdings sind die Lagerungszusammenhänge m.E. nicht eindeutig, so können Grauwacke und Olisthostrom auch durch eine Störung getrennt sein.

Im Olisthostrom C fand SIEBERT (1988:19) als jüngsten Einschluß einen Kieselschieferklasten, der nach Conodonten wahrscheinlich dem cu angehört. Damit dürfte auch dieses Olisthostrom eine unterkarbonische Bildung sein. Im Einklang damit stehen die beobachteten Lagerungsverhältnisse, wonach das Olisthostrom C die Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge des doV-VI-?cu überlagert.

8. BESCHREIBUNG DER UMGELAGERTEN SEDIMENTE

8.1 Die Gesteinseinschlüsse in den Umlagerungssedimenten

Als Klasten bzw. Gesteinseinschlüsse werden diejenigen Komponenten bezeichnet, die eindeutig als Gesteinsbruchstücke angesprochen werden können. Das ist erst bei Klasten möglich, welche im Korngrößenbereich des Mittel- bis Grobsandes liegen.

Der Begriff "Olistolith" für Fremdgesteinseinschlüsse wird hier nicht gebraucht, da er - obwohl ursprünglich für alle Klasten geltend - von vielen Autoren nur noch für sehr große Einschlüsse ab einem Durchmesser von 4 m verwandt wird (u.a. ABBATE et al. 1970:526) und außerdem nur für Olisthostrome, nicht aber für slumps anwendbar ist.

Ausnahmsweise werden Gesteinsbruchstücke dann zur Matrix gezählt, wenn sie zusammen mit freien Mineralen in Sandkorngröße (Mittelsand-Feinkies) - mit gleicher Zusammensetzung wie Grauwacken - als Grundmasse auftreten (Kap. 8.2.).

Bei den Klasten kann zwischen Einschlüssen aus Fremdmaterial, die nur in Olisthostromen zu finden sind, und eindeutigen Intraklasten, die sowohl in Olisthostromen als auch in slumps auftreten, unterschieden werden.

8.1.1. Extraklasten

Die im Arbeitsgebiet beobachteten Fremdgesteinsklasten bestehen aus Kalkstein, kieseligem Gestein, Ton- und Siltstein, Grauwacke, ?Arkose, Quarzit und Vulkanit.

Bei den Kalksteinen wird zwischen Herzynkalkstein und Flinkkalkstein unterschieden. Unter dem Begriff Herzynkalk werden massige, meist helle sparitische, aber auch dunklere mikritische, fossilreiche Kalksteine zusammengefaßt. Sie wurden ursprünglich auf Schwellen abgelagert. Zu den Herzynkalksteinen gehören Princeps-Kalk, Zorgensis-Kalk, Dalmanitiden-Knollenkalk und Cephalopodenkalk. Die Herzynkalksteine im Untersuchungsgebiet

haben überwiegend unter- und mitteldevonisches Alter, selten reichen sie bis in das Oberdevon hinauf (Cephalopodenkalk).

Als Flinzkalke werden plattig absondernde, dunkle, mikritische Kalksteine mit tonig-siltigen Zwischenlagen (100 μ bis cm-mächtig) bezeichnet. Sie sind fossilarm und durch Suspensionsströme in Beckenbereichen gebildet worden. Im Untersuchungsgebiet treten vor allem Flinzkalksteine des Oberdevons bis ?Unterkarbons (meist doII-III), aber auch des Mitteldevons auf.

Die kalkigen Gesteine werden hier in \pm reinen Kalkstein, tonigen und siltigen Kalkstein sowie kalkigen Ton- und Siltstein untergliedert.

Bei den kieseligen Gesteinen wird zwischen reinem Kieselgestein und, je nach Hauptkomponente im Dünnschliff, zwischen tonigem Kieselgestein und kieseligem Tonstein sowie kieselig-kalkigem Tonstein mit höherem Kiesel- als Kalkanteil differenziert. Diese unterschiedliche Ausbildung entspricht den Gesteinsbeschreibungen anderer Autoren (u.a. MÜLLER & STRAUSS 1987: 98ff) von Kieselschiefererien im Harz.

Die Einschlüsse aus kieselig-kalkigem Tonstein können auch Flinzkalkserien entstammen. Hierfür spricht, daß sie überwiegend in Proben auftreten, in denen auch Flinzkalkstein zu finden ist (s.u.).

In den Olisthostromen des Arbeitsgebiets sind (nach Conodontdatierungen) kieselige Gesteine des Oberdevons und Unterkarbons vertreten.

Die tonig-siltigen Fremdgesteinskomponenten werden, ebenfalls nach der Hauptkomponente im Dünnschliff, in Tonstein, siltigen Tonstein, tonigen Siltstein, Siltstein und feinsandigen Siltstein unterteilt.

Die Einschlüsse aus tonig-siltigem Material können pelagischen Serien entstammen, wie z.B. Graptolithen-führendem Tonstein des Silur. Diese Tonsteine sind aus der Literatur bekannt (u.a. MARONDE 1968) und werden als Klaster in Olisthostromen gedeutet. Weitere Graptolithen in Tonsteineinschlüssen aus Olisthostromen fanden sich nicht. Die Ton-/Siltsteinklaster können aber auch oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacke- und Kieselschiefererien entstammen, ebenso Flinzsedimenten (Devon bis ?Unter-

karbon).

Die Einschlüsse aus Grauwackematerial können nur dann als solche identifiziert werden, wenn sie genügend grobkörnig ausgebildet sind. (Bei kleineren Korngrößen werden sie als Siltsteine angesprochen.)

Ausschlaggebend ist die petrographische Zusammensetzung (Qz + Fsp + Chlorite + Gesteinsbruchstücke), selten ist Gradierung im Mikrobereich sichtbar. An Schwermineralen enthalten die Grauwackeklasten in wechselnden Mengen Zirkon, Apatit, Rutil, Turmalin, Granat, selten Epidot, Hornblende, Titanit und Spinell (Abb. 7; Anh., Proben A1-2, B1-5, C1-4).

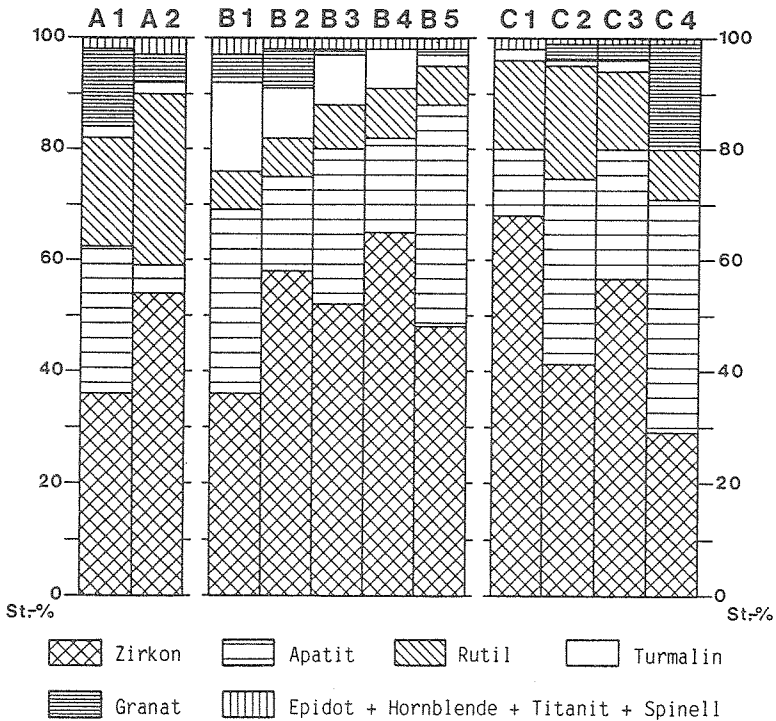


Abb.7: Die Schwermineralverteilung in Grauwackeklasten aus verschiedenen Olistostromen. (Proben A aus Olistostromen der Gruppe A, Proben B aus Olistostrom B, Proben C aus Olistostrom C).

Vereinzelt treten in Dünnschliffen 100 μ - bis mm-große Klasten auf, die ihrer Zusammensetzung nach als Arkosen anzusprechen sind. Es ist allerdings zu vermuten, daß es sich um Bruchstücke von Grauwacken handelt, da größere Klasten aus Arkosesandstein fehlen und mögliche Liefergebiete nicht bekannt sind.

Die Vulkanite in den Olisthostromen können nur dann sicher als Klasten eingestuft werden, wenn metamorphe Veränderungen der umgebenden Matrix auszuschließen sind. Dies ist gerade für die großen (100er m²) Diabasvorkommen im N-Teil des Olisthostroms B und im Olisthostrom C nicht immer möglich.

Eindeutige Vulkanitklasten sind größtenteils Diabas, nur wenige Vulkanite - darunter ein feinkörniges Chlorit-führendes Gestein mit vielen mit Chalzedon gefüllten Poren (an der Mittelecke R 359719; H 572618) - könnten einem sauren Vulkanismus entstammen.

In den Olisthostromen der Gruppe A finden sich als Fremdgesteinseinschlüsse vor allem Ton-/Siltstein und kieseliges Gestein (jeweils in über der Hälfte der Proben). Diese und die folgenden Mengenangaben beziehen sich z.T. nur auf wenige Proben; Fehler sind deshalb möglich.

Das Verhältnis Tonstein zu Siltstein ist ca. 1:1. Die Gruppe der kieseligen Gesteine besteht zu fast 2/3 aus reinem Kieselgestein und tonigem Kieselgestein, zu ca. 1/3 aus kieseligem Tonstein. Kieselig-kalkiger Tonstein ist sehr selten. Conodonten-Datierungen liegen aus einigen kieseligen Gesteinen des Oberdevons ab doII vor.

Kalksteinklasten und Grauwackeeinschlüsse sind jeweils in ca. 1/3 der Proben vertreten. Der Anteil der kalkigen Gesteine - meist Herzynkalk, selten Flinzkalk - kann in den Olisthostromen der Gruppe A höher sein, da in ihnen die, in der "Knollenmulde" auftretenden, isolierten Kalkstein-Leseesteine ohne umgebende Matrix nicht sicher zugeordnet werden können.

Die kalkigen Gesteine bestehen zu ca. 3/4 aus + reinem Kalkstein bzw. tonigem und siltigem Kalkstein und zu ca. 1/4 aus kalkigem Tonstein. Sie

sind stratigraphisch dem Unterdevon bis ?Unterkarbon zuzuordnen, meist wurden sie ems- und eifelzeitlich gebildet.

Die Grauwackeklasten entstammen nach ihrem Schwermineralspektrum am ehesten doI-II- oder doII-III-zeitlich gebildeten Turbiditserien, möglicherweise (bei dieser Probe konnten nur 149 Schwerminerale gezählt werden) auch unterkarbonischen Grauwacken (Abb.8). Sie unterscheiden sich damit insgesamt nicht von den Grauwackeeinschlüssen der Olisthostrome B und C, deren Klasten schwermineralanalytisch ebenfalls Grauwackeserien des doI-II, doII-III und cu entsprechen.

Diabas findet sich in fast 1/4 der Proben, Quarzit ist selten.

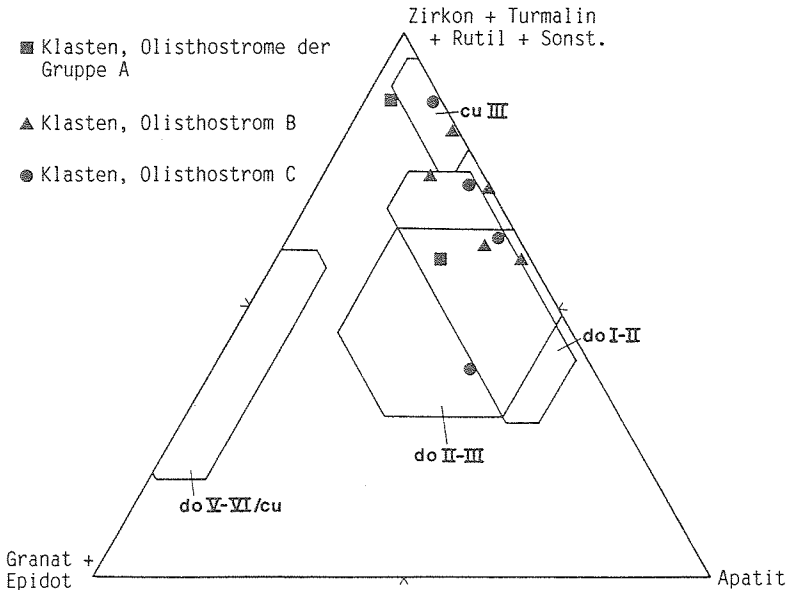


Abb.8: Schwermineralverteilung (St.-%) in Grauwackeklasten aus den verschiedenen Olisthostromen. Flächen geben Mittelwerte datierter Grauwacken an - nach DENEKE (1989).

Im Olisthostrom B überwiegen die Kalksteinklasten (in über 2/3 der Pro-

ben). Es handelt sich ausschließlich um Flinzkalksteine des Givet bis ?Unterkarbons, meist des doII-III. Das Verhältnis von "reinem" Kalkstein zu kalkigem Ton- und Siltstein beträgt ca. 3:2.

Kieselige Gesteine (doII-do) und Ton-/Siltsteine finden sich genauso häufig wie in den Olisthostromen der Gruppe A (in $> 1/2$ der Proben). Allerdings treten mehr kieseliger Tonstein und vor allem mehr kieselig-kalkiger Tonstein auf.

Bei den Ton- und Siltsteinen überwiegen die Tonsteine (ca. $2/3$) gegenüber den Siltsteinen. Im Gegensatz zu den anderen Olisthostromen finden sich im Olisthostrom B keine Graptholithen-führenden Tonsteine des Silurs.

Einschlüsse aus Grauwackegesteinen sind im Vergleich mit den anderen Olisthostromen selten. Diabas und Quarzit treten ebenfalls nur untergeordnet auf.

Im Olisthostrom C finden sich vor allem kieselige Gesteine (do, cu). Sie sind in fast $3/4$ der Proben vertreten. Die kieseligen Gesteine bestehen überwiegend aus reinem Kieselgestein, kieseliger Tonstein ist selten, kieselig-kalkiger Tonstein fehlt.

Am zweithäufigsten sind Grauwackeklasten (in ca. $2/5$ der Proben). Einige Grauwackeeinschlüsse sind lithologisch denjenigen der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen sehr ähnlich. Tonsteine und Siltsteine treten zu etwa gleichen Teilen in gut $1/3$ der Proben auf.

Quarzit ist im Olisthostrom C häufiger (in fast $1/4$ der Proben) als in den übrigen Olisthostromen. Diabas ist in nur geringer Anzahl vorhanden.

Kalkstein wurde zwar vereinzelt aus Vorkommen, die diesem Olisthostrom zugerechnet werden, beschrieben (u.a. MARONDE 1966:520,524), konnte im untersuchten Probenmaterial jedoch nicht beobachtet werden.

Zusammenfassend lassen sich die Olisthostrome nach ihren Fremdgesteins-einschlüssen folgendermaßen charakterisieren und voneinander abgrenzen:

In den Olisthostromen der Gruppe A überwiegen kieselige Gesteine und Ton-/Siltsteine. Bei den Kalksteinen handelt es sich meist um Herzynkalk des Unter- und Mitteldevons. Allgemein ist die Verteilung der einzelnen Gesteinsarten gleichmäßiger als in den anderen Olisthostromen.

Im Olisthostrom B steht der Kalkstein im Vordergrund; stets handelt es sich um Flinkkalkstein (meist doII-III). Die Grauwacke tritt im Vergleich mit den übrigen Olisthostromen stark zurück, silurischer Tonstein fehlt.

Im Olisthostrom C überwiegen kieselige Gesteine. Es gibt mehr Grauwacke und Quarzit als in den anderen Olisthostromen, Kalkstein ist sehr selten.

Diese Angaben - sie gehen auch aus Abb.9 hervor - sind nur Anhaltswerte, da Probenmaterial nicht in statistisch auswertbarer Menge vorliegt.

Die Extraklasten der Olisthostrome treten unabhängig von der Gesteinsart in allen Größen - vom Sandbereich bis zum Meter-, selten Zehnermeterbereich - auf. Im Gelände fallen natürlich m³-große Fremdgesteinseinschlüsse, wie z.B. der Quarzitblock am Übels-Berg (SE des Gedränges) bei R 360020; H 572787, den auch WACHENDORF (1986:Taf.1) abbildete, besonders auf. Dagegen sind 100µ- bis mm-große Einschlüsse meist erst in angesägten Proben oder Schliffen sichtbar. Am häufigsten sind cm- und mm-große Klaster.

Eine Abhängigkeit der Klastengröße vom Gesteinsmaterial ist nur bei Ton-/Siltsteinen zu beobachten: Hier überwiegen Einschlüsse im mm-Bereich, 100µ-große Klaster treten häufiger, dm- und m-große Einschlüsse seltener auf als bei den übrigen Gesteinsarten. Allerdings sind große Ton-/Siltsteinfragmente im Gelände oft nicht zu erkennen, da sie mit klastenarmer Olisthostrommatrix verwechselt werden können.

Wesentliche Unterschiede in der Größe ihrer Klaster sind in den Olisthostromen der Gruppe A, dem Olisthostrom B und dem Olisthostrom C nicht zu erkennen.

In einigen Schliffen ist zu beobachten, daß in der Matrix "schwimmende",

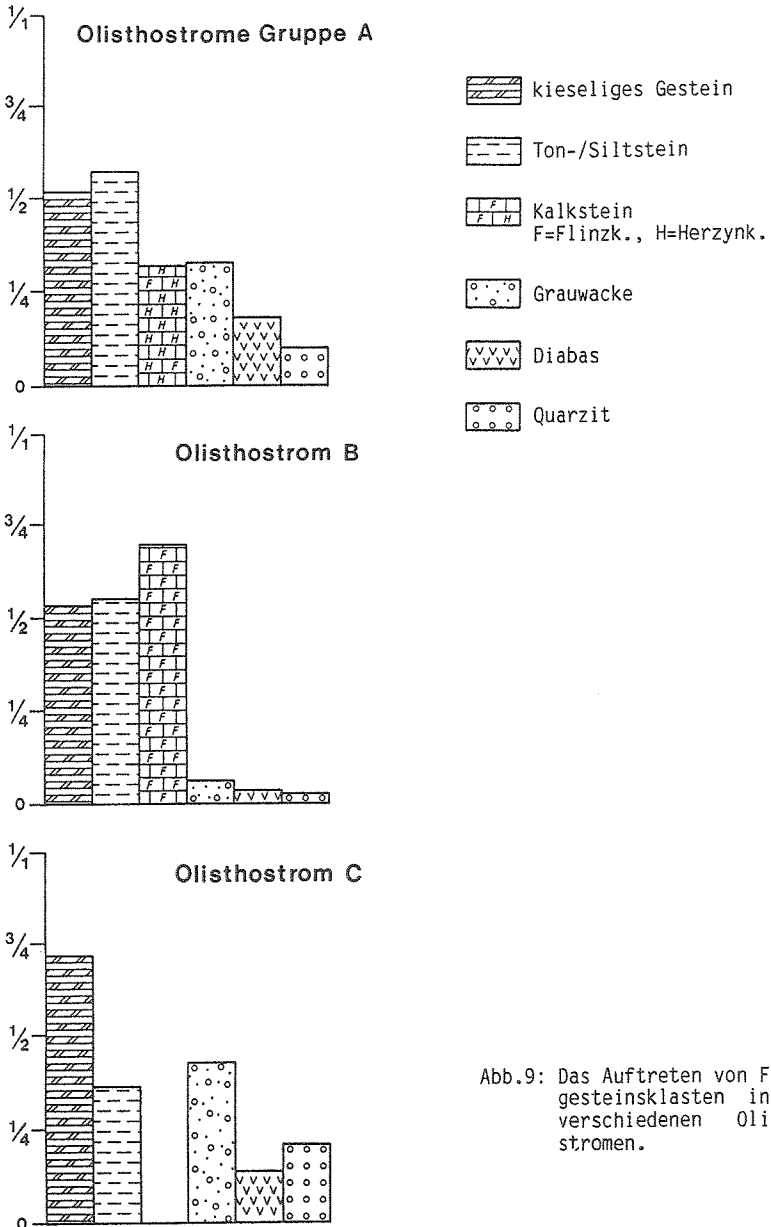


Abb.9: Das Auftreten von Fremdgesteinsklasten in den verschiedenen Olisthostromen.

benachbarte Gesteinsbruchstücke in der Form aneinanderpassende Trümmergrenzen aufweisen, sie also einmal einen zusammenhängenden, größeren Einschluß darstellten (Abb.10).

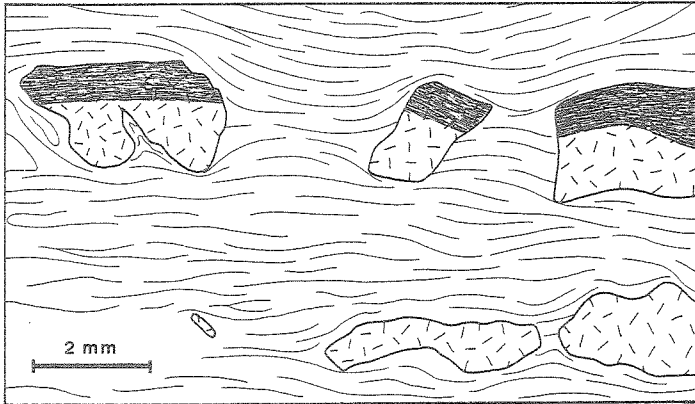


Abb.10: Flinzkalksteinklasten, die ehemals einen zusammenhängenden, größeren Gesteinseinschluß bildeten. (Dünnschliffprobe bei R 360244; H 572692).

Daneben finden sich auch größere Klasten, die allseitig von vielen kleineren Bruchstücken und Gesteinsfetzen umgeben sind. Hier handelt es sich um eine Zerlegung von Klasten während des Umlagerungsprozesses, wie sie auch NAYLOR (1981:843) beschrieb.

Eine solche Breccierung kann häufig gegen tektonische Zerschering von Gesteinsklasten in einem bereits verfestigten Olisthostrom abgegrenzt werden. Tektonische Scherflächen durchziehen nicht nur einen einzelnen Einschluß, sondern sind im Gesamtgestein weiter zu verfolgen (Abb.11).

Mit Quarz oder Calcit verheilte Risse, die nicht nur einen Fremdgesteinsklasten, sondern auch die Matrix und möglicherweise weitere Einschlüsse durchsetzen, sind tektonisch angelegt (Taf.2, Fig.1). Risse, die nur einen Klasten aus kompetentem Material, nicht aber die umgebende inkompetente Matrix durchziehen, sind genetisch nicht eindeutig zuzuordnen. Ver-

einzel sind solche Risse aber mit tonig-siltiger Matrix verfüllt und dann wiederum eindeutig als während des Umlagerungsprozesses entstanden zu erkennen.

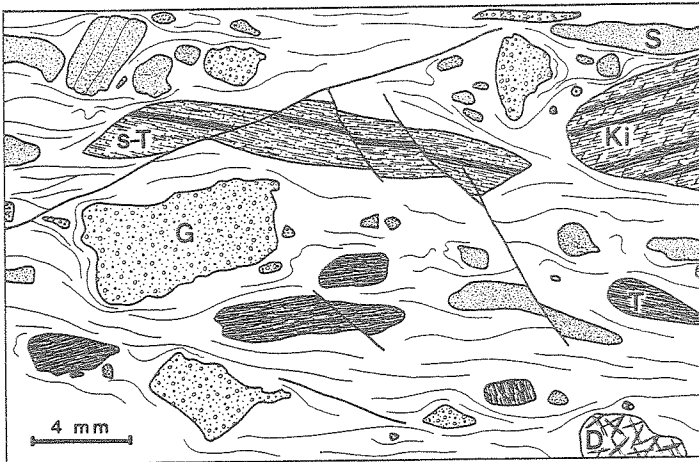


Abb.11: Tektonische Scherflächen, die das gesamte Rutschsediment (Klasten und Matrix) durchziehen. G=Grauwacke, S=Siltstein, s-T=siltiger Tonstein, T=Tonstein, Ki=Kieselschiefer, D=Diabas. (Dünnschliffprobe des Bohrkerns der Bohrung Bad Lauterberg-Heibeecktal bei 22,4 m).

Die Fremdgesteinseinschlüsse in den Olisthostromen können auch ihrer Form nach unterschieden werden (Abb.12).

Es gibt länglich-plattige Klasten mit eckigem Umriß. Linsenförmige Einschlüsse unterscheiden sich von ihnen vor allem dadurch, daß ihre Dicke zu den Rändern hin abnimmt. Darüberhinaus kann zwischen Linsen, schlierigen Linsen und Phacoiden unterschieden werden.

