

**Faziesausbildung und
lithologisch-petrographische Zusammensetzung
der Gesteine des
Tanner Grauwacken-Zuges (Harz)**

Vom Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Universität Hannover

zur Erlangung des Grades
Doktor der Naturwissenschaften
Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation

von

Diplom-Geologin Corinna Lippert
geboren am 30.07.1968 in Hildesheim

1999

Referent:	Prof. Dr. D. Henningsen
Koreferent:	Prof. Dr. K. Günther
Tag der Promotion:	21.07.1999
Datum der Veröffentlichung:	

I VORWORT

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. D. Henningsen¹, der diese Arbeit initiierte, mir stets beratend und unterstützend zur Seite stand und jederzeit mit Anregungen und Diskussionen den Fortgang dieser Arbeit förderte.

Herrn Prof. Dr. K. Günther¹ danke ich für die Übernahme des Koreferates sowie für die anregenden Diskussionen und wertvollen Informationen, die er mir zusammen mit Frau Dr. S. Hein¹ zukommen ließ.

Für die Unterstützung bei der Einarbeitung in die Thematik und Untersuchungsmethoden bin ich besonders Frau Dr. habil. E. Deneke², Herrn Dipl.-Geol. S. Schrader³, Herrn Dr. D. Stoppel², Herrn Prof. Dr. W.S. Vogler⁴ und Herrn Dipl.-Geol. F. Wierich⁴ dankbar.

Frau Dr. J. Fenner² danke ich für ihr Interesse an der Bearbeitung einiger meiner Proben auf Palynomorphe sowie Dr. T. Heuse⁵ für deren Bestimmung.

Für die Hilfe bei der Herstellung der Schwermineralpräparate, der Röntgenpräparate sowie der Dünnschliffe möchte ich mich bei unserer CTA S. Husen und unserem Präparator H.-U. Metzger bedanken. Weiterhin danke ich Herrn Dr. Stedingk⁶, daß er es mir ermöglichte, an einer Begehung des Brachmannsberger Stollens teilzunehmen.

Herrn Dr. M. Ganssloser⁷ danke ich für sein stetes Interesse an meiner Arbeit und für die Überlassung einiger Daten aus seinen Untersuchungen.

Für die ständige Diskussionsbereitschaft danke ich Frau Prof. Dr. J. Winsemann¹, Herrn Dipl.-Geol. H.-J. Helmuth⁸, Herrn Dr. S. Schöffler⁹ und Herrn Dr. I. Schülke¹.

Bei meinen Kommilitonen bedanke ich mich für die vielen hilfreichen Ratschläge und die gute Arbeitsatmosphäre, insbesondere bei Dipl.-Geol. F. Wrobel, Dipl.-Geol. A. Skowronek, Dipl.-Geol. C. Helm und Dipl.-Geol. J. Steffahn.

Meiner Familie danke ich für ihr ständiges Interesse und ihre unermüdliche Unterstützung.

Thomas danke ich für alles.

Die vorliegende Arbeit wurde für ein Jahr von der DFG unter dem Aktenzeichen He 394/22-1 sowie einhalb Jahre im Rahmen eines Stipendiums nach dem Graduierten-Förderungs-Gesetz gefördert.

¹ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover

² Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

³ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität zu Köln

⁴ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Marburg

⁵ Institut für Geologie und Paläontologie der TU Berlin

⁶ Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt

⁷ Institut für Geowissenschaften der TU Braunschweig

⁸ Lilienweg 104, 39118 Magdeburg

⁹ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Erlangen-Nürnberg

Ia SUMMARY

An Upper Devonian to Lower Carboniferous sequence of the so-called Tanne series in the Harz Mountains has been analysed by means of stratigraphy, lithology and petrography to receive a comprehensive impression about its facial character for the first time.

The decisive result of this study is that the Tanne zone comprises several graywacke formations which mainly vary in their ingredient composition and that a clear twofold division of the investigation area became obvious.

The western part located near the town of Bad Lauterberg and the Oder reservoir is characterised by the existence of predominantly Upper Devonian siliciclastics displaying high amounts of garnet and igneous rock fragments within the graywackes, but low chlorite content in its clayey-silty interlayers.

On the other hand deposits of the central and eastern part of the Tanne zone are restricted to the Lower Carboniferous and resemble mostly siliciclastics with a low garnet content, but high amounts of metamorphic rock fragments within the graywacke beds and high content of chlorite in its interfingering clayey-silty layers.

Results of the zircon analyses support the twofold division of the Tanne zone in presenting different mineral appearances within each part.

Thin section analyses revealed a lithoclastic spectrum which is dominated by acid to basic igneous, fine grained sedimentary and low-grade metamorphic rock fragments. Regarding the heavy mineral content together with the lithoclastic spectrum the clastic particles should have been derived from a heterogeneous composed source area where the material is characterised by different p-T-conditions which fit the widely accepted supply from the Mid-German Crystalline High. Whereas the hanging wall deposits of the graywacke formations, wide-spread olistostromes of several hundreds of meters thickness are attributed to originate from the internal margin of the Rhenohercynian Ocean.

Sedimentary processes within the both parts of the Tanne zone should be regarded separately. Emphasising the extremely high thickness of the graywacke formations the deposition has to be related to two separate longitudinal fan systems.

Taking into account the available results the geological history of the Tanne zone in the Middle and Lower Harz Mountains can be interpreted as follows:

Taking for granted the Südharz- and Selke-syncline really represent the remains of the so-called Eastern Harz Nappe, it should at least have been extended up to the Sieber-syncline in the south-western Harz Mountains. Olistostromes within the Sieber-syncline and the Lonauer anticline let assume an even more north-western located nappe front.

It is possible as well that such a nappe was not existent at all; that the characteristic stacks of sedimentary hinterland-dipping wedges not only prolonging to the Northwest but continue in south-eastern direction up to the Südharz-syncline. This is strengthened by the presumable existence of olistostromatic deposits in the Südharz-syncline.

In the future the term 'Tanne zone' should exclusively be restricted to the central and eastern part of the investigation area, while the western part could be designated as 'Bad Lauterberger Schuppenzone' for example.

Keywords: Harz Mountains, Tanne graywacke, petrography

Ib ZUSAMMENFASSUNG

Die oberdevonische bis unterkarbonische Abfolge der Tanner Serie wird stratigraphisch, lithologisch und petrographisch analysiert, um erstmals eine Gesamtübersicht über deren Faziesausbildung zu erhalten. Als entscheidendes Ergebnis dieser Untersuchungen ist eine Zusammensetzung der Tanner Zone aus unterschiedlichen Grauwacke-Serien zu sehen, die aufgrund ihres verschiedenartigen Stoffbestandes eine deutliche Zweiteilung des Arbeitsgebietes erkennen lassen.

Das westliche Teilgebiet um Bad Lauterberg und den Oderstausee zeichnet sich durch die Existenz vorwiegend oberdevonischer Sedimente mit hohen Granatgehalten und hohen Gehalten an magmatischen Gesteinsbruchstücken in den Grauwacken sowie niedrigen Chloritgehalten in den tonig-siltigen Zwischenlagen der Grauwacken-Bänke aus.

Dagegen sind die siliziklastischen Ablagerungen im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone auf das Unterkarbon beschränkt und werden durch niedrige Granatgehalte und hohe Gehalte an Metamorphit-Fragmenten in den Grauwacken sowie durch höhere Chloritgehalte in den tonig-siltigen Abschnitten charakterisiert.

Die Ergebnisse der Zirkonanalyse unterstützen die Zweiteilung des Tanner Zuges durch die unterschiedliche Zirkonausbildung beider Teilgebiete.

In den Dünnschliffen spiegelt sich ein Lithoklastenspektrum wider, das von sauren bis basischen Magmatiten, überwiegend feinklastischen Sedimentiten und niedriggradigen Metamorphiten geprägt ist. Zusammen mit dem Schwermineralbestand weist das Lithoklastenspektrum auf ein heterogen zusammengesetztes Liefergebiet hin, dessen Stoffbestand durch unterschiedliche p-T-Bedingungen gekennzeichnet ist.

Im Hangenden der aus dem Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle abgeleiteten Grauwacke-Serien der Tanner Zone sind olisthostromale Sedimentkörper von einigen 100 m Mächtigkeit verbreitet, deren Material aus dem internen Bereich des Rhenoharzynischen Ozeans bezogen wird.

Die Sedimentationsabläufe beider Teilbereiche der heterogen zusammengesetzten Tanner Zone müssen getrennt voneinander betrachtet werden. Gemeinsam mit den hohen Sedimentmächtigkeiten ergibt sich eine Zuordnung der Grauwacke-Serien zu zwei separaten longitudinalen Fächersystemen.

Die geologischen Verhältnisse im Mittel- und Unterharz lassen sich nach Auswertung der Untersuchungsergebnisse zur Tanner Zone wie folgt deuten:

Stellen Südharz- und Selke-Mulde tatsächlich die Reste der sogenannten Osthartz-Decke dar, so reicht diese im Westharz mindestens bis an die Sieber-Mulde heran. Olisthostromkörper innerhalb der Sieber-Mulde und des Lonauer Sattels sprechen sogar noch für eine weiter nach Nordwesten verlagerte Deckenfront.

Denkbar wäre allerdings auch, daß eine solche Decke gar nicht existiert und sich der für die Tanner Zone charakteristische NW-vergente Schuppenbau nicht nur in nordwestlicher sondern auch in südöstlicher Richtung in der Südharz-Mulde fortsetzt, da es z.B. auch dort Hinweise auf die Anwesenheit von Olisthostrom-Vorkommen gibt.

Den Begriff 'Tanner Zone' sollte man in Zukunft lediglich auf den mittleren/östlichen Teil des Untersuchungsgebietes beschränken, während der westliche Bereich beispielsweise als 'Bad Lauterberger Schuppenzone' bezeichnet werden könnte.

Schlagwörter: Harz, Tanner Grauwacke, Petrographie

III INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung	1
1.1 Lage des Arbeitsgebiete	1
1.2 Problemstellung	2
1.3 Erforschungsgeschichte.....	3
1.4 Begriffsdefinitionen	4
2. Arbeitsmethoden	6
2.1 Probenentnahme	6
2.2 Probenaufbereitung und -bearbeitung.....	7
2.2.1 Gesteinsdünnschliffe.....	8
2.2.2 Schwermineralpräparate	8
2.2.3 Weitere Untersuchungsmethoden	8
3. Stratigraphischer Abriß	10
3.1 Bisher bekannte Ergebnisse	10
3.2 Eigene Untersuchungsergebnisse.....	14
3.2.1 Geländebefunde	14
3.2.1.1 Lydit, 'Wetz'- und Tonschiefer (Hauptkieselschiefer des do I-II/III).....	15
3.2.1.2 Rotschiefer des do II β -III α	15
3.2.1.3 Tanner Serie (do-cu)	16
3.2.1.4 Olisthostrome (?do-cu)	19
3.2.2 Verbreitung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie in der Tanner Zone.....	20
3.2.3 Aufbereitung von tonig-kalkigen Proben	22
3.3 Folgerungen aus 3.1 und 3.2	23
4. Schwermineralanalyse	24
4.1 Bisher bekannte Ergebnisse	24
4.2 Eigene Untersuchungsergebnisse.....	25
4.2.1 Schwermineralspektrum.....	25
4.2.2 Zählergebnisse	27
4.2.3 Bemerkungen zur Schwermineralanalyse.....	29
4.2.3.1 Auswertungsmethoden.....	29
4.2.3.2 Einflußfaktoren.....	29
4.2.4 Spezielle Untersuchungen zum Granatgehalt.....	34
4.2.5 Einführung in die Zirkonanalyse	36
4.2.5.1 Umriß und Rundung.....	36
4.2.5.2 Farbe	36
4.2.6 Ergebnisse der Zirkonanalyse.....	36
4.2.6.1 Rundungsgradinde	37
4.2.6.2 Farbindex.....	38
4.2.6.3 Rundungsgradindex / Farbindex.....	40
4.3 Folgerungen aus 4.1 und 4.2	41

5. Dünnschliff- und Röntgenuntersuchungen.....	46
5.1 Bisher bekannte Ergebnisse	46
5.2 Eigene Untersuchungsergebnisse.....	52
5.2.1 Beschreibung der Komponenten in Gesteinsdünnschliffen	52
5.2.1.1 Einzelminerale	52
5.2.1.2 Gesteinsbruchstücke.....	54
5.2.1.3 Matrix.....	57
5.2.1.4 Andere Komponenten	57
5.2.1.5 Kontaktmetamorph überprägte Schliffe bzw. Komponenten.....	58
5.2.2 Korneigenschaften.....	59
5.2.2.1 Kornform und Einregelung.....	59
5.2.2.2 Korngrößenverteilung.....	59
5.2.3 Auswertung der Dünnschliffuntersuchungen.....	60
5.2.4 Röntgenanalyse der tonig-siltigen Lagen.....	63
5.3 Folgerungen aus 5.1 und 5.2	66
6. Sedimentologie.....	69
7. Zur Problematik der Ostharz-Decke.....	72
8. Schlußfolgerungen.....	75
9. Angeführte Schriften	83

Anhang

IV Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

	Seite
Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Harze	1
Abb. 2: Bezeichnungen einiger Teilbereiche der Tanner Zone und angrenzender Gebiete.....	2
Abb. 3: Lage der verwendeten Geologischen und Topographischen Karten.....	7
Abb. 4: Lage der Probenentnahmeorte und der im Text erwähnten Ortschaften.....	9
Abb. 5: Die Auffassungen vom Alter der 'Tanner Grauwacke' seit ROEMER (1860)	11
Abb. 6: Zusammenstellung der Datierungen bisher bekannter Fossilfunde in der Tanner Zone....	12
Abb. 7: Verbreitung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie in der Tanner Zone	21
Abb. 8: Schwermineralspektren der 40 quantitativ bearbeiteten Proben	28
Abb. 9: Vergleich der Schwermineral-Zusammensetzung verschiedener Fraktionen.....	31
Abb. 10: Das Verhältnis von Granat, Epidot und Apatit zu stabilen Mineralen	33
Abb. 11: Darstellung der schwermineralanalytisch untersuchten Proben aus allen Grauwacke- Serien des Devons und Unterkarbons unter Angabe ihres Granatgehaltes im Mittel- und Unterharz	35
Abb. 12: Häufigkeitsverteilung der Rundungsgradindize	37
Abb. 13: Häufigkeitsverteilung der Farbindice	39
Abb. 14: Farbindex in Abhängigkeit vom Rundungsgradinde	41
Abb. 15: Vereinfachte Darstellung der Verteilung der Granat-Konzentrationen aus allen Grauwacke-Serien des Devons und Unterkarbons im Mittel- und Unterharz.....	43
Abb. 16: Regionale Darstellung der Ergebnisse der Zirkonanalyse.....	45
Abb. 17: Ungefähre Lage der Arbeits- bzw. Probenentnahmegebiete einiger Bearbeiter der Tanner Zone	47
Abb. 18: Geröll-Hauptkomponenten in Grauwacken der Tanner Serie	61
Abb. 19: Vergleich der Röntgendiagramme einiger tonig-siltiger Proben mit hohem Chloritgehalt.....	64
Abb. 20: Vergleich der Röntgendiagramme einiger tonig-siltiger Proben mit niedrigem Chloritgehalt.....	65
Abb. 21: Regionale Darstellung der Ergebnisse der Röntgenuntersuchungen.....	66
Abb. 22: Schematische Darstellung der submarinen Fächertypen charakterisiert durch die Menge und Position der sedimentierten, sandigen Komponenten	69
Abb. 23: Schematische Kartendarstellung der beiden Fächersysteme und ihrer möglichen ehemaligen Ausbreitung sowie der heute erhaltenen Erosionsreste.....	72
Abb. 24: Kombination der Erosionsreste beider Fächersysteme nach einer möglichen Deckenbewegung.....	73
Abb. 25: Verteilung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie mit der sich ergebenden Untergliederung nach Auswertung der Ergebnisse.....	76
Abb. 26: Versuch einer lithostratigraphischen Einstufung der oberdevonischen bis unterkarbonischen Gesteine des Tanner Zuge	78
Abb. 27: Die Verbreitung der Olisthostrome im Harz.....	80
Abb. 28: Regionale Veränderungen im Metamorphosebild des Harze	81
Tab. 1: Prozentualer Anteil der Rundungsklassen A-E mit dem zugehörigen Rundungsgradindex R	38
Tab. 2: Prozentualer Anteil der Farbklassen 1-9 mit dem zugehörigen Farbindex Fi	40
Tab. 3: Zusammensetzung einiger Grauwacke-Proben aus der Tanner Zone.....	49
Tab. 4: Zusammensetzung einiger Grauwacke-Proben im Harz (außerhalb der Tanner Zone)....	50
Tab. 5: Zusammensetzung einiger Grauwacke-Proben außerhalb des Harze	51

1. Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Die Tanner Zone¹ im Harz, benannt nach der im mittleren Teil gelegenen Ortschaft Tanne, erstreckt sich von Bad Lauterberg / Herzberg im Westen bis Gernrode / Harzgerode im Osten (Abb. 1). Ihre Länge beträgt etwa 60 km, die Breite meist weniger als 5 km. Auffällig ist der in der Literatur als sigmoidal bezeichnete Verlauf der Tanner Zone. Während sich der westliche Teil durch das für den Harz typische erzgebirgische Streichen auszeichnet, ändert sich der Verlauf ab dem mittleren Bereich in West-Ost-Richtung. Die Entstehungsmöglichkeiten der Harz-Sigmoide werden u.a. bei SCHUST & SCHWANDTKE (1992) diskutiert.

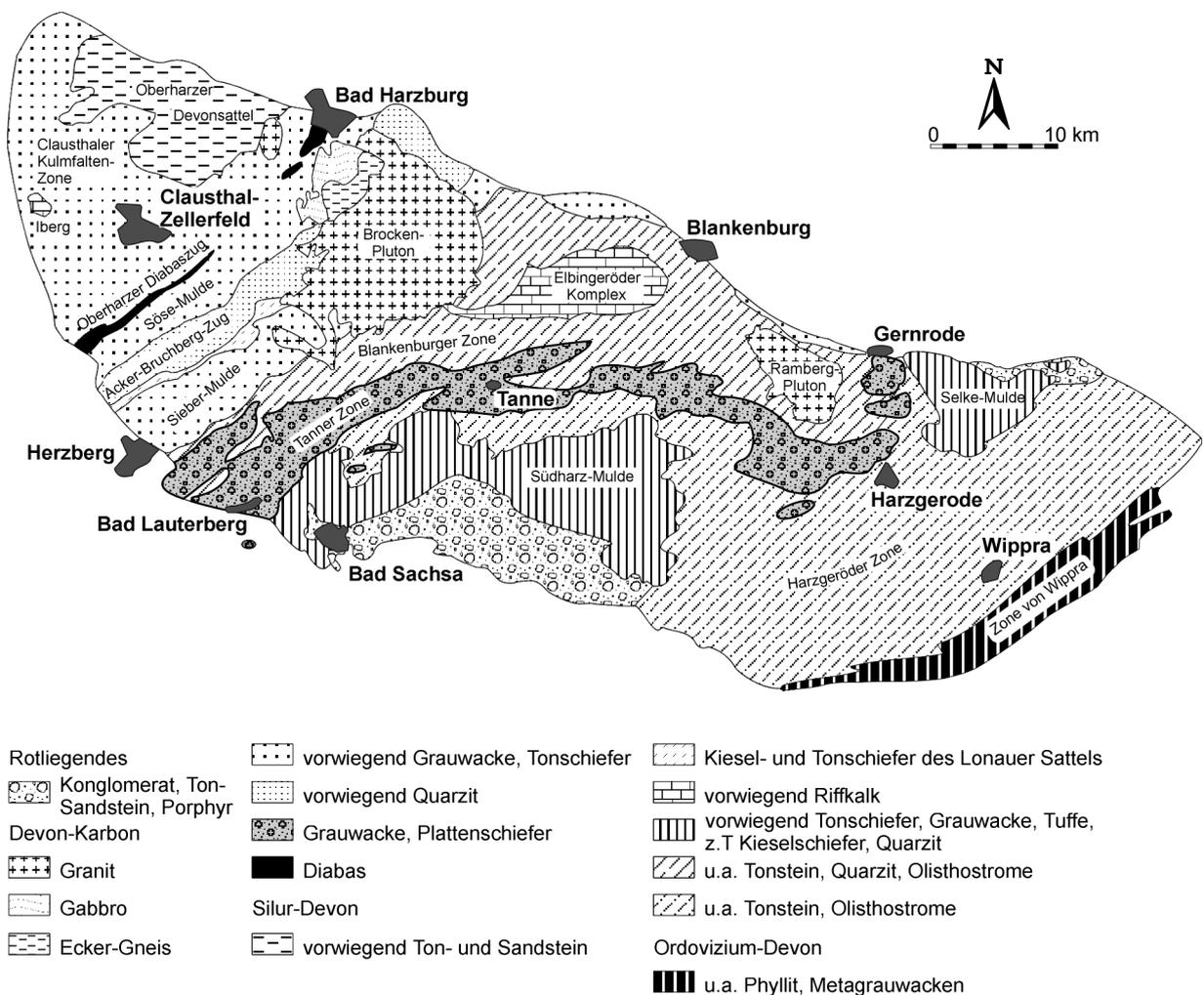


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Harzes (verändert nach der GK 1 : 200 000, Blatt Goslar).