Schlierige Linsen zeigen im Längsschnitt ein oder zwei unregelmäßig ausgeschwänzte Enden. Der Begriff Phacoid wird hier in rein beschreibendem, nicht im genetischen Sinn verwendet. Es werden nur solche Linsen als Phacoid eingestuft, die im Längsschnitt zwei gleichstark gegenläufig

ausgeschwänzte Enden zeigen (Abb.13), also der idealen äußeren Phacoidform (nicht dem inneren Aufbau) im Sinne VOIGTs (1962:188) entsprechen.

In der Literatur wird der Ausdruck Phacoid zur Beschreibung der Form von Einschlüssen in Olisthostromen (u.a. REICHSTEIN 1965:1050), aber auch für tektonisch entstandene Scherkörper gebraucht (u.a. KOLL 1984:71).

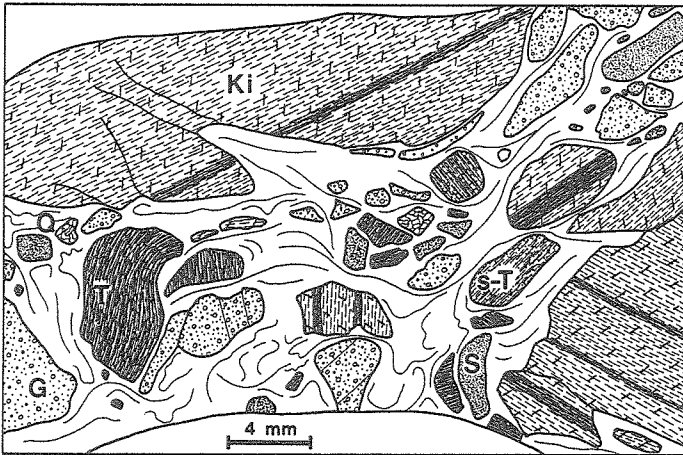


Abb.12: Als Linsen, länglich-plattige Klaster, Gerölle und isometrische Trümmer vorliegende Fremdgesteinseinschlüsse. G=Grauacke, S=Siltstein, s-T=siltiger Tonstein, T=Tonstein, Ki=Kieselschiefer, Q=Quarzit. (Dünnschliffprobe des Bohrkerns der Bohrung Bad Lauterberg - Heibeeketal bei 19,2 m).

Darüber hinaus finden sich isometrische Trümmer, die keine gerundeten Kanten aufweisen, und Gerölle, bei denen zwischen schlecht gerundeten und mäßig (bis gut) gerundeten Geröllen unterschieden wird.

Anders als bei SWARBRICK & NAYLOR (1980:67), die in erster Linie einen Zusammenhang sehen zwischen Größe der Einschlüsse und Gesteinsart, aus der sie bestehen, ist hier vor allem eine Abhängigkeit der Klasterform, weniger der -größe, vom Gesteinsmaterial zu beobachten (Abb.14): Die plattig absondern- den Gesteine (Flinzkalkstein, Ton-/Siltstein, z.T. kieseliges Gestein) lie-

gen häufiger in Form länglich-plattiger und linsenförmiger Klasten vor als die eher massigen Gesteine (Grauwacke, Herzynkalkstein, Quarzit, Diabas), bei denen mehr isometrische Trümmer und Gerölle auftreten.

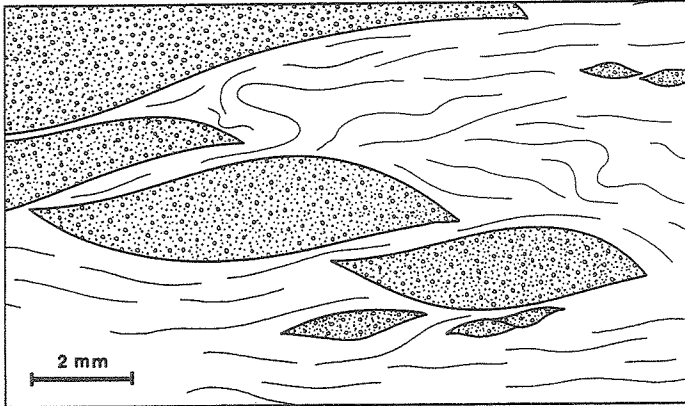


Abb.13: Grauwacke-Phacoide in siltig-toniger Matrix. Dünnschliffprobe bei R 359875; H 572648).

Bei den plattig absondernden Gesteinen besteht auch eine gewisse Beziehung zwischen Klastenform und -größe. Große Einschlüsse (dm-, m-Bereich) sind öfter länglich-plattig als kleine Einschlüsse, die dafür häufiger als isometrische Trümmer und Gerölle vorliegen. Der Anteil linsenförmiger Klasten ist bei allen Größen etwa gleich.

Einige Extraklasten zeigen plastische Deformationen in Form von Verbiegung, Verfaltung und Wirbelstrukturen. In den Olisthostromen der Gruppe A finden sich plastisch verformte Einschlüsse aus Grauwackematerial, die wohl vom darübergleitenden Olisthostrom aus dem Untergrund aufgenommen wurden.

RICHTER (1973:324) wies in der Ionischen Flyschzone Griechenlands Tiefenerosion durch Olisthostrome von über 3 m nach, THORNTON (1984:385) beschrieb das Mitreißen unterlagernden Materials durch ein holozänes Olisthostrom vor Kalifornien.

Im Olisthostrom B sind es Flinzkalksteine, die plastisch verbogen und ver-

faltet sind (Abb.15). Diese Flinzkalksteine wurden wahrscheinlich nicht während ihrer Umlagerung im Olisthostrom B plastisch deformiert, sondern schon bei früheren (synsedimentären?) Rutschungen, wie sie auch an einer Kalksteinklippe am Forsthaus Oderhaus (Blatt 4329 Zorge) E des Arbeitsgebiets sichtbar sind.

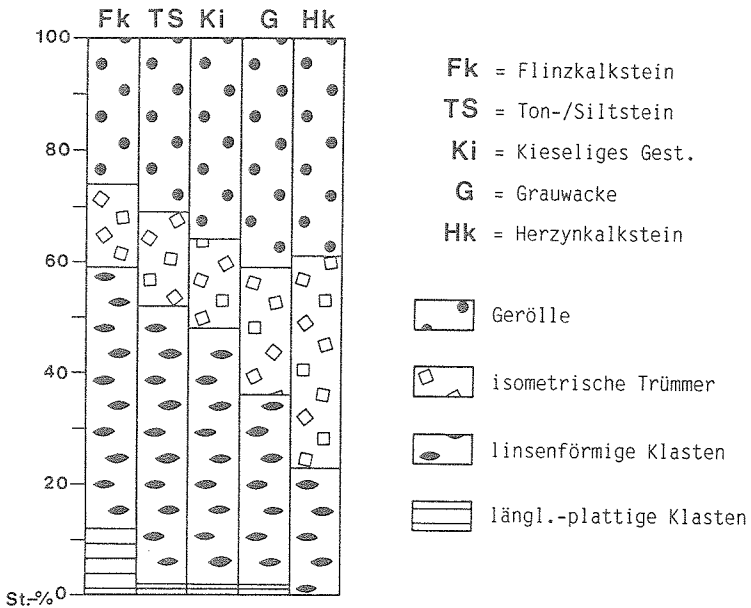


Abb.14: Die Form der Gesteinseinschlüsse (in St.-%) in Abhängigkeit von der Gesteinsart.

Für diese These spricht auch, daß in einem Flinzkalksteineinschluß des Olisthostroms B eine eindeutige, cm-große Rutschfalte innerhalb sonst ungestört liegender Schichten nachzuweisen ist (Taf.1, Fig.3). Ein weiteres Indiz ist das Auftreten von Flinzkalksteinklasten, die aus intern zerschertem Material bestehen.

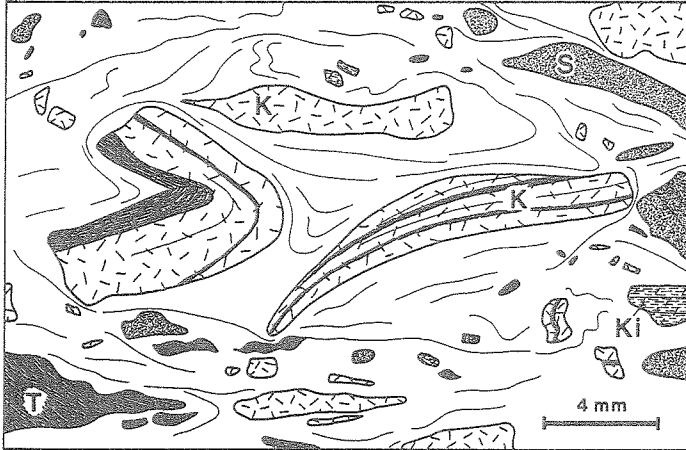


Abb.15: Verbogene und verfaltete Flinkalksteinklasten; daneben auch undeformierte Gesteinseinschlüsse. K=Kalkstein, Ki=Kieselsschiefer, S=Siltstein, T=Tonstein. (Dünnschliffprobe bei R 360163; H 572738).

8.1.2. Intraklasten

Innerhalb der Olisthostrome können nur solche Einschlüsse sicher als Intraklasten eingestuft werden, die aus dem gleichen Material wie die Matrix bestehen. Das bedeutet, daß diejenigen tonigen und siltigen Klasten, die etwas größer- bzw. feinerkörnig als die jeweilige Grundmasse oder anders gefärbt sind, als Extraklasten bezeichnet werden, obwohl sie möglicherweise ebenfalls aus der matrixbildenden, tonig-siltigen Serie stammen.

Da bei den slumps die gesamte Gesteinsserie, in der die Rutschhorizonte liegen, betrachtet werden kann, werden dort auch solche Ton-/Siltsteine und sogar Sandsteine als Intraklasten gedeutet, die nicht der umgebenden Matrix gleichen, aber in der begleitenden Abfolge auftreten.

In über einem Drittel bis ca. der Hälfte der Proben aus den verschiedenen Olisthostromen (Gruppe A, Ol.B, Ol.C) finden sich Intraklasten. Sie entstammen stärker verfestigten Partien derjenigen Ton-/Siltserien, deren wei-

chere Anteile die Matrix der Olisthostrome bildeten. Die Intraklasten zeigen nicht selten plastische Deformationen in Form von Verbiegungen und diffusen Randbereichen.

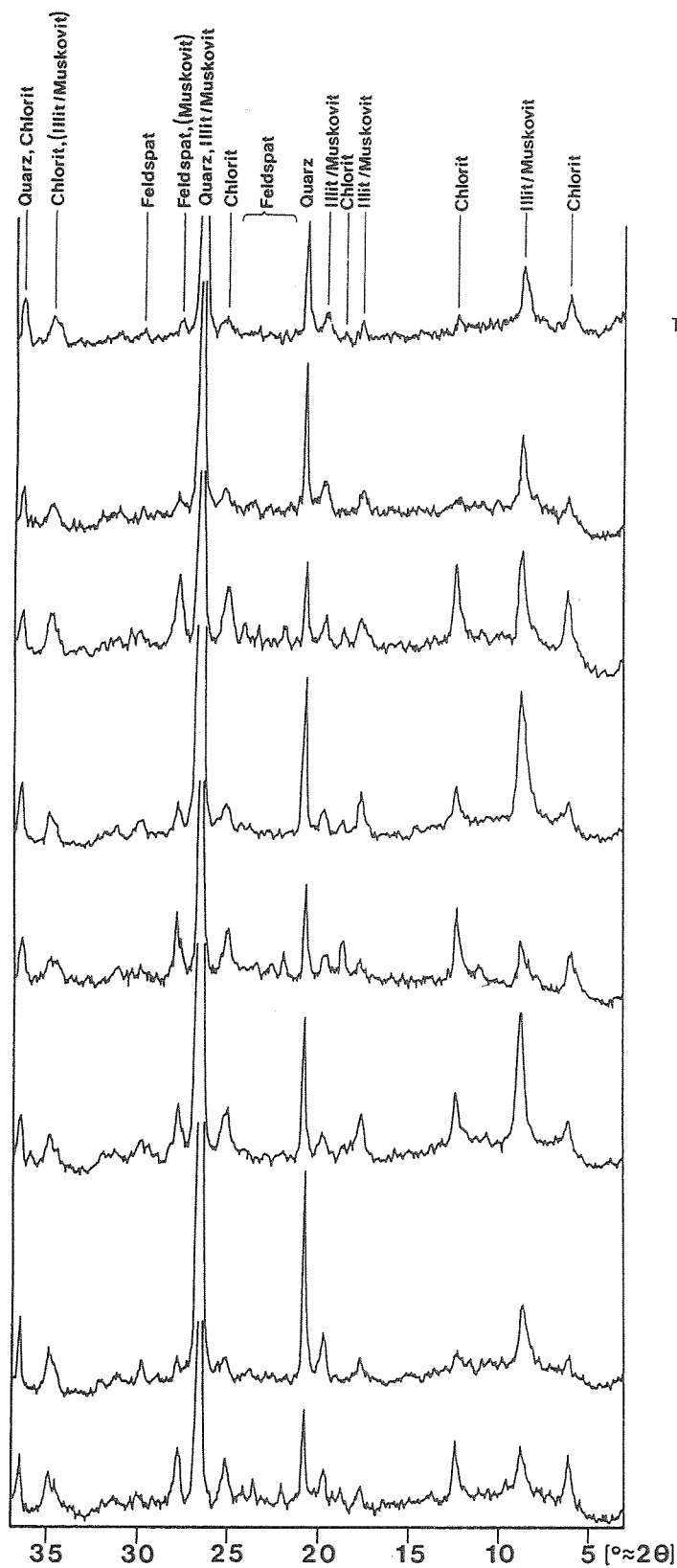
Es treten überwiegend Tonstein und Siltstein, weniger kieseliger Tonstein auf. Der Anteil kieseliger Intraklasten verändert sich entsprechend dem Gehalt kieseliger Substanz in der Matrix der verschiedenen Olisthostrome (Kap. 8.2.). Das Verhältnis Ton- und Siltstein zu kieseligem Tonstein beträgt in den Olisthostromen der Gruppe A ca. 5:1, im Olisthostrom B ca. 4:1 und im Olisthostrom C ca. 3:1.

Die Größe und Form der Intraklasten ist in den verschiedenen Olisthostromen ähnlich. In den Proben überwiegen mm- und 100 μ -große Intraklasten, cm-große Komponenten sind selten. Etwa die Hälfte der Intraklasten zeigt linsige Formen (einschließlich schlieriger Linsen und Phacoiden), ein gutes Drittel bildet Gerölle, isometrische Trümmer finden sich weniger häufig. (Die Formeneinteilung entspricht derjenigen der Extraklasten, Kap. 8.1.1.).

In den slumps der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen (und der Grauwacken) finden sich als Intraklasten Silt- und Tonsteine (in über 2/3 der Proben), wobei die Siltsteine überwiegen. Grauwacke-Intraklasten treten in über 1/3 der Proben auf.

Die Größe der Klasten reicht vom 100 μ - bis dm-Bereich. Die Grauwackeeinschlüsse sind meist mm- bis cm-groß, die Ton- und Siltsteinklasten sind genau wie die in den Olisthostromen vorkommenden Extraklasten (Kap. 8.1.1.) - insgesamt etwas kleiner. Hier überwiegen mm- und 100 μ -große Komponenten, dm-große Klasten sind selten.

Die Grauwacke-Intraklasten treten zur Hälfte als Linsen, zu über einem Drittel als Gerölle, weniger als isometrische Trümmer und länglich-plattige Einschlüsse auf. Sie bilden also häufiger Linsen und seltener isometrische Trümmer als die Grauwacke-Extraklasten in den Olisthostromen (Kap. 8.1.1.). Die Formen der Silt- und Tonsteineinschlüsse in den slumps sind denjenigen der Grauwackeklasten ähnlich, allerdings ist der Anteil linsenförmiger Komponenten zu Lasten isometrischer Trümmer und länglich-plattiger Klasten



slump
 Ton-/Kieselschiefer (do I-III)
 R 360195 H 572458

slump Grauwacke-Tonstein-
 Wechselfolge (doV-VI-?cu)
 R 360180 H 572434

Olisthostrom C
 R 360152 H 572431

Olisthostrom C
 R 360096 H 572386

Olisthostrom B
 R 360103 H 572679

Olisthostrom B
 R 359732 H 572230

Olisthostrom der Gruppe A
 R 359979 H 572620

Olisthostrom der Gruppe A
 R 359902 H 572563

Abb.16: Röntgendiagramme des feinkörnigen Matrixanteils (< 0,063 mm) der verschiedenen Olisthostrome und slumps.

etwas höher. Auch in den slumps finden sich plastisch deformierte Intraklasten.

In den Rutschhorizonten der Ton- und Kieseliefer (doI-III) treten - entsprechend der Gesteinsserien, in denen sie liegen - Tonstein, kieseliger Tonstein und Kieselgesteine als Intraklasten auf. In den "Cypridinerschiefer"-slumps (doII beta- III) sind es Tonstein, kieseliger Tonstein und Siltstein. Die Größen reichen jeweils vom 100µ- bis cm-Bereich.

8.2. Die Matrix der Umlagerungssedimente

Die Grundmassen der Olisthostrome und der slumps sind farblich sehr ähnlich. Es überwiegen hellgraue, grau-grüne bis olivgrüne und dunkelgraue bis schwarze Matrixanteile, die häufig schlierig miteinander vermischt sind. Untergeordnet treten auch braune Farbtöne auf, rötliche Farben sind selten.

Im Schlibfbereich zeigt die Matrix sowohl der Olisthostrome als auch der slumps als Hauptkomponenten immer Silt und Ton. Unterschiede zwischen den einzelnen Einheiten sind vor allem in der Verteilung der Nebengemengteile sichtbar.

In den Olisthostromen der Gruppe A fallen besonders Proben auf (ca. 2/5 der Proben), die außer Silt und Ton auch Sand (bis Feinkies) enthalten, dessen Zusammensetzung derjenigen von Grauwacken entspricht. Dieser Sand ist schlierig und wolkig in der Grundmasse verteilt. Er entstammt entweder unverfestigten Grauwackeablagerungen, die aus dem Liegenden der Olisthostrome aufgenommen wurden, oder Turbiditen, die auf das sich bewegende Olisthostrom sedimentiert wurden. Zum Teil sind in der Matrix dieser Olisthostrome auch kieselige Anteile vorhanden.

Im Olisthostrom B ist der Gehalt kieseliger Substanz höher (in ca. 1/4 der Proben). Hier finden sich auch Radiolarienreste, die gehäuft in den dunklen Matrixanteilen auftreten. Auffällig ist der - zwar geringe und auch nur in 1/10 der Proben vorhandene - Kalkgehalt in der Grundmasse des Olisthostroms B. Alle anderen Rutschsedimente sind kalkfrei.

Möglicherweise wird dieser Kalkgehalt der Matrix von kleinsten (nicht mehr erkennbaren) Flinzkalksteinextraklasten hervorgerufen.

Feinsandige Matrixkomponenten sind im Olisthostrom B selten.

In der Grundmasse des Olisthostroms C ist der Feinsandgehalt höher (in ca. 1/5 der Proben). Die Matrix ist auch stärker kieselig als die der anderen Olisthostrome (in ca. 1/3 der Proben), Dieser Kieselgehalt ist sowohl primär bedingt (Radiolarienreste) als auch - im Luttertäl - sekundär durch hydrothermale Lösungen verursacht worden.

Die Matrix der slumps in den Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen (und den Grauwacken) ist häufig sandig (meist Feinsand, wenig Mittelsand), und der Siltanteil der tonig-siltigen Grundmasse ist höher als in der Matrix der Olisthostrome. Kieselige Substanz tritt dagegen nur vereinzelt auf.

In den Ton-/Kieselschiefern des doI-III weisen die slumps eine stark kieselige, tonig-siltige Matrix auf, in den slumps der "Cypridinschiefer" ist sie teils siltig-tonig, teils kieselig-tonig.

Die im Schlibfbereich sichtbaren Matrix-Unterschiede der verschiedenen Rutschsedimente sind in den Röntgendiagrammen feinkörniger Grundmasse ($<0,063$ mm) nicht zu erkennen (Abb. 16).

Alle Proben enthalten Quarz, Illit und Muskovit sowie Chlorite und Feldspäte. Der Anteil der verschiedenen Minerale schwankt zwar, diese Schwankungen sind aber vor allem auf die Korngrößenunterschiede in den jeweiligen Grundmassen zurückzuführen. So enthalten Proben aus stark siltiger bis feinsandiger Matrix mehr Feldspäte und weniger Illit und Muskovit als Proben aus einer Matrix mit höherem Tongehalt.

8.3. Das Interngefüge der umgelagerten Sedimente

Innerhalb der Olisthostrome wechselt die Menge der Gesteinseinschlüsse sehr stark. Die Klasten können so dicht nebeneinanderliegen, daß sie nur durch mm-dicke Tonhäutchen voneinander getrennt sind. Sie können aber auch so sel-

Tab.2: Die Olisthostrome des Untersuchungsgebiets im Überblick.

Verbreitungsgebiet	Olisthostrome der Gruppe A	Olisthostrom B	Olisthostrom C
Größe der Vorkommen	"Knollenuide" bis höchstens 0,08 km ²	"Scharzfelder Sattel" ca. 8,4 km ²	N von Bad Lauterberg ca. 0,4 km ²
Mächtigkeit	dm- bis m-Bereich, bis >100 m	300 - ?500 m	>30 bis ?>200 m
Liegendes	Grauwacken und Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen unsicheren Alters (do-cu?)	?Grauwacke (?cu)	Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge (dov-vi-?cu) mit Übergangsfazies
Hangendes	" "	---	---
Stratigraphische Einstufung	do - cu	cu	cu
Art der Fremdgesteinsklasten	Vor allem kieselige Gesteine und Ton-/Siltsteine z.T. si) daneben: Kalkstein(meist Herzynk.du,dm) und Grauwacke, wenig Diabas und Quarzit	Vor allem Flinzkalkstein (meist do) daneben: kieseliges Gestein und Ton-/Siltstein (kein si) wenig Grauwacke, Diabas und Quarzit	Vor allem kieselige Gesteine mehr Grauwacke und Quarzit als in den anderen Olisthostromen, Ton-/Siltstein (z.T. si), wenig Diabas, selten Kalkstein
Alter der Fremdgesteinsklasten	si bis doll-III bis ?cu	dm bis do/cu bis ?cuII	si bis (cu)
Matrix	siltig-tonig, z.T. kieselig mit Schlieren aus Sand bis Feinkies	siltig-tonig, z.T. kieselig selten feinsandig oder kalkig	siltig-tonig, häufig kieselig z.T. feinsandig

ten sein, daß in m²-großen Aufschlüssen kein Einschluß zu finden ist. Der Anteil der Klasten kann sich kontinuierlich - im Gelände über Zehner bis Hunderte von Metern beobachtbar - ändern, aber auch verhältnismäßig abrupt (im m-Bereich) wechseln. In den slumps wechselt die Menge der Klasten ebenfalls, sie sind insgesamt aber seltener als in den Olisthostromen.

Auch hinsichtlich des Materials sind die Klasten völlig regellos in den Olisthostromen verteilt. Dabei treten die verschiedenen Gesteinsarten nicht statistisch verteilt auf, vielmehr kommen an einer Stelle gehäuft z.B. Kalkstein- oder Kieselgesteinsklasten vor, an anderer Stelle verschiedenste Gesteinsarten zu etwa gleichen Anteilen.

Die gleiche Regellosigkeit gilt für die Größe der Einschlüsse in den Rutschsedimenten, außer beim Olisthostrom B, in dessen N-Teil vermehrt sehr große Blöcke, bis mehrere 10er m Durchmesser, auftreten.

In den Olisthostromen und slumps finden sich außer verschiedenen Deformationsgefügen (Kap.8.3.2.) und Falten (Kap.8.3.3.) auch Einregelungsgefüge. In einigen Bereichen weisen sie sogar Schichtung auf (Kap.8.3.1.).

RUPKE (1976:124f) und THORNTON (1984:385,387) beschrieben in eozänen Olisthostromen aus den SW-Pyrenäen bzw. holozänen Olisthostromen vor der Küste Kaliforniens eine Vertikalgliederung. In den jungen Umlagerungssedimenten konnte THORNTON (1984) eine basale Zone mit "linsiger Lamination" und zerscherten Schichten erkennen. Darüber beschrieb er einen stark deformierten Bereich mit kleinen Falten, dann eine Zone mit vielen Extra- und Intraklasten in einer Matrix, die geringe Lineationen aufwies. Am Top der Olisthostrome beschrieb er neben linsenförmigen Körpern trichterförmige Entwässerungsspuren.

Eine solche Gliederung ist in den Olisthostromen des Untersuchungsgebiets nicht möglich. Obwohl alle unterschiedlichen - von THORNTON beschriebenen - Einheiten außer den Entwässerungsspuren erkennbar sind, ist eine mögliche vertikale Abfolge der verschiedenen Bereiche nicht zu beobachten.

Ob ursprünglich eine vertikale Gliederung der Olisthostrome vorlag, die aufgrund tektonischer Überprägung der Gesteine nicht mehr erkennbar ist, ist

ungewiß.