Begrenzt wird die Tanner Zone, die regionalgeologisch zum Mittelharz gehört, im Norden von der Blankenburger Zone und im Süden hauptsächlich von der Harzgeröder Zone. Lediglich östlich von Bad

¹Die traditionelle Gliederung des Harzes und damit auch die Bezeichnung Tanner Zone und deren Begrenzung (siehe Kap. 1.4) wurden zunächst beibehalten, um den Ergebnissen dieser Arbeit nicht vorzugreifen.

Lauterberg grenzt laut Geologischer Karte statt dessen die sogenannte Südharz-Mulde² an den Tanner Zug an. Südharz- und Selke-Mulde² werden bislang als Reste der sogenannten Ostharz-Decke gedeutet (z.B. REICHSTEIN 1965 oder WACHENDORF 1986).

Zur Tanner Zone müssen auch die kleineren isolierten Vorkommen nördlich und südlich des Hauptzuges gerechnet werden. Ein Teil des Tanner Zuges wird nordwestlich von Bad Lauterberg vom sogenannten Scharzfelder Sattel² fast vollständig abgetrennt. Dieser Bereich wird in der Literatur als Knollen-Mulde² bezeichnet (Abb. 2).

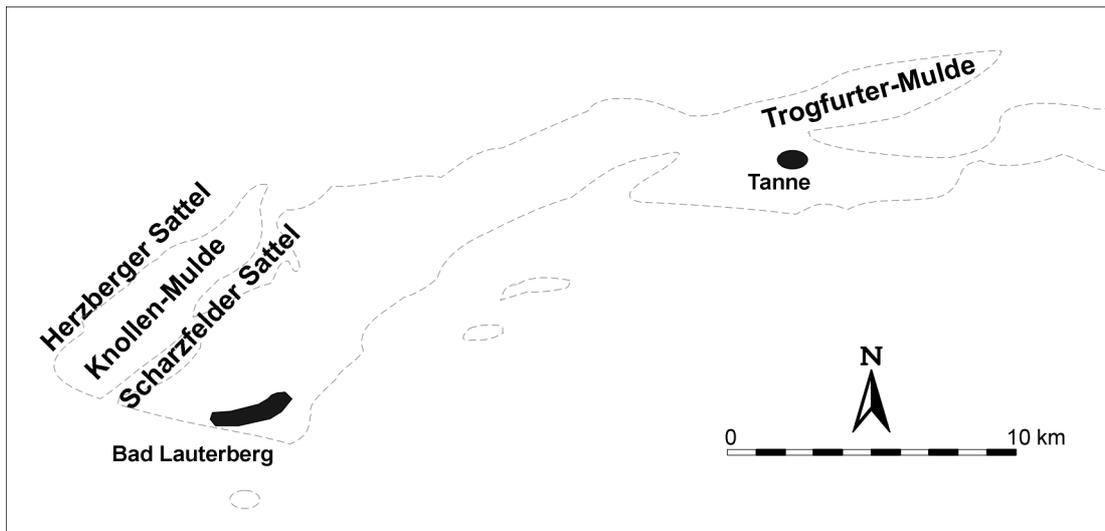


Abb. 2: Spezielle, in geographischem Sinne verwendete Bezeichnungen einiger Teilbereiche der Tanner Zone und angrenzender Gebiete.

Das Arbeitsgebiet wird von 9 Geologischen Karten im Maßstab 1 : 25 000 abgedeckt. Bei den Topographischen Karten im Maßstab 1 : 25 000 entspricht die Kartenummer für drei der Blätter nicht denen der Geologischen Karten. Dieser Bereich wird noch einmal auf 8 Topographischen Karten kleineren Formates dargestellt (vgl. Kap. 2.1).

1.2 Problemstellung

Detaillierte geologische Untersuchungen im Mittel- und Unterharz waren für längere Zeit, politisch bedingt, jeweils nur innerhalb des Ost- bzw. Westteiles möglich. Eine gesamtheitliche Bearbeitung der Gesteine des Tanner Zuges stand daher noch aus.

Obwohl die Gesteine der Tanner Zone bereits öfter Gegenstand eingehender Untersuchungen waren, herrschen in der Literatur widersprüchliche Angaben z.B. über die Altersstellung, die petrographische Zusammensetzung oder die Schwermineralführung vor. Diese Unklarheiten sind überwiegend das Ergebnis der lange Zeit andauernden Unzugänglichkeit des gesamten Geländes. Oft wurden die Ergebnisse von Einzeluntersuchungen in der BRD und der DDR einfach auf den jeweils anderen Teil der Tanner Zone übertragen.

²Erläuterungen hierzu siehe Kap. 1.4

Mit der vorliegenden Arbeit wird eine Gesamtübersicht über die Gesteine des Tanner Zuges angestrebt. Dabei sollen die bisher publizierten Ergebnisse aus dem West- und Ostharz zusammengefaßt und durch eigene Untersuchungen ergänzt werden. Das Hauptanliegen der Arbeit besteht darin, zu klären, ob der Tanner Zug homogen aufgebaut oder aus unterschiedlichen Grauwacke-Serien zusammengesetzt ist, wie von HENNINGSSEN (1991) vermutet wurde.

Umstritten sind bis heute die Lagerungsverhältnisse der Gesteine in der Tanner Zone. Die bisher publizierten lithologischen Abfolgen sowie deren stratigraphische Einstufung sollen überdacht und gegebenenfalls neu vorgenommen werden.

Zur Bearbeitung dieser Fragestellung werden folgende Themenschwerpunkte behandelt:

- Stratigraphische Einstufung
- Geländebeobachtungen
- Schwermineralanalyse
- Dünnschliff- und Röntgenuntersuchungen

1.3 Erforschungsgeschichte

Einen umfassenden Überblick zur Erforschungsgeschichte der Tanner Zone bezüglich der Bio- und Lithostratigraphie sowie der Tektonik gibt SCHÜFFLER (1978). Daher wird an dieser Stelle auf seine Ausführungen verwiesen, lediglich die neueren Entwicklungen sollen dargelegt werden und die Zusammenstellung von SCHÜFFLER (1978) ergänzen.

Anmerkungen zur biostratigraphischen Einstufung des Tanner Systems sowie zu den lithostratigraphischen Verhältnissen finden sich außerdem in Kap. 3.

Die Meinungen zum Baustil des Mittel- und Unterharzes haben sich seit dem Beginn des Jahrhunderts laufend geändert. Nachdem entweder autochthoner (z.B. SCHRIEL 1932) oder allochthoner (z.B. KOSSMAT 1927, REICHSTEIN 1965) Bau angenommen wurde, kam man Mitte der 70er Jahre zu dem Schluß, daß beide „Gestaltungsarten bzw. Bewegungsausmaße“ nebeneinander existieren (SCHWAN 1974).

WALLISER & ALBERTI (1983) postulierten eine „Harz-Decke“, die vom NW-Rand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle bis in den Bereich des Acker-Bruchberg-Zuges reicht und um mindestens 70 km nach NW bewegt wurde. Der Elbingeröder Komplex stellt nach dieser Interpretation ein Fenster dar.

Mit der Tektonik im östlichen Teil der Tanner Zone, hier besonders im Selkegebiet, befaßte sich RABITZSCH (1962). Zwischen Alexisbad und Mägdesprung im Selketal wurden von ihm 24 Spezialprofile im Plattenschiefer der Tanner Zone aufgenommen. Nach Ansicht von RABITZSCH (1962) stellt der Komplex des Tanner Systems eine große Mulde mit Spezialfalten dar. Ein enger NNW-vergenter Faltenbau liegt vor. Im Süden ist der Plattenschiefer vom Unterdevon der Harzgeröder Einheit überfahren worden, im Norden liegt er an steilen Störungen der Blankenburger Zone auf (RABITZSCH 1962, STEINBACH 1958). Das erzgebirgische Streichen der Faltenachsen setzt sich auch im Gebiet südlich des Rambergplutons fort. Die Auffassung über eine muldenförmige Lagerung der Gesteine der Tanner Zone wird 1958 auch von LOTSCH für den Bereich der sogenannten Trogfurter-Mulde (s. Abb. 2) NE von Tanne und von HUCKENHOLZ (1958) für das Vorkommen bei Lindenberg-Straßberg vertreten.

Für einen Faltenbau mit erzgebirgischem Streichen und NW-Vergenz der Falten sprechen sich mehrere Autoren aus (HUCKENHOLZ 1958, LUTZENS & CZWODZINSKI 1966 (1968), MOHR 1993).

LUTZENS (1972) interpretiert den Tanner Hauptzug als die zentrale Sattelzone des Harzes und spricht sich zudem für einen autochthonen bis parautochthonen Baustil der Südharz- und Selke-Mulde bzw. des

gesamten Harzes aus.

Eine entscheidende Bedeutung für die Ansichten über die tektonische Entwicklung des Mittel- und Unterharzes kommt der Existenz weiträumig verbreiteter Olisthostrome zu, die z.B. von REICHSTEIN (1965), LUTZENS & SCHWAB (1972), HAHLBECK (1990) und GÜNTHER & HEIN (1999) beschrieben werden. Andere Autoren (u.a. WACHENDORF 1986, BUCHHOLZ et al. 1990) dagegen halten die in diesem Gebiet so häufig zu beobachtenden „chaotischen“ Verhältnisse für eine Folge von tektonischer Verschuppung und Zerschierung mit Bildung sogenannter Phacoide. KOLL (1984) bezeichnet die westliche Harzgeröder Zone als eine durch Schertektonik geprägte parautochthone Schuppenzone.

SCHÜFFLER (1978) weist neben anderen Autoren (GÜNTHER & HEIN 1999, HUCKENHOLZ 1958, RABITZSCH 1962) auf die Abhängigkeit von Tektonik und den jeweils auftretenden Gesteinen der Tanner Zone hin. So reagieren inkompetente und kompetente Serien verschieden auf dieselbe tektonische Beanspruchung und lassen häufig schon auf den ersten Blick im Gelände, z.B. durch ihr unterschiedliches Faltungsverhalten, auf ihre Lithologie schließen. Wegen der Faltungsfreudigkeit des Plattenschiefers im östlichen Teil der Tanner Zone kann man z.B. nach RABITZSCH (1962) darauf schließen, daß im näheren Untergrund keine größeren Grauwackeablagerungen vorhanden sind.

Für SCHÜFFLER (1978) stellt sich die Tanner Zone als flache Aufsattelung dar, der Bereich seines Arbeitsgebietes nordöstlich von Bad Lauterberg ist in sich spezialgefaltet und zeigt Spezialsättel und -mulden sowie Verschuppung.

In jüngster Zeit wird die tektonische Entwicklung des Harzes immer mehr unter dem Aspekt der Plattentektonik gesehen. Eine Zusammenstellung der plattentektonischen Modelle für die geodynamische Entwicklung des Rhenoharzynikums findet sich bei GÜNTHER & HEIN (1999).

Nach neueren Untersuchungen im Raum Bad Lauterberg (GÜNTHER & HEIN 1999) stellen sich die tektonischen Verhältnisse wie folgt dar:

Der Bereich zwischen dem Sieber-Grauwacke-Zug im NW und der vermuteten Front der Ostharz-Dekke im SE ist durch eine oberflächennahe, scherend wirkende Deformation geprägt, die zu einem charakteristischen NW-vergenten Schuppenbau mit steil nach SE einfallenden Aufschiebungen geführt hat. GÜNTHER & HEIN (1999) konnten vier größere Schuppenkomplexe auskartieren, deren Unterlager, tektonisch begrenzt, von den drei großen Olisthostromzügen (Herzberger, Scharzfelder und Lauterberger Olisthostrom) bzw. von der Sieber-Grauwacke gebildet werden, so daß diese jeweils als höchste Einheit der darunter liegenden Schuppe angesehen werden müssen.

1.4 Begriffsdefinitionen

Unter dem Begriff **Tanner Serie** wird der Schichtkomplex Grauwacke, Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung und Plattenschiefer (vgl. Kap. 3.2.1.3) verstanden.

Bei Einbeziehung der unter- bzw. zwischenlagernden Kiesel-, Ton- und Rotschiefer spricht man hingegen vom **Tanner System**. In der Geologischen Karte (z.B. Blatt Bad Lauterberg) wird hierfür auch die Bezeichnung **Tanner Fazies** verwendet. Geographisch deckt sich das Tanner System mit der **Tanner Zone** bzw. dem **Tanner Zug**.

LINDERT (1971) beschränkt das Tanner System nicht nur auf den Tanner Zug, sondern er bezieht die flächenhaft auftretenden Altersäquivalente in der Harzgeröder und Blankenburger Zone mit ein. Im Begriff Tanner Zug sollten diese vereinzelt Vorkommen selbstverständlich enthalten sein, ansonsten wird ausdrücklich vom **Tanner Hauptzug** gesprochen.

Die Bezeichnung **Tanner Grauwacke** wird in der Literatur auf unterschiedliche Weise ge-

braucht. Während einige Autoren (MARONDE 1966, RABITZSCH 1967, REICHSTEIN 1961, SCHÜFFLER 1978) damit die drei Einheiten der Tanner Serie meinen, ist er für andere (HUCKENHOLZ 1958) der Oberbegriff für das gesamte Tanner System. Wieder andere (BUCHHOLZ et al. 1990, GANSSLOSER 1996) verwenden ihn als Bezeichnung einer lithofaziellen Einheit innerhalb der Tanner Zone. Eine solche Vieldeutigkeit eines Begriffes führt beim Leser leicht zu Irritationen. Mißverständnisse sind fast unvermeidbar. In der vorliegenden Arbeit wird auf den Gebrauch des Ausdruckes 'Tanner Grauwacke' verzichtet, soweit er nicht durch ein Zitat oder die Beschreibung anderer Autoren unvermeidbar ist.

Der Begriff *G r a u w a c k e* wird im folgenden nur in lithostratigraphischem Zusammenhang gebraucht bzw. als Feldbezeichnung für ein klastisches, schlecht sortiertes und schlecht klassiertes Sedimentgestein ohne quantitative Bedeutung verwendet. Petrographisch müßte er als Bestandteil der Sandsteingruppe, z.B. als Feldspat-reicher, Gesteinsbruchstück-reicher Sandstein bezeichnet werden, wobei es eine exakte, allgemein akzeptierte sedimentpetrographische Definition nicht gibt.

Der Ausdruck *G r a u w a c k e n s c h i e f e r* wird vorwiegend in der älteren Literatur verwendet. Üblicherweise ist damit der Plattenschiefer gemeint. HUCKENHOLZ (1958) schreibt dazu: „Plattenschiefer sind Grauwackenschiefer von sehr feinem Korn“. LUTZENS & CZWOLDZINSKI (1966 (1968)) beschreiben den Grauwackenschiefer als hellgrau und dunkel gebändert. Er tritt allein oder im Wechsel mit Grauwackebänken auf. Erreichen diese allerdings eine große Mächtigkeit wie bei LOTSCH (1958), in dessen Arbeitsgebiet zwischen Königshütte und Rübeland Grauwackenschiefer mit einigen bis zu 20 m mächtigen Bänken von unterschiedlich körniger Grauwacke auftreten, müßte man diese eher einer Wechselfolge von Grauwacken und Tonschiefern zuordnen. Bei LOTSCH (1958) hingegen entspricht dieser Horizont den Plattenschiefern des Selketales (vgl. Kap. 3.1). HENNINGSEN (1961) äußert sich zum Begriff Grauwackenschiefer dahingehend, daß er feinkörnige Proben nicht als Grauwacke bezeichnet und es dementsprechend zwar geschieferte Grauwacke, jedoch keinen Grauwackenschiefer geben kann. RABITZSCH (1970) ist der Meinung, daß Begriffe wie „Bändergrauwacke“, „Bänderschiefer“ und „Grauwackenschiefer“ keine eindeutige Auskunft über den Gesteinscharakter geben und setzt sich daher für den Ausdruck *G r a u w a c k e n t o n s c h i e f e r* als übergeordneten Sammelnamen für feinschichtige Wechselfolgen psammitischer und pelitischer Gesteine ein.

Im Text verwendete Bezeichnungen wie *Selke- und Südharz-Mulde*, *Sieber-Mulde*, *Scharzfelder Sattel*, *Troglfurter-Mulde*, *Herzberger Sattel* und *Knollen-Mulde* werden nur zur geographischen Orientierung verwendet, da sie keine echten tektonischen Strukturen darstellen.

2. Arbeitsmethoden

2.1 Probenentnahme

Während der ersten Probenentnahmeserie im Frühjahr/Sommer '96 wurden zunächst die in der Literatur erwähnten Aufschlüsse sowie in den unten aufgeführten Karten vermerkte Steinbrüche im Bereich der Tanner Zone beprobt. Da die Aufschlußverhältnisse besonders im mittleren und östlichen Teil des Arbeitsgebietes eher schlecht sind, wurden hier auch Proben aus kleineren Aufschlüssen z.B. an Weganschnitten genommen, um ein möglichst dichtes Probennetz zu erhalten. Auf die Untersuchung von Lesesteinen wurde verzichtet. Im Sommer '97 und '98 wurden Proben nur noch gezielt und entsprechend der bis dahin durchgeführten Untersuchungen und deren Ergebnissen entnommen.

Die Grundlage der Probenentnahme bildeten folgende Geologische und Topographische Karten:

GK 1 : 25 000, Blätter	4229 St. Andreasberg	4328 Bad Lauterberg
	4230 Elbingerode	4329 Zorge
	4231 Blankenburg (Harz)	4330 Benneckenstein
	4232 Quedlinburg	4331 Hasselfelde
		4332 Harzgerode
TK 1 : 25 000, Blätter	4229 St. Andreasberg	4328 Bad Lauterberg im Harz
	4230 Elbingerode (Harz)	4329 Zorge
	4231 Blankenburg (Harz)	M-32-10-C-d Benneckenstein (Harz)
	4232 Quedlinburg	M-32-10-D-c Hasselfelde
		M-32-10-D-d Allrode
		M-32-11-C-c Thale (Harz) S
		M-32-11-C-d Ballenstedt
		M-32-22-B-b Güntersberge
		M-32 23-A-a Straßberg
		M-32-23-A-b Harzgerode

Während die Geologischen Kartenblätter die gesamte Tanner Zone abdecken, mußte bei den Topographischen Karten auf einige noch nicht umgestellte Standardausgaben (AS) der Topographischen Karten zurückgegriffen werden. Anders als bei den Standardausgaben (N), bei denen der Blattschnitt durch die Preußische Landesaufnahme bestimmt wird, geht er bei den anderen Karten von der Internationalen Weltkarte 1 : 1 000 000 aus. Die alphanumerische Nomenklatur dieser Karten wird indirekt von der Bezeichnung der Kartenblätter der Internationalen Weltkarte und direkt von der Topographischen Karte 1 : 100 000 abgeleitet. Eine Aktualisierung der Standardausgabe (AS) erfolgt nicht mehr, sie wird nach und nach auf die Standardausgabe (N) umgestellt. Abb. 3 zeigt die Lage der Blätter und ihre Überschneidung.

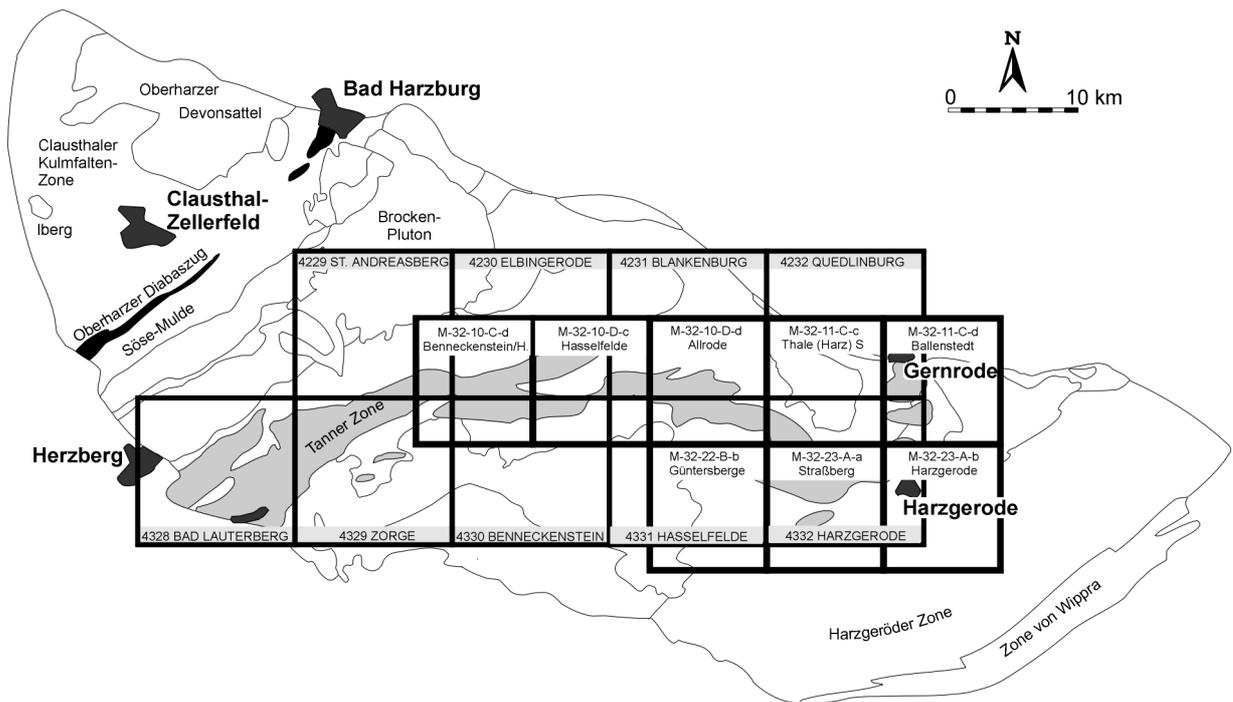


Abb. 3: Lage der verwendeten Geologischen und Topographischen Karten im Maßstab 1 : 25 000.

Die Proben wurden nach dem Zufallsprinzip entnommen, da eine Betrachtung ganzer Grauwacke-Serien und eine damit verbundene Profilaufnahme an den hier fast ausschließlich sandigen Serien - im Gegensatz zu der konglomeratischen Grauwacke - nicht sinnvoll erscheint. Je nach Aufschlußgröße wurden zwischen einer und fünf Proben entnommen, die möglichst Sandkorngröße aufweisen oder den tonig-siltigen Zwischenlagen entstammen. Lediglich im Bereich um Siptenfelde, wo der Plattenschiefer weit verbreitet ist, mußte auf sehr feinkörnige Proben (Silt- bis Feinsandstein) zurückgegriffen werden. Es wurden insgesamt 325 Proben an 174 Lokalitäten entnommen. Eine Übersicht über die Lage der Probenpunkte zeigt Abb. 4, ihre genaue Lage (R- und H-Werte) und die Art und Weise ihrer Bearbeitung ist Anlage 1 zu entnehmen. Zudem gibt Abb. 4 Aufschluß über die Lage der im Text erwähnten Ortschaften im Bereich der Tanner Zone und in ihrem näheren Umfeld.

Neben den Proben aus der Tanner Zone ist auch eine Probe aus der Selke-Mulde zu Vergleichszwecken in die Bearbeitung und z.T. auch in die Auswertung (z.B. Zirkonanalyse, Kap. 4.2.6) mit eingegangen. Diese Probe entstammt der TK M-32-11-D-c Ermsleben.

2.2 Probenaufbereitung und -bearbeitung

Die Grundlage für die mikroskopisch-petrographische Bearbeitung der Konglomerate, Sand-, Silt- und Tonsteine bildeten 224 Gesteinsdünnschliffe und 150 Schwermineralpräparate. Darüber hinaus wurde das Probenmaterial für ergänzende Untersuchungen bearbeitet.

2.2.1 Gesteinsdünnschliffe

Die Dünnschliffe im Format 24 x 40 mm wurden senkrecht zur Schichtung geschnitten, um möglichst das gesamte Spektrum der Mineral- und Korngrößenverteilung der inhomogenen Grauwacken zu erhalten.

Auf eine Auszählung der Schliffe wurde weitestgehend verzichtet, sie wurden hauptsächlich halbquantitativ bearbeitet, da bei einer bloßen Betrachtung eines Schliffes Auffälligkeiten häufig leichter ins Auge fallen als bei der Auswertung einer Zählung.

2.2.2 Schwermineralpräparate

Für die Herstellung der Schwermineralpräparate wurde das Ausgangsmaterial mechanisch im Backenbrecher zerkleinert. Anschließend wurden jeweils 20 g der Fraktion 0,036 - 0,25 mm trocken abgeseibt und mittels „Bromoform zur Kohlenwäsche“ ($D = 2.81 - 2.83$) im Scheidetrichter getrennt. Die Einbettung der getrockneten Schwerekonzentrate erfolgte mittels Mountex ($n = 1.662$) bzw. Meltmount ($n = 1.68$). Zur Untersuchung der Schwermineralgehalte bezüglich der Fraktionen 0,036 - 0,1 mm und 0,1 - 0,25 mm sowie der Gesamtfraktion wurden von fünf ausgewählten Proben zusätzliche Präparate hergestellt.

Je ausgewähltem Präparat wurden möglichst ca. 300 transparente Körner gezählt. Die Auszählung erfolgte bei hoher Korndichte unter Verwendung eines Meßtisches entlang von Meßtischgeraden, bei geringerer Kornzahl gesichtsfeldweise. Der Anteil an opaken Mineralen wurde nur geschätzt. Zur Ermittlung des Schwermineralgehaltes erfolgte eine Umrechnung der Zählergebnisse (Anlage 2) in Stück-%. Die übrigen Präparate wurden im Hinblick auf den Granatgehalt halbquantitativ bearbeitet (Anlage 2).

In die Untersuchung gingen hauptsächlich mittelkörnige, z.T. aber auch fein- und grobkörnige Proben mit ein (siehe dazu Kap. 4.2.3.2).

2.2.3 Weitere Untersuchungsmethoden

An 18 ausgewählten tonig-siltigen Proben wurden Röntgenuntersuchungen vorgenommen. Dazu wurde ein kleines Stück der Probe zunächst mit Hilfe eines Stahlmörsers und anschließend mit einem Achatmörser zerrieben. Die pulverisierten Proben wurden dann auf einem Objektträger mit einigen Tropfen Azeton aufgetragen und glatt gestrichen. Mit dem Röntgen-Diffraktometer (Ni-Filter, Cu-Röhre) wurden die Proben dann per Strichfokus gemessen. Die erstellten Röntgendiagramme werden in Kap. 5.2.4 dargestellt und dokumentiert.

Die Aufbereitung der Proben für biostratigraphische Untersuchungen wird in Kap. 3.2.3 beschrieben.

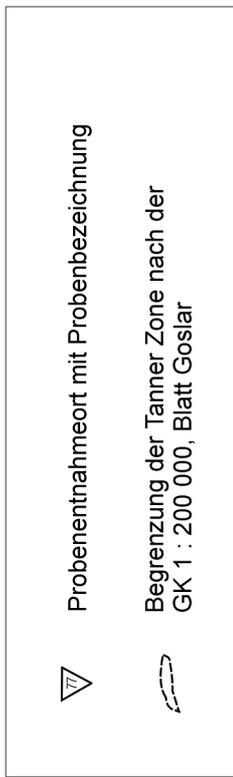
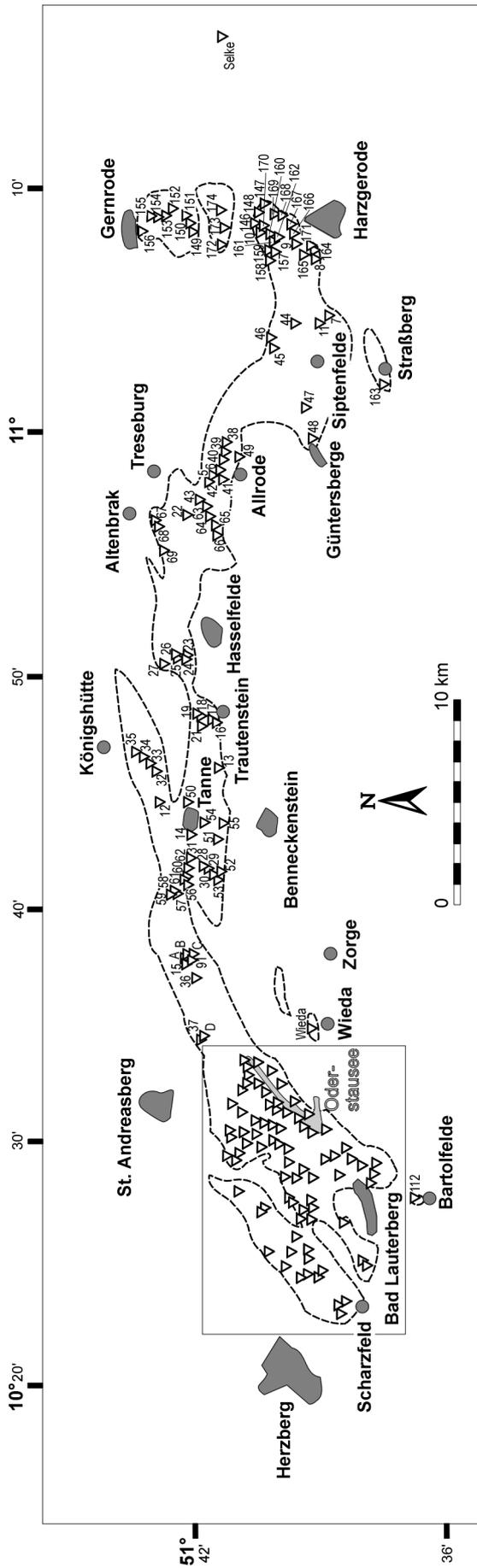
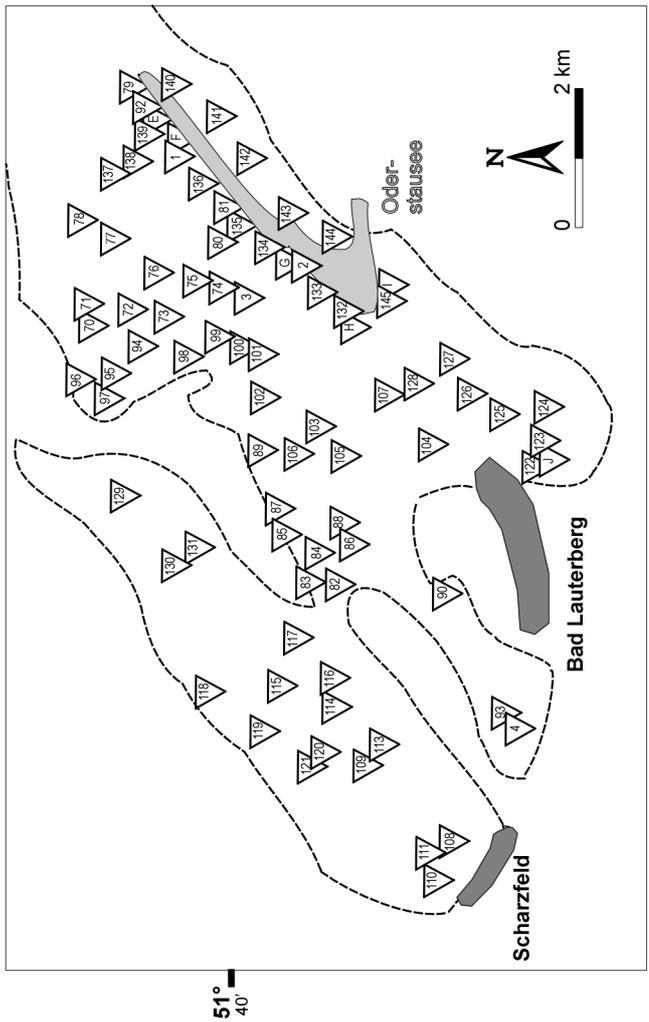


Abb. 4: Lage der Probenentnahmorte und der im Text erwähnten Ortschaften.



3. Stratigraphischer Abriß

3.1 Bisher bekannte Ergebnisse

Die Auffassungen über das Alter der Gesteine der Tanner Serie haben sich im Laufe des letzten Jahrhunderts ständig geändert (Abb. 5). Sowohl silurisches, unterdevonisches als auch unterkarbonisches Alter wurde anfangs angenommen. Später beschränkten sich die Einstufungen auf den Bereich Oberdevon/Unterkarbon. Umdatierungen wurden zunächst meist aufgrund neuer Erkenntnisse zur Florenführung vorgenommen. Später spielten dann Conodonten-Funde eine immer größere Rolle.

Ein rein unterkarbonisches Alter der Gesteine wurde z.B. von REICHSTEIN (1961), HELMUTH (1963) und SCHWAB (1993) angenommen, denen erstmals eine direkte Einstufung des Tanner Plattenschiefers mittels Conodonten gelang. Ihre Datierungen ergaben cu IIß/y-Alter (Pericyclus-Stufe). Nachdem auch für den mittleren Teil der Tanner Zone Unterkarbon-Datierungen vorlagen, nahmen REICHSTEIN und HELMUTH an, daß das rein unterkarbonische Alter von Grauwacke und Plattenschiefer auch für das westliche Verbreitungsgebiet der Gesteine der Tanner Zone Gültigkeit haben müßte.

Dies konnte 1978 von SCHÜFFLER widerlegt werden, der oberdevonische Conodonten in den Tonschiefern bei Bad Lauterberg fand. Warum es trotzdem wie bei WACHENDORF (1986) auch danach zu rein unterkarbonischer Einstufung kommt, wird in Kap. 3.3 erläutert.

Abb. 6 zeigt eine Zusammenstellung der Datierungen bisher bekannter Fossilfunde in der Tanner Zone. Die Fundpunkte werden je nach Alterseinstufung durch eine ausgewählte Farbe gekennzeichnet.

SCHÜFFLER (1978) konnte östlich von Bad Lauterberg eine Reihe von Conodonten in sandigen, der Grauwacke zwischengelagerten Schiefen finden, deren Untersuchung eine Zugehörigkeit zum mittleren Oberdevon (do II/III) ergab. Einen weiteren Fundort dieser oberdevonischen Conodonten stellt der Steinbruch nördlich Bartolde dar.

Ebenfalls anhand von Conodonten konnte höheres Oberdevon (do V/VI) nachgewiesen werden. Die Funde wurden von ERNST-HUNEKE (1985), SCHMIDT (1994) und SCHÜFFLER (1978) gemacht und sind auf das Gebiet um Bad Lauterberg beschränkt.

Pflanzenfunde von *Cyclostigma*, die zwar nicht ausschließlich (SOLANWAR 1978), aber schon immer eher auf ein oberdevonisches Alter deuteten (REMY & REMY 1977), fanden sich westlich und nördlich von Bad Lauterberg sowie südwestlich von Harzgerode in einem der vom Tanner Hauptzug isolierten Vorkommen.

HELMUTH (1963) machte jeweils eine Unterkarbon-Datierung aus dem Gebiet nördlich von Tanne bzw. nördlich von Allrode bekannt. Beide Male konnte die rugose Koralle *Cyathaxonia cornu cornu* MICH. identifiziert werden.

Daneben gelang es HELMUTH (1963), wie zuvor schon REICHSTEIN (1961), aus den dem Plattenschiefer vereinzelt zwischenlagernden Kalkbändern im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone, Conodonten herauszulösen und zu bestimmen. Die Datierungen geben die *anchoralis*-Zone (cu IIß/y) an.

Pflanzenreste bzw. -abdrücke von *Lepidodendron* konnten ebenfalls gefunden werden. Sie werden ins Unterkarbon gestellt (REMY & REMY 1977). Bei dem Fund von MARIENFELD (1988) nordwestlich von Bad Lauterberg handelt es sich um *Lepidodendron veltheimi*. SCHMIDT (1994) fand in seinem Arbeitsgebiet einen Abdruck von *Lepidodendron* sp.. HELMUTH (1963) konnte u.a. *Lepidodendron* cf. *acuminatum* (GOEPP.) bestimmen. Der damaligen Deutung kann HELMUTH (frdl. mdl. Mitt. 1997) heute nicht mehr uneingeschränkt zustimmen.