Im Harzgeröder Olisthostrom des Ostharzes beschrieb LUTZENS (1979:56) eine "Umstapelung" der Gesteinseinheiten, wobei die zuoberst liegenden, jüngeren Schichten zuerst abglitten und von später umgelagerten, älteren Gesteinen überlagert wurden. Eine solche "Umstapelung" konnte in den Olisthostromen des Arbeitsgebiets nicht beobachtet werden.

8.3.1. Schichtung und Einregelungsgefüge

In den Umlagerungssedimenten kann zwischen einer Schichtung, die nur die tonig-siltige Matrix betrifft, und einem Einregelungsgefüge (z.T. Pseudoschichtung?), hervorgerufen durch ± geregelte Anordnung der Klasten, unterschieden werden.

Die Schichtung in der "Grundmasse" ist meist als Horizontal-, seltener als Schrägschichtung ausgebildet. Sie wird durch einen Wechsel der Korngrößen und damit einhergehende Farbvariationen (hell-dunkel) im 100 μ - bis mm-Bereich hervorgerufen. Zum Teil handelt es sich bei den cm- bis dm-großen, deutlich geschichteten Partien um Relikte primärer Schichtflächen. Diese Bereiche gehen dann seitlich und vertikal in zerschlierte und wolkige Matrixanteile über und liegen z.T. schräg zum Einregelungsgefüge (Abb.17).

Es treten aber auch größere (dm- bis m-Bereich), gut geschichtete Partien auf. Innerhalb von slumps sind solche Bereiche mit erhaltenen Sedimentstrukturen zu erwarten (u.a. HAMPTON 1972:776). Aus Olisthostromen werden sie dagegen nur selten beschrieben. TYLER (1972:540) beobachtete nur gelegentlich Schichtungsrelikte.

In den Olisthostromen des Arbeitsgebiets sind sie indessen sehr häufig (in 1/2 bis 3/4 der Proben). Gegen die Annahme, daß es sich bei den untersuchten Olisthostromen deshalb um Rutschgesteine handelt, die genetisch den slumps verwandt sind, spricht aber das regellose Auftreten verschiedenster Fremdgesteinseinschlüsse, wobei natürlich nicht ausgeschlossen wird, daß der ehemalige Gesteinsverband in manchen Bereichen weniger stark aufgelöst ist.

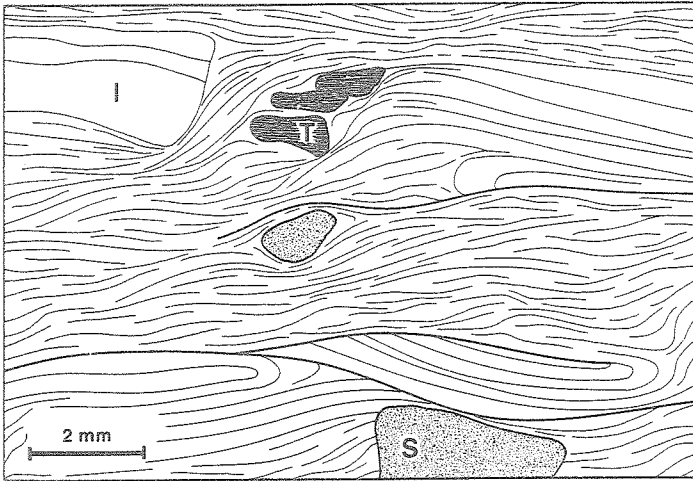


Abb.17: Schichtungsrelikte in olistostromatischer Matrix. S=Siltstein, T= Tonstein. I=Intraklast. (Dünnschliffprobe bei R 359992; H 572573).

Bei den geschichteten Partien der Olistostrome kann es sich auch um extrem große, tonig-siltige Fremdgesteinseinschlüsse handeln (Kap.8.1.1.). Eine weitere Möglichkeit wäre die Einschaltung normaler Beckensedimente, die in Ruhephasen zwischen einzelnen Olistostromflüssen abgelagert wurden. Solche "Normalsedimente" beschrieben auch DOTT (1963:113), RICHTER (1973:313), STOW (1984:801) und SWARBRICK & NAYLOR (1980:69). Als Hinweise auf Unterbrechungen der Olistostromsedimentation sind ebenso die sedimentären Ausfüllungen von Hohlräumen zwischen Klasten sowie Diskordanzen in der Matrix zu bewerten (Kap. 5. und 8.3.2.).

Darüber hinaus können die geschichteten Partien sogenannten "rigid plugs" entstammen. Dies sind starre Grundmassbereiche, die innerhalb eines laminaren Fließens, wie es während der olistostromalen Bewegungen herrscht, passiv mitgeführt werden (u.a. CARTER 1975:157).

Vorstellbar ist auch, daß die tonig-siltigen Ablagerungen, die später zur Matrix der Olistostrome wurden, schon verhältnismäßig stark komprimiert wa-

ren und erst durch äußere Einflüsse (z.B. plötzliche Erschütterungen) wieder "verflüssigt" wurden, wobei in einigen Partien die primären Gefüge erhalten blieben.

Ein Einregelungsgefüge (in 1/3 bis über 2/3 der Proben aus den verschiedenen Olisthostromen) wird durch die lagige Anordnung besonders der länglich-plattigen Klasten hervorgerufen. Dabei sind allerdings nicht alle Einschlüsse eingeregelt, vielmehr finden sich immer wieder Klasten, die schräg, senkrecht und in Einzelfällen sogar überkippt zum vorherrschenden Einregelungsgefüge liegen (Abb.18).

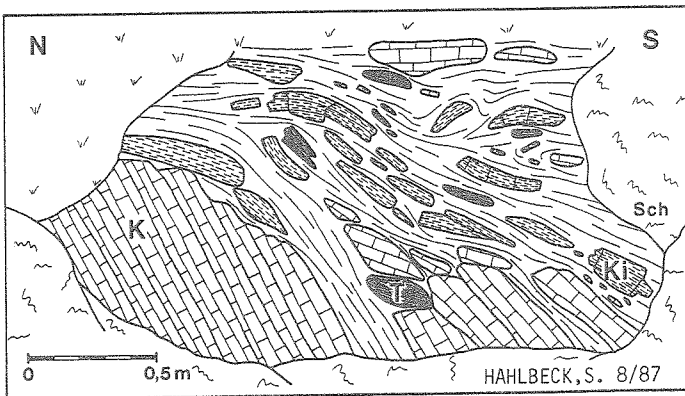


Abb.18: Olistostromatisches Gestein mit vielen eingeregeltten, daneben aber auch unregeltten Klasten. K=Kalkstein, Ki=Kiesel-schiefer, T=Tonstein, Sch=Schutt. (Aufschluß bei R 360274; H 573049).

Eine Einregelung tabularer Klasten in subaquatisch-gravitativ umgelagerten Sedimenten wurde von vielen Autoren beschrieben und meist auf das laminare Fließen innerhalb von Olisthostromen zurückgeführt (u.a. ENOS 1977:140; KURZE 1983:10; LEWIS et al. 1980:94), seltener auch auf spätere diagenetische Kompressionen (ABBATE et al. 1970:533; NAYLOR 1981:841).

Auch die länglich zerschlierten, unterschiedlich gefärbten Matrixanteile sowie viele der kleinen (meist cm-großen) isometrischen liegenden Falten folgen dem Einregelungsgefüge (Abb.19). Die Partien, in denen diese Ordnung sichtbar ist, wechseln häufig mit Bereichen, die keinerlei Regelung zeigen.

Dieser Wechsel kann im dm-Bereich, aber auch innerhalb eines Schliffes erfolgen.

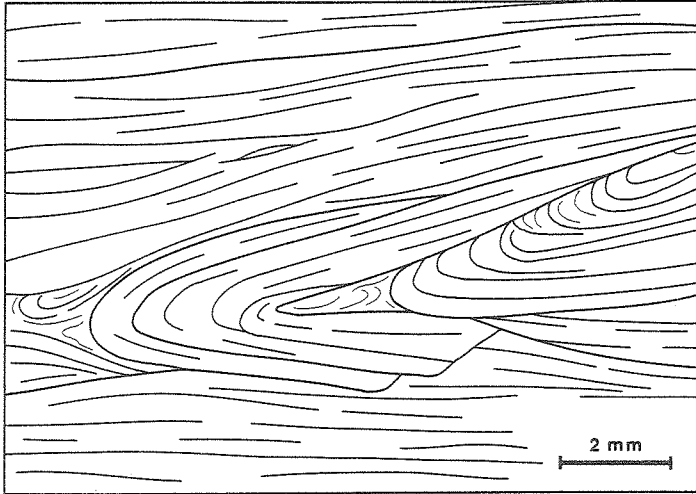


Abb.19: Dem Einregelungsgefüge folgende, liegende isoklinale Mikrofallen.
(Dünnschliffprobe bei R 359992; H 572573).

8.3.2. Rutsch- und Deformationsgefüge

Die meisten der im folgenden beschriebenen Gefüge sind zwar typisch für Rutschsedimente. Sie müssen aber nicht unbedingt durch Umlagerungen erzeugt worden sein, sondern können z.T. auch diagenetisch bedingt sein oder tektonische Ursachen haben.

Eindeutig als Umlagerungsgefüge werden, entsprechend den in Kap.5. aufgestellten Kriterien, die Wickelstrukturen angesprochen. Sie finden sich in der Matrix der Olisthostrome und slumps (in über 1/3 der Proben). Auch Gesteinsklasten sind ganz oder teilweise eingewickelt (in ca. 1/5 der Proben). Teilweise ist die Grundmasse von rotierenden Einschlüssen mitgeschleppt worden (Abb.20) oder es finden sich Wirbelzonen. Seltener sind Belastungsmar-

ken im Liegenden von Klasten (Abb.20) sowie sedimentäre Ausfüllungen von Spalten und von Hohlformen zwischen Klasten zu sehen (jeweils in ca. 1/10 der Proben).

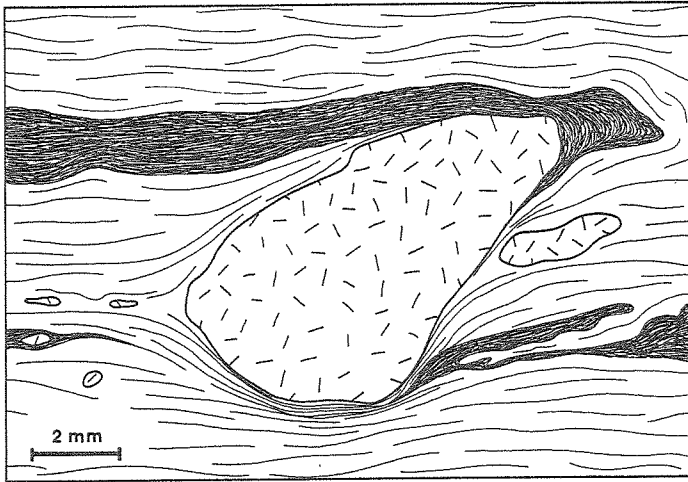


Abb.20: Belastungsmulde im Liegenden eines Flinzkalksteinklasten, der an seiner Oberseite Matrixanteile mitgeschleppt hat. Bewegungsrichtung von links nach rechts. (Dünnschliffprobe bei R 359903; H 572319).

Ein Umlagerungssediment stellen auch Breccien dar, die sich allerdings nur selten als Lesesteine an der Mittelecke finden (Abb.21).

Die Breccien bestehen zu über der Hälfte bis zu 2/3 aus 100 μ - bis cm-großen Fremdgesteinsklasten verschiedensten Materials. Die Komponenten weisen nur vereinzelt gerundete Kanten auf, sind also nicht als aufgearbeitetes fluviatiles Material zu deuten. Die Trümmer sind nicht eingeregelt, Gradierung fehlt.

Nach dem Einteilungsschema von RICHTER & FÜCHTBAUER (1981:459) handelt es sich um massflow-Breccien. Wegen ihres Matrixanteils sind aber keine für Rutschsedimente typischen Gefüge vorhanden. Wahrscheinlich stellen die hier aufgeschlossenen Gesteine eine "Vorstufe" von Olisthostromen dar.

Zu den Deformationsformen, die sowohl auf gravitativen Umlagerungen beruhen als auch tektonische Ursachen haben können, gehören zerscherte Lagen, die in Olisthostromen und slumps häufig auftreten. Bei stärkerer Beanspruchung werden die Lagen in linsige Klaster zerlegt. Solche Gefüge werden in Rutschsedimenten häufig als pull-apart-Strukturen beschrieben (u.a. CORBETT 1973: 151; DZULYNSKI & WALTON 1965:190f; MORRIS 1978:247; de VRIES KLEIN et al. 1972:1480).

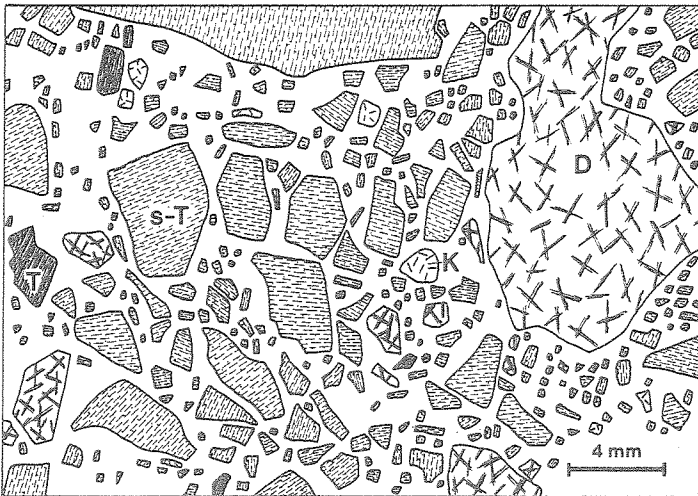


Abb.21: Breccie aus siltigem Tonstein (s-T), Tonstein (T), Diabas (D) und Kalkstein (K). (Dünnschliffprobe an der Mittelecke bei R 359719; H 572618).

Ebenfalls genetisch nicht eindeutig zuzuordnen sind die in Kap.5.(Abb.4) bereits beschriebenen Vorkommen von cm- bis dm-großen brecciösen Partien in den Olisthostromen und slumps. Hier ist die Grundmasse durch zahlreiche kleine (cm-lange) Bewegungsflächen in Schollen zerlegt.

Das Gefüge gleicht dabei z.T. - allerdings größeren - "gravifossa", die in holozänen Sedimenten beschrieben wurden (BRODZIKOWSKI & van LOON 1985: 270f) oder "Domino-Strukturen", die VENDEVILLE & COBOLD (1988) in synsedimentär-tektonisch beanspruchten Abfolgen beobachten.

Diese Bewegungsbahnen sind z.T. synsedimentär (Diskordanzen) bis fröhdiage-netisch angelegt, können in anderen Bereichen aber auch in verfestigten Ge-steinen entstanden sein.

Solche in situ brecciieren Partien finden sich im Liegenden von slumps und gehen nach oben in stärker aufgelöste Bereiche über, wobei die einzelnen Schollen "auseinanderrücken", gegeneinander verdreht sind und zunehmend abgerundet erscheinen (Abb.22). Einerseits kann die Brecciierung des Gesteins hier durch tektonische Bewegungen ausgelöst worden sein, durch die nachfol-gend auch ein slump ins Gleiten kam, andererseits kann auch ein Sedimentpa-ket im unteren Bereich nur gering gestört sein, im oberen Teil dagegen deut-liche Rutschgefüge zeigen.

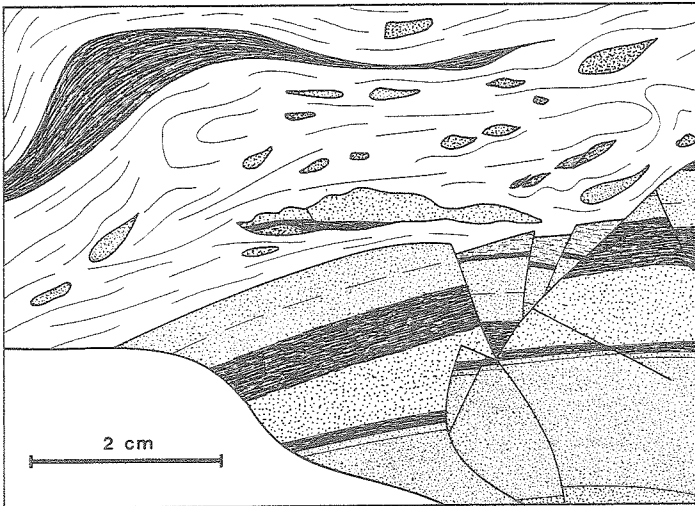


Abb.22: Übergangsbereich zwischen brecciierem Gestein und stark aufgelöster Partie im unteren Teil eines slumps in Grauwacke-Tonstein-Wechsel-folge. (Handstückprobe bei R 359913; H 572726).

Breccierte Grundmasse tritt aber auch inmitten der olisthstromatischen Ab-folgen und in slumps auf. Derartige Gefüge in umgelagerten Sedimenten be-schrieben u.a. DAVIES & CAVE (1976:102,104); RUPKE (1976:125) sowie SWAR-BRICK & NAYLOR (1980:73).

Im Olisthostrom C finden sich solche Breccien auch aus kieseligem Material. Ob die isolierten, ähnlich ausgebildeten Kieselieferbreccien ohne Grauwacke-Matrix im Bereich der "Knollenmulde" ebenfalls Teile von Olisthostromen darstellen, ist ungewiß.

Selbst - durch wechselnde Färbung gut sichtbare - unregelmäßig schlierig oder wolkig ineinander verfloessene Matrixanteile sind nicht unbedingt auf gravitative Bewegungen zurückzuführen. Dieses Gefüge ähnelt z.T. demjenigen in hochmetamorphen Gesteinen, kann aber auch in pelitischen Sedimentgesteinen bei tektonischen Bewegungen entstehen (Kap.5.).

In den Olisthostromen und slumps finden sich außerdem noch Gefüge, die sowohl auf subaquatisch-gravitativen Umlagerungen als auch auf diagenetischen Prozessen beruhen können.

Hierzu gehören die Ball-Strukturen, die Ähnlichkeit mit den Wickelstrukturen haben, aber kein ausgeprägtes Spiralgefüge zeigen. Solche Ball-Strukturen sind häufig in gravitativ umgelagerten Sedimenten zu finden (u.a. CORBETT 1973:152; STOW 1986:413; de VRIES KLEIN et al. 1972:1480). Es ist aber unklar, ob sie durch vertikale Ausgleichsbewegungen aufgrund inverser Dichteschichtung in Rutschsedimenten entstehen oder ob - die eher horizontalen - Umlagerungsbewegungen die eigentliche Ursache sind (DOTT 1963:113; PETTIJOHN & POTTER 1964:17; REINECK & SINGH 1980:87).

An anderer Stelle sind Klasten von Matrix umflossen (in > 1/3 der Proben). Dieses "Fließgefüge" kann (wie bereits in Kap.5. erläutert) sowohl durch gravitative Bewegungen als auch durch spätere Kompaktion verursacht sein (Abb.23).

Nur in den Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen finden sich eindeutig diagenetisch bedingte Strukturen. Es sind dies convolute bedding, vereinzelt auch ball- und pillow-Strukturen. Diese Gefüge treten nie zusammen mit sicheren Umlagerungsstrukturen auf. Convolute bedding und ball- und pillow-Strukturen sind allein auf vertikale Ausgleichsbewegungen in pelitisch-sandigen Wechselfolgen zurückzuführen.

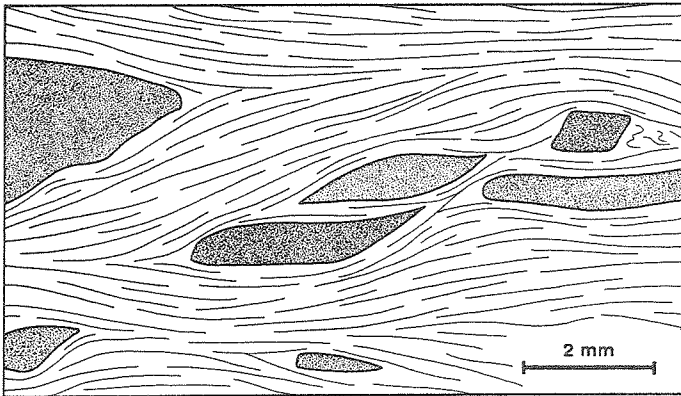


Abb.23: Von Matrix umflossene Siltsteinklasten. (Dünnschliffprobe bei R 360042; H 572547).

Zu erwähnen sind außerdem noch biogene Strukturen in Form von cm-großen Wühlspuren, die hin und wieder in feinkörnigen Ablagerungen der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen auftreten.

Trotz der aufgeführten Schwierigkeiten bei der Bestimmung eindeutiger "Rutschgefüge" ist in über der Hälfte bis 3/4 der Proben aus den verschiedenen Olisthostromen ein Nachweis subaquatisch-gravitativer Umlagerungen möglich. In 1/10 bis 1/4 sind sie wahrscheinlich bzw. möglich.

In den Gesteinen mit slumps, besonders den Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen, konnten nur in weniger als 1/3 der Proben Umlagerungen nachgewiesen werden, fast die Hälfte der Proben zeigt keine Anzeichen für slumping. Im Gelände erscheinen die Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen oft "ruschelrig". Nach dem Aufsägen der Proben aus diesen Serien zeigt sich jedoch vielfach, daß entweder tektonische Zerschneidung für das "unregelmäßige" Aussehen des Gesteins verantwortlich ist oder auch starkes convolute bedding.

8.3.3. Falten

Die Dimensionen von Falten in den Rutschsedimenten reichen vom mm- bis cm-

Bereich im Schliff oder Anschliff sichtbar) bis zum m-Bereich. Kleine Falten betreffen meist nur die Matrix der umgelagerten Sedimente und treten überwiegend lokal auf. Häufig sind nur mm-dicke Matrixanteile gefaltet, seltener cm-mächtige Lagen. Die gefalteten Schichten gehen z.T. in ungefaltete Lagen über (Abb. 19). Oft finden sich die Falten aber isoliert, teilweise sind nur die Faltenscharniere erhalten.

Bei vielen der mikroskopischen (mm- bis cm-Bereich), aber auch bei den mesoskopischen (dm- bis m-Bereich) Falten handelt es sich um liegende Isoklinalfalten (Taf.2, Fig.2), wobei meist der untere Faltenschapel abgerissen ist. Daneben finden sich vergente asymmetrische Falten, deren Faltkerne zerschert sein können, Kofferfalten sind selten (Taf.2, Fig.3).

Sowohl kleinräumig im Schliffbereich (in ca. 2/5 der Proben) als auch vereinzelt im Gelände ist zu beobachten, daß die Faltenachsebenen nicht parallel verlaufen (Abb.24).

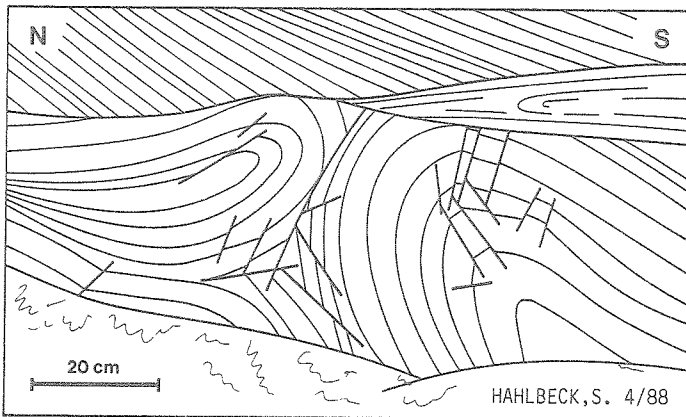


Abb.24: Gegeneinandergerichtete Falten in Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge bei R 360151; H 572341.

Ein Teil der hier beobachteten Falten (vor allem die mikroskopischen) entsprechen mit ihren vielfältigen Formen, dem Auftreten vieler kleiner Falten-

strukturen und ihren streuenden Faltenachsen den in der Literatur sehr häufig beschriebenen Rutschfalten (u.a. DZULYNSKI & WALTON 1965:192; HELWIG 1970; MAX 1978:246; MORRIS 1978:247; NAYLOR 1978:247; PLESSMANN 1953:426f; WEBB & COOPER 1988:470; WILLIAMS et al. 1969:418f).

Eine sichere Unterscheidung der Rutschfalten von tektonischen Falten ist allerdings sehr schwierig. So ist z.B das Auftreten isoklinaler, stark vergenter sowie abgescherter Falten für subaquatisch-gravitativ Umlagerungen typisch. Derartige Falten treten im SW-Harz aber auch als tektonische Bildungen auf (KOLL 1984:103).

Als sicheres Kriterium für Rutschfalten gilt das Vorhandensein von Schieferungsflächen, deren Raumlage nicht zu den Faltenachsen paßt. Dieses konnte in ca. 1/5 der Proben, die Falten enthalten, nachgewiesen werden, im Gelände eindeutig sichtbar allerdings nur an einer Stelle (Gerades Luttertal bei R 360065; H 572633) in kleineren (cm-bis dm-großen) Falten.