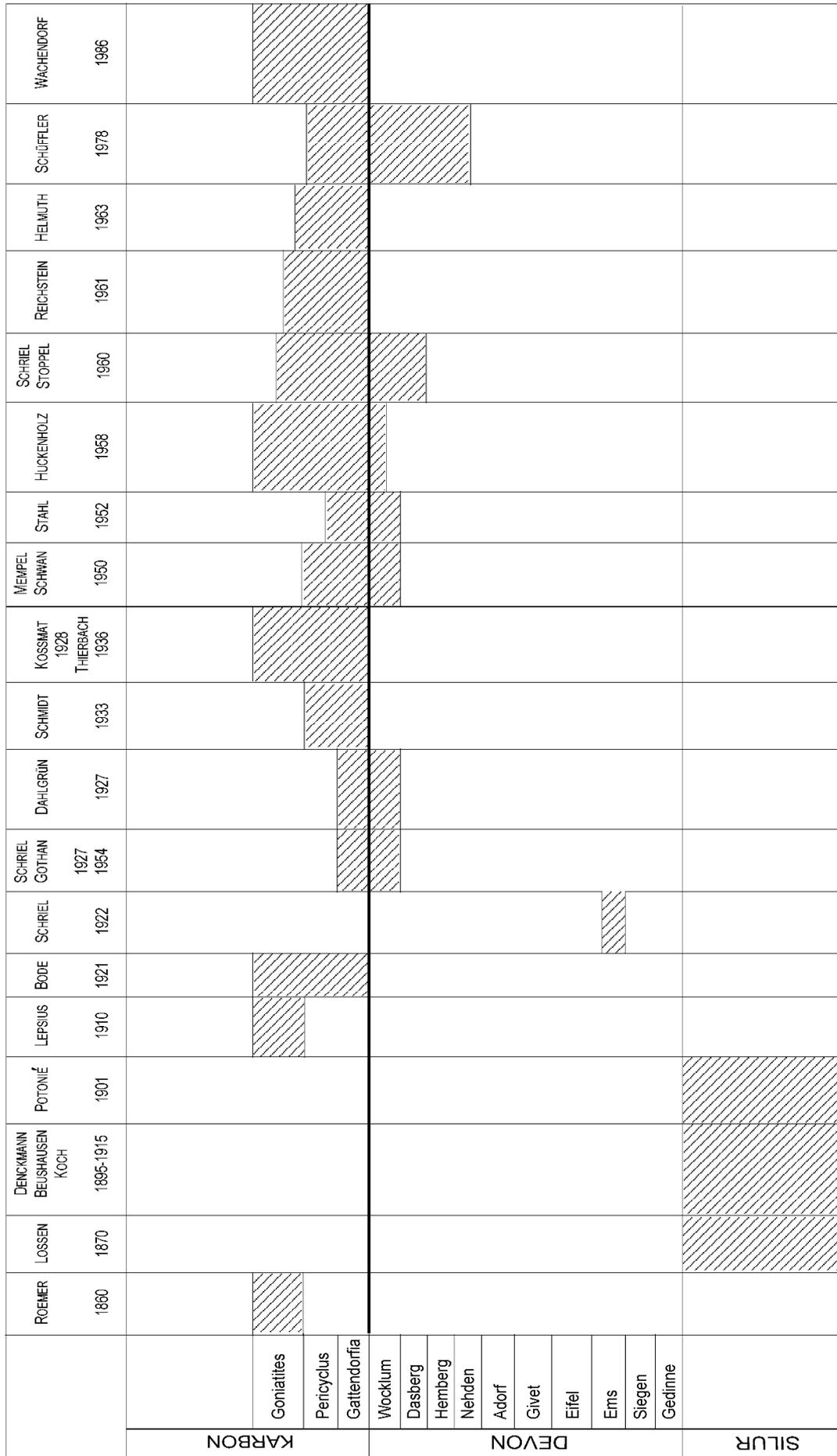


Abb. 5: Die Auffassungen vom Alter der 'Tanner Grauwacke' seit ROEMER (1860); verändert nach HUCKENHOLZ (1958).

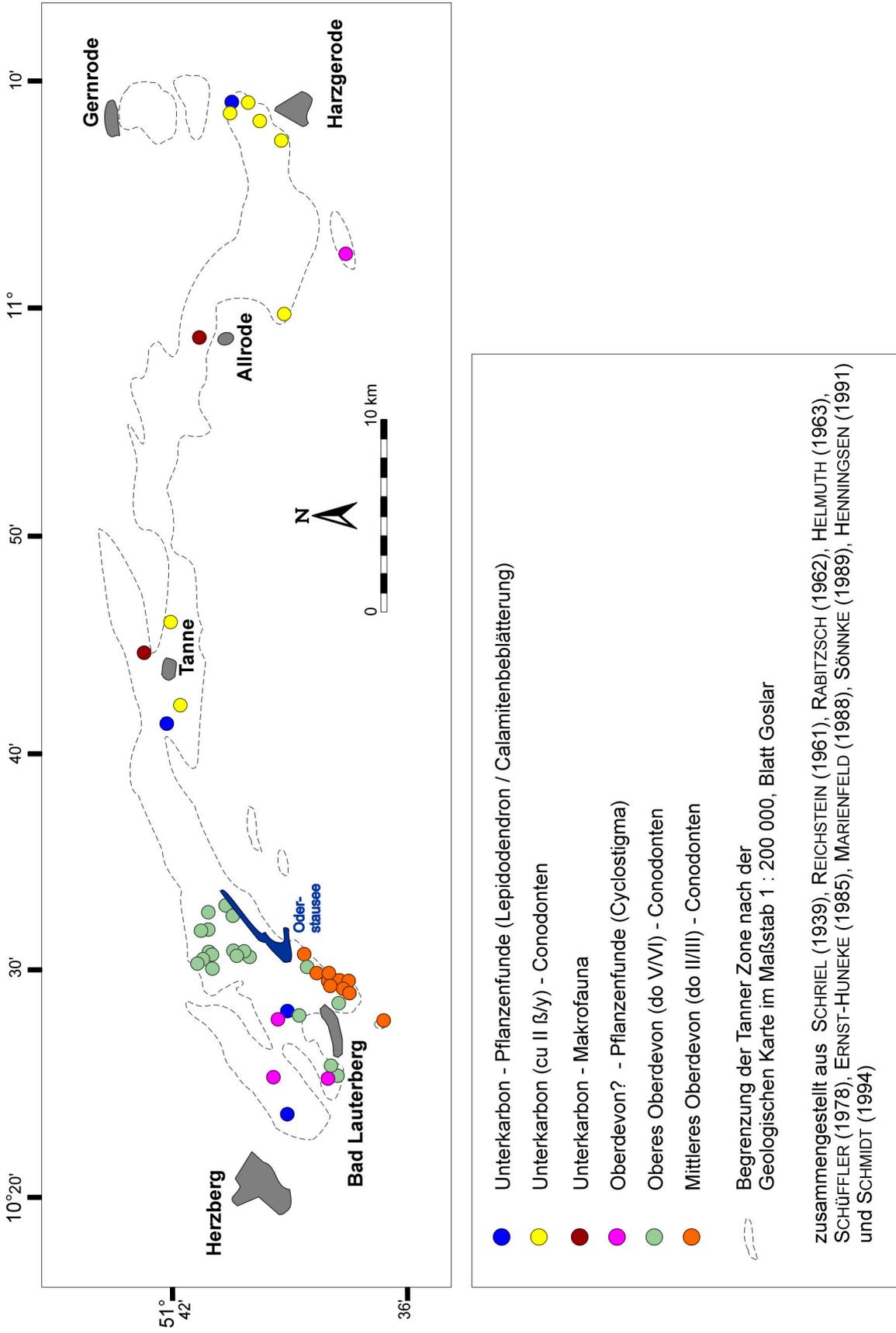


Abb. 6: Zusammenstellung der Datierungen bisher bekannter Fossilfunde in der Tanner Zone.

Umstritten sind die Funde von Calamitenbeblätterung aus dem Plattenschieferbruch bei Mägdesprung (nördlich von Harzgerode), die RABITZSCH (1962) beschreibt. Da es sich dabei nur um zwei Einzelexemplare handelt, die auf der Halde des Bruches gefunden wurden, kann damit keine exakte stratigraphische Einstufung vorgenommen werden, karbonisches Alter ist jedoch anzunehmen.

Die Lagerungsverhältnisse in der Tanner Zone sind, wie das Problem der Alterseinstufung, noch umstritten. Den Beginn der Meinungsverschiedenheiten stellten die Auffassungen von SCHRIEL (1927) und DAHLGRÜN (1928) dar. Während bei ersterem die Grauwacke im Hangenden des Plattenschiefers folgt, vertritt letzterer die Meinung, der Plattenschiefer sei jünger als die Grauwacke, wovon vor ihm schon LOSSEN (1882) überzeugt war. Im Laufe der Jahre schlossen sich die Bearbeiter der Tanner Zone der einen oder der anderen Auffassung an.

DAHLGRÜN (1929) bestätigt seine Ansicht zur Lagerung in den Erläuterungen zu Blatt Harzgerode. Dagegen besteht SCHRIEL (1929) in den Erläuterungen zu Blatt Zorge auf seiner Meinung, der etwas später auch THIERBACH (1936) zustimmt.

Für das Blatt Blankenburg erkannten ERDMANNSDÖRFFER et al. (1930), daß der Plattenschiefer das Hangende der Grauwacke darstellt. Auch PESSEL (1959) kam für den Bereich Tanne-Königshütte-Trautenstein zu diesem Schluß. LOTSCH (1958), BROSSMANN (1958) und STEINBACH (1958) bearbeiteten die Trogfurter Mulde, das Gebiet nördlich Allrode bzw. das Gebiet südlich Altenbrak. Die Trogfurter Mulde setzt sich nach LOTSCH (1958) aus zwei Stufen zusammen, einer unteren, bestehend aus massiger Grauwacke und einer oberen, die dem Plattenschiefer des Selketales entsprechen soll. Nach der Beschreibung von LOTSCH (1958) für diese obere Stufe ähnelt sie jedoch eher der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge. BROSSMANN (1958) und STEINBACH (1958) beschreiben eine Schichtfolge, welche sich durch einen Wechsel von z.T. mächtigen Grauwacke- und Plattenschiefersequenzen auszeichnen soll.

SCHMIDT (1958) untersuchte die Stellung des Plattenschiefers im Gebiet südlich Gernrode. Auch er stellt den Plattenschiefer in das Hangende der Grauwacke, wobei er zudem eine breite Zone der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung zwischen beiden Einheiten beobachten konnte.

Die Schichten bei Lindenberg-Straßberg wurden von HUCKENHOLZ (1958) bearbeitet. So geht im Steinbruch Rödelbachtal II fein- bis mittelkörnige, gebankte Grauwacke in Plattenschiefer über. HUCKENHOLZ (1958) führt noch weitere Fakten an, die diese Lagerung bestätigen und die hier z.T. schon erwähnt wurden.

SCHRIEL & STOPPEL (1960) beschäftigten sich vor allem mit dem Gebiet der Blätter Bad Lauterberg und Zorge. Sie stellen den Plattenschiefer ins Oberdevon (do V) und die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung darüber. Entsprechend dieser Einstufung halten sie den Plattenschiefer im Selkegebiet ebenfalls für oberdevonisch.

Ein Jahr später veröffentlichte REICHSTEIN (1961) seine Untersuchungsergebnisse für den angrenzenden östlichen Teil der Tanner Zone. Er bezeichnet den Plattenschiefer als Liegendserie der 'Tanner Grauwacke'. LUTZENS & CZWIDZINSKI (1966 (1968)) berichten über ihre Ergebnisse geologischer und geophysikalischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet zwischen Straßberg und Siptenfelde. Im Siptenfelder Schacht wurde danach bis zu einer Teufe von 46 m Plattenschiefer angetroffen. Darunter ist eine Wechselagerung von mittel- bis grobkörniger Grauwacke und Plattenschiefer bis zur Endteufe von 64,3 m aufgeschlossen.

Auch bei SCHÜFFLER (1978) ist der Plattenschiefer als das jüngste Glied der Tanner Serie anzusehen. Da ihm jedoch eigene Datierungen des Plattenschiefers nicht gelangen, stellt er ihn, analog zu den Einstufungen aus dem Osten, in die Pericyclus-Stufe. Der Plattenschiefer folgt hier nordöstlich von Bad Lauterberg auf einer Abfolge von Nehden-Hemberg-Grauwacke, Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung, z.T. konglomeratischer Grauwacke des Unterkarbons und unterkarbonischen Schiefen. SCHÜFFLER schließt aber die Möglichkeit nicht aus, daß es neben dem unterkarbonischen Plattenschiefer auch noch oberdevonischen geben kann.

Für den Bereich um die Grube Wolkenhügel nehmen STOPPEL et al. (1983) eine ganz ähnliche Schichtfolge wie SCHÜFFLER (1978) an, nur daß hier zwischen der oberdevonischen und der unterkarbonischen Grauwacke noch Schlammstromsedimente sowie Alaun- und Kieselschiefer auftreten. Der Plattenschiefer bildet wieder das jüngste Glied der Abfolge.

Erheblich anders wird die lithologische Gliederung in der Tanner Zone von WACHENDORF (1986) und später z.B. auch von GANSSLOSER (1996) gedeutet. Bei beiden Autoren bildet der Plattenschiefer des cu IIb/y grundsätzlich den stratigraphisch ältesten Anteil der Tanner Serie, kann jedoch auch in höheren Abschnitten ausgebildet sein. Darüber folgt die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge und die 'Tanner Grauwacke' (vgl. Kap. 1.4), die überwiegend den stratigraphisch jüngeren Anteil der Tanner Serie ausmacht. Diese Auffassung entspricht zwar der von SCHRIEL (1927, 1929) und REICHSTEIN (1961), jedoch läßt sich das nicht unbedingt vergleichen. SCHRIEL stellt die Abfolge im westlichen Teil der Tanner Zone ins Oberdevon, während REICHSTEIN sie zwar als unterkarbonisch anspricht, dafür aber den östlichen Abschnitt untersuchte. Eine Ansicht, wie sie WACHENDORF (1986) und GANSSLOSER (1996) für die westliche Tanner Zone vertreten, ist in der Form in der Literatur noch nicht erwähnt worden.

Die wohl jüngsten Untersuchungen stammen von GÜNTHER & HEIN (1999), deren Arbeitsgebiet sich nordwestlich von Bad Lauterberg befindet. Sie verzichten auf eine Abtrennung des Plattenschiefers, da sie ihn seltener in größeren Vorkommen, sondern eher als Einschaltungen in der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge vorgefunden haben.

Ebenso problematisch wie die lithologische Gliederung der Tanner Serie ist auch die zeitliche Einstufung der in der Blankenburger und Harzgeröder Zone auftretenden Gesteinsserien mit chaotischen Sedimenttexturen, die als olisthostromale Bildungen angesehen werden müssen. Eine Zusammenstellung der Ansichten zum Alter und zur stratigraphischen Position dieser gravitativ umgelagerten Schlammstromsedimente findet sich bei GÜNTHER & HEIN (1999). Danach muß man zunächst zwischen lokalen Rutschungen und den 'großen' Olisthostromvorkommen unterscheiden. Zu den letzteren gibt es zwei gegensätzliche Meinungen bezüglich der stratigraphischen Position:

So vertreten beispielsweise REICHSTEIN (1965), SCHWAB (1970), LÜTKE (1978), BUCHHOLZ et al. (1990) und WACHENDORF et al. (1995) die Auffassung, die Olisthostrome seien an die Basis der Flyschsedimentation zu stellen. Dagegen stehen z.B. LUTZENS (1979), LUTZENS & PAECH (1975) und SCHWAN (1974) für die Meinung ein, die Olisthostromserien seien erst nach den Grauwacken-Flyschfolgen abgelagert worden. GÜNTHER & HEIN (1999) konnten bei ihren Untersuchungen Olistholithe identifizieren, die sicher der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge entstammen. „Allein daraus folgt, daß die Gleitmassen, zumindest die der drei großen Olisthostromkörper Herzberger, Scharzfelder und Lauterberger Olisthostrom, ein unterkarbonisches Alter besitzen und jünger als größere Anteile der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge sein müssen, die zur Zeit der Olisthostrombildung schon verfestigt waren“ (GÜNTHER & HEIN 1999, S. 382).

Die Verbreitung der Olisthostrome im Harz wird in Abb. 27 in Kap. 8 dargestellt.

3.2 Eigene Untersuchungsergebnisse

3.2.1 Geländebefunde

Um den Ergebnissen dieser Arbeit nicht vorzugreifen, wurde an dieser Stelle auf eine genaue Einstufung der zur Tanner Serie gehörenden Gesteine verzichtet. Sie erfolgt ebenso wie eine tabellarische Darstellung der stratigraphischen Gliederung der oberdevonischen bis unterkarbonischen Gesteine der Tanner Zone erst in Kap. 8. Lediglich die neben der Tanner Serie am Aufbau des Tanner Systems

beteiligten Gesteine wie die des Hauptkieselschiefers und die Rotschiefer wurden entsprechend bereits existierender Datierungen genauer eingestuft.

Im folgenden werden die am Aufbau der Tanner Zone beteiligten Lithotypen beschrieben.

3.2.1.1 Lydit, 'Wetz'- und Tonschiefer (Hauptkieselschiefer des do I-II/III)

Der Hauptkieselschiefer bildet das normale Liegende der Tanner Serie im Bereich der Tanner Zone. Es handelt sich hierbei um eine Folge von meist schwarzen, rotvioletten oder grünlichen kieseligen Schiefen und ebenso gefärbten, oft stark zerklüfteten Lyditen. Beide erreichen Mächtigkeiten zwischen 1 cm und 10 cm und können mit einem mehrere cm mächtig werdenden dunkelbraunen bis rotvioletten Tonschiefer wechsellagern.

Nach SCHRIEL (1939) kann man einen tieferen, mehr Lydit-führenden und einen höheren, durch 'Wetzschiefer' ausgezeichneten Horizont unterscheiden. Als 'Wetzschiefer' werden verkieselte Tonschiefer bezeichnet, die als Wetzstein z.B. für Sensen und Sicheln dienten.

Nach SCHÜFFLER (1978) finden sich hellgrüne 'Wetzschiefer' gerade in den unteren Partien der Hauptkieselschiefer-Serie.

Der Kieselschiefer erscheint durch seine intensive Faltung und Verschuppung im Gelände oft sehr mächtig. Vermutlich macht er jedoch nicht mehr als 80-100 m (SCHÜFFLER 1978) aus.

Innerhalb der Tanner Zone sind die Gesteine des Hauptkieselschiefers auf den westlichen Teil beschränkt. Sie sind hauptsächlich im Gebiet nördlich von Bad Lauterberg verbreitet. Im östlichen Bereich des Tanner Zuges wurden sie nicht angetroffen, und sie sind auch in der Literatur nicht erwähnt.

Während die Kieselschieferfolge der Tanner Zone ein durch zahlreiche Conodontenfaunen belegtes do I-II/III-Alter besitzt, kommen außerhalb, im Bereich des Herzberger Sattels, auch jüngere Faunen (do II-do VI) vor.

„Eine Untergliederung des Hauptkieselschieferzuges in eine ältere (do Ia-do IIa) und eine jüngere (do IIb-do III) Kieselschieferserie, welche durch eine sehr frühe Grauwackenschüttung des Zeitraumes Adorf/Nehden voneinander getrennt sein sollten (ERNST-HUNEKE 1985, MEIßNER 1985) läßt sich nach den vorliegenden Ergebnissen für das Arbeitsgebiet nicht mehr aufrechterhalten“ (GÜNTHER & HEIN 1999, S. 363). Die von ZELLMER (1996) aus dem Gebiet südlich von St. Andreasberg beschriebenen Kieselschiefer des höheren Oberdevons und des Unterkarbons müssen nach GÜNTHER & HEIN (1999) als Bestandteile von Olisthostromen interpretiert werden, ebenso wie die Gesteinsserien vom Silur bis zum oberen Mitteldevon des Gebietes zwischen Sieber, Oder und Sperrlutter.

3.2.1.2 Rotschiefer des do IIb-IIIa

Überwiegend stellen die Rotschiefer kleinräumige Vorkommen dar, die mit der massigen bis gebankten Grauwacke der Tanner Serie wechsellagern, nur selten treten sie als Einschaltung zwischen dem Hauptkieselschiefer und der massigen bis gebankten Grauwacke auf.

Die Rotschieferserie setzt sich aus dünnplattig spaltenden, graugrünen oder rotvioletten Tonschiefen und siltigen Schiefen zusammen. Daneben treten flaserige, graue und bräunliche Tonschiefer, rote gebänderte Schiefer sowie untergeordnet auch 'Wetzschiefer' auf.

Nach SCHMIDT (1994) beträgt die Mächtigkeit der Rotschiefer bis zu 50 m.

Eine Aufzählung der Rotschiefer-Vorkommen findet sich bei GÜNTHER & HEIN (1999). Auch diese sind auf den westlichen Teil der Tanner Zone beschränkt.

Die Rotschiefer weisen eine starke Ähnlichkeit mit den Buntschiefen der Südharz-Mulde auf (KNEIDL & WILD 1969, SCHÜFFLER 1978). Auch was die Alterseinstufung beider betrifft, sind deutliche Übereinstim-

mungen zu erkennen. Die Datierungen nach Conodonten weisen auf ein do IIb-do IIIa-Alter hin (z.B. SCHRIEL & STOPPEL 1960, WACHENDORF 1966, KNEIDL & WILD 1969, SCHÜFFLER 1978)

Die Buntschiefer erreichen in der Südharz-Mulde nach WACHENDORF (1966) eine Mächtigkeit von höchstens 50 m.

3.2.1.3 Tanner Serie (do-cu)

Wie in Kap. 1.4 erläutert, umfaßt der Begriff 'Tanner Serie' eine unterschiedliche Folge von Konglomeraten, Sand-, Silt- und Tonsteinen.

Zur Vereinfachung der Gesteinsbeschreibung wird der Begriff 'Grauwacke' als Feldbezeichnung verwendet, was nach FÜCHTBAUER (1988, S. 101) bedeutet:

„Dunkel-(grün)graue Sandsteine mit einer aus Glimmer und Chlorit bestehenden Tonmatrix, meist reich an Gesteinsbruchstücken, mit wechselndem Feldspatgehalt. Schlechte Sortierung und Verrundung. Im allgemeinen stark verfestigt.“

Die **Grauwacken** sind z.T. massig, überwiegend aber gut gebankt im cm - 10er m-Bereich ausgebildet. Am häufigsten finden sich die mittelkörnigen Varietäten, während grob- und feinkörnige mengenmäßig eher zurücktreten. Lediglich im östlichen Teil der Tanner Zone sind hauptsächlich feinkörnige Grauwacken am Schichtaufbau beteiligt. Vereinzelt konnten auch feinkonglomeratische Grauwacken beobachtet werden.

Den Grauwacken können mm bis mehrere m mächtige **Tonschiefer** zwischengelagert sein. Sie zeichnen sich durch grünliche bis graue Färbung und eine überwiegend gut ausgeprägte Spaltbarkeit aus.

Daneben treten in der Tanner Zone auch reine, graugrüne bis graublau Tonschiefer auf.

Unter dem hier und im folgenden verwendeten Begriff 'Tonschiefer' werden Tonsteine und unterschiedlich stark geschieferte tonig-siltige Sedimente zusammengefaßt, um eine bessere Verständlichkeit des Textes zu gewährleisten.

Im östlichen Teil der Tanner Zone fallen besonders graugrüne Sedimente ('Plattenschiefer', siehe Kap. 3.2.1.3) auf, die sich durch einen Wechsel von hellen feinsandig-siltigen zu dunklen tonigen Lagen im mm-cm-Bereich auszeichnen.

Die sich aus einer bestimmten Mächtigkeit und Abfolge dieser Lithotypen zusammensetzenden Einheiten werden, entsprechend ihrer lithofaziellen Ausbildung zusammengefaßt und nachfolgend beschrieben. Dabei handelt es sich um die 'massige bis gebankte Grauwacke', um die 'Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge' und um den 'Tanner Plattenschiefer'.

Der Sedimenttransport bei der Grauwacken-Bildung erfolgte hauptsächlich in turbulenten Suspensionen. Je nach Art der lithofaziellen Einheiten können die Ablagerungen der Suspensionsströme, die Turbidite, vollständig ausgebildet sein oder nur Teile der Bouma-Sequenz zeigen. Die Mächtigkeit der einzelnen Turbidit-Schüttungen variiert zwischen wenigen cm und einigen m.

Folgen die Schüttungen ohne Einschaltung einer pelagischen Lage aufeinander, spricht man von Amalgamierung.

In der Tanner Zone treten verschiedene Sedimentgefüge wie z.B. Schrägschichtung, convolute bedding oder Gradierung auf, auf die bei der nachfolgenden Beschreibung der drei im Gelände abgrenzbaren lithofaziellen Einheiten noch näher eingegangen wird.

Massige bis gebankte Grauwacke

Diese Einheit wird hauptsächlich von dickbankiger bis massiger Grauwacke aufgebaut (Taf. 1, Fig. 1). Untergeordnet können dünnbankige, tonig-siltige, meist olivgrüne Schiefer auftreten, die den überwiegend fein-mittelkörnigen Grauwacke-Bänken wechselnder Mächtigkeit von dm bis mehreren m zwischengelagert sind. Häufig sind kleinere Vorkommen von Rotschiefern in die Abfolge eingeschaltet. Die Grauwacke ist nicht selten rötlich gefärbt.

Nach DENEKE (1989) tritt eine solche Rotfärbung häufig in den do III-IV-zeitlichen Ablagerungen des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges auf, was möglicherweise auf eine Sedimentation primär rotgefärbten Materials hinweist. Eine Rotfärbung kann zudem auch synsedimentär durch Oxidation in sauerstoffreichem Milieu erfolgen (FRANKE & PAUL 1980). Die oligotrophen Bedingungen müssen nach FRANKE & PAUL (1980) im Oberdevon als Ursache für die Bildung von Rotsedimenten angesehen werden, unabhängig vom Sedimentationsraum. Letztendlich sind auch postsedimentäre Rotfärbungen durch Verwitterungseinflüsse nicht auszuschließen.

Tritt der tonige Anteil am Schichtaufbau fast völlig zurück, liegt eine eher geschlossene Grauwacke-Serie vor, die durch das häufige Auftreten von Gradierung gekennzeichnet ist. Die feinsandige bis feinkonglomeratische Grauwacke ist dann eher grau bis grüngrau.

Während die mittelkörnige Grauwacke in der Regel nur selten Komponenten führt, deren Größe mehr als 2 mm beträgt, enthalten grobkörnige Lagen auch schon mal konglomeratische Anteile bis ~1 cm Durchmesser. Es treten sowohl eckige als auch runde Komponenten auf. Eine Abhängigkeit von Bankdicke und beteiligter Korngröße kann in der Regel festgestellt werden: Je größer die Komponenten desto mächtiger die Bänke.

Am Kontakt der unterlagernden Kieselschiefer zur Grauwacke können nach GÜNTHER & HEIN (1999) Grauwacke-Kieselschiefer-Brekzien vorkommen, örtlich sind sie auch in die Grauwacke eingeschaltet. Neben der bereits erwähnten gradierten Schichtung ('graded bedding'), können Mikroschrägschichtung und 'convolute bedding' beobachtet werden.

Bei Tanne (Taf. 1, Fig. 2) und nördlich von Allrode (Taf. 1, Fig. 3) wirkt die Grauwacke sehr kompakt und zeigt häufig gradierte Schichtung ebenso wie laminierte Abschnitte. Die Schüttungen sind oft amalgamiert.

Die rötlich gefärbte Grauwacke tritt überwiegend im mittleren Bereich der Knollen-Mulde sowie rund um Bad Lauterberg auf.

In Kap. 6 erfolgt der Versuch einer Zuordnung des Untersuchungsgebietes zu Sedimentationssystemen, wie sie u.a. von MUTTI (1985) oder MUTTI & NORMARK (1987) beschrieben werden. Danach ist der Fazies-typ der 'massigen bis gebankten Grauwacke' den sogenannten 'thick-bedded sandstone lobes' zuzuordnen.

Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge

Aus der massigen bis gebankten Grauwacke geht durch vermehrte Einschaltung von tonig-feinsandigen Schiefen ein weiterer, lithologisch auskartierbarer Horizont hervor.

Die Zunahme an tonigen bis siltigen Schiefen sowie die Abnahme der Bankmächtigkeiten der Grauwacke ist für den Horizont der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung gegenüber der massigen bis dickbankigen Grauwacke bezeichnend. Der kontinuierliche Übergang letzterer zur Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge ist von GÜNTHER & HEIN (1999) z.B. am Fahrweg südlich des Lied-Berges (W Bad Lauterberg) beobachtet worden.

Bei dieser Einheit handelt es sich um eine Wechselagerung der Schiefer mit Grauwacke-Bänken, deren

Mächtigkeit zwischen einigen cm und wenigen m schwankt (Taf. 2, Fig. 1 und 3). Durch Amalgamierung der Schüttungen wie z.B. im Steinbruch am Schaufenhauer-Tal am Oderstausee kann die Mächtigkeit der Grauwacke-Bänke sogar mehrere m betragen ('thick-bedded turbidites'). Auch die mm-cm-dünn aufspaltenden, oft gebänderten Schiefer können zusammenhängend bis zu 3-4 m mächtig werden.

Der Anteil der Schiefer an der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung beträgt in der Regel etwa 1/4-1/5 oder weniger, kann aber gelegentlich auch größer werden wie z.B. am Aufschlußpunkt 22 (Taf. 2, Fig. 2) südlich von Altenbrak. In diesem Fall sind die Grauwacke-Bänke sehr viel geringmächtiger (cm-dm-Bereich), so daß neben den oben beschriebenen 'thick-bedded turbidites' auch 'thin-bedded turbidites' in der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge vertreten sind.

Der überwiegende Anteil der Grauwacke ist mittelkörnig ausgebildet, es treten aber auch fein- und grobkörnige Partien auf. Gradierte Schichtung ist weit verbreitet.

Gelegentlich findet man sehr grobe bis konglomeratische Grauwacke mit Komponenten bis 1 cm, seltener bis 2 cm, wie z.B. am Südhang des Zieglerskopfes oder zwischen dem Kl. und dem Gr. Eschen-Berg (N des Oderstausees; Blätter Bad Lauterberg und Zorge).

Nach GANSSLOSER (1996) sollen diese Bereiche als Ablagerungen des inneren Fächers ('inner fan'; WALKER 1978) angesehen werden.

Die extrem hohen Sedimentmächtigkeiten in der Tanner Zone sprechen jedoch eher für das Modell eines longitudinalen Fächers (z.B. nach MUTTI 1985 oder MUTTI & NORMARK 1987) als für das eines radialen Fächersystems, wie es eben u.a. von WALKER (1978) beschrieben wird.

Eine genauere Charakterisierung des auf das Arbeitsgebiet anzuwendenden Modells wird in Kap. 6 vorgenommen.

Auf die Verwendung der Begriffe 'proximal' und 'distal' zur Beschreibung der Sedimente wurde verzichtet, da sie häufig mit Schwierigkeiten verbunden ist. So können beispielsweise im herkömmlichen Sinne als 'proximal' bezeichnete Ablagerungen in einem longitudinalen Fächersystem ('Highly efficient system') auch im Bereich des äußeren Fächers vorkommen.

STOPPEL et al. (1983) trennen im Bereich der Grube Wolkenhügel die massige bis gebankte Grauwacke nicht von der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge, sie sprechen von einer durchgehenden Flusssedimentation vom do II bis zum do VI.

T a n n e r P l a t t e n s c h i e f e r

Es handelt sich hierbei um einen harten, plattigen Schiefer, der häufig eine durch den Wechsel von dunklen tonigen zu hellen siltig bis feinsandigen Lagen im mm-cm-Bereich hervorgerufene Feinschichtung zeigt. Die einzelnen Lagen können dabei z.B. in Horizontal-, Flaser- oder Schrägschichtung angeordnet sein und weisen z.T. 'convolute bedding' sowie andere Entwässerungsstrukturen (z.B. Injektionsstrukturen) auf.

In frischem Zustand ist der Plattenschiefer hell- bzw. dunkelgrau, was man besonders gut an den Proben aus dem Brachmannsberger Stollen (E Siptenfelde) sehen kann. Angewittert zeigt der Plattenschiefer eine hellbraune bzw. graublauere Färbung.

Vereinzelt sind in die Ton-Silt-Abfolge geringmächtige Feinsandsteinbänke eingeschaltet (Taf. 3, Fig. 1). Der Plattenschiefer ist besonders im Selketal nördlich von Harzgerode sehr gut aufgeschlossen (Taf. 3, Fig. 2). Er zeigt meist eine transversale Schieferung oder spaltet nach der Schichtung. Während die inkompetenten Schichten (Schiefer) eng geschiefert sind, weisen die kompetenten Sandsteinbänke nur eine etwas weitständigere Klüftung auf.

Im Plattenschiefer können, wenn auch nur sehr selten, sandige Kalkbänder vorkommen, die meist nur wenige cm mächtig werden, hauptsächlich im Selkegebiet auftreten und nicht über größere Entfernungen aushalten. Dadurch ist es auch nicht möglich, die einzelnen Kalkbänder untereinander zu parallelisieren. Im Aufschluß sind sie meist zurückgewittert, so daß es sich z.T. als schwierig erweist, Probenmaterial zu entnehmen (Taf. 3, Fig. 3). Der Kalkgehalt ist schwankend. Eine Probe vom Adolphfelsen (Probenentnahmeort 9) liegt z.B. bei 52% CaCO_3 , während eine andere Probe vom 3. Hammer (Probenentnahmeort 147) bei Mägdesprung einen Gehalt von 72% CaCO_3 aufweist.

Die feingeschichtete Probe vom Adolphfelsen deutet auf die Ablagerung eines Kalkturbidites hin. Solche Kalkturbidite sind z.B. aus dem Profil Dainrode (Unterkarbon IIIa; östliches Rheinisches Schiefergebirge) bekannt, wo sie in siltarmen bis siltigen Tonstein eingeschaltet sind (SCHRADER & RICKEN 1997). Als Herkunftsgebiet der Kalkturbidite nimmt AMLER (1987) für das östliche Rheinisches Schiefergebirge einen ± schmalen Schelf mit Riff-ähnlichen Schelfrandkarbonaten an, der parallel zur 'Mitteldeutschen Schwelle' existiert hat

Die Feinkörnigkeit des Plattenschiefers macht eine petrographische Untersuchung fast unmöglich, besonders im Hinblick auf die Gegenüberstellung mit den Untersuchungsergebnissen der massigen bis gebankten Grauwacke bzw. der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung. Lediglich die tonig-siltigen Partien der Einheiten sind möglicherweise mit dem Plattenschiefer vergleichbar, was in Kap. 5.2.4 mit Hilfe der Röntgenanalyse überprüft wird.

Im Selketal wird die Mächtigkeit des Plattenschiefers mit 600 m und mehr angenommen (RABITZSCH 1962) und liegt somit erheblich über der Mächtigkeit im mittleren und westlichen Teil der Tanner Zone, wo er z.B. nach SCHRIEL (1927) bei Bad Lauterberg bis 250 m erreicht, oft aber auch nur als geringmächtige Einschaltung in der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung vorkommt.

3.2.1.4 Olisthostrome (?do, cu)

Im Hangenden der Tanner Serie sind in der gesamten Tanner Zone olisthostromale Bildungen verbreitet, die auf die sogenannten 'mass flows' ('debris flows') zurückgehen.

Im Gelände erkennt man die Olisthostrome an den zahlreich auftretenden, regellos verteilten Fremdgesteinseinschlüssen, die in einer tonig-siltigen Matrix schwimmen.

Sind die Einschlüsse nur klein und fallen nicht gleich ins Auge, ist auch der beim Anschlagen auffallende dumpfe Klang der pappig wirkenden Matrix oder das 'brekziöse Zerspringen' charakteristisch. Die hellgrauen, olivgrünen, dunkelgrau bis schwarzen Matrixanteile sind häufig schlierig miteinander vermischt. Bei den Fremdgesteinsklasten handelt es sich hauptsächlich um Kalksteine, kieselige Gesteine, Ton- und Siltsteine, Grauwacken, Quarzite und Vulkanite.

Auf die Schwierigkeiten bei der Abgrenzung sedimentärer und tektonischer Gefügemerkmale weisen HAHLEBECK (1990) und GÜNTHER & HEIN (1999) hin.

Typisch für das Gefüge eines Olisthostroms ist z.B. nach STOW (1984), die regellose Verteilung von Klasten, die in Hinsicht auf ihre Lithofazies, Form und Größe schlecht sortiert sind. Eine Verwechslung mit einer tektonisch entstandenen 'Mélange' ist durchaus möglich. Allerdings fehlen nach HAHLEBECK (1990) in der 'Mélange' Texturen, die eine Verformung noch nicht oder schwach lithifizierter Matrix ('soft-sediment-deformation') zeigen.

Bei der lagigen Anordnung von Klasten einer Gesteinsart kann dafür sowohl tektonisch bedingte Beanspruchung ('Boudinage' unter Bildung von Phacoiden) als auch gravitativ bedingtes Zerreißen von Schichten ('pull-apart'-Texturen) verantwortlich sein.

In der Tanner Zone finden sich ebenfalls sogenannte 'slumps', die sich von den Olisthostromen durch das Fehlen von Fremdgesteinsklasten abgrenzen lassen und häufig dort zu beobachten sind, wo

kleinere Olisthostrome auftreten.

Von GÜNTHER & HEIN (1999) werden bei Bad Lauterberg drei große Olisthostrome (vgl. Kap. 3.1) unterschieden: Es handelt sich dabei erstens um das 'Herzberger Olisthostrom', welches sich vom Elbingeröder Komplex über St. Andreasberg bis nach Herzberg zieht und mindestens 200-300 m mächtig wird.

Zweitens gibt es das 'Scharzfelder Olisthostrom', das vom Raum St. Andreasberg bis Scharzfeld reicht und nur südlich der Großentalsköpfe unterbrochen ist. Die Mächtigkeit liegt nach HAHLBECK (1990) bei 300-500 m.

Bei dem dritten großen Olisthostrom handelt es sich um das 'Lauterberger Olisthostrom' mit einer Mächtigkeit von 100-200 m. Es ist hauptsächlich im Raum Bad Lauterberg verbreitet.

Nach den Ausführungen von GÜNTHER & HEIN (1999) stellen das Herzberger und Scharzfelder Olisthostrom vermutlich ein zusammengehöriges Vorkommen dar. Inwieweit das Lauterberger Olisthostrom damit verbunden war oder ob es eher ein eigenständiges Vorkommen darstellt, müßte im Rahmen weiterer Untersuchungen geklärt werden. Die Olisthostromkörper lassen sich an das Harzgeröder bzw. Hüttenröder Olisthostrom anschließen.

Festzuhalten ist auch, daß nach GÜNTHER & HEIN (1999) die drei großen Olisthostrome im Gebiet zwischen Sieber, Oder und Sperrlutter eindeutig auf den Grauwacke-Serien der Tanner Zone liegen.

Gelegentlich findet man Sedimente, die nicht eindeutig der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge oder den Olisthostromen zuzuordnen sind. Nach GÜNTHER & HEIN (1999) gehören sie zu einer Übergangszone, die oft mehrere m zwischen der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung und den Schlammstromsedimenten einnimmt.

Vermutlich im Zusammenhang mit den Olisthostromen sind auch die unterschiedlichen Anschauungen in der Literatur zu sehen, die im Bezug auf das Ende der Kieselschiefersedimentation im Bereich der Tanner Zone vorliegen. So sprechen z.B. WACHENDORF (1986), BUCHHOLZ et al. (1991) und ZELLMER (1996) von einer lückenlosen Präflysch-Abfolge vom Silur bis in das cu IIa. Nach GÜNTHER & HEIN (1999) gibt es im Gebiet zwischen Sieber, Oder und Sperrlutter jedoch keine älteren Normalsedimente als Kieselschiefer, 'Wetzschiefer' und kieselige Tonschiefer des do I-VI, ?cu. Auch müssen die von ZELLMER (1996) beschriebenen Kieselschiefer des höheren Oberdevon und des Unterkarbon als Bestandteile von Olisthostromen interpretiert werden. Zu diesem Schluß kommen auch GÜNTHER & HEIN (1999), die weiter ausführen, daß lediglich im Bereich des Herzberger Sattels die Sedimentation kieseliger Sedimente bis in das do VI, ?cu reicht, wo sie direkt von Olisthostromserien des ?do-cu überlagert werden.