In einigen Proben findet sich doppelte Schieferung (z.T Runzelungsschieferung, sf2). Die eine Schieferung (sf1) verläuft sehr spitzwinklig zur Schichtung, sf2 ist als Transversalschieferung ausgebildet. In einigen Proben mit liegenden Falten paßt die erste Schieferung annähernd zur Faltengeometrie, die zweite nicht.

Unter der Voraussetzung, daß es sich bei sf1 um eine nicht faltengebundene Schieferung handelt (WACHENDORF 1986:18,29), die auf gleitbrettartige Zerschierung zurückgeführt wird (KOLL 1984:71), ist für die genetische Einstufung der Falten nur die Transversalschieferung ausschlaggebend. Dabei müßte es sich auch bei diesen Falten um Rutschfalten handeln.

9. GEFÜGEMESSUNGEN

9.1. Darstellung der Messungen

Die im Gelände eingemessenen und mit Hilfe des Computerprogramms "Gefüge" (WALLBRECHER 1979,1986) statistisch ausgewerteten Meßdaten von Schichtung,

Pseudoschichtung, Klattenbegrenzungsflächen und Faltenachsen sind in Gefügediagrammen (Schmidtsches Netz, untere Lagenkugel) dargestellt (Abb.25-31, 33-36).

Als Pseudoschichtung wird hier das Einregelungsgefüge, wie es in Kap. 8.3.1. beschrieben ist, bezeichnet.

Die Lage der Schieferungsflächen ist nur für das Olisthostrom B abgebildet, da bei den anderen Olisthostromen, den slumps und den Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen die Datenmenge zu gering ist. Die Lage von Schichtflächen und Faltenachsen geht auch aus Tafel 5 hervor.

Das Computerprogramm "Gefüge" beruht auf der Vektorstatistik, wobei die einzelnen Gefügedaten (Azimut und Fallwinkel) als Vektoren betrachtet werden. In den Diagrammen finden sich folgende Parameter:

- Der Durchstoßpunkt des Summenvektors (S) ergibt den Schwerpunkt eines Datensatzes. Er entspricht etwa dem arithmetischem Mittel in der linearen Statistik.
- Der Vertrauenskegel bildet einen Kleinkreis (Punktlinie in den Diagrammen der Abb.26,27,29-31,33-36 mit S als Mittelpunkt. Er zeigt an, in welchem Bereich sich S mit gewählter Wahrscheinlichkeit (hier 99%) befindet.
- Der sphärische Öffnungsgrad bildet ebenfalls einen Kleinkreis (durchgezogene Linie in den Diagrammen der Abb.26,27,29-31,33-36) um S. Er entspricht der Standardabweichung des arithmetischen Mittels in der linearen Statistik.
- Die Durchstoßpunkte der Eigenvektoren (1,2,3) stehen senkrecht aufeinander. Der errechnete günstigste Großkreis, auf dem die Flächenpolpunkte bzw. Faltenachsendurchstoßpunkte liegen, verläuft durch die Durchstoßpunkte der Eigenvektoren 2 und 3. Der Eigenvektor mit dem Durchstoßpunkt 1 entspricht dem errechneten zugehörigen Faltenachsendurchstoßpunkt bzw. Summendurchstoßpunkt.

Weil die Daten häufig stark streuen, wurden für einige Gefügediagramme zusätzlich Felder unterschiedlicher Besetzungsdichte ermittelt. Diese Zählungen erfolgten mit Hilfe von Lambertschen Flächenkreisen nach BRAUN (1969:

472).

In den Olisthostromen der Gruppe A (Abb. 25) streut das Streichen und Einfallen der Schichten sehr stark, so daß Vertrauenskegel und sphärischer Öffnungsgrad nicht berechnet werden konnten. Dennoch ist sichtbar, daß die Mehrzahl der flächigen Gefügeelemente NE-SW streicht und nach SE einfällt. Sie stehen vergleichsweise häufig sehr steil. Eine eingemessene Faltenachse streicht NW-SE und taucht nach SE ab.

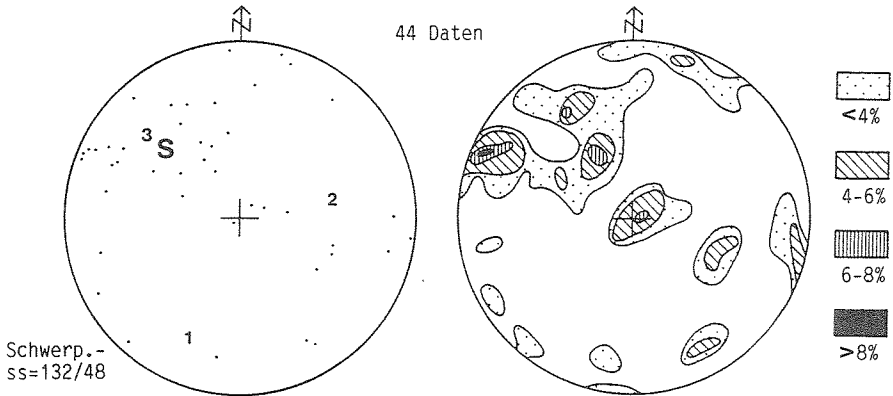


Abb.25: Synoptisches Diagramm der Schicht- und Pseudoschichtflächen aus den Olisthostromen der Gruppe A.

Die Schichten und Pseudoschichten des Olisthostroms B (Abb.26) streichen ebenfalls überwiegend NE-SW bei einem Einfallen in SE-, seltener NW-Richtungen. Auch hier ist eine starke Streuung der Meßdaten zu beobachten.

Die Lage der Schieferungsflächen ist ähnlich (Abb.27). Sie stehen etwas steiler und schneiden die Schichtflächen in spitzen Winkel.

Die Faltenachsen im Olisthostrom B (Abb.28) streichen NNE-SSW bis ENE-WSW. Sie tauchen flach bis mittelsteil in SW-, weniger in NE-Richtung ein. Einige Faltenachsen streichen + senkrecht zur Haupttrichtung.

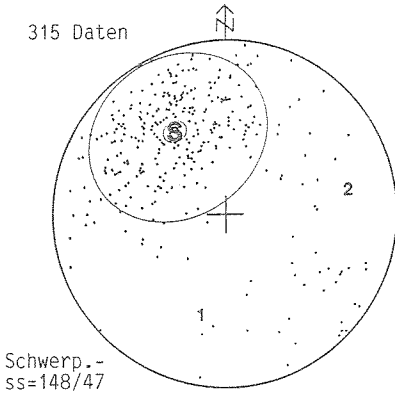


Abb.26: Synoptisches Diagramm der Schicht- und Pseudoschichtflächen im Olisthstrom B.

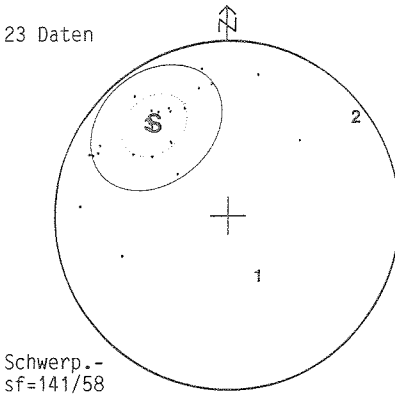


Abb.27: Synoptisches Diagramm der Schieferungsflächen in Olisthstrom B.

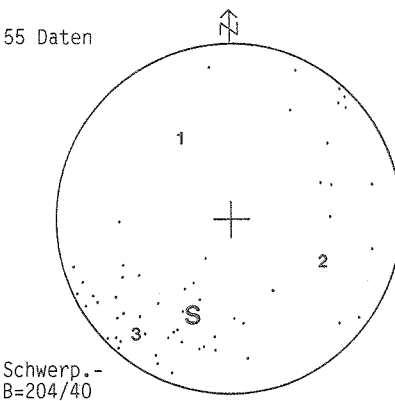


Abb.28: Synoptisches Diagramm der Faltenachsen im Olisthstrom B.

Auch im angesägten Probenmaterial aus dem Olisthostrom B sind auf - parallel zum Streichen angelegten - Schnittflächen häufig Faltenachsen im Mikrobereich angeschnitten.

Im Olisthostrom B wurde in zwei Aufschlüssen ausschließlich die Lage der Ober- bzw. Unterseiten tafeliger Klaster bestimmt. Im Aufschluß I (R 360274; H 573049) sind Texturen zu beobachten, die nur durch gravitative Umlagerungen erklärbar sind. Hier streut die Lage der Flächenpole sehr stark (Abb.29). Die Klasterbegrenzungsflächen streichen gehäuft NNW-SSE (bis WNW-ESE) und fallen in WSW- und ENE- (bis NNE-) Richtungen ein. Es finden sich aber auch NE-SW-streichende und nach NW und SE einfallende Flächen. Zwei eingemessene Faltenachsen streichen NW-SE.

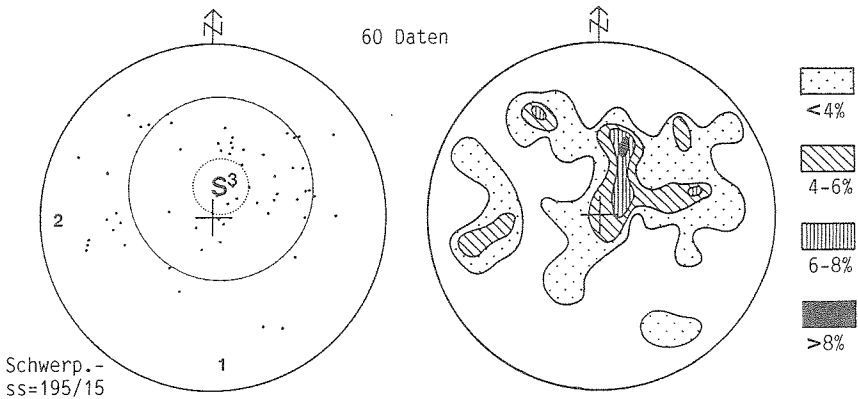


Abb.29: Lage der Klasterbegrenzungsflächen tafeliger Einschlüsse im Aufschluß I (R 360274; H 573049) des Olisthostroms B.

Im Aufschluß II (R 360219; H 572711) stehen dagegen Gesteine an, die überwiegend tektonisch geprägt sind (Abb.30). Die Klasterbegrenzungsflächen streichen NE-SW und fallen meist nach SE ein. Die Streuung der Daten ist viel geringer als im Diagramm des ersten Aufschlusses. Die Faltenachsen streichen dazu passend in NE-SW-Richtung (Abb.31).

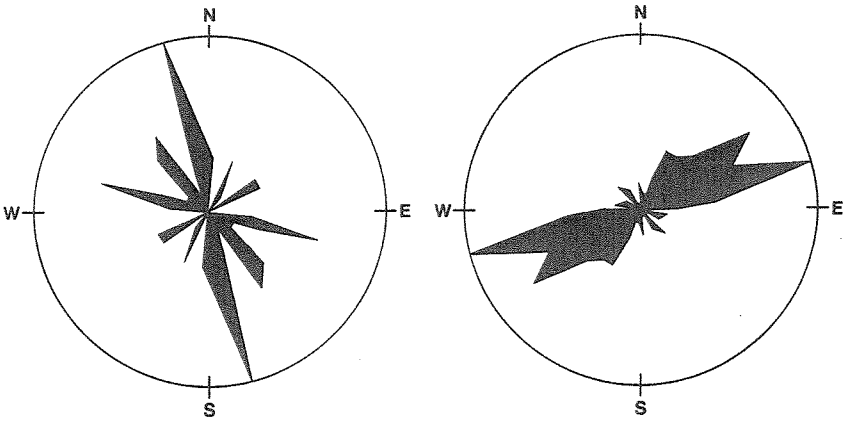


Abb.32: In Form von Richtungsrosen dargestelltes unterschiedliches Streichen der Klastenbegrenzungsflächen in den Aufschlüssen I (links) und II (rechts) im Olisthostrom B.

Die Schichten und Pseudoschichten im Olisthostrom C (Abb.33) streichen einerseits NE-SW, andererseits aber auch WNW-ESE bis NW-SE. Sie fallen meist nach SE bzw. SSW bis SW ein.

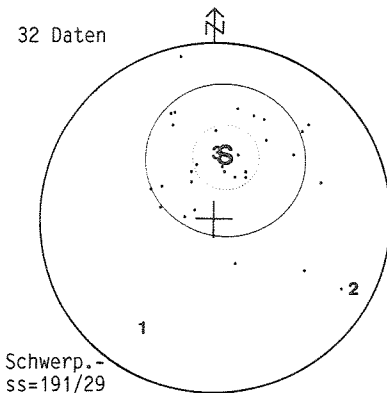


Abb.33: Synoptisches Diagramm der Schichten und Pseudoschichten im Olisthostrom C.

Schwerp.-
ss=191/29

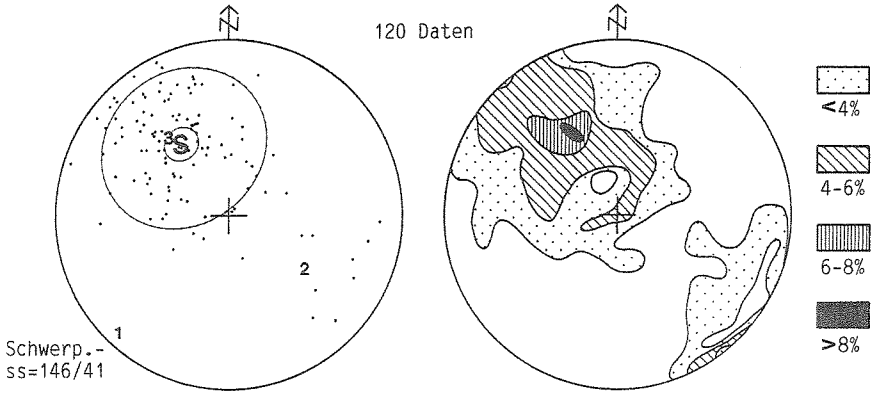


Abb.30: Lage der Klastenbegrenzungsflächen im Aufschluß II (R 360219; H 572711) des Olisthostroms B.

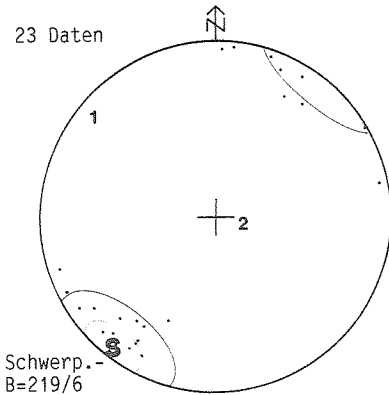


Abb.31: Lage der Faltenachsen im Aufschluß II (R 360219; H 572711) des Olisthostroms B.

Das unterschiedliche Streichen der Klastenbegrenzungsflächen in den beiden Aufschlüssen geht besonders deutlich aus Abb.32 hervor.

In der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge unsicheren Alters (do-cu?) der "Knollenmulde" dominieren bei starker Streuung NE-SW-streichende und nach SE einfallende Schichten. In den slumps dieser Gesteinsfolge liegen die Schichten ähnlich, streichen jedoch häufiger E-W (Abb.34).

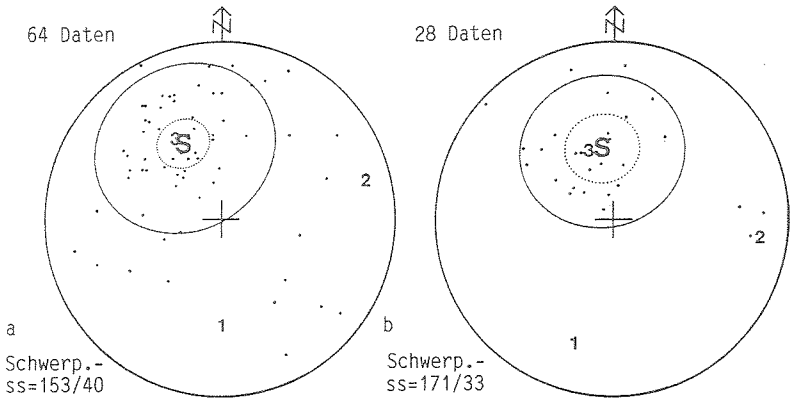


Abb.34: Synoptische Diagramme der Schichten in der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge (do-cu?) im Gebiet der "Knollenmulde".
34 a: in ungestörten Bereichen, 34b: in slumps.

In einem Aufschluß (R 359712; H 572397 = Aufschluß III) mit starken Rutschungserscheinungen wurden zum einen gut ausgebildete Schichtflächen, zum anderen Begrenzungsflächen plattiger Klasten eingemessen (Abb.35).

Schicht- und Klastenbegrenzungsflächen streichen überwiegend E-W und fallen in S-Richtungen ein. Die Streuung der Daten ist jeweils sehr groß. Die Schieferungsflächen liegen etwas steiler als die Schichtflächen. Zwei eingemessene Faltenachsen streichen WNW-ESE.

In der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge (doV-VI-?cu) des Tanner Grauwackenzugs decken sich die Mittelwerte der Schichtflächenpole aus den ungestörten Bereichen und den slumps dieser Serie völlig (Abb.36). Allerdings reicht das Streichen der ungestörten Schichten von NE-SW über E-W bis NW-SE bei einem Einfallen in SE-, S- und SW-Richtungen, während die Schichten in den slumps

weniger streuen und mehrheitlich E-W streichen.

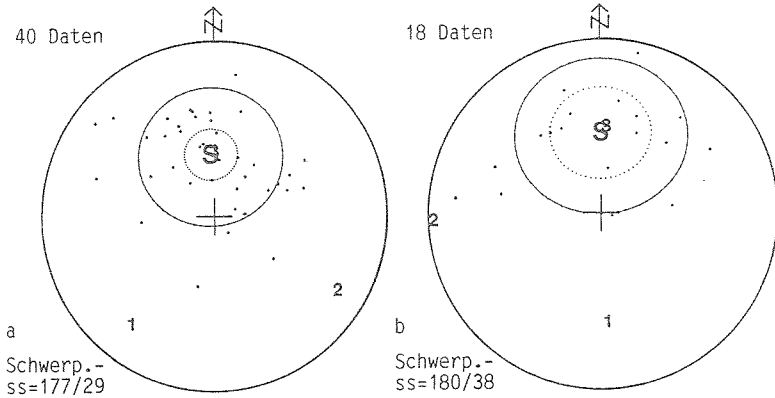


Abb.35: Lage der Schichtflächen (35a) und Klastenbegrenzungsflächen (35b) im Aufschluß III (R 359712; H.572397) in einem slump aus Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge (do-cu?).

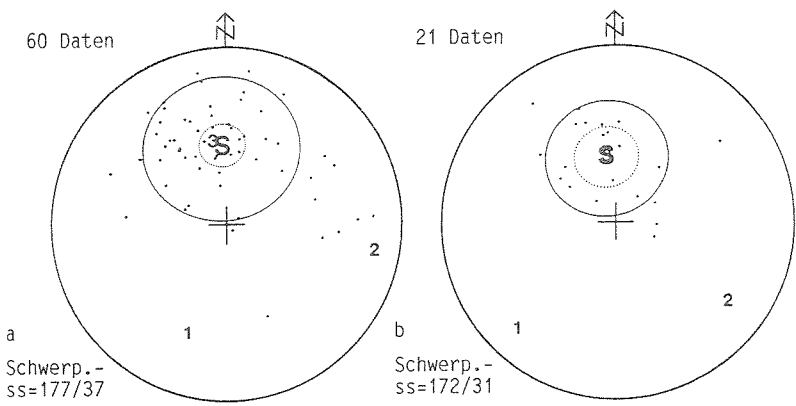


Abb.36: Synoptische Diagramme der Schichten in der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge (doV-VI-?cu) im Gebiet des Tanner Grauwackenzugs. 36a: in nicht umgelagerten Bereichen, 36b: in slumps.

9.2. Interpretation der Ergebnisse

Das für den Harz typische erzgebirgische Streichen der Schichten und der NW-vergente Faltenbau, der in den nicht durch Umlagerungsprozesse beeinflussten Gesteinseinheiten des Arbeitsgebiets (Tonstein der Eifelzeit, Grauwacke und Kieselschiefer des Oberdevons bis Unterkarbons) vorherrscht (u.a. HEINZE 1985:40; MARGANE 1986:25f; SCHWENNICKE 1987:40) findet sich auch in den Rutschsedimenten wieder.

Eine Abweichung der Gefügerichtungen (E-W- bis ENE-WSW-Streichen) ist nicht nur in den slumps der Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen zu beobachten, sondern tritt auch in den "ungerutschten" Partien dieser Serien auf. Außerdem findet es sich räumlich begrenzt auch in anderen Gesteinsformationen des Untersuchungsraumes sowie im Gebiet E und NE von Bad Lauterberg (GRASSHOFF 1983: 108; KNEIDL 1970:110ff; WILD 1970:90f) und im Unterharz (SCHWAB 1976: 64ff). Dieses abweichende Streichen der Gefügeelemente wird einerseits auf Schleppung in der Nähe herzynischer Seitenverschiebungen (WILD 1970:112), andererseits auf eine frühorogene Einengung in N-S-Richtung (GRASSHOFF 1983: 108) zurückgeführt.

Daneben finden sich aber auch Gefüge, deren Streichen quer (bis \pm senkrecht) zum Hauptstreichen verläuft. Es sind NW-SE-streichende Faltenachsen in den Olisthostromen der Gruppe A und im Olisthostrom B sowie NNW-SSE- bis WNW-ESE-streichende Ober- und Unterseiten plattiger Klaster, Schichten und Pseudoschichten im Olisthostrom B und Olisthostrom C.

Auch SCHÜFFLER (1978:93ff) beschrieb in einem direkt E an das Arbeitsgebiet angrenzenden Bereich vereinzelt NW-SE-streichende Faltenachsen. Er erklärte dies mit Schleppung an herzynischen Störungen (wie bei den E-W-streichenden Gefügen) sowie starker Streuung der Richtungen bei sehr flach liegenden Faltenachsen. POLL (1970:32ff) führte herzynisch streichende Faltenachsen im Gebiet N von Wieda auf eine sogenannte "Querwellung" zurück. Gefüge, die quer zur erzgebirgischen Hauptrichtung verlaufen, können meiner Meinung nach aber auch als Folge gravitativer Umlagerungen erklärt werden. Im überwiegend tektonisch beanspruchten Gestein des Aufschlusses II des Olisthostroms B folgt das Streichen der Klasterbegrenzungsflächen, ebenso

wie die Faltenachsen, der erzgebirgischen Richtung.

Im Aufschluß I, in dem starke Rutschungserscheinungen sichtbar sind, ist diese Richtung unterdrückt, die meisten Klattenbegrenzungsflächen streichen quer dazu.

Die im Olisthostrom B eingemessene Schieferung paßt symmetrisch zu den NE-SW-streichenden Faltenachsen, sie sind somit als eindeutig tektonischen Ursprungs anzusehen. Die dazu quer verlaufenden Falten zeigen keine Schieferung, eine rein tektonische Entstehung ist daher nicht nachzuweisen. Auch POLL (1970:38f) sah keinen Zusammenhang zwischen Schieferung und NW-SE-streichenden Falten.

Zu dieser These paßt auch die Beobachtung, daß im Olisthostrom B kleine Falten im Mikrobereich, die den in der Literatur beschriebenen Rutschfalten gleichen (Kap.8.3.3.), häufig quer zum erzgebirgischen Streichen verlaufen.

Auffällig ist, daß die von POLL (1970) beschriebene "Querwellung" N von Wie-da in einem Gebiet auftritt, in dem inzwischen auch Olisthostrome nachgewiesen sind (LÜTKE 1978a,b; STOPPEL 1976, 1977).

POLL (1970:40) begründete das Vorkommen älterer Gesteine (z.B. Silur) an Durchkreuzungsbereichen von erzgebirgischen Falten und herzynischen "Querwellen" damit, daß dort (sonst tieferliegende) Schichten stark gehoben wurden.

Für die Olisthostrome der Gruppe A und das Olisthostrom C sind mangels Meßdaten nur Analogieschlüsse möglich. Die in den Olisthostromen der Gruppe A vorhandenen Schieferungsflächen streichen allerdings NE-SW und sind nicht mit der NW-SE-verlaufenden Faltenachse vereinbar. Zudem fällt die starke Streuung der Schicht- und Pseudoschichtflächen auf, die in den nicht umgelagerten Gesteinsformationen im Arbeitsgebiet fehlt. Im Olisthostrom C fanden sich keine meßbaren Schieferungsflächen und Faltenachsen. Es kann nur darauf verwiesen werden, daß neben erzgebirgisch streichenden auch WNW-ESE bis NW-SE-streichende Flächen vorkommen.

Das Auftreten von slumps in den Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen wirkt sich

kaum auf das im Gelände meßbare Gefügeinventar aus. Zwar streichen die im Aufschluß II beobachteten Schichten und Klastenflächen W-E (Abb.35), dieser Richtung folgen aber auch die Schieferungsflächen- und Faltenachsen, so daß hier lokal ein zufälliges Zusammentreffen einer vom übergeordneten Baustil abweichenden Tektonik mit einem slump vorliegt.

Wenn man davon ausgeht, daß es sich bei den NE-SW-streichenden Gefügen vorwiegend um tektonische und bei den dazu quer (bis \pm senkrecht) verlaufenden um "Rutschgefüge" handelt, können sie getrennt beschrieben werden.

Im Olisthostrom B werden unter dieser Voraussetzung diejenigen Faltenachsen als sicher durch Umlagerungsprozesse entstanden eingestuft, die außerhalb des Bereichs liegen, in dem (die aus den Schieferungsflächen konstruierten) beta sf-Lineationen auftreten (Abb.37). Sie streichen WNW-ESE über NW-SE bis NNW-SSE und tauchen nach SE bis ESE und NNW ab.

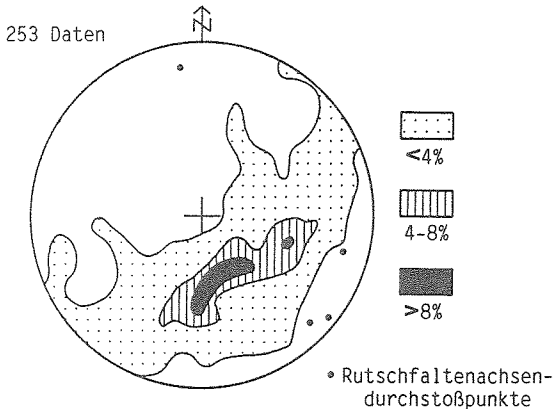


Abb.37: Verteilung der aus den Schieferungsflächen konstruierten beta sf und Lage eindeutiger Rutschfaltenachsen im Olisthostrom B.

Bei Annahme einer nur einaktig erfolgten tektonischen Überprägung des Gebiets (WACHENDORF 1986:45) kann durch einfache Rotation die Ursprungslage der Rutschfalten (vor der tektonischen Faltung) bestimmt werden.

Die tektonische Deformation muß nach den gravitativen Umlagerungen stattgefunden haben, da sich in den Rutschsedimenten Bereiche mit Intraklasten finden, in denen die Schieferung gleichmäßig Matrix und Intraklasten durchsetzt.

Bei Rückrotation der ss-Schwerpunktfläche (148/47) (Abb.26) in die Horizontale und Mitrotieren der Faltenachsen erhält man NW-SE-bis N-S-streichende und nach NW bis N abtauchende B-Achsen sowie zusätzlich eine WSW-ENE-streichende, nach WSW gerichtete Faltenachse.

Nach NAYLOR (1981:845), SCHLAGER & SCHLAGER (1973:82) und WOODCOCK (1979:83) ordnen sich Rutschfalten parallel zum ehemaligen Hang und damit senkrecht zur Bewegungsrichtung an. Dagegen wies LAJOE (1972) auf Beobachtungen an einer kleinen, in Schnee verursachten Rutschung hin. Hier lagen die Faltenachsen an der Front zwar senkrecht zur Bewegungsrichtung, an den Rändern jedoch schräg bis parallel dazu. Auch HELWIG (1970:179ff) beschrieb dieses Phänomen in Olisthostromen und wies zusätzlich auf mögliche Rotationen von Faltenachsen während weiterführender Bewegungen hin. Er kam aber - aufgrund von Untersuchungen an anderen Gefügen (Sohlmarken) - zu dem Schluß, daß die Mehrzahl der Faltenachsen dennoch parallel zum ehemaligen Hang verlaufe.

Im hier vorliegenden Fall würden die im Gelände gemessenen makroskopischen, vor allem aber die im Probenmaterial sichtbaren mikroskopischen Rutschfaltenachsen auf einen ca. NW-SE-verlaufenden Hang und eine Herkunft des Olisthostroms B aus NE- oder SW-Richtung hindeuten. Von dieser Richtung abweichende Faltenachsen wären dann nicht mehr als durch olisthostromatische Bewegungen entstandene Faltenachsen zu identifizieren, da sie etwa parallel zu den tektonischen B-Achsen verlaufen würden.

Betrachtet man im Aufschluß I des Olisthostroms B die NE-SW-streichenden Klastenflächen als überwiegend tektonisch aus der Horizontalen verstellt und rotiert sie in die Horizontale zurück, so ergibt sich für die dazu quer streichenden Klastenflächen (Abb.32) ein neues, überwiegend NW-SE-verlaufendes Streichen mit Einfallen nach NE.

Inwieweit aus der Lagerung der Klasten auf die Herkunftsrichtung von Rutschkörpern geschlossen werden kann, ist unklar. Nach GÖRLER & REUTTER(1968:497)

regeln sich die Fremdgesteinsklasten - wie plattige Gerölle in einem Fluß - entgegen der Fließrichtung als Imbrikationsgefüge ein.

Andere Autoren (ENOS 1977:139; POSTMA 1984) beobachteten nur bereichsweise eine solche "Dachziegellagerung" oder aber keine Imbrikation (SCHLAGER & SCHLAGER 1973:81). NAYLOR (1981:842f) beschrieb in entgegengesetzte Richtungen geneigte Klasten und TYLER (1972:553) beobachtete zwar "Dachziegellagerung", konstruierte aber die Bewegungsrichtung aufgrund sedimentärer Gefüge (Rippelmarken, Kreuzschichtung, Kanalisationsmarken) etwas (ca. 45°) abweichend.

In den Olisthostromen des Arbeitsgebiets konnte keine eindeutige "Dachziegellagerung" beobachtet werden. Dies liegt auch daran, daß sich in einem Olisthostrom die einzelnen Klasten nicht gegenseitig abstützen, sondern Matrix-gestützt vorliegen. Außerdem können sich nur längliche und plattige Klasten, nicht aber isometrische Einschlüsse dachziegelartig einregeln.

Allerdings zeigen die im Aufschluß I des Olisthostroms B eingemessenen Klastenbegrenzungsflächen ein Streichen parallel zu den Rutschfaltenachsen und ein Einfallen bevorzugt nach NE, so daß nach GÖRLER & REUTTER (1968) das Ursprungsgebiet im NE des heutigen Olisthostroms B zu suchen wäre.

Für die Olisthostrome der Gruppe A und das Olistostrom C sind solche Überlegungen wegen der geringen Anzahl von Messungen nicht möglich.

10. VERGLEICH MIT AUS DER LITERATUR BEREITS BEKANNTEN SUBAQUATISCH-GRAVITATIV UMGELAGERTEN SEDIMENTEN DES HARZES

Westlicher Harz:

Aus dem E und S des Arbeitsgebiets im Bereich von Wieda und am Wiesenbeker Teich (S Bad Lauterberg) wurden ebenfalls olisthostromatische Gesteine beschrieben (LÜTKE 1978a:155f, 1978b:484, Taf.2,3,5; STOPPEL in ALBERTI et al. 1972:9ff; STOPPEL 1976:27ff, 1977:84,90f). Sie sind auf Abb.38 zusammen mit eigenen Fundpunkten dargestellt.

KOLL (1984:71f) hielt die Gesteine von Wieda für ausschließlich tektonisch überprägt und lehnte die Möglichkeit von Olisthostrombildungen ab, da dort im Lokalebereich nur gleichartige Klaster auftraten und sedimentäre Reliktgefüge fehlten. Untersuchungen, wie für die vorliegende Arbeit (z.B. Dünnschliffbeobachtungen an der Matrix) wurden in diesem Gebiet noch nicht durchgeführt. Die Sedimente von Wieda gleichen jedoch nach der Geländeansprache denjenigen meines Arbeitsgebiets.

Als Fremdgesteinsklaster enthalten diese olisthostromatischen Sedimente silurische Gesteine, unterdevonischen Herzynkalkstein, oberdevonischen Flnzkalkstein sowie Diabas, Grauwacke, Kieselschiefer und Tonstein. Aus der Umgebung der Olisthostromfundpunkte sind viele Silurgesteine, devonische Herzyn- und Flnzkalksteine bekannt (LÜTKE 1968, 1974; MARONDE 1968:123ff; POLL 1970:11). Außerdem konnten in einem Herzynkalk aus diesem Gebiet Conodonten des cuI nachgewiesen werden (LUPPOLD, freundl. mündl. Mitt.). Alle diese Gesteine wurden allerdings bisher nicht Rutschsedimenten zugeordnet.

Nach dem Alter ihrer Klaster (Silur bis Oberdevon bis ?Unterkarbon) gleichen die olisthostromatischen Gesteine N von Wieda und am Wiesenbeker Teich den Olisthostromen der Gruppe A und dem Olisthostrom C des Arbeitsgebiets. Doch erst detaillierte Untersuchungen können zeigen, ob es sich um kleine Olisthostrome ähnlich denjenigen der Gruppe A handelt oder ob die Fundpunkte einem zusammenhängenden Olisthostrom angehören und möglicherweise mit dem Olisthostrom C eine Einheit gebildet haben.

Allerdings enthalten die Rutschsedimente N von Wieda viele Kalksteineinschlüsse, die aus dem Olisthostrom C nur vereinzelt beschrieben sind. Ob diese quantitativen Unterschiede in den verhältnismäßig kleinen Olisthostromvorkommen durch zufällige, unregelmäßige Verteilung von Gesteineinschlüssen hervorgerufen werden oder ob unterschiedliche Liefergebiete für verschiedene Olisthostrome bestanden, kann hier nicht geklärt werden.

Auch W des Arbeitsgebiets am SE-Rand der Acker-Bruchberg-Zone sind Rutschsedimente bekannt (SOLANWAR 1978:13ff). Sie können aufgrund der in Kap.6 aufgestellten Kriterien ebenfalls als Olisthostrome bezeichnet werden und sind in Abb.38 dargestellt. Nach SOLANWAR (1978:15) decken sich diese Olisthostromvorkommen mit Teilen der in der alten geologischen Karte (GK 25, Blatt 4228 Riefensbeek (SCHRIEL & STAHL 1938)) als eifelzeitlicher Wissen-

bacher Schiefer ausgewiesenen Gesteine. Die Olisthostrome enthalten als Fremdgesteinsklasten Quarzit, Kieselschiefer, undatierten Kalkstein und oberdevonischen Tonstein (Conodontendatierungen).

In einem wichtigen Punkt unterscheiden sich die Ergebnisse SOLANWARs von denjenigen der vorliegenden Arbeit: Während meines Erachtens die im Gebiet N und NW von Bad Lauterberg vorkommenden, ehemals als Wissenbacher Schiefer bezeichneten Gesteine, die Fremdgesteinseinlagerungen enthalten, insgesamt als Olisthostrom (Olisthostrom B, cu) zu deuten sind, behielt SOLANWAR (1978:22f) einen Teil der von SCHRIEL & STAHL (1938) vorgenommenen Einstufung SE der Acker-Bruchberg-Zone als eifelzeitlichen Wissenbacher Schiefer bei und bezeichnete die auftretenden Einschlüsse (Kalkstein, Grauwacke, Diabas, Tuff und Tuffit) als "primär gebildet". Die Olisthostrome führte SOLANWAR (1978:99) auf lokale gravitative Umlagerungen (von NW nach SE) zur Zeit des unteren bis mittleren Oberdevons zurück.

An der Basis der Siebergrauwacke S von Sieber (Abb.38) beschrieb STOPPEL (1977:91) einen Fundpunkt möglicher Olisthostrome. Es handelt sich um ein "Konglomerat" aus Grauwacke, Kieselschiefer, Quarzit, Tonstein und eisenzeitlichem Kalkstein.

Neben Olisthostromen finden sich in der weiteren Umgebung Bad Lauterbergs auch slumps (Sedifluktionen, zur Definition s. Kap.6). Sie sind ebenfalls auf Abb.38 zusammengestellt. Zum Teil sind syndementäre slumps in den wohl autochthonen Flinzkalksteinen SE von St. Andreasberg vorhanden (GRASSHOFF 1983:29ff und eigene Beobachtungen). Häufiger finden sie sich in der N-Fortsetzung des Olisthostroms B (STOPPEL 1977:91 und eigene Befunde). Offensichtlich ist dort ein Übergang Olisthostrom - slump aufgeschlossen. Die meisten slumps treten aber (wie im Arbeitsgebiet) in Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen E Bad Lauterbergs, am Oderstausee (SCHÜFFLER 1978:70) sowie S und SE St. Andreasbergs auf (GRASSHOFF 1983:31ff und eigene Beobachtungen).

GRASSHOFF (1983) spricht allgemein von Rutschmassen. Sie können nach Überprüfung jedoch als slumps eingestuft werden.

Darüber hinaus wurden slumps aus der Siebergrauwacke beschrieben. Fundpunkte

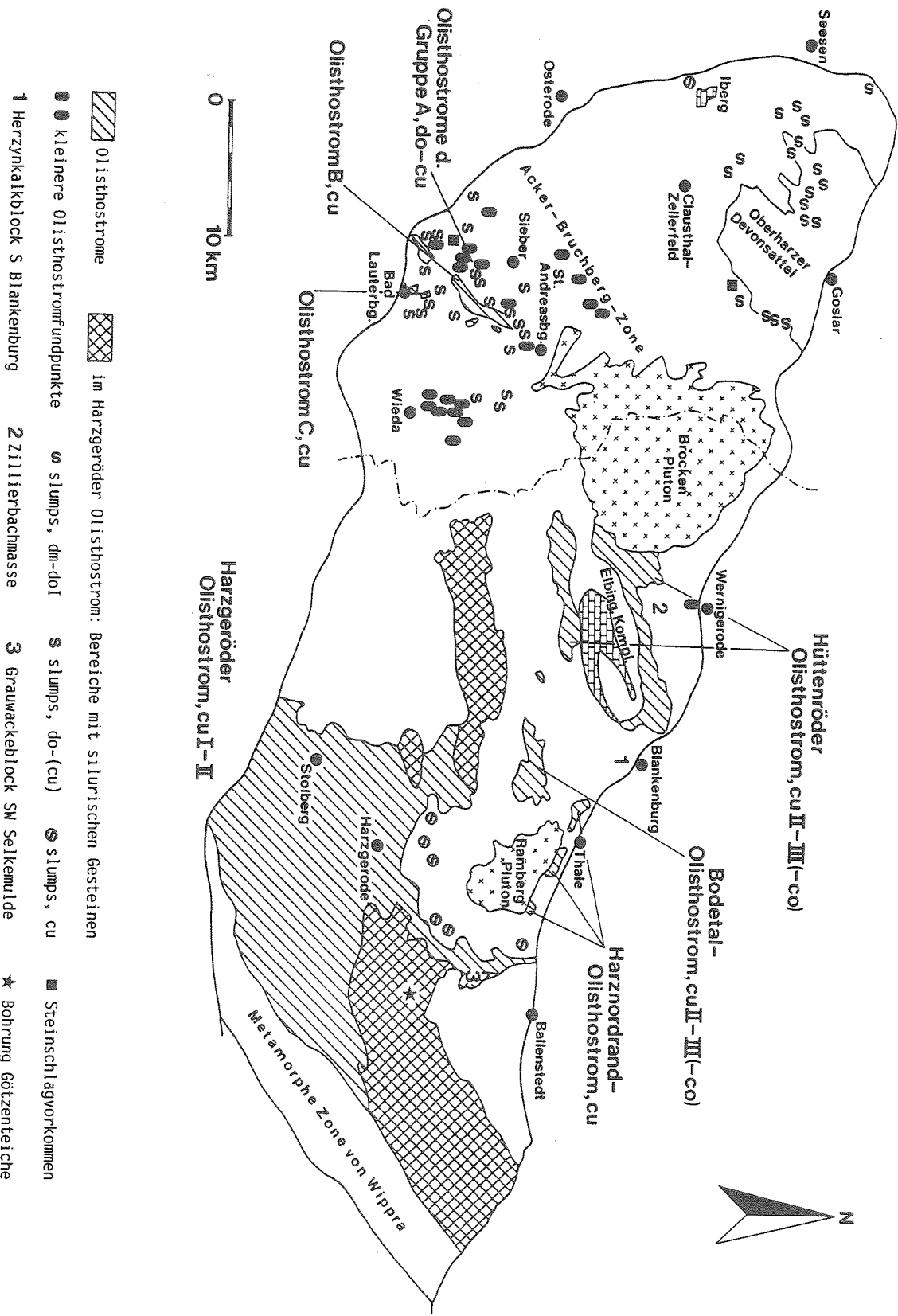


Abb. 38: Verbreitung subaquatisch-gravitativ umgelagerter Sedimente im Harz. Zusammengestellt nach verschiedenen Autoren (s. Text) und eigenen Befunden; im Ostharz aus der GK 200, Blatt CC 4726 Goslar übernommen.

befinden sich im Sieberbachbett N von Herzberg (STOPPEL 1983:16) und N von Sieber (SOLANWAR 1978:69).

Aus dem Oberharz sind ebenfalls synsedimentäre bis frühdiagenetische slumps aus Übertageaufschlüssen, aus Bohrungen und aus Bergwerken bekannt. Eifel- bis hembergzeitliche slumps treten überwiegend in Tonstein-Kalkstein-Wechselfolgen auf. Sie bildeten sich in einem in Becken und Schwellen gegliederten Meeresbereich und finden sich heute im Oberharzer Devonsattel, an seinem S- und E-Rand sowie S desselben (BRINCKMANN et al. 1986:11f; MEYER 1968:348; MÜLLER-STEFFEN 1965:801f; STOPPEL & ZSCHEKED 1963).

Im Unterkarbon bildeten sich ebenfalls slumps. Sie sind im Bergwerk Bad Grund SW des Ibergs in cuIII beta-Tonstein (SPERLING 1967:340) sowie in Bohrungen im Kammquarzit zu finden (STOPPEL 1983:13).

Außerdem beschrieben KIRCHMAYER et al. (1964) durch Steinschlag umgelagerte mitteldevonische Korallenstöcke im Okertal am E-Rand des Oberharzer Devonsattels (Abb.38).

Östlicher Harz:

Aus dem Osthaz sind vor allem olisthostromatische Rutschsedimente bekannt. Sie werden als Harzgeröder, Hüttenröder, Bodetal- und Harznordrand-Olisthostrom bezeichnet (Abb.38).

Das Harzgeröder Olisthostrom, das weite Teile des Unterharzes einnimmt, enthält als Fremdgesteinseinschlüsse silurischen Ton- und Kalkstein, Herzyn- und Flinzkalkstein des Unterdevons bis Unterkarbons, Dolomit, Kalkgrauwacke, Kieselschiefer und Kieselschieferbreccie (z.T. doI-V-datiert), Quarzit, Tuff und Diabas (LUTZENS 1972:12,26; REICHSTEIN 1961:769; 1965:1051; RUCHHOLZ 1962:176; STRING 1967:89f). Es erreicht in der Bohrung Götzenteiche eine Mächtigkeit von 1200 m (LUTZENS 1973a:137), ist dagegen im Gebiet NE von Stolberg "relativ geringmächtig" (LUTZENS 1979:61).

In der Bohrung Götzenteiche steht im Liegenden des Olisthostroms eine Grau- wacke-Tonstein-Wechselfolge an, die LUTZENS (1979:51,66,81) in das Oberde- von bis Unterkarbon stellte. Er schloss daraus, daß sich das Olisthostrom ab

dem mittleren cuI bis zum cuII bewegte. SCHWAB (1976:40,99) hielt die Grauwacken dagegen für rein oberdevonisch, stellte das Olisthostrom aber ebenfalls in das cuII.

Die stratigraphische Einstufung des Harzgeröder Olisthostroms (wie auch der Olisthostrome aus der Umgebung des Elbingeröder Komplexes, s.u.) beruht oft auf der Annahme, daß die eingeschlossenen Grauwackeklasten unterkarbonisches Alter haben (LUTZENS 1972:36, 65f; SCHWAN 1974:258). Beweise dafür (z.B. Conodontenfunde) liegen allerdings nicht vor. In der zugänglichen Literatur finden sich nur zwei Autoren, die unterkarbonisches Alter für Kalksteine des Harzgeröder Olisthostroms nachwiesen (REICHSTEIN 1961:769; STRING 1967:89).

Auch die Herkunft des Harzgeröder Olisthostroms ist noch nicht geklärt: Während BURCHARDT (1977:18), LUTZENS (1980:6f) und SCHWAB (1979:1135) die Mitteldeutsche Schwelle als Liefergebiet postulierten, wies BRAUSE (1975:311) darauf hin, daß das Olisthostrom auch von Schwellen im Gebiet des heutigen Unterharzes abgeglitten sein kann und Schüttungen von NW nach SE aufgetreten sein können.

Neuerdings sprach sich SCHWAB (anläßlich eines Vortrags in Braunschweig im Januar 1989) für die Möglichkeit der von BRAUSE aufgestellten Theorien aus. In diesem Zusammenhang berichtete SCHWAB auch von neueren, noch nicht veröffentlichten Untersuchungsergebnissen, die eine Unterteilung des Harzgeröder Olisthostroms in zumindest zwei Einheiten möglich machen. Dabei enthalte ein Teil des Harzgeröder Olisthostroms Fremdgesteinsklasten des Mitteldevons bis Unterkarbons und sei aus mehreren "parautochthonen Olisthostromen" aufgebaut; ein zweiter, überlagernder Bereich mit Gesteinseinschlüssen des Silurs bis Unterkarbons sei als "Wildflysch" anzusprechen.

Als "Wildflysch" bezeichnete SCHWAB (1979:1136) Olisthostrome, die als Geosynklinalformation auftreten und trennte sie gegen andere, "parautochthone" Olisthostrome ab. Diese Einteilung weicht, wie er selbst ausführte, von derjenigen anderer Autoren (ABBATE et al. 1970:522f; HOEDEMAEKER 1973; STOW 1986:402f) ab.

Vergleicht man das Harzgeröder Olisthostrom mit den in dieser Arbeit untersuchten Olisthostromen, fällt auf, daß sowohl der "parautochthone" Teil des

Harzgeröder Olisthostroms als auch das Olisthostrom B Fremdgesteinseinschlüsse des Mitteldevons bis ?Unterkarbons bzw. des Grenzbereichs Devon/Karbon enthalten. Im Olisthostrom B treten jedoch nur Flinzkalkstein-, nicht aber Herzynkalksteinklasten auf. Ob dies auch für die "parautochthonen" Bereiche des Harzgeröder Olisthostroms (oder Teile davon) zutrifft, ist nicht bekannt. Zwar liegen nach LUTZENS (1972:12) oberdevonische Kalksteineinschlüsse des Olisthostroms oft in Flinzfazies vor, ob sich aber Gebiete mit Flinzkalkstein von solchen mit Flinz- und Herzynkalkstein abgrenzen lassen, geht aus der vorliegenden Literatur (u.a. HOFFMANN 1968; LUTZENS 1972; REICHSTEIN 1962; RUCHHOLZ 1964; SCHÜTZENMEISTER 1968; SCHULZE 1968; STRING 1967) nicht hervor. Ebenso wenig lassen sich mit Hilfe der vorhandenen Detailbeschreibungen Gebiete abtrennen, die nur mitteldevonische bis unterkarbonische Klasten enthalten.

Im als "Wildflysch" bezeichneten Anteil des Harzgeröder Olisthostroms weisen die Klasten nach Alter (Silur bis Unterkarbon) und nach petrographischer Zusammensetzung Parallelen zu den Olisthostromen der Gruppe A im Arbeitsgebiet auf. Aus der Bohrung Götzenteiche beschrieb LUTZENS (1972:28) sandführende Matrixanteile, wie sie auch in den Olisthostromen der Gruppe A auftreten (Kap.8.2.).

Große Unterschiede bestehen aber in bezug auf die Mächtigkeit und räumliche Ausdehnung der verschiedenen Olisthostrome. Auch eine stratigraphisch gleiche Einstufung ist nicht möglich: Während die Olisthostrome der Gruppe A in dieser Arbeit allgemein in das Oberdevon bis Unterkarbon gestellt werden, soll das Harzgeröder Olisthostrom eine Bildung des cuI bis cuII sein.

Altersmäßig ähneln die Fremdgesteinseinschlüsse des "Wildflysch"-Anteils auch denjenigen des Olisthostroms C und der Olisthostrome N von Wieda und S von Bad Lauterberg. Es bestehen auch keine Gegensätze in der zeitlichen Einordnung des Olisthostrome (Olisthostrom C = cu). Es muß allerdings wieder darauf hingewiesen werden, daß im Olisthostrom C, im Gegensatz zum Harzgeröder Olisthostrom, nur vereinzelt Kalksteinklasten nachzuweisen sind.

Aus der Umgebung des Elbingeröder Komplexes wurden ebenfalls Olisthostrome beschrieben. Sie bestehen aus Gesteinen, die früher als "Wissenbacher Schie-

fer", "Hüttenröder Schichten" und "Hauptquarzit" bezeichnet wurden (LUTZENS 1973a:138).