3.2.2 Verbreitung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie in der Tanner Zone

Die Verbreitung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie wird in Abb. 7 gezeigt. Die Grenzziehung zwischen den Einheiten ist nur teilweise durch die Lage der entnommenen Proben bedingt. Zwischen den Probenpunkten wurde interpoliert. Die Darstellung ist daher schematisch zu sehen und gibt nur modellhaft die exakten geologischen Verhältnisse des Gebietes wieder, zumal Einschaltungen von Kiesel- oder Rotschiefer sowie von Olisthostromvorkommen hier nicht berücksichtigt wurden.

Die massige bis dickbankige Grauwacke tritt zwar nur vereinzelt auf, ist aber in allen Abschnitten des Tanner Zuges vorhanden. Die scheinbar flächenhafte Verbreitung im Westen bei Bad Lauterberg ist im Gelände durch das Auftreten von Trennfugen und Verschuppung sowie durch die Einschaltung von Gesteinen der Rotschieferfazies geprägt und zeigt einen weitaus komplizierteren Aufbau, als die vereinfachte Darstellung von Abb. 7 vermuten läßt. Eine genaue Kartierung dieses Gebietes wurde von GÜNTHER & HEIN (1999) auf der Basis von 15 großmaßstäblichen Kartierungen von Diplomanden der Universität Hannover durchgeführt.

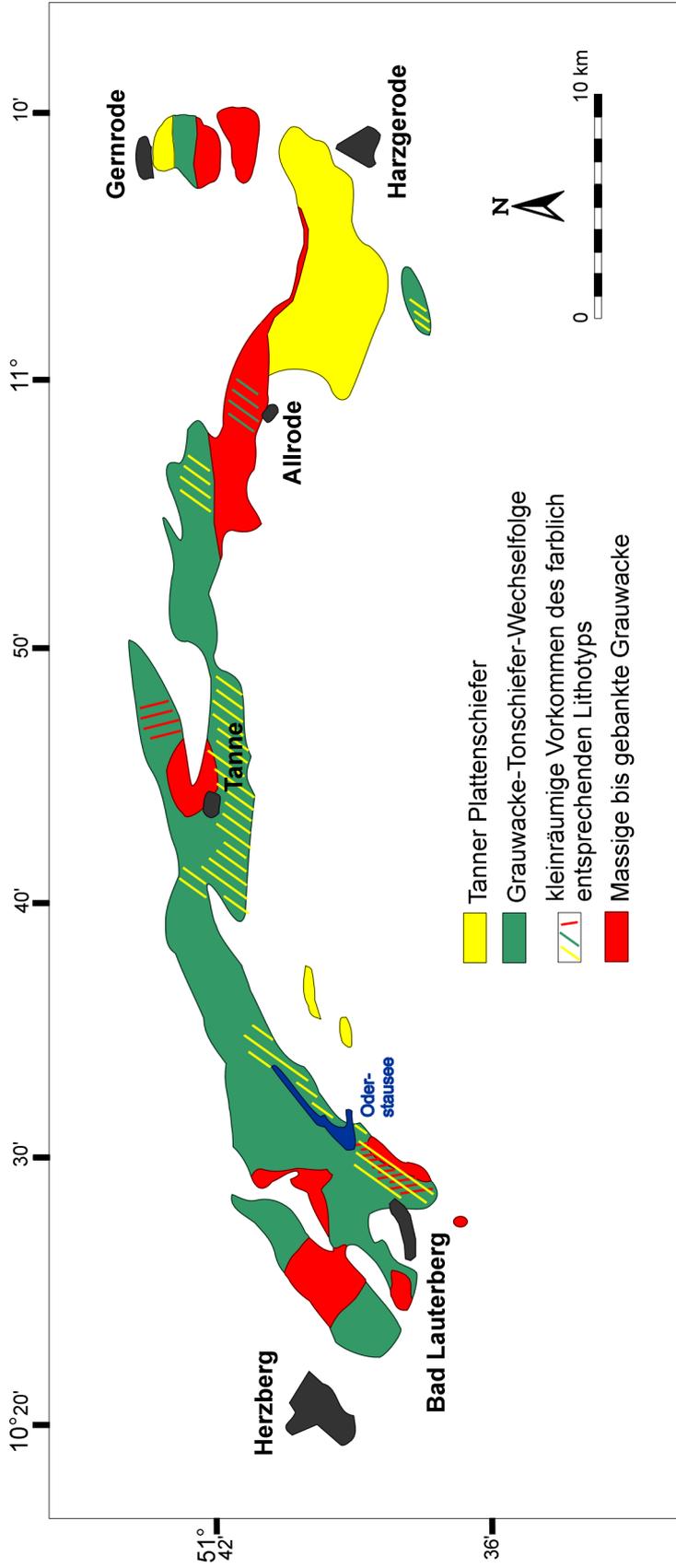


Abb. 7: Verbreitung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie in der Tanner Zone.

Weiterhin tritt der Gesteinstyp 'massig bis gebankt' noch nördlich und östlich von Tanne auf, wo er in einem großen Steinbruch aufgeschlossen ist. Daneben findet man die massige bis dickbankige Grauwacke in den Vorkommen südlich von Gernrode.

Den wohl größten Bereich nimmt sie im östlichen Teil nördlich von Allrode ein.

Anders als im westlichen Teil der Tanner Zone ist die Rotfärbung bei den übrigen Vorkommen nicht beobachtet worden. Man muß daher annehmen, daß es sich bei den zur massigen bis gebankten Grauwacke gerechneten Gesteinsserien um zwei stratigraphisch unterschiedliche Horizonte handelt.

Die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung nimmt weite Teile des Tanner Zuges ein und zieht sich fast durchgehend durch diesen hindurch. Im östlichen Teil tritt sie kaum zu Tage, ist aber nach LUTZENS & CZWOLDZINSKI (1966 (1968)) im Siptenfelder Schacht, westlich von Harzgerode, unter dem Plattenschiefer in einer Teufe von 46 m angetroffen worden.

Sie ist dort außerdem in den isolierten Vorkommen südlich von Gernrode und bei Straßberg (WSW Harzgerode) vertreten.

Der Tanner Plattenschiefer ist entsprechend seinen größten Mächtigkeiten im Osten weiträumig verbreitet. Zudem ist er südlich von Gernrode und ostsüdöstlich vom Oderstausee in zwei isolierten Vorkommen aufgeschlossen. Weiterhin finden sich Einschaltungen dieses Plattenschiefers auch nördlich und südlich von Tanne sowie im Bereich des Oderstausees, wo sie vermutlich infolge tektonischer Verschuppung neben der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge erscheinen. Partien des Plattenschiefers können lagenweise in der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung auftreten. Die kleinräumigen Vorkommen gehen aus Abb. 7 in Form der Schraffur hervor.

Südlich des Ramberg-Massivs zieht sich ein schmaler Saum mit sehr harten, eher feinkörnigen aber sehr massig wirkenden Sedimenten entlang. Durch den Einfluß der Kontaktmetamorphose zeigen die tonig-siltigen Partien dort eine deutliche Knötchenbildung (vgl. Kap. 5.2.1.5) bzw. sie besitzen ein Hornfels-ähnliches Aussehen. Auch in etwas weiterer Entfernung (~2 km) weisen die dunklen tonigen Lagen des feingeschichteten Plattenschiefers noch eine Knoten-ähnliche Umbildung auf.

3.2.3 Aufbereitung von tonig-kalkigen Proben

Es wurde versucht, neue biostratigraphische Erkenntnisse durch folgende Untersuchungen zu erzielen:

In einigen Sedimentabfolgen konnten kalkige (Kalkgehalt zwischen 5 und 74%) Bänder ermittelt werden, aus denen, soweit möglich, 1-2 kg Probenmaterial entnommen wurden. Die Aufbereitung erfolgte wie üblich mittels Ameisensäure und Schweretrennung.

Ebenso wurden die tonig-siltigen Partien der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge beprobt, um sie auf Conodonten zu untersuchen. Die Aufbereitung erfolgte in diesem Falle mit H_2O_2 und Ammoniak.

In keiner der Proben konnten Conodonten gefunden werden.

Weiterhin wurden Proben von Silt- und Tonstein entnommen und auf Palynomorphe untersucht. Die Proben wurden nach der Standardmethode in der BGR mit HCl, kalter HF und KOH aufbereitet und durch 10 μ m mit Ultraschall gesiebt. Nach der mikroskopischen Überprüfung des Rückstandes wurde dieser zusätzlich einer 20-minütigen Oxidation mit HNO_3 unterzogen, um die organischen Partikel aufzuhellen. Die Proben wurden dann zur weiteren Untersuchung nach Berlin geschickt. Sie enthalten nach Mitteilung von Dr. T. Heuse nur wenig organische Reste, die er für unbestimmbar ansieht.

3.3 Folgerungen aus 3.1 und 3.2

1. Bereits bei der Geländebegehung fallen Unterschiede in der Ausbildung der zunächst auskartierten lithofaziellen Einheiten 'massige bis gebankte Grauwacke', 'Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge' und 'Tanner Plattenschiefer' auf, die in der gesamten Tanner Zone flecken- oder flächenhaft verbreitet sind. Die rötlich gefärbte massige bis gebankte Grauwacke tritt z.B. nur im Bereich um Bad Lauterberg und in der Knollen-Mulde auf, während der im östlichen Abschnitt der Tanner Zone vorherrschende, bis mehr als 600 m mächtig werdende Plattenschiefer im westlichen Teil nur sporadisch vorhanden und geringmächtiger ausgebildet ist.

2. Die vorliegenden Datierungen aus der Tanner Zone (Abb. 6) zeigen, daß im Westen überwiegend oberdevonisch eingestufte Sedimente vorliegen, während bei Tanne und weiter im Osten eher eine Zuordnung zum Unterkarbon vorgenommen werden muß.

Die Datierungen erfolgten größtenteils anhand von Conodonten. Nur vereinzelt konnten von verschiedenen Bearbeitern Makrofossilien und Pflanzenreste gefunden werden. Bei den bestimmten Pflanzenresten aus dem westlichen Teil der Tanner Zone handelt es sich u.a. um Arten der Gattung *Lepidodendron*. Nach der Beschreibung der Fundpunkte könnten sie dem in die Grauwacke-Tonschiefer-Wechsellagerung eingeschalteten Plattenschiefer (vgl. Kap. 3.2.2) entstammen.

Die mittels Conodonten ins mittlere und obere Oberdevon eingestuften Sedimente bei Bad Lauterberg liegen nach Aussage von SCHÜFFLER (fdl. mdl. Mitt. 1997) in so gutem Zustand vor, daß eine Umlagerung, wie z.B. GANSSLOSER (1996) oder WACHENDORF (1986) sie annehmen, ausgeschlossen werden kann. Während auch in den letzten Jahren noch viele Autoren (z.B. WACHENDORF 1986, BUCHHOLZ et al. 1990, SCHWAB 1993, GANSSLOSER 1996) von einem rein unterkarbonischen Alter der Tanner Serie sprechen, wie REICHSTEIN (1961) und HELMUTH (1963) es taten, räumte HELMUTH (1963) schon damals die Möglichkeit ein, daß die unterschiedlichen Ergebnisse im östlichen und westlichen Verbreitungsgebiet der 'Tanner Grauwacke', die ihm von SCHRIEL & STOPPEL (1960) und REICHSTEIN (1961) vorlagen, auf ein 'älterwerden' der Sedimente gegen Westen deuten könnten. Er entschied sich aber, aufgrund von Unterkarbon-Datierungen aus dem Raum Tanne, ebenfalls für eine Einstufung der gesamten Tanner Serie ins Unterkarbon.

Datierungen aus eigenen Untersuchungen liegen nicht vor, da die Aufbereitung und Auswertung sowohl kalkiger Proben auf Conodonten als auch tonig-siltiger Proben auf Conodonten und Palynomorphe keine Ergebnisse lieferten.

4. Schwermineralanalyse

4.1 Bisher bekannte Ergebnisse

BURCHARDT stellte 1994 eine Zusammenschau der bis dahin vorliegenden Schwermineralanalysen an psammitischen Gesteinen des Mittel- und Unterharzes vor, die vom petrographischen Labor der „Geologischen Forschung und Erkundung Halle“ angefertigt wurden. Die Analysen beschränken sich jedoch nur auf die Ostharzgebiete, was eine objektive Beurteilung der Ergebnisse erschwert, da sich die Tanner Zone bis an den westlichen Harzrand erstreckt.

Das Schwermineralbild der 'Tanner Grauwacke' wird von BURCHARDT (1994) ausschließlich seiner definierten Gruppe 1 zugeordnet, d.h. Apatit herrscht vor, die Gehalte an Zirkon, Rutil und Turmalin sind relativ hoch. Nach eigener Auswertung der Zähllisten Burchardts ist jedoch auch die Gruppe 2 vertreten, die sich durch einen hohen Epidotgehalt auszeichnet. Festzuhalten bleibt, daß die Granatgehalte in der 'Tanner Grauwacke' bei ihm nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Granatbetonte Proben sind in der Zusammenstellung Burchardts lediglich auf die Südharz- und Selke-Mulde beschränkt. Sie machen seine Schwermineralgruppe 4 aus, während Proben, in denen Epidot überwiegt, zur Gruppe 3 gerechnet werden. Die Schwermineralbilder dieser beiden Gruppen sind nach BURCHARDT (1994) für oberdevonische Grauwacke typisch.

BURCHARDT (1994) geht ebenfalls auf die Bohrung Götzenteiche (ca. 3,5 km westlich Harzgerode) ein. Für die Grauwacke, die im Liegenden des Harzgeröder Olisthostroms ab einer Teufe von 1206 m angetroffen und von LUTZENS (1972) der 'Tanner Grauwacke' zugeordnet wurde, konnte, mit einer Ausnahme, wiederum nur das Schwermineralbild 1 nachgewiesen werden. Bei der Probe G24 wurde mit 60,4 % ein erhöhter Gehalt an Epidot verzeichnet.

Die Untersuchungen von RABITZSCH & GRÜGER (1968) zeigen, daß die Schwermineralführung der 'Tanner Grauwacke' vom Zirkon beherrscht wird und gelegentlich hohe Epidotgehalte auftreten. Auch hier ist der Granatanteil sehr gering, aber auch hier sind die Untersuchungen auf den Ostharz begrenzt.

Während BURCHARDT (1994) die Analysen zunächst weitgehend getrennt von ihrem stratigraphischen oder regionaltektonischen Vorkommen betrachtet, zeigen RABITZSCH & GRÜGER (1968) an devonischen und unterkarbonischen Grauwacken, daß das Auftreten unterschiedlicher Schwermineralassoziationen mittels des Verhältnisses von stabilen Mineralen zu Granat und Epidot stratigraphisch gedeutet werden kann. „Die oberdevonischen Grauwacken unterscheiden sich von den unterkarbonischen durch den geringeren Anteil an stabilen Mineralien und deren Verhältnis zu Epidot und Granat“ (RABITZSCH & GRÜGER 1968, S. 383)

Bei HUCKENHOLZ (1959) finden sich die Schwermineralzusammensetzungen zweier Proben aus dem isolierten Vorkommen bei Straßberg im Ostharz. Es wurden Granatgehalte von 28 bzw. 19,5%, Zirkon-gehalte von 24,6 bzw. 19,4% und Rutilgehalte von 14,4 bzw. 16,5%. In die Berechnung gingen die opaken Minerale (15 bzw. 10,6%) mit ein. Erstaunlich ist in diesen Proben ein sehr hoher Gehalt an Staurolith von 16 bzw. 32%, wobei es sich bei der Identifikation dieser stark zersetzten Minerale lediglich um eine Vermutung von HUCKENHOLZ (1959) handelt.

Schwermineraluntersuchungen an Grauwacken aus dem Westharz wurden von DENEKE (1989) durchgeführt. Während nordwestlich des Acker-Bruchberg-Zuges Epidot und Granat in den cu III-zeitlichen Sedimenten nur akzessorisch vorkommen, treten südöstlich davon sehr hohe Gehalte beider Minerale auf. Diese hohen Epidot- und Granat-Konzentrationen sind nach DENEKE (1989) auf das do V-VI/cu und das cu II beschränkt.

HAHLBECK (1990) untersuchte ebenfalls einige Proben aus der Umgebung von Bad Lauterberg bezüglich ihres Schwermineralgehaltes. Dabei weisen die von ihr ins höhere Oberdevon (do V-VI-?cu) gestellten Proben einen Granatgehalt von 26-37% auf. Bei den übrigen Proben, die einem unsicheren Alter (do-cu?) zugeordnet wurden, ist der Granatgehalt eher gering. In diesen Proben überwiegt Zirkon vor Apatit,

vor Rutil, vor Turmalin.

Der durchschnittliche Granatgehalt von 20 Proben, die MEISSNER (1986) nördlich von Bad Lauterberg untersuchte, beträgt 34%. Hier treten in einigen Proben erhebliche Epidotgehalte von bis zu 61% auf. Die Erhöhung des Epidotanteiles erfolgt auf Kosten des Zirkongehaltes, der in besagten Proben deutlich abnimmt. Der Granatgehalt hingegen bleibt dabei annähernd gleich hoch.

Auch SCHÜFFLER (1978) führte eine Schwermineralanalyse im Bereich östlich von Bad Lauterberg durch. Er kam bei seinen Untersuchungen auf einen Granatanteil von 20% am Schwermineralspektrum, wobei er den Granat von metamorphen Gesteinen wie Glimmerschiefern oder Glimmerquarziten ableitet. Die Zirkone (35%) stammen nach SCHÜFFLER (1978) dagegen überwiegend aus sauren Magmatiten. Auch dem Apatit, der vermutlich vorzugsweise aus Graniten hergeleitet werden kann, kommt mit 20% ein beachtlicher Anteil am Schwermineralspektrum zu.

Eine Zusammenstellung der Zählergebnisse für die einzelnen Proben wird von SCHÜFFLER (1978) nicht dokumentiert. Daher kann auch eine Zuordnung der Schwermineralgehalte zu den von ihm auskartierten Einheiten nicht vorgenommen werden.

4.2 Eigene Untersuchungsergebnisse

Die eigenen Untersuchungen ergaben neue Befunde. Grundlage dieser Arbeit ist eine erstmals gesamtheitliche Betrachtung der Gesteine der Tanner Zone.

Das vorrangige Ziel der Untersuchungen, unterschiedliche Grauwacke-Serien voneinander abgrenzen zu können, stand auch bei der Durchführung der Schwermineralanalyse im Vordergrund. Zunächst wurde damit begonnen, die Schwermineralpräparate, wie in Kap. 2.2.2 beschrieben, auszuwerten.

4.2.1 Schwermineralspektrum

Das Spektrum der in den untersuchten Proben vorkommenden Schwerminerale ist relativ klein. Bei der Auszählung wurden festgestellt:

Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat, Epidot-Gruppe und Apatit.

Daneben traten Titanit, Spinell, Brookit, Anatas, Hornblende, Disthen und unbekannte Minerale nur akzessorisch auf, so daß sie unter der Rubrik 'Sonstige' zusammengefaßt wurden.

Die wichtigsten Minerale werden kurz charakterisiert:

Z i r k o n

Es treten alle Varietäten von idiomorph bis vollkommen rund sowie Bruchstücke von Kristallen auf, wobei die Mehrzahl der Zirkone den subidiomorphen zugeordnet werden kann. Ihr Farbspektrum reicht von farblos, getönt über bräunlich zu kräftig rosa. Hier überwiegen die getönten Kristalle. Die idiomorphen und z.T. auch subidiomorphen Zirkone weisen oft einen Zonarbau auf. Einschlüsse sind häufig, das Längen-Breiten-Verhältnis liegt durchschnittlich bei 2:1. Eine eingehende Beschreibung der Zirkonvarietäten wird in Kap. 5.2.5 gegeben.

Die Zirkone dürften überwiegend aus sauren Magmatiten abzuleiten sein.

R u t i l

Der Rutil fällt besonders durch seine meist leuchtenden Farben auf. Sein deutlicher Pleochroismus von rot zu gelb oder rotbraun zu rot ist ebenso unverkennbar wie seine häufig auftretende diagonale Zwillingsstreifung. Die Eigenfarbe bleibt im polarisierten Licht erhalten. Die Körner sind nur idiomorph

oder prismatisch, z.T. aber auch unregelmäßig begrenzt und seltener gerundet. Es konnten vermehrt auch größere Körner von etwa 0,2 mm Länge beobachtet werden.

Rutil tritt hauptsächlich in Metamorphiten auf.

T u r m a l i n

Der Turmalin ist hier überwiegend rund, selten länglich und zeichnet sich durch seinen sehr starken Pleochroismus von hell- nach dunkelbraun oder von braun nach grün sowie durch eine gerade Auslöschung aus. Er erscheint mit mittlerer Licht- und hoher Doppelbrechung. Die beobachteten Exemplare konnten folgenden Turmalin-Typen nach KRYNINE (1946) zugeordnet werden:

- brauner Turmalin (Fe-Drawit oder Mg-Fe-Schörl)
- olivgrüner bis blaßgrüner Turmalin (Ca-Na-Fe-Li-Elbait oder -Schörl)
- tiefbrauner bis schwarzer Turmalin (Fe-Schörl)

Der Turmalin leitet sich von der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase saurer Tiefen- und Ganggesteine ab. Daneben kann er aus kontaktmetamorphen Gesteinspartien des Liefergebietes, aus Sedimenten oder Metamorphiten stammen.

G r a n a t

Die Granatkörner sind unregelmäßig, rundlich bzw. mehr oder weniger idiomorph ausgebildet. Sie erscheinen im Durchlicht überwiegend farblos, können aber auch rosa oder schmutzig bräunlich aussehen. Häufig weisen die Kristalle zahlreiche Einschlüsse (z.B. Quarz) oder weniger häufig auch Ätzgruben auf. Vereinzelt durchsetzen unregelmäßige Sprünge den Granat. Ganz selten ist eine Anisotropie festzustellen. Über das Verhältnis von Korngröße zu Häufigkeit der Granate wird in Kap. 4.2.3.2 berichtet. Er hat seinen Ursprung in metamorphen Gesteinen wie z.B. Glimmerschiefern.

E p i d o t - G r u p p e

Die Minerale der Epidot-Gruppe lassen sich anhand ihrer unregelmäßigen Form und ihrer hohen Lichtbrechung identifizieren. Der Epidot zeichnet sich durch seine grünliche Färbung (oft mit Pleochroismus), Klinozoisit und Zoisit durch ihre Farblosigkeit aus. Die Interferenzfarben sind beim Epidot hoch, bei den anderen beiden eher niedrig. Epidot ist mittels seiner leuchtenden Interferenzfarben auch bei partieller Überkrustung gut zu identifizieren.

Im folgenden wird teilweise nur noch von Epidot gesprochen, gemeint ist aber immer die Epidot-Gruppe. Der Epidot stammt aus kontakt- oder regionalmetamorphen Gesteinen.

A p a t i t

Die meisten Apatite sind farblos und klar, nur wenige Exemplare sind getrübt und unregelmäßig begrenzt. Gerundeter Apatit herrscht vor, nur selten sind Einschlüsse zu beobachten. Unverkennbar ist seine niedrige Licht- und sehr niedrige Doppelbrechung.

S o n s t i g e

In dieser Gruppe werden die Minerale zusammengefaßt, welche überwiegend nur akzessorisch am Schwermineralspektrum beteiligt sind. Hierbei handelt es sich um Titanit, hell- bis rotbrauner Spinell, Hornblende, Brookit, Anatas, ein Disthen und einige Minerale, die nicht identifiziert werden konnten. Der Anteil an opaken Mineralen wurde weder qualitativ noch quantitativ erfaßt.

Es konnte lediglich der z.T. sehr zahlreich auftretende Pyrit ohne Zusatzuntersuchungen aufgrund seiner Form bestimmt werden, da sein Vorhandensein bereits aus dem Handstück hervorging.

Nach Schätzungen kann der Anteil an opaken Mineralen etwa ein Viertel bis das Doppelte der durchsichtigen Schwerminerale ausmachen.

Viele Autoren (DENEKE 1989, LUTZENS 1972, RABITZSCH & GRÜGER 1968) fassen für die Auswertung der Schwermineralanalysen die stabilen Minerale (Zirkon, Rutil und Turmalin) sowie Granat und Epidot zusammen, um die Gehalte beider Gruppen gegenüberzustellen. Auf die gemeinsame Behandlung von Granat und Epidot wird in vorliegender Arbeit verzichtet, da eine Beziehung beider nach eigenen Untersuchungsergebnissen nicht vorliegt. Bei hohen Granatgehalten kann der Anteil an Epidot sowohl hoch als auch gering sein, ebenso umgekehrt. Beide Minerale bzw. Mineral-Gruppen werden daher im folgenden getrennt voneinander behandelt.

4.2.2 Zählergebnisse

Trotz des begrenzten Schwermineralspektrums weisen die untersuchten Proben hinsichtlich ihrer Schwermineralgehalte erhebliche Unterschiede auf. Dies wird bei der Gegenüberstellung der quantitativ ausgewerteten Proben deutlich (Abb. 8).

Zur Erleichterung der Analyse bietet es sich an, die stabilen Minerale Zirkon, Rutil und Turmalin zusammenzufassen, wobei hier der Zirkon in allen Proben eindeutig vorherrscht. Dieser Gruppe wurden zwecks besserer Übersichtlichkeit der Darstellung noch die „Sonstigen“ zugeschlagen. Dagegen werden die Gehalte an Granat, Apatit und die der Epidot-Gruppe getrennt voneinander betrachtet.

Die Schwermineralbilder der untersuchten Proben lassen sich mehr oder weniger eindeutig vier Gruppen zuordnen. Ein Vergleich mit bereits bestehenden Einteilungen anderer Autoren ist infolge der unterschiedlich zugrundegelegten Konzentrationsschemata oft nicht möglich. Am ehesten können Übereinstimmungen mit den von LUTZENS (1972) ausgemachten Mineralassoziationen festgestellt werden.

G r u p p e 1 ist gekennzeichnet durch einen extrem hohen Gehalt an stabilen Mineralen (Zirkon, Rutil, Turmalin und Sonstige: 91 - 96%) und sehr wenig Granat, Apatit und Epidot. Zu dieser Gruppe gehört, neben den in Abb. 11 dargestellten, die Mehrzahl der halbquantitativ ausgewerteten Proben.

Bezüglich des Arbeitsgebietes beschränken sich die Proben dieser Gruppe nahezu ausschließlich auf den mittleren und östlichen Bereich der Tanner Zone.

RABITZSCH & GRÜGER (1968, „nordwestliche unterkarbonische Grauwacken“) sowie DENEKE (1989, „nordwestlich des Acker-Bruchberg-Zuges“) stellen Grauwacken mit solcher Schwermineral-Zusammensetzung ins Unterkarbon. Ebenfalls unterkarbonische Gesteine mit o.g. Zusammensetzung sind bei LUTZENS (1972) aus dem Elbingeröder Raum beschrieben.

Charakteristisch für **G r u p p e 2** ist die Beteiligung von Apatit am Schwermineralspektrum mit 9 - 44% ($\bar{\varnothing}$ 19%), ohne daß Granat oder Epidot nennenswerte Gehalte erreichen (jeweils höchstens 3%). Daneben sind die stabilen Minerale mit durchschnittlich 78% vertreten.

Diese Gruppe läßt sich in etwa mit der Gruppe 2 von LUTZENS (1972, „Tanner Grauwacke 1“) und Gruppe 1 von BURCHARDT (1994) vergleichen, wobei ihr Schwermineralbild jedoch höhere Gehalte an Apatit, Granat und Epidot aufweisen kann. Beide Autoren trafen diese Mineralassoziation in Proben aus dem gesamten Mittel- und Unterharz an.

Nach eigenen Untersuchungen scheint die Schwermineralgruppe 2 der vorliegenden Arbeit fast ausschließlich auf das Gebiet nördlich von Bad Lauterberg und hier besonders auf die rötliche Grauwacke beschränkt zu sein.

Die Abgrenzung zur **G r u p p e 3** ist etwas problematisch, da die Probengruppen 2 und 3 sich sehr ähneln. Die stabilen Minerale machen durchschnittlich 72% des Schwermineralspektrums aus, Apatit ist mit 10% im Mittel daran beteiligt. Für die Abgrenzung der Gruppe 3 war hier der Granatgehalt entscheidend, der im Durchschnitt bei 17% liegt. Die Proben dieser Gruppe entstammen hauptsächlich

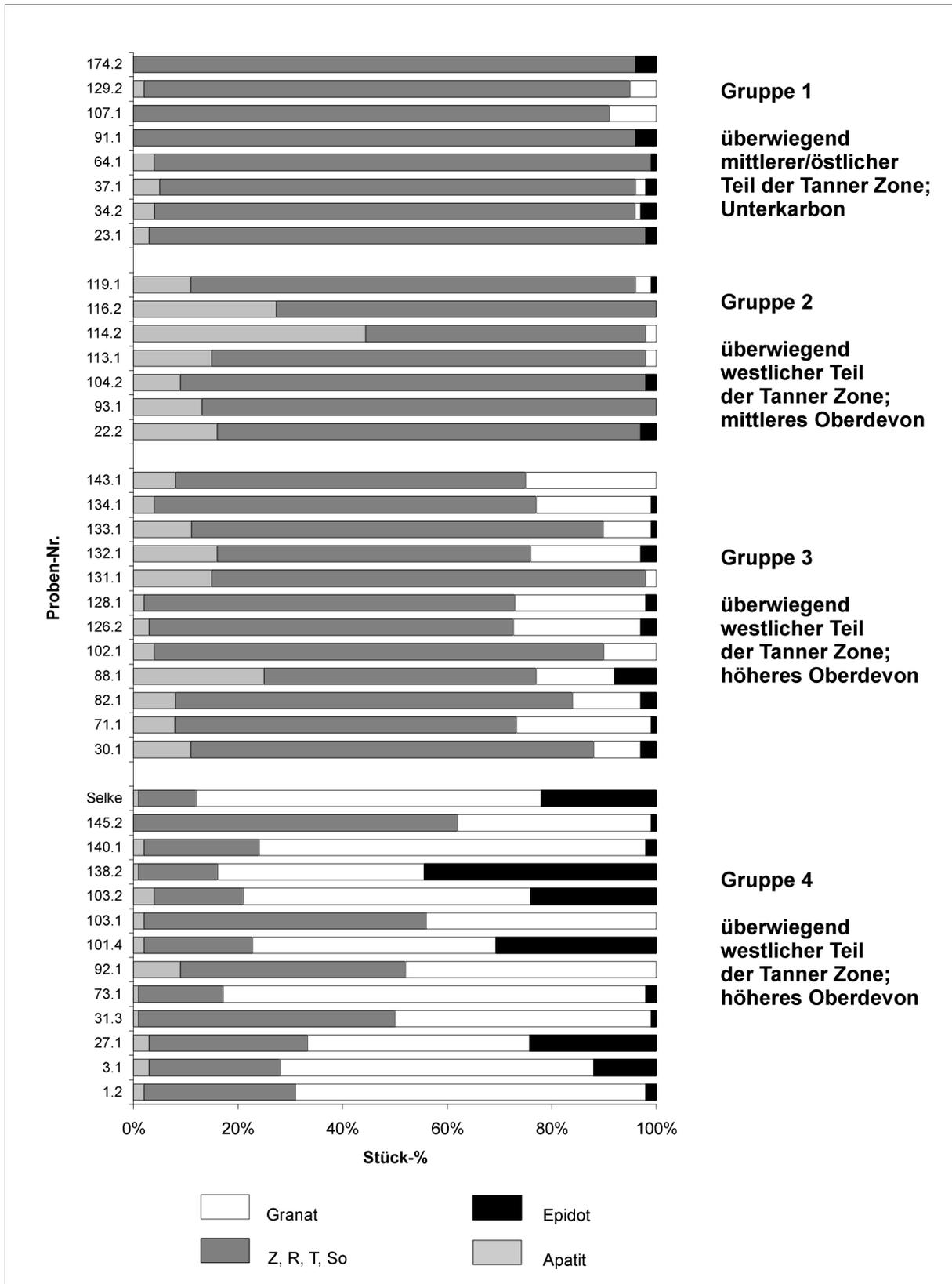


Abb. 8: Schwermineralspektren der 40 quantitativ bearbeiteten Proben und ihre Einteilung in vier Gruppen.

dem Gebiet um Bad Lauterberg/Oderstausee und sind auf den Bereich der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung beschränkt.

Gruppe 4 zeichnet sich in erster Linie durch seine hohen Granatgehalte (37 - 80%, $\bar{\sigma}$ 54%) aus. Apatit ist mit $\bar{\sigma}$ 2% am Schwermineralspektrum beteiligt, die stabilen Minerale erreichen im Mittel 30%. Die Werte der Epidot-Gruppe schwanken sehr stark zwischen 0 und 44%.

Die Proben dieser Gruppe beschränken sich ebenfalls überwiegend auf die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge im westlichen Teil der Tanner Zone, daher ist fraglich, inwieweit Gruppe 3 und 4 voneinander abzugrenzen sind.

Zur Gruppe 4 gehören auch mehrere der halbquantitativ ausgewerteten Proben.

Eine solche Mineralassoziation, wie die der Gruppe 4, wird auch von anderen Autoren (BURCHARDT 1994, DENEKE 1989, LUTZENS 1972 und RABITZSCH & GRÜGER 1968) beschrieben. Mit Ausnahme von DENEKE (1989) beschränken sie die Proben dieser Gruppe jedoch auf Gebiete außerhalb der Tanner Zone (z.B. Südharz- und Selke-Mulde). Nach eigenen Untersuchungen finden sich Proben mit hohem Granatgehalt auch innerhalb des Tanner Zuges. Näheres hierzu wird in Kap. 4.2.4 dargestellt. Eine stratigraphische Einstufung dieser Probengruppe ins höhere Oberdevon (do V/VI) wird für die Bereiche außerhalb der Tanner Zone allgemein akzeptiert. Für das Arbeitsgebiet könnte man eine ebensolche Zuordnung vermuten. DENEKE (1989) fand Proben mit hohem Granatgehalt auch in der Sieber-Mulde, wobei die Hauptschüttung der Sieber-Grauwacke nach WACHENDORF (1986) ins cu II b/g (Conodonten-Funde von SOLANWAR 1978) fällt. Demnach sollen höhere Granatgehalte nicht nur für das do V-VI, sondern auch für das cu II charakteristisch sein (DENEKE 1989) (vgl. Kap. 4.1). Eine weitere Interpretationsmöglichkeit hierzu wird in Kap. 4.3 gegeben.

4.2.3 Bemerkungen zur Schwermineralanalyse

4.2.3.1 Auswertungsmethoden

Nachdem 40 Proben (darunter auch eine Vergleichsprobe aus der Selke-Mulde) bearbeitet wurden, konnte festgestellt werden, daß das Schwermineralspektrum sich qualitativ durchgehend ähnelt. Da die Proben besonders mittels des Mengenverhältnisses von Zirkon zu Granat deutlich voneinander unterschieden werden konnten, wurden weitere 77 Präparate nur halbquantitativ ausgewertet. Dabei wurden die abgeschätzten Granatgehalte fünf verschiedenen Klassen zugeordnet:

0%, >0-5%, >5-20%, >20-50%, >50%

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Kap. 4.2.4 nachzulesen, die Zählergebnisse sind in Anlage 2 dargestellt.

Es besteht „...die Möglichkeit, Sedimentschüttungen anhand der verschiedenen Varietäten ein und derselben Mineralart zu unterscheiden.“ (BOENIGK 1983, S. 55). Daher wurde eine Zirkonanalyse im Sinne von TRAUTNITZ (1980) durchgeführt (s. Kap. 4.2.5).

4.2.3.2 Einflußfaktoren

Die Schwermineralvergesellschaftung wird zunächst durch das im Ursprungsgebiet zur Verfügung stehende Ausgangsmaterial charakterisiert und qualitativ festgelegt. Alle weiteren Einflußfaktoren haben

im folgenden nur noch Auswirkungen auf die Quantität der Minerale. Lediglich die authigenen Neubildungen können noch zu einer Veränderung des Mineralbestandes führen. Sie spielen hier jedoch nur eine sehr untergeordnete Rolle, so daß sie im folgenden nicht weiter berücksichtigt werden.

Je unterschiedlicher die Gesteine im Liefergebiet sind, desto umfangreicher sind auch die Schwermineralgesellschaften in den klastischen Sedimenten. Die Unterschiede im Liefergebiet hängen beispielsweise davon ab, ob es sich um ein einheitliches Areal oder um verschiedene Gebiete handelt, deren Abtragungsprodukte sich auf dem Transportweg vermischen können. Zudem ändert sich ein Liefergebiet im Laufe der Zeit gewöhnlich dahingehend, daß immer tiefere Stockwerke infolge von Hebungs- und Abtragungsvorgängen enthüllt werden. Somit kann dasselbe Gebiet zu verschiedenen Zeiten durchaus verschiedene Mineralassoziationen liefern (WEYL 1949).

Neben diesen, das ursprünglich erodierte Schwermineralspektrum ausmachenden Faktoren gibt es weitere, die man bei der Interpretation von Schwermineralanalysen berücksichtigen muß:

Die Verwitterung im Liefergebiet kann im Falle einer hohen Abtragungsrate und eines schnellen Transportes durch ein starkes Relief, wie es für oberdevonische bis unterkarbonische Sedimentationsmodelle angenommen wird, vernachlässigt werden (vgl. auch VAN ANDEL 1959).

Auf dem Transportweg kann es zu mechanischer Beanspruchung der Schwerminerale kommen. Ebenso beeinflussen Sortierungseffekte das Spektrum. Die mechanische Abnutzung spielt speziell bei den in der vorliegenden Arbeit auftretenden Mineralen kaum eine Rolle. Von einer generell geringen Transporteinwirkung auf die bei diesen Untersuchungen am Schwermineralspektrum beteiligten Schwerminerale berichteten schon RUSSEL (1939) und VAN ANDEL (1950). Wichtiger scheint dagegen der Einfluß zu sein, den die Sortierung des Mineralbestandes während des Transportes auf die ursprüngliche Mineralverteilung ausübt (BOENIGK 1983, DÖRR 1986).

Nach BOENIGK (1983) sind z.B. Zirkon, Rutil und Epidot, die vorwiegend als kleine Körner auftreten, in feinkörnigen Sedimenten dominant, unabhängig vom Liefergebiet. Turmalin dagegen gilt als relativ grobkörnig und tritt folglich in grobem Sand oder Kies häufiger auf. Granat zeichnet sich durch ein weites Korngrößenspektrum aus, bevorzugt jedoch eher die mittleren oder gröberen Korngruppen (BRINKMANN 1942, HENNINGSEN 1981).