Die Olisthostrome aus der Umgebung des Elbingeröder Komplexes werden in das Hüttenröder Olisthostrom (den Elbingeröder Komplex umschließend) und das Bodetal-Olisthostrom (SE des Riffkalkkomplexes) unterteilt, wobei das Bodetal-Olisthostrom mit dem Harzgeröder Olisthostrom verzahnt ist (LUTZENS 1979: 57ff), da hier auch Herzynkalkstein- und Kalkgrauwackeklasten auftreten. Darüber hinaus enthalten die Olisthostrome einerseits Fremdgesteinseinschlüsse, die aus dem Elbingeröder Komplex (Riffkalkstein des oberen Givet bis doI delta, Keratophyr, Schalstein, Eisenerz) bzw. seiner Randfazies (Flinzkalkstein bis doV-VI, Buntschiefer des Mitteldevons bis doVI) stammen, und andererseits Gesteine, die z.T. aus entfernteren Bereichen angeliefert wurden (Kieselschiefer, z.T. als doI datiert, Kieselschieferbreccie, Grauwacke, Quarzit, Diabas) (LUTZENS 1972:52ff, 1973b:377ff; MÜLLER 1968; ZIMMERMANN 1968).

Entsprechend gelten als Liefergebiete der Elbingeröder Komplex aber auch mögliche Gebiete, die heute im SE-Harz, im Oberharz (Brocken) oder im Untergrund des subherzynen Beckens zu suchen sind (u.a. LUTZENS 1979:60).

Diese Olisthostrome wurden in das cuII-III bzw. cuII-co gestellt (LUTZENS 1980:10; SCHWAB 1980:24). Belege für diese stratigraphische Einstufung liegen (wie bereits erläutert) allerdings nicht vor. Außerdem gibt es unterschiedliche Meinungen in bezug auf die Lagerungsverhältnisse: Während LUTZENS (1980:10) und ZIMMERMANN (1969:219) die Olisthostrome als Hangendes der Kulmgrauwacke ansahen, betrachtete SCHWAB (1980:26) sie als Liegendes dieser Grauwacke.

Daneben fanden sich in den Bohrungen in der Umrandung des Elbingeröder Komplexes lokal olisthostromatische Gesteine, die nach Conodontdatierungen als Bildungen des cuI und cuI/II gedeutet wurden (LUTZENS 1972:57f, 1979: 52).

Das Hüttenröder Olisthostrom, die oben beschriebenen lokalen Olisthostrome am Elbingeröder Komplex und auch das Olisthostrom B im Untersuchungsgebiet

unterscheiden sich vom Harzgeröder Olisthostrom durch das Fehlen von Herzynkalksteinklasten. Im Gegensatz zum Hüttenröder Olisthostrom finden sich im Olisthostrom B aber keine Gesteine des zentralen Riffkörpers.

Am Harznordrand sind Olisthostromreste bei Thale (Harznordrand-Olisthostrom) und bei Wernigerode in Schollen erhalten geblieben (LUTZENS 1979:60). Das Harznordrand-Olisthostrom enthält als Fremdgesteinsklasten silurische Gesteine und unter- bis oberdevonischen Herzynkalkstein (bis doVI) (LUTZENS 1972:6; REICHSTEIN 1965:1063f). Bei Wernigerode treten ebenfalls silurische Gesteine und Herzynkalkstein des Unter- und Oberdevons auf, daneben auch Grauwacke, Kieselschiefer und Flinzkalkstein des doI-III (LUTZENS 1959:81ff; RUCHHOLZ 1964). Somit ähneln die Olisthostromreste am Harznordrand dem Harzgeröder Olisthostrom, als Liefergebiete dieser Reste werden jedoch beckeninterne Schwellen angenommen (LUTZENS 1979:69).

Außerdem wurden aus dem östlichen Harz durch subaquatisch-gravitativ Bewegungen entstandene Sedimente beschrieben, die dort als Gleitscherben = Olisthostrommata und Gleitplatten = Olisthoplaka (nach RICHTER 1973) bezeichnet wurden.

Unter einer Gleitscherbe verstand RICHTER (1973:322ff) Olistholithe, die isoliert, ohne von Grundmasse umgeben zu sein, vorkommen. Sie ähneln den in Kap.6. beschriebenen Steinschlagvorkommen, sind im Ostharz jedoch größer und sollen weniger rollend als gleitend verlagert worden sein. Als Gleitplatte bezeichnete RICHTER (1973:336ff) Gesteinspakete, die sich gravitativ von der Stirn einer Gleitdecke ablösten und weiterbewegten.

S von Blankenburg steht ein mindestens 50 m mächtiger Herzynkalksteinblock an (Abb.38), den LUTZENS (1980:11) als Gleitscherbe bezeichnete. Die sogenannte "Zillierbachmasse" N des Elbingeröder Komplexes (Abb.38) stellt nach SCHWAB (1980:34) auch eine (cuIII-zeitliche) Gleitscherbe dar, nach LUTZENS (1980:11) handelt es sich um eine Gleitplatte. Ebenfalls als Gleitplatte bezeichnete SCHWAB (1980:39) einen Grauwackeblock (ca. 1 km Durchmesser) am SW-Rand des Selkegrauwacke-Gebiets (Abb.38). Bei den großen Silurgesteinsschollen innerhalb des Harzgeröder Olisthostroms handelt es sich nach SCHWAB (1979:1135) um Gleitscherben (cuIII), nach SCHWAN (1974:260ff) um nicht tektonische entstandene Gleitdecken.

Slumps wurden aus dem Ostharz seltener beschrieben als aus dem westlichen Unter- und Oberharz (Abb.38). Sie finden sich im E-Teil des Tanner Grauwackenzugs in feinkörnigen Bereichen einer Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge, die z.T. als cuII beta/gamma datiert ist (MEIER & THOMAS 1969; REICHSTEIN 1965:1061) sowie in der Wechselfolge der Bohrung Götzenteiche (LUTZENS 1972:19).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die ältesten subaquatisch-gravitativen Umlagerungen des Harzes in Form von slumps (ab Eifel) im Gebiet des Oberharzes auftreten. Weiterhin entstanden slumps während des gesamten Oberdevons und im Unterkarbon in verschiedenen Teilen des Harzes.

Die Olisthostrombewegungen folgten später (ab ?Oberdevon) und dauerten bis zum Unterkarbon/?Oberkarbon an, wobei die frühen Olisthostrome geringere Ausdehnungen haben (z.B. Olisthostrome der Gruppe A, lokale Olisthostrome am Elbingeröder Komplex). Im Unterkarbon kam es - vor allem im Unterharz - zur Bildung ausgedehnter Olisthostrome.

Die Olisthostrome werden teils von der Mitteldeutschen Schwelle, teils von lokalen Hochgebieten hergeleitet. Daneben finden sich örtlich auch andere Rutschsedimente wie Steinschlagvorkommen, Gleitscherben und Gleitplatten.

Die Olisthostrome des Arbeitsgebiets weisen zwar Ähnlichkeiten mit anderen Olisthostromen des Harzes auf, lassen sich aber nicht eindeutig einem großen Olisthostrombereich (z.B. Harzgeröder Olisthostrom) zuordnen.

11. BILDUNGSBEDINGUNGEN DER UMGELAGERTEN SEDIMENTE IM HARZ UND MÖGLICHE FOLGERUNGEN FÜR MODELLE ÜBER DEN BAUSTIL DES HARZES

Die Bildung der Harz-Olisthostrome mit Klagen sehr unterschiedlichen Alters (z.T. Silur bis Unterkarbon) innerhalb eines Olisthostroms ist nur dadurch erklärbar, daß bereits verfestigte, ältere Gesteinsbruchstücke gravitativ in insgesamt jüngere, noch plastische, pelitische Sedimente gelangten, sich mit diesen weiterbewegten und vermischten. Gleiche Entstehungsmechanismen beschreiben COOK et al. (1972:481) für oberdevonische Olisthostrome in den Rocky Mountains. Eine Umlagerung und Vermischung

allein dadurch, daß eine Wechselfolge aus bereits verfestigten Gesteinslagen und unverfestigten, feinkörnigen Schichten aus einer plastischen "Gleitschicht" in Bewegung geriet (GÖRLER & REUTTER 1968:487), ist hier nicht vorstellbar.

Voraussetzung für die Bildung der Olisthostrome ist, daß die älteren, verfestigten Gesteinsabfolgen vorher zerlegt wurden, so daß transportierbare Klaster entstanden. Als auslösende Faktoren für die Gesteinszerrüttung kann neben Hebung im Gebiet der Mitteldeutschen Schwelle seismische Unruhe im Zusammenhang mit dem initialen Vulkanismus während des Mittel-, Oberdevons und Unterkarbons (LUTZENS 1980:6) angeführt werden. KREBS (1968:47) ging von einer vororogenen Dehnungstektonik in Form epirogener Vertikalbewegungen sowie einer Bruch- und Zerrungstektonik aus.

Beziehungen zwischen Olisthostromen und Grauwacken bestehen insofern, als sich beide gehäuft am Rand geosynklinaler Tröge bilden und deshalb oft neben- und übereinanderliegen (u.a. ABBATE et al. 1970:551; MOORE et al. 1976:217; SCHLAGER & SCHLAGER 1973:65; STEFANESCU 1980:63).

Olisthostrome entstehen zwar untergeordnet auch an tektonisch ruhigen Kontinentalabhängigen, werden jedoch gehäuft durch seismische Bewegungen ausgelöst (BALTUCK et al. 1985:558; DINGLE 1980:349; HANER 1978:247; HELWIG 1970:172):

Dabei stellen die Turbidite kurzzeitigere Ereignisse dar als die Olisthostrome. Die Grauwackekomponenten entstammen (über fluviatilen Transport etc.) letztlich einem Festlandsgebiet, während die Klaster der Olisthostrome von (gehobenen) Teilen des Becken- und Schelfbereichs abzuleiten sind.

Eine zyklische Abfolge von Grauwacken- und darauffolgenden Olisthostromablagerungen, wie sie LUTZENS (1980:11) für den Harz annahm, bzw. umgekehrt - erst Olisthostrom -, danach Grauwackensedimentation (SCHWAB 1976:38) - wurde aus anderen vergleichbaren Gebieten nicht beschrieben.

Olisthostrome als Vorläufer von Turbiditen (GORSLINE 1980:14; HAMPTON 1972) sind innerhalb von submarinen Canyons zu suchen, wo tonige bis kiesige Ablagerungen erst laminar fließen, also Olisthostrome darstel-

len, bevor sie unter "Wasseraufnahme" zu Suspensionsströmen werden.

Die Olisthostrome der Gruppe A, die mit sedimentärem Kontakt in Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen und Grauwacken des Oberdevons bis Unterkarbons? liegen, finden sich nur im Bereich der "Knollenmulde", nicht aber in anderen Teilen des Arbeitsgebiets mit ähnlichen und möglicherweise z.T. gleichalten Grauwacken. Auch aus dem Bereich des Ostharzes werden keine Olisthostrome innerhalb der "Südharz-/Selkegrauwacke" und der "Tanner Grauwacke" beschrieben. Die Olisthostrome der Gruppe A werden deshalb als lokale Bildungen angesehen, die vielleicht schon frühzeitig (ab Devon) entstanden. Gleichzeitig bildeten sich slumps in den umgebenden Grauwacken und in anderen Gebieten.

Das Auftreten von Steinschlagvorkommen in unmittelbarer Nachbarschaft der Olisthostrome erfordert ein oder mehrere nahegelegene Hochgebiete, da die größte bisher beschriebene Transportweite von Steinschlägen ca. 4 km beträgt (MOUNTJOY et al. 1972:178). Auf die Frage nach der Lage solcher Hochgebiete wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels eingegangen.

Beim Olisthostrom C ist ein Zusammenhang mit dem Harzgeröder Olisthostrom denkbar, als dessen Liefergebiet die Mitteldeutsche Schwelle gilt (Kap. 10.). Vorstellbar ist aber auch eine lokale unterkarbonische Olisthostrombildung ähnlich derjenigen der Gruppe A vor Einsetzen der "Haupt"-Olisthostrom-Bewegung im Ostharz.

Für das Olisthostrom B ist, aufgrund seiner speziellen Fremdgesteinsklasten (Kap.8.1.1.), die Annahme eines anderen Liefergebiets als für die Olisthostrome der Gruppe A und das Olisthostrom C erforderlich. Hier kann angenommen werden, daß das Liefergebiet nicht im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle lag.

Die Auswertung der Gefügemessungen (Kap.9.) und die Tatsache, daß das Olisthostrom B im N in ein slump übergeht, sprechen für einen Transport aus NE-Richtung, also für ein Liefergebiet im Bereich des heutigen Harzes.

Die Olisthostrome können in verschiedene schon bestehende Modelle, die den

Baustil des Harzes insgesamt interpretieren, eingegliedert werden. Zur Zeit nehmen die meisten Autoren (u.a. BURCHARDT 1977:18; KOLL 1984:111ff; LÜTKE 1978b:498; LUTZENS 1980:8; PATZELT 1973:160f; SCHWAB 1979:1135; SCHWAN 1974:260f; WACHENDORF 1986:20f), unabhängig ob sie Olisthostrome postulieren oder nicht, an, daß die Gesteine der Südharz- und Selkemuide Deckenreste einer sogenannten Ostharzdecke (REICHSTEIN 1965:1066f) sind.

Eine solche Decke müßte bis in das Untersuchungsgebiet hineinreichen, da auch hier (nach W bis an den Rand des "Herzberger Sattels") doIIbeta-III/?IV-zeitliche Grauwacken auftreten. Im Bereich des Tanner Grauwackezugs wurde ein sedimentärer Übergang dieser Grauwacken zur Grauwacke-Tonstein-Wechselagerung (doV-VI-?cu) beschrieben (ERNST-HUNEKE 1985:11; MEISSNER 1985:13; MITTAG-BRENDEL 1988:17; SCHÜFFLER 1978:31). Dies würde bedeuten, daß die Wechselfolge (zumindest im Gebiet um Bad Lauterberg) ebenfalls Bestandteil der Decke wäre; ebenso die in Grauwacken und Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen der "Knollenmulde" sedimentär eingelagerten Olisthostrome der Gruppe A und das Olisthostrom C im Hangenden der doV-?cu-zeitlichen Wechselfolge. Als Liefergebiete für diese Olisthostrome wären Hochgebiete am Schelfrand der Mitteldeutschen Schwelle denkbar.

Das Olisthostrom B kann in diesem Zusammenhang sowohl als Deckenschuppe als auch als parautochthones Element angesehen werden. Im letzteren Fall wäre eine Herkunft des Olisthostroms B aus einer SW-Verlängerung der Umrandung des Elbingeröder Komplexes, die LUTZENS (1967:987) annahm, denkbar. Mögliches Liefergebiet wäre auch eine praekinematisch angelegte Aufwölbung im Bereich des heutigen Brocken-Plutons (KREBS & WACHENDORF 1974: 47).

Das ist allerdings nur dann vorstellbar, wenn die Hebung im ausgehenden Devon oder Unterkarbon erfolgt wäre, da im Liefergebiet die Flinzsedimentation zumindest bis an die Grenze Devon/Karbon anhielt. Im Olisthostrom B finden sich Flinzkalksteinklasten dieses Alters, in der Nähe von St. Andreasberg konnte sogar - allerdings autochthoner - Flinzkalkstein des cu nachgewiesen werden (BUCHHOLZ, freundl. mündl. Mitt.). KREBS & WACHENDORF (1974) gaben als Hebungszeitraum das Devon an.

WALLISER & ALBERTI postulierten für den Mittel- und Unterharz eine (tek-

tonisch zerschuppte) Decke, die bis an den NW-Rand des Acker-Bruchberg-Zuges reicht. Als Argument für diese Theorie kann der abrupte Wechsel im Schwermineralgehalt der Harz-Grauwacken an der Acker-Bruchberg-Zone (DENEKE 1989) gewertet werden. Die Grauwacken SE davon enthalten z.T. sehr viel Granat und Epidot, in denjenigen NW des Acker-Bruchberg-Zuges finden sich diese Schwerminerale nur in Spuren .

Bei Annahme von Olisthostromen im Ostharz ergeben sich für dieses Modell einer bis zum Acker-Bruchberg-Zug reichenden Decke allerdings auch Probleme: WALLISER & ALBERTI (1983:154ff) sahen den Elbingeröder Komplex als tektonisches Fenster innerhalb dieser Decke an. Da das Hüttenröder und Bodetal-Olisthostrom nachweislich Klasten des Elbingeröder Komplexes enthalten (Kap.10.), wären auch sie Teile dieses Fensters. Im Bodetal-Olisthostrom wurde außerdem eine Verzahnung mit dem Harzgeröder Olisthostrom beschrieben (LUTZENS 1979:57ff), so daß auch das Harzgeröder Olisthostrom in Verbindung mit dem Fenster des Elbingeröder Komplexes stünde. Da das Harzgeröder Olisthostrom in der Bohrung Götzenteiche eine Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge überlagert, müßte auch sie als autochton gelten.

Für die Frage nach der Herkunft der Olisthostrome im Arbeitsgebiet ergeben sich aus dieser Theorie keine neuen Anhaltspunkte. Die Olisthostrome der Gruppe A und das Olistostrom C wären in die (bis zum Acker-Bruchberg-Zug reichende) Decke zu integrieren, eine Verbindung des Olisthostroms C mit dem Harzgeröder Olisthostrom bestünde nicht. Ob das Olisthostrom B ebenfalls einen Deckenteil darstellen würde oder eine parautochthone Bildung wäre, bleibt offen. Direkte oder indirekte Beziehungen zum "Fenster" des Elbingeröder Komplexes und seiner Umgebung sind nicht nachweisbar.

Eine dritte Modellvorstellung sieht keine Decken vor (SCHRIEL 1954:273). Auch DENEKE (1989) diskutierte diese Theorie und zeigt die Möglichkeit auf, den (oben beschriebenen) Wechsel im Schwermineralspektrum der Grauwacken ohne Deckenbau zu erklären. Dabei wäre eine Umgestaltung des Liefergebiets an der Wende cuII/III bzw. im tiefsten cuIII und eine Verlagerung der Schüttungszentren der Grauwacken nach NW anzunehmen.

Die Liefergebiete der Olisthostrome der Gruppe A im Untersuchungsgebiet

hätten nach diesem Modell als lokale Hochgebiete in der Umgebung der heutigen Olisthostromfundpunkte gelegen, da sie mit Steinschlagvorkommen vergesellschaftet sind. Bei den m³-großen Kalksteinschollen, die isoliert auftreten (Kap.6.), könnte es sich dann um Reste von Liefergebieten der Olisthostrome der Gruppe A handeln. Das Olisthostrom C könnte sowohl von einem lokalen Hochgebiet als auch von der Mitteldeutschen Schwelle bezogen werden. Für das Olisthostrom B wäre eine Herkunft aus dem NE seines heutigen Verbreitungsgebiets (s.o.) zu postulieren.

Welches der drei angeführten Modelle am ehesten Gültigkeit hat, kann nicht entschieden werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit liefern keine zwingenden Hinweise, die für eine bestimmte Theorie sprächen.

12. ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet N und NW von Bad Lauterberg stehen Gesteine an, die aufgrund eindeutiger Umlagerungsgefüge als submarin-gravitativ gebildeten anzusprechen sind.

Sichere Merkmale für Rutschungen sind: Abgerundete Einschlüsse; Einschlüsse, die aus bereits deformiertem Material bestehen; plastisch verformte Klaster; Einschlüsse, die aus dem gleichen Material wie die Matrix bestehen; Wickelstrukturen; Belastungsmulden im Liegenden von Klaster; sedimentäre Füllungen von Hohlräumen zwischen Einschlüssen; Falten ohne zugehörige Schieferung sowie Deformationen, die im Liegenden und Hangenden von ungestörten Sedimenten begleitet werden.

Daneben finden sich Gefüge, die zwar für Rutschungen typisch sind, aber auch durch Tektonik (brecciöse Gefüge, linsig zerscherte Gesteinslagen) oder Diagenese (Ballstrukturen, "Umfließen" der Einschlüsse durch Matrix) entstehen können. Außerdem treten eindeutige diagenetische (convolute-bedingt, ball- und pillow-Strukturen) und sichere tektonische (Falten mit zugehöriger Schieferung) Strukturen auf.

Als gravitativ umgelagerte Sedimente finden sich in der Umgebung Bad Lau-

terbergs Olisthostrome, slumps und Steinschlagvorkommen. Die Olisthostrome (Olisthostrome der Gruppe A, Olisthostrom B, Olisthostrom C) bestehen aus einer - z.T. geschichteten - pelitischen Matrix mit Gesteinseinschlüssen unterschiedlicher Größe (100 μ - bis m- \emptyset) aus Herzynkalkstein (du, dm, ?cu), Flinkkalkstein (dm, do, ?cu), Kieselschiefer (do, cu), Tonstein (z.T. si) sowie Grauwacke, Diabas und Quarzit. Die Klaster sind z.T. regellos verteilt, können aber auch eingeregelt sein.

Untereinander lassen sich die einzelnen Olisthostromtypen vor allem durch das Auftreten verschiedenartiger und unterschiedlich alter Gesteinseinschlüsse unterscheiden.

Die Olisthostrome der Gruppe A enthalten viele Herzynkalksteinklaster, die Matrix zeigt Schlieren aus Grauwacke-Sand. Die Olisthostrome sind in oberdevonische bis unterkarbonische Grauwackeserien eingelagert und auf zahlreiche, lokal begrenzte Umlagerungen zurückzuführen. Sie entstanden im Zeitraum Devon bis Unterkarbon.

Das Olisthostrom B zeichnet sich durch die Vorherrschaft von Flinkkalksteinklaster sowie das Fehlen von Herzynkalkstein und silurischem Tonstein aus. Es bildete sich im Unterkarbon; aufgrund von Gefügemessungen wird ein Transport von NE nach SW angenommen.

Das Olisthostrom C enthält nur vereinzelt Kalksteineinschlüsse, dafür aber mehr Grauwacke- und Quarzitklaster als die anderen Olisthostrome. Es wird ebenfalls in das Unterkarbon gestellt und überlagert eine als doV-VI-?cu-datierte Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge. Hier ist sowohl eine lokale Bildung als auch ein Zusammenhang mit dem "Harzgeröder Olisthostrom" (E-Harz) samt Mitteldeutscher Schwelle als Liefergebiet denkbar.

Die Olisthostrome des Arbeitsgebiets weisen zwar Ähnlichkeiten mit anderen Olisthostromen des Harzes auf, lassen sich aber weder einem großen Olisthostrombereich zuordnen, noch lassen sich bestimmte Liefergebiete lokalisieren.

Die slumps liegen innerhalb von oberdevonischen Ton- und Kieselschiefern

sowie in Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen des Oberdevons bis ?Unterkarbons.

Im Untersuchungsgebiet findet sich nur ein sicheres Steinschlagvorkommen aus emszeitlichem Herzynkalkstein in Grauwacke unsicheren Alters. Möglicherweise sind aber weitere , isolierte Kalksteinblöcke ebenfalls durch Steinschlag verlagert worden.

13. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

- ABBATE, E. & BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and Olistoliths.- *Sediment. Geol.*, 4: 521-557, 25 Abb.; Amsterdam, London, New York.
- ALBERTI, H. (1963): Herzynisches Devon im Gebiet des Gr. Knollen (SW Harz) mit besonderer Berücksichtigung der Trilobiten.- *Diss. Univ. Marburg*: 103 S., 10 Abb., 10 Tab.; Marburg.
- ALBERTI, H. & LÜTKE, F. & MARONDE, D. & STOPPEL, D. & WACHENDORF, H. (1972): Stratigraphie, Fazies, Rutschmassen und Strukturen des SW-Harzes.- 124. Hauptversammlung d. dt. geol. Ges., Exkursion D, 12. bis 15. Okt. 1972: 25 S., 13 Abb., 3 Tab.; Braunschweig.- [Unveröff.]
- ALBERTI, H. & SCHÜFFLER, S. & SOLANWAR, R. & STOPPEL, D. & WACHENDORF, H. & WALLISER, O. H. (1977): Paläogeographische und tektonische Entwicklung des Westharzes.- *Exkursionsführer Geotagung '77*, 1, Exk.H: 171-221, 19 Abb.; Göttingen.- [Unveröff.]
- BALTUCK, M. & TAYLOR, E. & Mc DOUGALL, K. (1985): Mass Movement along the inner Wall of the Middle America Trench, Costa Rica.- *Init. Repts. DSDP*, 84: 551-570, 10 Abb., 3 Tab.; Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- BRAUN, G. (1969): Computer calculated counting nets for petrofabric and structural analyses.- *N. Jb. Mineral.*, Mh.: 469-476, 4 Abb.; Stuttgart.
- BRAUSE, H. (1975): Diskussionsbemerkung zur Geotektonik des Harzes.- *Z. geol. Wiss.*, 3 (3): 307-312, 2 Abb.; Berlin.
- BRINCKMANN, J. & BRÜNING, U. & HINZE, C. & STOPPEL, D. (1986): Das Bundesbohrprogramm im West-Harz - Paläogeographische Ergebnisse.- *Geol. Jb.*, D 78: 5-57, 10 Abb., 10 Tab.; Hannover.
- BRODZIKOWSKI, K. & LOON, A. J. VAN (1985): Penecontemporaneous non-tectonic brecciation of unconsolidated silts and muds.- *Sediment. Geol.*, 41: 269-282, 7 Abb.; Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- BURCHARDT, I. (1977): Paläogeographie und Faziesverhältnisse im Oberdevon und Dinant des Harzes.- *Hallesches Jb. f. Geowiss.*, 2: 13-26, 8 Abb.; Gotha, Leipzig.
- CARTER, R. M. (1975): A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites.- *Earth-Sci. Rev.*, 11: 145-177, 6 Abb.; Amsterdam.
- COOK, H. E. (1979): Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development.- *Soc. economic Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, 27: 287-305, 32 Abb.; Tulsa.
- COOK, H. E. & Mc DANIEL, P. N. & MOUNTJOY, E. W. & PRAY, L. C. (1972): Allochthonous carbonate debris flows at devonian bank ('reef') margins Alberta, Canada.- *Bull. canad. Petroleum Geologists*, 20 (3): 439-497, 11 Abb., 9 Taf.; Calgary.
- CORBETT, K. D. (1973): Open-cast slump sheets and their relationship to sandstone beds in a upper cambrian flysch sequence, Tasmania.- *J. sediment. Petrol.*, 43: 147-159, 10 Abb.; Tulsa.

- DAVIES, W. & CAVE, R. (1976): Folding and cleavage determined during sedimentation.- *Sediment. Geol.*, 15: 89-133, 24 Abb., 2 Tab.; Amsterdam, London, New York.
- DENEKE, E. (1989): Bildungsräume und Sedimentation silikatklastischer Turbidite im Rheinoherzynikum.- *Habil.-Schrift Univ. Hannover*: 165 S.; Hannover.- [Unveröff.]
- DINGLE, R.V. (1980): Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise of Southwestern Africa.- *Marine Geol.*, 37: 333-354, 12 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- DORNSIEPEN, U.F. (1978): Ein Überblick über die europäischen Varisziden.- *Z. dt. geol. Ges.*, 129: 521-542, 5 Abb.; Stuttgart.
- DOTT, R.H. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.- *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 47 (1): 104-128, 19 Abb., 3 Tab.; Tulsa.
- DZULYNSKI, ST. & WALTON, E.K. (1965): Sedimentary features of Flysch and Greywakes.- *Developments Sedimentol.*, 7: 274 S., 167 Abb., 5 Tab.; Amsterdam, London, New York.
- EICHENTOPF, D. (1987): Die Verformung von Sedimenten unterschiedlichen Lithifizierungsgrades im östlichen Rheinischen Schiefergebirge vor und während der Faltung.- *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, 26: 234 S., 109 Abb., 14 Tab.; Bochum.
- EMBLEY, R.W. (1976): New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea.- *Geology*, 4: 371-374, 5 Abb.; Boulder/Colorado.
- ENOS, P. (1977): Flow regimes in debris flow.- *Sedimentology*, 24: 133-142, 4 Abb.; Amsterdam.
- ERNST-HUNEKE, F. (1985): Geologische Kartierung im Gebiet nördlich von Bad Lauterberg im Harz. Südlich der Kobolztaler Köpfe, zwischen den Tälern der Krumpfen Lutter und der Sperrlutter.- *Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover*: 39 S., 6 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.- *Geol. Rdsch.*, 57: 484-514, 12 Abb.; Stuttgart.
- GOLDSTEIN, A.G. (1988): Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones.- *J. struct. Geol.*, 10: 707-715, 10 Abb.; Oxford.
- GORSLINE, D.S. (1980): Deep-water sedimentologic conditions and models.- *Marine Geol.*, 38: 1-21; Amsterdam.
- GRASSHOFF, R. (1983): Strukturgeologische Untersuchungen im Gebiet St. Andreasberg - Braunlage - Bad Lauterberg mit einem Beitrag zur Kenntnis der Gangmineralisation dieses Gebiets.- *Diss. techn. Univ. Clausthal*: 261 S., 69 Abb.; Clausthal.
- HAHLBECK, S. & METZGER, H.-U. (1988): Die Herstellung von Dünnschliffen aus paläozoischen Rutschgesteinen.- *Der Präparator*, 34 (3): 295-297, 2 Abb.; Bochum.
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents.- *J. sediment. Petrol.*, 42 (4): 775-793, 13 Abb.; Tulsa.

- HANER, B.E. (1978): Slope morphology and sediment deformation, Santa Monica Basin, Southern California.- In: FITCHES, W.R. & MALTMAN, A.J. [Hrsg.]: Conference report: Deformation of soft sediments.- J. geol. Soc. London, 135 (2): 245-251, 2 Tab.; London, Edinburgh.
- HEINZE, P.-M. (1985): Geologische Karte des Gebietes zwischen dem Großen Knollen und der Krumpfen Lutter nördlich von Bad Lauterberg (Harz).- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 42 S., 7 Abb., 1 Taf., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- HELMUTH, H.-J. (1963): Zur Unterkarbon-Stratigraphie der Tanner Grauwacke des Harzes.- Geologie, 12 (10): 1138-1151, 5 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- HELWIG, J. (1970): Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians.- J. Geol., 78: 172-187, 8 Abb., 2 Taf.; Chicago.
- HENNINGSEN, D. (1981): Schwermineraluntersuchungen in Lockersedimentgesteinen.- 3. Aufl., 18 S.; Hannover.- [Unveröff.]
- HOBBS, B.E. & MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1976): An Outline of Structural Geology.- 571 S., 320 Abb., 4 Tab; New York (Wiley & Sons Inc.).
- HOEDEMAEKER, PH.J. (1973): Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain).- Scripta Geol., 19: 207 S., 60 Abb.; Leiden.
- HOFFMANN, N. (1968): Stratigraphische Untersuchungen an Flinz- und Herzynkalken der Harzgeröder Zone südlich von Dankerode (Südharz).- Herzynia, N.F., 5: 29-48, 10 Abb., 1 Tab.; Leipzig.
- HSÜ, K.J. (1968): Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox.- Geol. Soc. amer. Bull., 79: 1063-1074, 2 Abb., 2 Taf.; Boulder/Colorado.
- JOHNS, D.R. (1978): Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece.- Sedimentology, 25: 561-573, 5 Abb.; Amsterdam.
- KIRCHMAYER, M. & KLARR, K. & STREHL, E. (1964): Sedimentologische Untersuchungen an umgelagerten Korallenstöcken des Mitteldevons an der Birkenburg im Oker-Tal (Harz).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 119 (1): 1-11, 5 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- KNEIDL, V. (1970): Zur Tektonik im Gebiet Zorge - Hohegeiß (Südharz).- Geotekt. Forsch., 37: 103-131, 3 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- KOLL, J. (1984): Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums.- Braunschweiger geol. paläont. Diss., 1: 124 S., 55 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Braunschweig.
- KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenherzynikum.- Geotekt. Forsch., 28: 1-71, 9 Abb.; Stuttgart.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge.- Abbilder eines orogenen Diapirismus.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 147 (1): 30-60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KURZE, M. (1983): Erscheinungsformen und Probleme olisthostromatischer Sedimentation im Saxothuringikum und angrenzenden Bereichen.- Z. geol. Wiss., 11 (1): 5-15, 3 Abb.; Berlin.

- LAJOIE, J. (1972): Slumpfold axis orientations: An indication of paleoslope ?.- J. sediment. Petrol., 42 (3): 584-586, 5 Abb.; Tulsa.
- LEWIS, D.W. & LAIRD, M.G. & POWELL, R.D. (1980): Debris-flow deposits of Early Miocene age, Deadman Stream, Marlborough, New Zealand.- Sediment. Geol., 27: 83-118, 16 Abb.; Amsterdam, Oxford, New York.
- LOWE, D.R. (1976): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits.- Sedimentology, 23: 285-308, 7 Abb.; Amsterdam.
- LÜTKE, F. (1968): Die Geologie der Westlichen Harzgeröder Zone im Überblick (Silur und Devon; Harz).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1968 (8): 449-475, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1973): Sedimentation und Resedimentation im Unterharz.- Z. dt. geol. Ges., 124: 355-362, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1974): Die Verbreitung von Tentakuliten (Dacryoconarida) aus dem Unterdevon des SW-Harzes und ihre Korrelation mit der Conodonten-Parachronologie.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 145 (2): 183-206, 4 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- (1978a): Zur paläogeographischen und tektonischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz.- Z. dt. geol. Ges., 129: 153-159, 2 Abb.; Hannover.
- (1978b): Grundzüge der faziellen und paläogeographischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz.- Senckenbergiana lethaea, 58 (6): 473-513, 5 Abb., 5 Taf.; Frankfurt am Main.
- LÜTKE, F. & KOCH, J. (1983): Das Inkohlungsbild des Paläozoikums im Westharz und seine Interpretation.- Geol. Jb., A 69: 42 S., 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- LUTZENS, H. (1959): Die stratigraphische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodonten.- Geologie, 8 (1): 71-92, 2 Abb.; Berlin.
- (1967): Über Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und Lagerstättenführung im Westteil des Elbingeröder Komplexes (Harz).- Geologie, 16 (9): 977-990, 4 Abb.; Berlin.
- (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes.- Geologie, Beih., 74: 105 S., 47 Abb.; Berlin.
- (1973a): Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite.- Z. geol. Wiss., Themenh., 1: 137-144, 1 Abb.; Berlin.
- (1973b): Zum Baustil des Unter- und Mittelharzes auf der Grundlage neuer stratigraphisch-fazieller Untersuchungen.- Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 14, Tl. 2: 373-390, 5 Abb.; Potsdam.
- (1979): Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvariszikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxymaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz.- Schriftenr. geol. Wiss., 15: 37-103, 15 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1980): Ein Beitrag zur geologischen Entwicklung des Harzes unter den besonderen Bedingungen des paläotektonischen Regimes während der variszischen Flyschetappe.- Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 58: 1-22, 6 Abb.; Potsdam.

- MAJEWSKI,P.(1985): Geologische Kartierung eines Gebietes nördlich von Bad Lauterberg im Harz, zwischen der Geraden Lutter im Westen und der Krümmen Lutter im Osten (TK 25 Blatt Nr. 4328 Bad Lauterberg im Harz).- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 27 S., 5 Abb., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- MARGANE,A.(1986): Geologische Kartierung des Gebietes um die Kobolztaler Köpfe südwestlich St. Andreasberg im Harz.- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 32 S., 16 Abb., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- MARIENFELD,P.(1988): Geologische Kartierung des Gebietes um den "Brandkopf" nordöstlich von Scharzfeld (Südharz).- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 41 S., 9 Abb., 1 Beil., Hannover.- [Unveröff.]
- MARONDE,H.-D.(1966): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet der Tanner Grauwacke nordwestlich von Bad Lauterberg (SW-Harz).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1966: 513-534, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1968): Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur- Devon des Südwest-Harzes.- Geol. Jb., 86: 113-172, 6 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MAX,M.D.(1978): Deformation in sediments.- In FITCHES,W.R. & MALTMAN,A.J. [Hrsg.]: Conference Report: Deformation of soft sediments.- J. geol. Soc. London. 135 (2): 245-251, 2 Tab.; London, Edinburgh.
- MEIER,R. & THOMAS,U.(1969): Zur Unterscheidung des synsedimentär und tektonisch bedingten Formenschatzes der Tanner Grauwacke (Raum Güntersberge - Alexisbad - Gernrode; Harz).- Geologie, 18 (3): 334-343, 9 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- MEISSNER,S.(1985): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen dem Übelsbach und dem Zieglerskopf nordöstlich von Bad Lauterberg/Harz.- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 38 S., 14 Abb., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- MEYER,K.-D.(1968): Schwebende Probleme des Harz-Paläozoikums.- Z. dt. geol. Ges., 117: 346-367, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MILLS,P.C.(1983): Genesis and diagnostic value of soft-sediment structures - A review.- Sediment. Geol., 35: 83-104, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam, London, New York.
- MITTAG-BRENDEL,E.(1988): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen den Großentalsköpfen und der Sperrlutter nördlich von Bad Lauterberg im Harz.-Selbst. geol. Kart.,Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 42 S., 17 Abb., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- MOHR,K.(1979): Harz Westlicher Teil.- Slg. geol. Führer, 58: 200 S., 51 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- MOORE,D.G.(1978): Submarine slides.-In VOIGHT,B. [Hrsg.]: Rockslides and Avalanches, 1 Natural Phenomena.- Develop. geotechn. Engn., 14A: 563-604, 22 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- MOORE,D.G. & CURRAY,J.R. & EMMEL,F.J.(1976): Large submarine slides (Olistostrome) associated with Sunda Arc Subduction Zone, northeast Indian Ocean.- Marine Geol., 21 211-226, 8 Abb.; Amsterdam.

- MORRIS, J.H. (1978): Slump structures in the western end of the Lower Palaeozoic Longford-Down Inlier, Ireland.- In: FITCHES, W.R. & MALTMAN, A.J. [Hrsg.]: Conference Report: Deformation of soft sediments.- J. geol. Soc. London, 135 (2): 245-251, 2 Tab.; London, Edinburgh.
- MOUNTJOY, E.W. & COOK, H.E. & PRAY, L.C. & Mc DANIEL, P.N. (1972): Allochthonous Carbonate Debris Flows - Worldwide Indicators of Reef Complexes, Banks or Shelf Margins.- 24th Geol. Congr. - Sect. 6, Stratigraph Sediment: 172-189, 6 Abb., 1 Tab.; Montreal.
- MÜLLER, A. (1968): Zur Stratigraphie und Fazies des Michaelsteiner "Hauptquarzit"-Zuges und der Hüttenröder Schichten bei Blankenburg (Harz).- Herzynia, N.F., 5: 233-250, 3 Abb.; Leipzig.
- MÜLLER, G. & STRAUSS, K.W. (1987): Gesteine des Harzes.- Clausthaler geol. Abh., Sonderbd., 5: 297 S., 23 Abb., 52 Tab., 1 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- MÜLLER-STEFFEN, K. (1965): Das Oberdevon des nördlichen Oberharzes im Lichte der Ostracoden-Chronologie.- Geol. Jb., 82: 785-846, 11 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- 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 system.- Soc. economic Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 27: 61-73, 3 Tab.; Tulsa.
- NAYLOR, M.A. (1978): Slumping and debris-flow in the Palombino Limestones, Northern Apennines.- In FITCHES, W.R. & MALTMAN, A.J. [Hrsg.]: Conference Report: Deformation of soft sediments.- J. geol. Soc. London, 135 (2): 245-251, 2 Tab.; London, Edinburgh.
- (1981): Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the Northern Apennines.- Sedimentology, 28: 837-852, 15 Abb.; Amsterdam.
- NICOLAS, A. (1987): Principles of Rock deformation.- 208 S., 206 Abb.; Dordrecht (Reidel).
- PATZELT, G. (1973): Tektonische Probleme des Ostharzes.- Z. geol. Wiss., Themenh., 1: 155-165, 3 Abb.; Berlin.
- PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. (1964): Atlas and glossary of primary sedimentary structures.- XV + 370 S., 117 Taf.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- PLESSMANN, W. (1953): Trennung orogen-tektonischer Faltenachsen von Rutschungs-Faltenachsen.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1953: 423-428, 5 Abb.; Stuttgart.
- POLL, K. (1970): Zur Tektonik der westlichen Harzgeröder Falten- und Schuppenzone im Harz (Deutschland).- Geotekt. Forsch., 37: 1-72, 28 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- POSTMA, G. (1984): Slumps and their deposits in fan delta front and slope.- Geology, 12 (1): 27-30, 5 Abb.; Boulder/Colorado.
- POSTMA, G. & NEMEC, W. & KLEINSPHEN, A. (1988): Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement.- Sediment. Geol., 58: 47-61, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam Oxford, New York, Tokyo.

- RABITZSCH, K. & GRÜGER, M. (1968): Schwermineralanalytische Untersuchungen an Grauwacken des Harzes.- *Herzynia, N.F.*, 5: 373-384, 3 Abb.; Leipzig.
- REICHSTEIN, M. (1961): Die Tanner Grauwacke - eine unterkarbonische Fazies des Harzes.- *Geologie*, 10 (7): 763-777, 4 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1962): Die Stratigraphie der Herzynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Herzynkalkentstehung.- *Geologie, Bh.*, 34: 73 S., 31 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.- *Geologie*, 14 (9): 1039-1076, 24 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- REINECK, H.-E. & SINGH, J.B. (1980): *Depositional sedimentary Environments*.- 2. Aufl., XIX + 549 S., 683 Abb., 35 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RETTGER, R.E. (1935): Experiments on Soft-Rock Deformation.- *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 19 (2): 271-292, 16 Abb.; Tulsa.
- RICHTER, DE.K. & FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland).- *Z. dt. geol. Ges.*, 132: 451-501, 9 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- RICHTER, DI. (1973): Olisthostrom, Olistholith, Olisthotrymma, Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge syn-sedimentärer tektonogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 143 (3): 304-344, 21 Abb.; Stuttgart.
- RIGBY, J.K. (1958): Mass movements in Permian rocks of Trans-Pecos Texas.- *J. sediment. Petrol.*, 28 (3): 298-315, 14 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- ROTH, H. (1953): Das Gotlandium bei Bad Lauterberg im Harz.- *Geol. Jb.*, 68: 341-400, 9 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- RUCHHOLZ, K. (1962): Zum Alter devonischer Kalksteine und des "Hauptquarzits" südlich Trautenstein (Harz).- *Geologie*, 11 (2): 173-180, 3 Abb.; Berlin.
- (1964): Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode.- *Geologie, Beih.*, 41: 119 S., 40 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- RUPKE, N.A. (1976): Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees.- *J. geol. Soc. London*, 132 (2): 121-130, 6 Abb., 1 Tab.; London, Edinburgh.
- SAUERBREY, H. (1989): Geologische Kartierung des Gebietes um den Adlers-Berg SE von Sieber im Harz.- *Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover*: 30 S., 7 Abb., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps).- *Sedimentology*, 20: 65-89, 13 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- SCHRIEL, W. (1939): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000, Blatt 4328 Bad Lauterberg.- 76 S., 1 Tab., 1 Kt.; Berlin.

- SCHRIEL,W.(1954), mit Beitr. von KRZYWICKI,E. & GRABERT,H.: Die Geologie des Harzes.- Wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsens EV, N.F., A1 49: 308 S., 157 Abb., 21 Tab.;
- SCHRIEL,W. & STOPPEL,D.(1960): Die Einstufung des Tanner Grauwackensystems im Harz aufgrund von Conodonten.- Z. dt. geol. Ges., 111: 662-683, 4 Abb.; Hannover.
- SCHÜFFLER,S.(1978): Geologische Untersuchungen im westlichen Tanner Hauptzug nordöstlich von Bad Lauterberg (Harz).- Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg: 136 S., 43 Abb., 4 Beil.; Erlangen.
- SCHÜTZENMEISTER,W.(1968): Beitrag zur Stratigraphie der Harzgeröder Faltenzone bei Stolberg (Harz).- *Herzyna*, N.F., 5: 7-17, 6 Abb.; Leipzig.
- SCHULZE,W.(1968): Zur Stratigraphie des "Unterdevons" der Harzgeröder Faltenzone zwischen Stolberg und dem Südrand des Harzes.- *Herzyna*, N.F., 5: 18-28, 3 Abb.; Leipzig.
- SCHWAB,M.(1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Unterharz.- Jb. Geologie [für 1969/70], 5/6: 9-117, 39 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- (1979): Zum Deckenbau der Varisziden (Harz - Rheniden - Südwestural).- Z. geol. Wiss., 7 (9): 1131-1155, 10 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- (1980): Gravitational slide masses in the Harz.- Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 58: 23-46, 4 Abb.; Potsdam.
- SCHWAN,W.(1974): Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz.- Z. dt. geol. Ges., 125: 253-267; Hannover.
- SCHWENNICKE,T.(1987): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes nordöstlich von Scharzfeld (Harz).- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 43 S., 16 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- SIEBERT,H.(1988): Geologische Kartierung im Gebiet westlich von Bad Lauterberg/Harz zwischen Hasenwinkel- und Gläsnertal.- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 39 S., 7 Abb., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- SÖNNKE,J.(1989): Geologische Kartierung im Gebiet des Kleinen Knollen, zwischen dem Höxter Berg und dem Heidenschnabel, nordwestlich von Bad Lauterberg (Harz).- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachbereich Erdwiss. Univ. Hannover; Hannover.- [Unveröff., in Vorb.]
- SOLANWAR,R.(1978): Zur Geologie des Lonauer Sattels und der angrenzenden Gebiete des Acker-Bruchberg-Zuges und der Sieber-Mulde (Harz).- Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg: 225 S., 52 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Erlangen.
- SPERLING,H.(1967): Sedimentstrukturen und Strömungsmarken im höheren Kulm III beta - Geologische Beobachtungen im Erz-Bergwerk Grund/Westharz.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 127 (3): 337-349, 13 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- STEFANESCU,M.(1980): Relationship between olistostrome and flysch: An example from East Carpathians.- Veröff. Zentralinst. Physik Erde: 58: 63-69, 2 Abb.; Potsdam.

- STEINWEDE, R. (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes nordwestlich von Bad Lauterberg (Harz).- Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 43 S., 2 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- STOPPEL, D. [Hrsg.] (1976): Harz-Exkursionen, 27.-30. Mai 1976.- Subkommission für Karbonatstratigraphie in der D.U.G.W.: 1-30, 9 Abb.; Hannover.- [Unveröff.]
- STOPPEL, D. (1977): Schlammstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des südlichen Kellerwaldgebirges.- Z. dt. geol. Ges., 128: 81-97, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- STOPPEL, D. [Hrsg.] (1983): Harz-Exkursionen, 29.-30.10.1983.- Subkommission für Karbonatstratigraphie in der D.U.G.W.: 20 S., 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.- [Unveröff.]
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. & HEBERLING, E. & HEINRICH, G. & HÜSER, M. & KALLIES, H.-B. & SCHAEFFER, R. (1983): Schwer- und Flußspat-Lagerstätten des Südwestharzes.- Geol. Jb., D 54: 269 S., 96 Abb., 14 Tab., 12 Taf., 1 Kt.; Hannover.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. D. (1963): Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes.- Ber. naturhist. Ges. Hannover, 107: 5-18, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- STOW, D. A. V. (1984): Anatomy of Debris-Flow Deposits.- Init. Repts. DSDP, 75 (2): 801-807, 4 Abb.; Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- (1986): Deep clastic seas.- In: READING, H. G. [Hrsg.]: Sedimentary Environments and Fazies, 2. Aufl.: 399-444, 45 Abb., 3 Tab.; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne (Blackwell).
- STRING, P. (1967): Erster Nachweis von Kalk der Gattendorfia-Stufe am SW-Rand der Selkemulde.- Geologie, 16 (1): 88-91, 1 Abb.; Berlin.
- SWARBRICK, R. E. & NAYLOR, M. A. (1980): The Kathikas mélange, SW Cyprus: Late Cretaceous submarine debris flow.- Sedimentology, 27: 63-78, 10 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- THORNTON, S. E. (1984): Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin: Santa Barbara Basin, California Continental Borderland.- In: STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. [Hrsg.]: Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Fazies.- Geol. Soc., Spec. Publ., 15: 377-394, 16 Abb., 2 Tab.; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne (Blackwell).
- TYLER, J. H. (1972): Pigeon Point Formation: An Upper Cretaceous shoreline succession, central California coast.- J. sediment. Petrol., 42 (3): 537-557, 26 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- VENDEVILLE, B. & COBBOLD, P. R. (1988): How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges.- J. struct. Geol., 10 (7): 649-659, 6 Abb.; Oxford.
- VIERECK, L. (1978): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Großen Knollen mit besonderer Berücksichtigung der Rotliegend-Vulkanite.- Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 174 S., 34 Abb., 1 Tab., 12 Taf., 4 Beil.; Göttingen.- [Unveröff.]

- VISSER, J.N.J. (1983): Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa.- *Sedimentology*, 30: 511-523, 9 Abb.; Amsterdam.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems.- *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 31: 146-275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- VRIES KLEIN, G.de & MELO, U.de & DELLA FAVERA, J.G. (1972): Subaqueous gravity processes on the front of cretaceous deltas, Reconcavo Basin, Brazil.- *Geol. Soc. amer. Bull.*, 83 (4): 1469-1491, 15 Abb., 2 Tab.; Boulder/Colorado.
- WACHENDORF, H. (1966): Das Devon und Karbon der Sieber-Mulde (Harz).- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 126 (2): 183-203, 6 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1986): Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung.- *Geol. Jb., A 91*: 67 S., 14 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- WALLBRECHER, E. (1979): Methoden zum quantitativen Vergleich von Regelungsgraden und -formen strukturgeologischer Datenmengen mit Hilfe von Vektorstatistik und Eigenwert-Analyse.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 159 (1): 113-149, 32 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.- 244 S., 220 Abb., 18 Tab., 2 Anh.; Stuttgart (Enke).
- WALLISER, O.H. & ALBERTI, H. (1983): Flysch, Olistostromes and Nappes in the Harz Mountains.- In: MARTIN, H. & EDER, F.W. [Hrsg.]: *Intracontinental fold Belts, Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia*: 145-169, 4 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- WEBB, B.C. & COOPER, A.H. (1988): Slumpfolds and gravity slide structures in a Lower Palaeozoic marginal basin sequence (the Skiddaw Group), NW England.- *J. struct. Geol.*, 10 (5): 463-472, 6 Abb.; Oxford.
- WILD, R. (1970): Geologische Untersuchungen im Gebiet Wieda - Zorge (Südharz).- *Geotekt. Forsch.*, 37: 73-102, 14 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- WILLIAMS, P.F. & COLLINS, A.R. & WILTSHIRE, R.G. (1969): Cleavage and penecontemporaneous deformation structures in sedimentary rocks.- *J. Geol.*, 77: 415-425, 7 Abb., 2 Taf.; Chicago.
- WOODCOCK, N.H. (1976): Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales.- *J. geol. soc. London*, 132 (4): 399-415, 10 Abb.; London, Edinburgh.
- (1979): The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators.- *Sedimentology*, 26: 83-99, 7 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- WUCHERPFENNIG-GIERS, G. (1989): Selbständige Geologische Kartierung des Gebietes NW von Bad Lauterberg (Harz).- *Selbst. geol. Kart., Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover*: 45 S., 14 Abb., 2 Beil.; Hannover.- [Unveröff.]
- ZIMMERMANN, G. (1968): Das Alter der Hüttenröder Schichten nördlich des Elbingeröder Komplexes (Harz).- *Geologie*, 17 (4): 466-467; Berlin.

ZIMMERMANN,G.(1969): Zur Stratigraphie und Tektonik an der Nordostflanke des Elbingeröder Komplexes (Harz).- *Herzynia, N.F.*, 6: 213-224, 4 Abb., 1 Taf.; Leipzig.

Karten:

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.](1986): Geologische Übersichtskarte 1:200000, CC 4726 Kassel; Hannover.

SCHRIEL,W.(1938): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000, Blatt 4328 Bad Lauterberg; Berlin (Preußische geol. L.-Anst.).

SCHRIEL,W. & STAHL,A.(1938): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000, Blatt 4228 Riefensbeek; Berlin (Preußische geol. L.-Anst.).

14. ANHANG

Zähllisten der Schwermineralanalysen

Schwermineralkationen in Proben aus Grauwackeklasten der Olistrostrome der Gruppe A, des Olistrostroms B und des Olistrostroms C. Korngröße: 63-250µ.

Probe	A1	A2	B1	B2	B3	B4	B5	C1	C2	C3	C4
R-Wert	359709	359863	360289	360279	360196	360048	359860	360012	360105	360105	360106
H-Wert	572627	572654	572983	572952	572730	572546	572341	572326	572388	572388	572397
Menge ca. (g)	19	50	17	7	25	33	23	41	38	11	35
Gesamtstückzahl	396	149	330	321	321	301	297	319	306	354	366
Zirkon (%)	36	54	36	58	52	65	48	68	41	58	29
Apatit (%)	27	5	33	17	28	17	40	12	33	23	42
Rutil (%)	19	31	7	7	8	9	7	16	21	14	9
Turmalin (%)	2	2	16	9	9	7	2	2	1	2	-
Granat (%)	14	5	5	7	1	-	1	-	3	3	19
Sonstige* (%)	2	3	3	2	2	2	2	2	1	<1	1
Summe (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	>100	100

* = Epidot + Hornblende + Titanit + Spinell + Unbekannte

Schwermetallkonzentrationen in Proben aus Grauwacke-Tonstein-Wechselfolgen unsicherer Alters (do-cu?) = Proben Mf1-Mf5 und des doV-VI-?cu = Proben Mf6+Mf7. Korrigierte: 63-250u.

Probe	Mf1 do-cu?	Mf2 do-cu?	Mf3 do-cu?	Mf4 do-cu?	Mf5 do-cu?	Mf6 do V-VI-?cu	Mf7 do V-VI-?cu
R-Wert	360211	359996	359996	360095	359712	360366	360359
H-Wert	573013	572827	572827	572714	572397	572817	572821
Menge ca. (g)	24	7	45	20	20	5	16
Gesamt- stückzahl	299	317	351	309	413	315	357
Zirkon (%)	61	44	41	62	40	34	55
Apatit (%)	23	26	34	12	40	17	8
Rutil (%)	7	18	12	14	12	6	7
Turmalin (%)	6	9	11	1	2	4	1
Granat (%)	1	2	<1	10	4	37	26
Sonstige* (%)	2	1	2	1	2	2	3
Summe (%)	100	100	>100	100	100	100	100

* = Epidot + Hornblende + Titanit + Spinell + Unbekannte

Schwermineralzählungen in Proben aus Grauwacken der Bohrungen Molkenhügel.
Korngröße: 63-250µ.

Probe	W2/1	W2/2	W4/1	W10a/1	W11/1	W11/2
Bohrung	2	2	4	10a	11	11
Tiefe (m)	91,2-91,4	bei 159,5	55,0-55,2	31,6-31,8	68,0-68,2	33,6-33,7
Menge ca.(g)	24	15	7	25	28	7
Gesamtstückzahl	317	340	316	323	319	287
Zirkon (%)	74	69	85	80	76	70
Apatit (%)	12	13	6	7	8	14
Rutil (%)	10	10	5	6	5	2
Turnalin (%)	3	7	4	4	8	6
Granat (%)	<1	<1	-	2	1	6
Sonstige*(%)	1	1	<1	1	2	2
Summe (%)	>100	>100	>100	100	100	100

* = Epidot + Hornblende + Titanit + Spinell + Unbekannte

Tafel 1

Fig.1: Plastisch deformierter Siltsteineinschluß mit Verbiegung und Verwirbelung. (Dünnschliffprobe bei R 360009; H 572555).

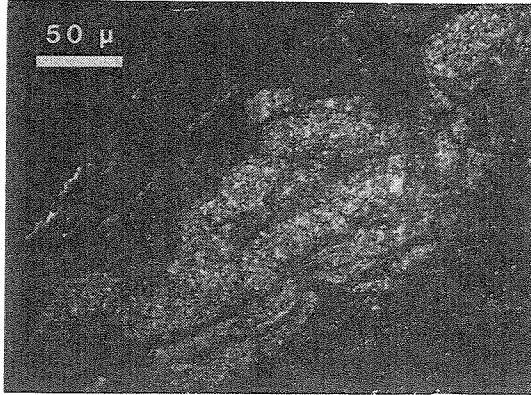


Fig.2: Wickelstruktur in siltig-toniger Matrix. (Dünnschliffprobe bei R 359903; H 572319).

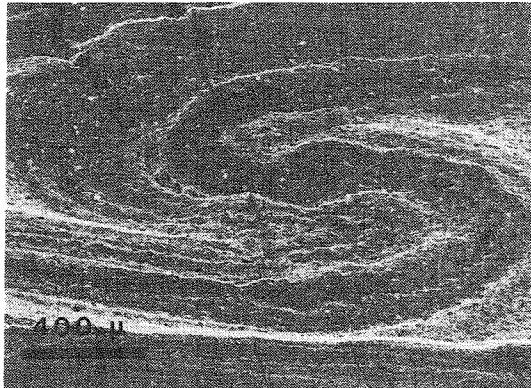
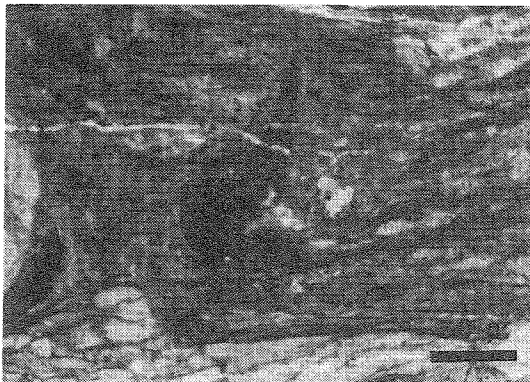


Fig.3: Syndimentäre Falte in einem mehrere cm großen Flinzkalksteinklasten. (Dünnschliffprobe bei R 358964; H 572281).



Tafel 2

Fig.1: Mit Quarz verheilte Risse, die sowohl Klaster (Siltstein) als auch die Matrix eines Olisthostroms durchziehen. (Dünnschliffprobe bei R 360196; 572730).

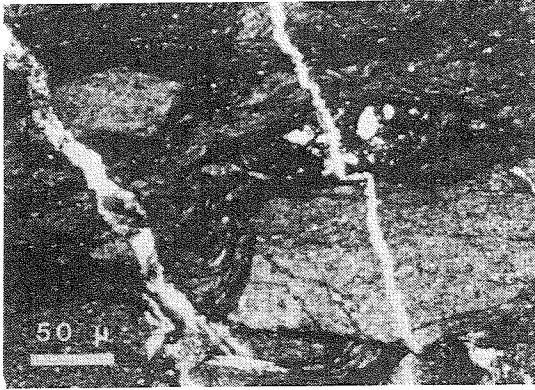


Fig.2: Liegende Isoklinalfalten mit abgerissenen Faltenschenkeln. (Dünnschliffprobe bei R 360163; H 572738).

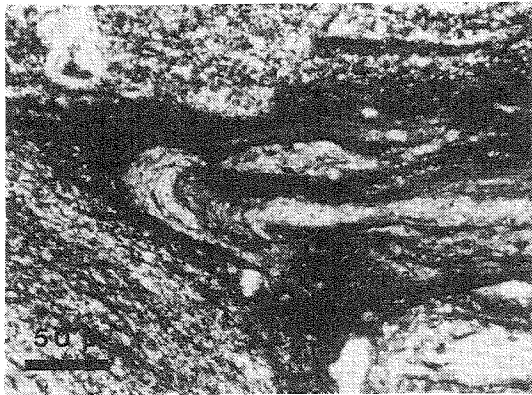
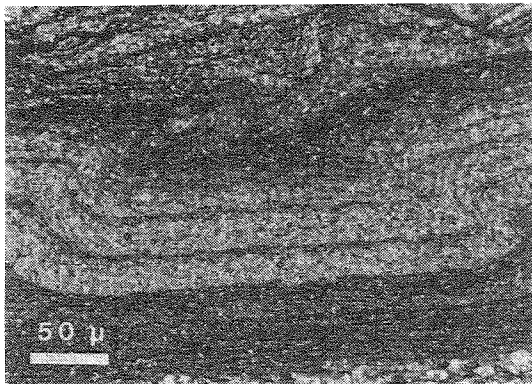
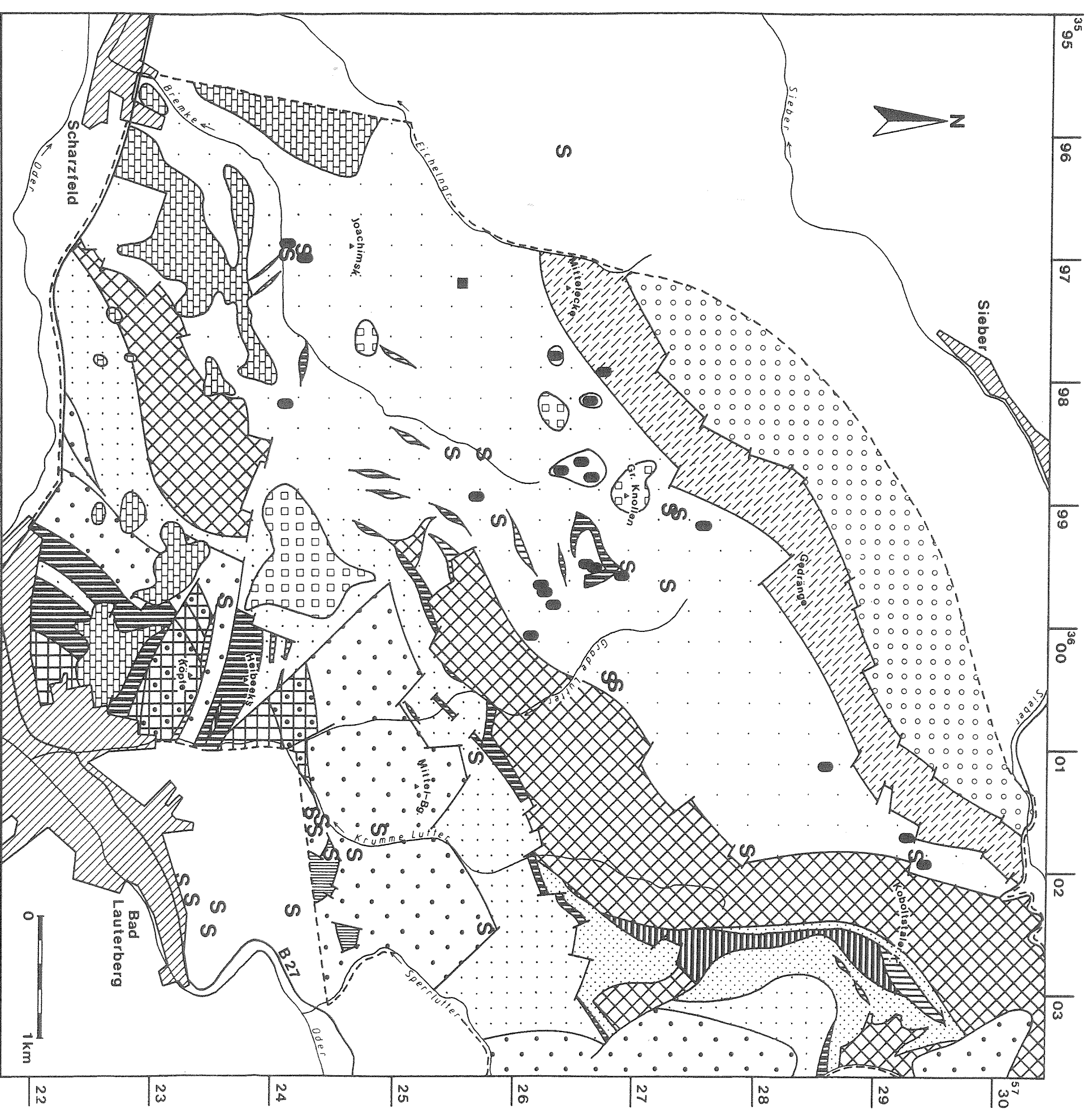


Fig.3: Kofferfalte in siltig-feinsandigem Material einer Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge. (Dünnschliffprobe bei R 359960; H 572688).





□ Grauwacke und Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge
unsicherer Alters, do-cu?

▤ Kupferschiefer, Kalkstein, Dolomit, z

▧ Kieselstiefer unsicherer Alters, doI-cu?

▣ Porphyr, Porphyrkonglomerat, r

◦ Grauwacke-Tonstein-Wechselfolge, doV-VI-?cu

■ Steinschlagvorkommen, do-cu?

▨ Ton- und Kieselstiefer, doI-III

S S slumps in verschiedenen Gesteinsformationen,
do-cu?

◦◦◦ Grauwacke, doIIβ-III/?IV

▤ Olisthstrom C, cu

▨ Kieselstiefer, doIIα/β-III

▤ Übergangsfazies Olisthstrom C - Wechselfolge
(des doV-VI-?cu), doVI-cu

◦◦◦ Grauwacke, doIδ-IIα/β

▤ Olisthstrom B, cu

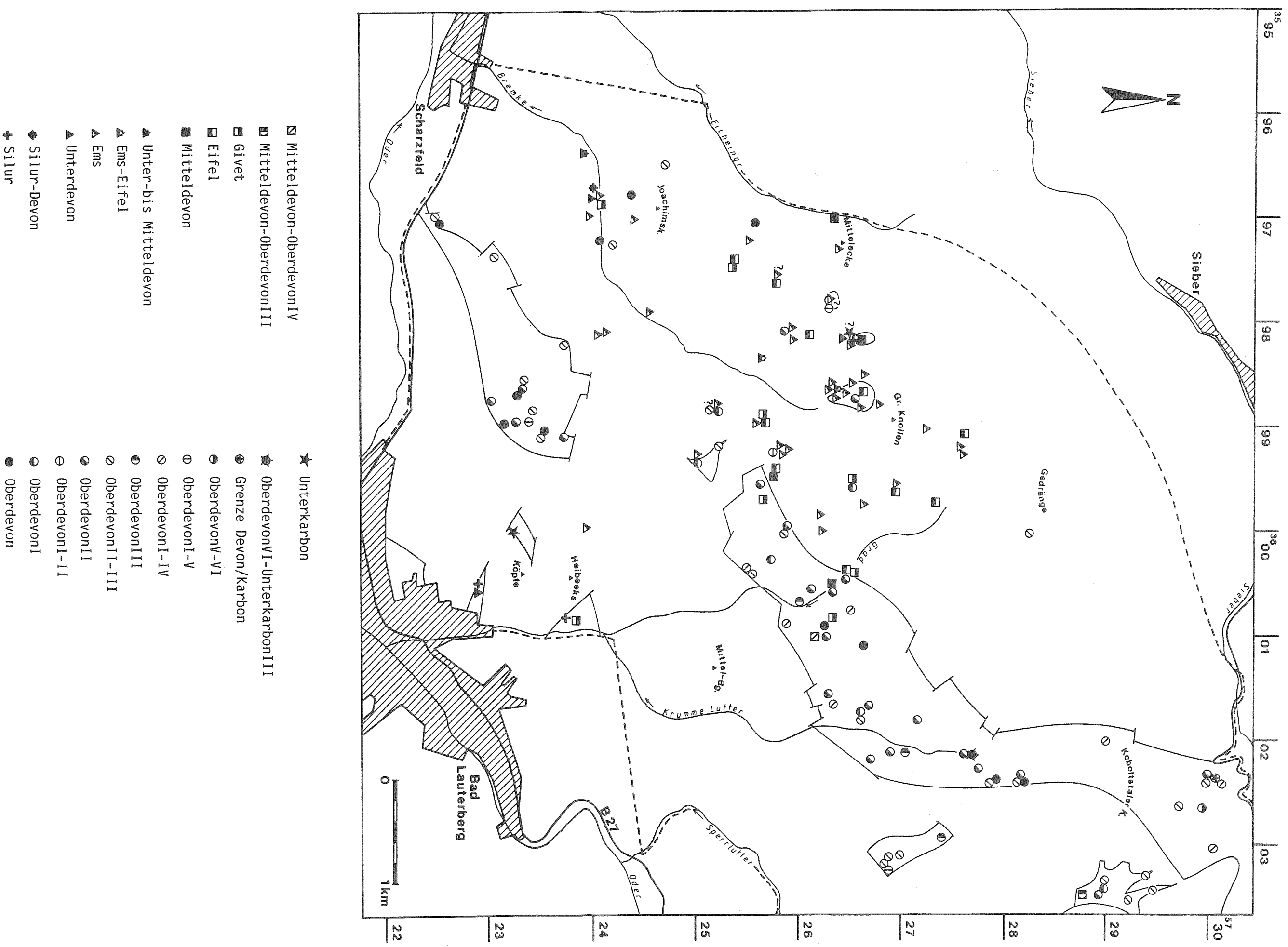
▨ Kieselstiefer, doIδ-(IIα)

◦ Olisthstrom der Gruppe A, do-cu?

▨ Gesteine des "Herzberger Sattels", dme-dov-VI
(Tonst., Kieselst., Diabas, Grauw., Kalkst.)

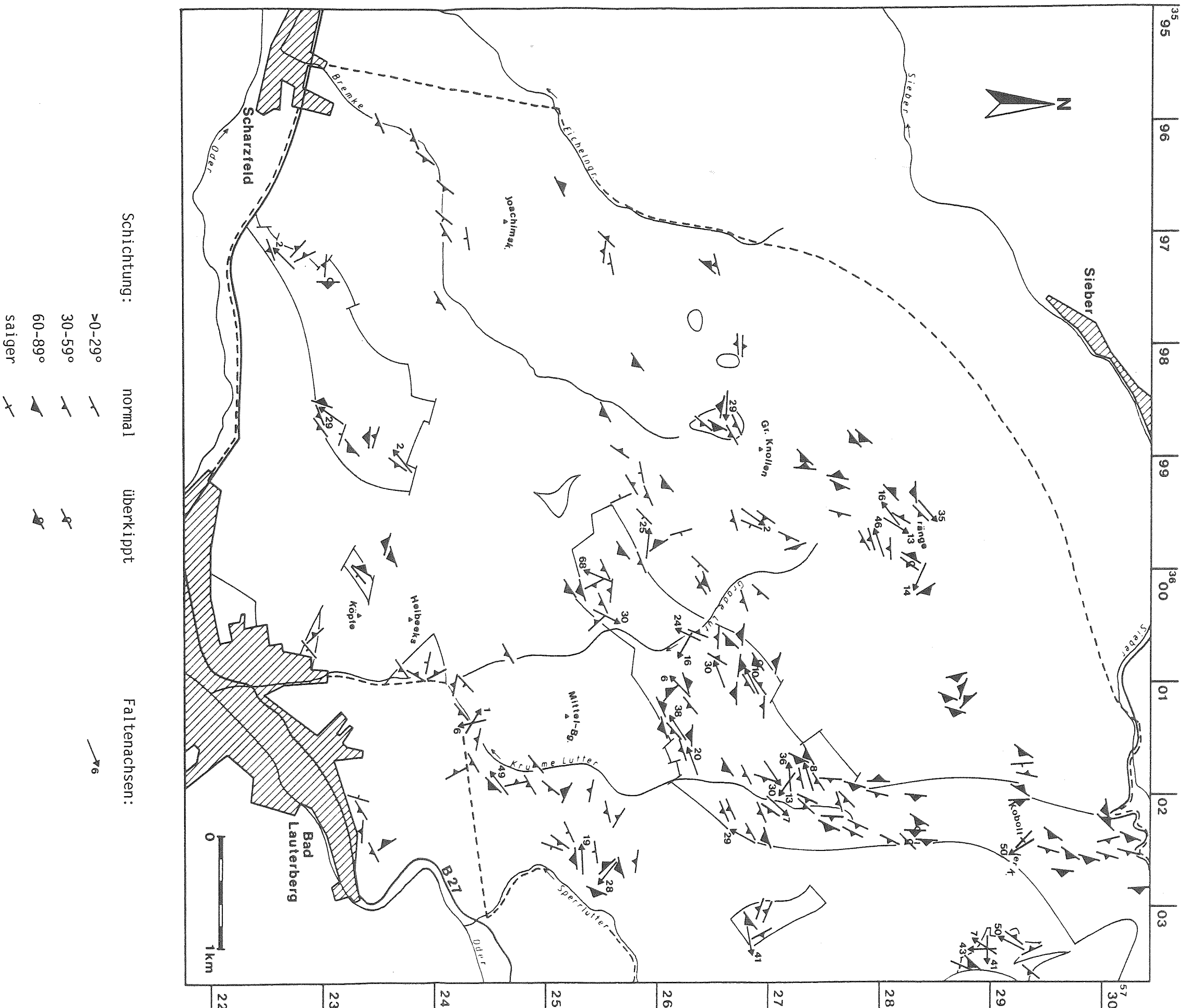
◦◦◦ Grauwacke der Siebermulde,
Hauptschüttung cuIIβ/γ

Tafel 1: Geologische Karte des Gebiets N und NW von Bad Lauterberg. Gestrichelt: Grenze des Untersuchungsgebiets.
Aus: HAHLBECK, S. (1990) Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 31, Hannover.



Tafel 2: Datierungen von Fremdgesteinslasten in den Olisthostromen N und NW von Bad Lauterberg. Zusammengestellt nach ALBERTI (1963); ALBERTI et al. (1977); ERNST-HUNKE (1985); HEINZE (1985); LÜTKE (1974); MAJEWSKI (1985); MARGANE (1986); MARIENFELD (1988); MARONDE (1966, 1968); MEISSNER (1985); MEYER (1968); MITTAG-BRENDEL (1988); SCHRIEL (1939); SCHRIEL & STOPPEL (1960); SCHWENNICKE (1987); SIEBERT (1988); SÖNNKE (1989); STEINWEDDE (1989); VIERECK (1978). Umrandet: größere Olisthostromvorkommen, gestrichelt: Grenze des Untersuchungsgebiets.
 Aus: HAHLBECK, S. (1990) Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 31, Hannover.

(Tasche)



Tafel 3: Tektonische Karte des Gebiets N und NW von Bad Lauterberg. Umrandet: größere Olistostromvorkommen, gestrichelt: Grenze des Untersuchungsgebiets.
 Aus: HAHLBECK, S. (1990) Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 31, Hannover. (Tasche)