Für die hier untersuchten Proben zeigt sich, daß der Mineralgehalt nicht von der Körnung des Sedimentes abhängt. Es weisen sowohl grobkörnige Proben (z.B. 91.1) einen extrem hohen (93%) als auch feinkörnige (z.B. 140.1) einen sehr niedrigen (16%) Zirkongehalt auf. Die Abhängigkeit des Schwermineralspektrums von der Korngrößenverteilung des Sediments, der sogenannte Korngrößen-Effekt, wurde mit Hilfe einer fraktionierten Analyse weiter untersucht:

Die Gesamtfraktion von 0,036-0,25 mm wurde dabei in zwei Fraktionen, eine feinere (0,036-0,1 mm) und eine gröbere (0,1-0,25 mm), unterteilt. Die sich daraus ergebenden Summendiagramme für fünf fein- bis grobkörnige ausgewählte Proben sind in Abb. 9 dargestellt. Die Proben zeichnen sich durch ihren hohen Granatgehalt (39, 55, 60, 74 und 80%) aus. Unterschieden wurden hier Zirkon, Granat und die Epidot-Gruppe. Alle übrigen Minerale wurden unter der Rubrik 'Rest' zusammengefaßt.

Betrachtet man die Diagramme zunächst unter dem Aspekt der Probenkörnigkeit, fällt auf, daß hohe Granatgehalte (74%) auch in feinkörnigen Proben (140.1) zu finden sind. Es lassen sich keine Besonderheiten feststellen, die durch die jeweilige Körnigkeit bedingt wären.

Vergleicht man dagegen die einzelnen Fraktionen untereinander, ergeben sich für jedes Mineral bestimmte Verteilungsmuster:

Zirkon ist in jeder Probe am stärksten in der Fraktion 0,036-0,1 mm vertreten. Sein Anteil ist dort gegen-

über der Gesamtfraktion meist verdoppelt. Für Zirkon wird damit seine Anreicherung in feineren Fraktionen bestätigt, der jedoch nicht von der Körnigkeit der Probe abhängt.

Die Anwesenheit von Mineralen der Epidot-Gruppe zeigt sich am deutlichsten in der Fraktion 0,1-0,25 mm, was der Feststellung BOENIGKS (1983) widerspricht, daß Epidot vorwiegend in kleinen Körnern auftritt. In der Fraktion 0,036-0,1 mm kann sich sein Anteil auf weniger als die Hälfte reduzieren. Diese Verschiebungen im Epidotgehalt vollziehen sich meist zugunsten des Zirkons. Die Wechselwirkung ist natürlich nur bei den Proben mit einem gewissen Gehalt an Epidot gegeben (138.2, 3.1, 103.2). Fehlt dieser Epidotanteil, verringert sich der Granatgehalt zugunsten des Zirkons. Somit zeigt auch die Epidot-Gruppe eine gewisse Abhängigkeit von der jeweiligen Fraktion.

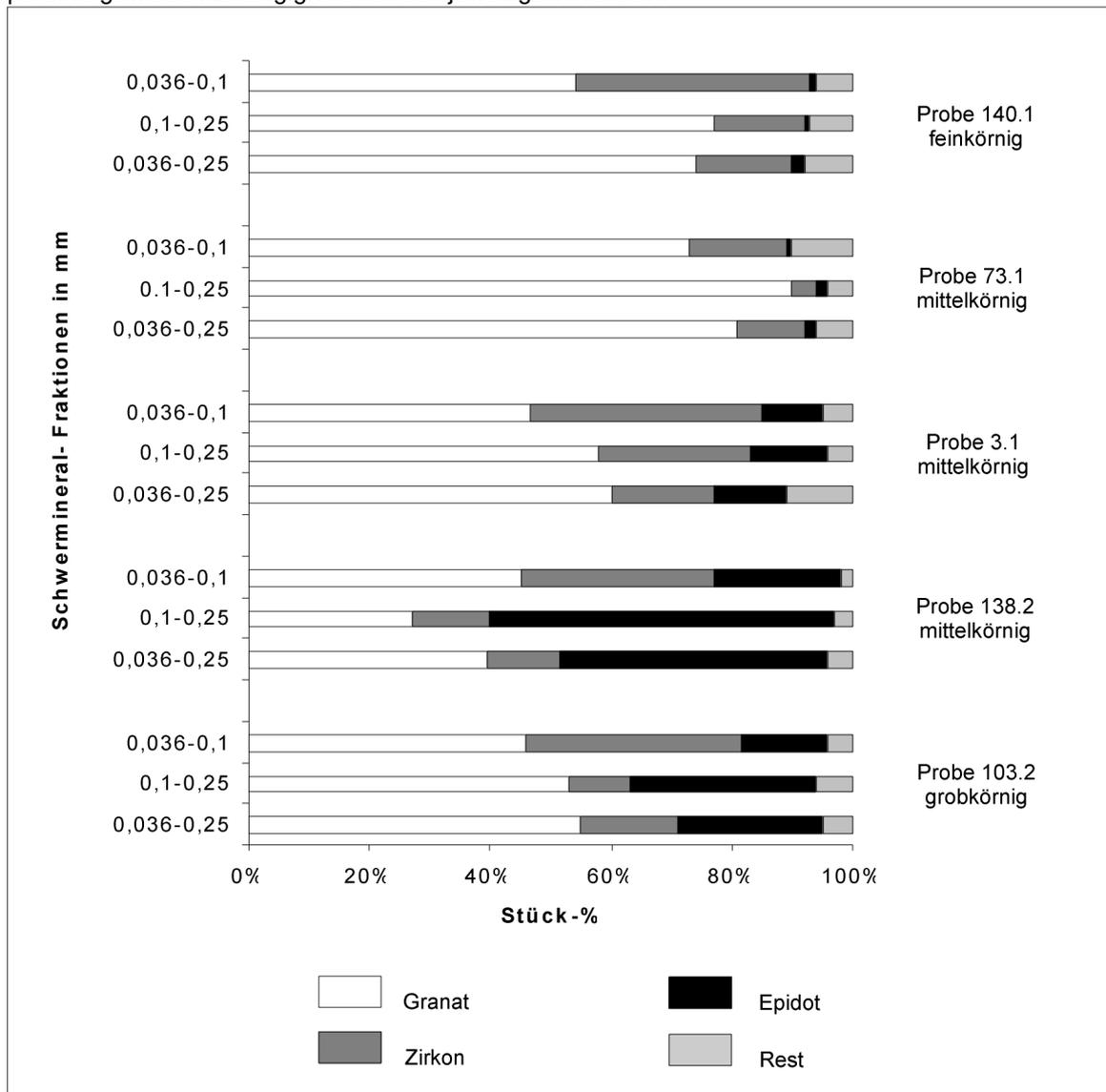


Abb. 9: Vergleich der Schwermineral-Zusammensetzung verschiedener Fraktionen anhand von fünf exemplarisch ausgewählten fein- bis grobkörnigen Proben.

Im Gegensatz dazu kann der Granat, entgegen bisheriger Vorstellungen, in der Fraktion 0,036-0,1 mm teilweise erheblich höhere Werte erreichen als in der Fraktion 0,1-0,25 mm, wie Probe 138.2 zeigt. Auch in den übrigen Proben weist der Granatgehalt in diesen beiden Fraktionen nicht so große Unterschiede auf wie erwartet. In Probe 103.2 ist er in allen Fraktionen nahezu gleich. Lediglich in den Proben, in denen der Epidotgehalt fast keine Rolle spielt, sind sie etwas deutlicher. Trotzdem ist ein Granatgehalt von 54% an der Fraktion 0,036-0,1 mm für eine feinkörnige Probe beachtlich hoch.

Festzuhalten ist auch, daß aus dem Arbeitsgebiet auch fein- bis grobkörnige Proben vorliegen, in denen der Granat nur akzessorisch oder gar nicht vorkommt.

Bereits 1992 stellte SCHÄFER durch ähnliche Untersuchungen im Frankenwald fest, daß es keine signifikanten, korngößenabhängigen Unterschiede im Verhältnis der verschiedenen Schwerminerale gibt. Es liegen aber durchaus auch andere Befunde wie z.B. von HENNINGSSEN (1963) vor. Danach sind in der Gießener Grauwacke die Granatgehalte in feinkörnigen Proben niedriger als in grobkörnigen. Für das hier behandelte Arbeitsgebiet ergaben die durchgeführten Untersuchungen jedoch, daß die Granatführung nicht auf einen bestimmten Korngößenbereich beschränkt ist.

Dies ist für die vorliegende Arbeit eine sehr wichtige Erkenntnis, weil die Ergebnisse der eigenen Schwermineralanalysen mit denen verschiedener Autoren verglichen wurden. Obwohl jeder Bearbeiter oft andere Fraktionen auswertet, ist eine Vergleichbarkeit der Granatgehalte aufgrund der Unabhängigkeit von Granatführung und Korngößenbereich trotzdem gegeben. Der fehlende oder nur geringe Granatgehalt vieler Proben beruht nicht auf einem Körnungseffekt, sondern vielmehr auf den Verhältnissen im Liefergebiet.

Bereits nach erster Durchsicht der Körnerpräparate fielen die stark schwankenden Granatgehalte auf. In der Literatur wurde zudem schon mehrfach auf einen Zusammenhang zwischen der stratigraphischen Einstufung und der Granatführung einer Probe hingewiesen.

Sind keine instabilen Minerale wie Apatit oder unter bestimmten Bedingungen auch Granat (s.u.) am Spektrum bei der Ablagerung beteiligt, können dafür verschiedene Gründe vorliegen. Entweder standen im Liefergebiet z.B. keine Granat-führenden Gesteine zur Abtragung bereit oder ein geringes Relief trug dazu bei, daß Verwitterung und Aufarbeitung im Liefergebiet erheblichen Einfluß auf die Abreicherung der instabilen Minerale nehmen konnten. Da die beiden letzteren Faktoren durch das extreme Relief und den schnellen Transport vernachlässigbar sind, spiegeln die am Ablagerungsort ankommenden Sedimente die im Liefergebiet bereitgestellten Schwermineralspektren wider.

Bleibt noch die Frage, inwieweit das Spektrum noch nach der Ablagerung durch Verwitterung und Diagenese verändert wird.

Epidot gilt allgemein als mäßig stabil bis instabil (FÜCHTBAUER 1988) gegenüber chemischen Einflüssen. Dabei ist es unwesentlich, ob es sich um vorwiegend saure Verwitterungslösungen gemäßigtter Klimate oder um in der Regel schwach basische Diageneselösungen handelt. Für das Stabilitätsverhalten von Granat und Apatit sind die unterschiedlichen pH-Werte von entscheidender Bedeutung. Beide Minerale weisen bei niedrigen pH-Werten eine geringe, bei hohen dagegen eine hohe Stabilität auf. Hinzu kommt, daß beide sowohl im Dünnschliff als auch im Körnerpräparat nur leichte Anlösungserscheinungen zeigen. Wie bereits von DENEKE (1989) festgestellt, können selektive Lösungsvorgänge demnach als Ursache für die unterschiedlichen Schwermineralgehalte generell ausgeschlossen werden.

Warum aber findet sich in keinem der Präparate Sillimanit, Staurolith, Andalusit und nur ein Exemplar von Disthen?

Möglicherweise spielt der Einfluß der Diagenese eine größere Rolle, da schon WIESENER (1953, S. 370) feststellte: „Verwitterungsstabile Minerale wie Staurolith, Disthen und Andalusit fehlen dagegen in bestimmten stark verfestigten Sedimenten, da sie bei der Diagenese zerstört werden.“

WEYL (1950) betrachtet den Prozentgehalt der einzelnen Minerale in ihrem Verhältnis zu den stabilen Mineralen Zirkon, Rutil und Turmalin, um einen Gradmesser für die Intensität der Verwitterungsvorgänge zu erhalten. Bei der Auswertung wurden die Prozentwerte der stabilen Minerale mit den Gehalten der zu

untersuchenden Mineralen wie z.B. Hornblende, Epidot, Granat und Disthen verglichen. WEYL (1950) stellte dabei folgendes fest:

Sind die Prozentgehalte der stabilen Minerale und des untersuchten Minerals gleich, so weisen die Minerale etwa gleiche Stabilität auf. Verhalten die Prozentwerte sich umgekehrt proportional, so muß das untersuchte Mineral eher als instabil angesehen werden. Bei einer Unabhängigkeit der Prozentgehalte lassen sich keine Beziehungen zwischen den Mineralen herstellen.

In Anlehnung an WEYL (1950) wurde in Abb. 10 das Verhältnis von Granat, Epidot und Apatit zu den stabilen Mineralen dargestellt.

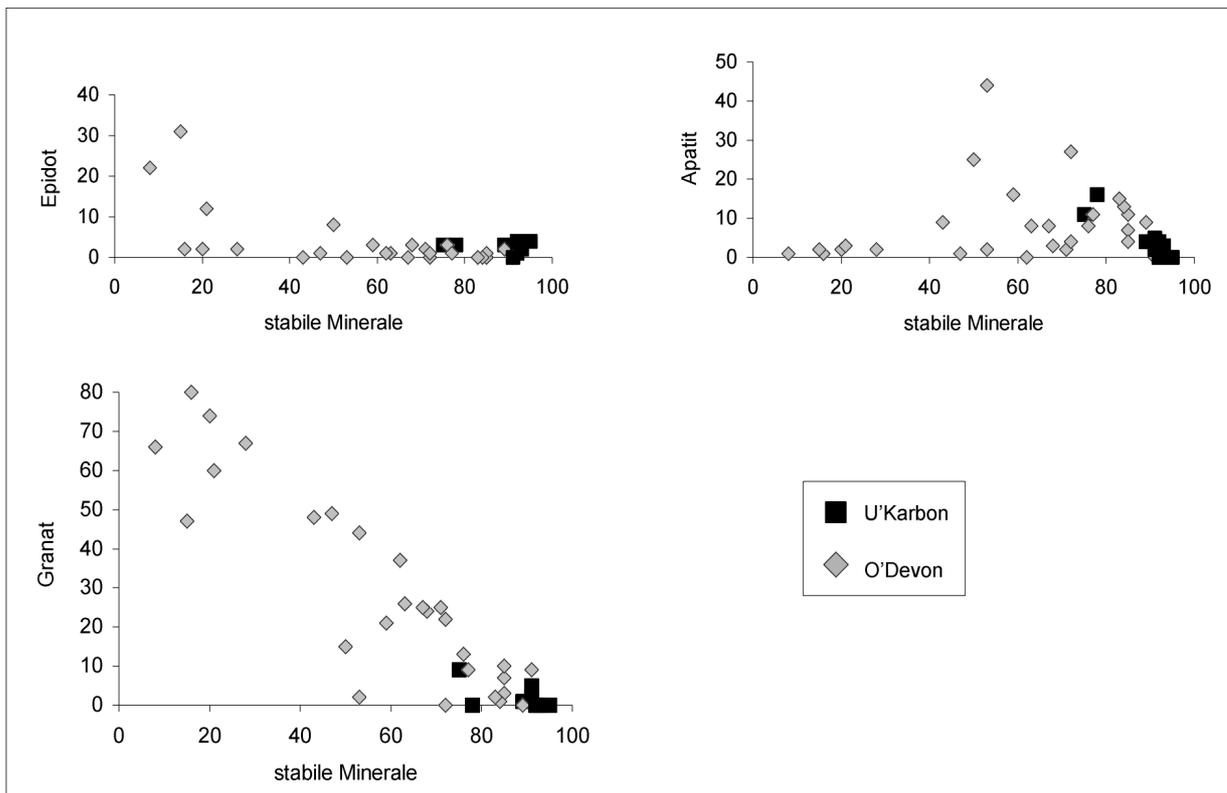


Abb. 10: Das Verhältnis von Granat, Epidot und Apatit zu stabilen Mineralen im O'Devon und U'Karbon.

Nach dem Interpretationsansatz von WEYL (1950) würde sich für die Stabilität der drei Minerale folgendes ergeben:

Für Epidot zeigen die Probenpunkte in Abb. 10 zunächst ein Ansteigen und bereits bei 15-20% an stabilen Mineralen einen erheblichen Abfall einer gedachten Mittelwertkurve. Das Maximum von Apatit liegt sehr viel höher, etwa zwischen 50 und 70% der stabilen Minerale. Das würde nach WEYL (1950) für die hier vorliegenden Verhältnisse bedeuten, daß Apatit stabiler reagiert als Epidot.

Für den Granatgehalt zeigt Abb. 10 eine umgekehrte Proportionalität. Der Granat müßte somit nach WEYL (1950) als eher instabil angesehen werden.

Die Betrachtung dieser Abbildung unter dem Aspekt der Verwitterung stellt aber nur eine Seite der Interpretationsmöglichkeiten dar. Vielmehr spiegelt sich hier der Einfluß an Liefergebietsverhältnissen wider. Für Granat und Epidot wird deutlich, daß die Gehalte beider mit ansteigendem Gehalt an stabilen Mineralen abnehmen. Dies geschieht beim Epidot bereits früher als beim Granat.

Ein solcher Bezug spricht dafür, daß die stabilen Minerale aus anderen Gesteinen stammen als Epidot und Granat.

Im Unterkarbon dominieren die stabilen Minerale. Die Sedimente sind relativ Granat-, Epidot- und Apatit-arm, wobei letzterer noch in gewissen Mengen, wenn auch nur in geringen, am Schwermineralspektrum beteiligt sein kann.

Nach einem Vergleich mit den Stabilitätsreihen anderer Autoren (z.B. DRYDEN & DRYDEN 1946, PETTIJOHN 1941, SINDOWSKI 1949, WEYL 1950) wird deutlich, daß die Minerale offenbar unter verschiedenen Umständen unterschiedlich widerstandsfähig sind.

4.2.4 Spezielle Untersuchungen zum Granatgehalt

Nachdem bereits DENEKE (1989) feststellte, daß der Granat ein wichtiges Kriterium zur Abgrenzung verschieden alter Grauwacke-Serien darstellt, konnte diese Aussage im Laufe der eigenen Untersuchungen schon bald bestätigt werden. Eine getrennte Betrachtung des Granatgehaltes im gesamten Mittel- und Unterharz schien daher sinnvoll. Dazu wurden die eigenen Ergebnisse sowie die Zähllisten der Autoren BURCHARDT (1994), DENEKE (1989) sowie RABITZSCH & GRÜGER (1968) ausgewertet und der Anteil des Granats am Schwermineralspektrum in einer Übersichtskarte zusammengestellt (Abb. 11). Die verschiedenen Autoren sind jeweils durch ein bestimmtes Symbol, die Granatgehalte durch unterschiedliche Farben gekennzeichnet.

Bei den von BURCHARDT (1994) untersuchten Proben südlich von Wippra handelt es sich um oberdevonische Metagrauwacken der metamorphen Zone des Ostharzes.

Gebiete mit sehr geringen Granatgehalten finden sich nach Abb. 11 im Südosten um Wippra, zwischen Tanne und Harzgerode sowie nördlich Harzgerode, bei Elbingerode und nördlich davon und in der Knollen-Mulde nördlich von Bad Lauterberg.

Neben dem vereinzelt auftretenden mittleren Granatgehalten von 5-20% im gesamten Mittel- und Unterharz, gibt es Gebiete, in denen diese Gehalte zusammen mit den höheren Gehalten von 20-50% über größere Flächen aushalten. So z.B. nordöstlich von Herzberg in der Sieber-Mulde, nordöstlich von Bad Lauterberg, östlich von Bad Sachsa in einem zur Südharz-Mulde zu rechnenden Gebiet und nordöstlich von Harzgerode, in der sogenannten Selke-Mulde.

Extrem hohe Granatgehalten von über 50% treten nicht nur wie bei BURCHARDT (1994) im Bereich der Südharz- und Selke-Mulde auf, sondern sie sind ebenso nordöstlich von Bad Lauterberg weit verbreitet.

Nach Abb. 11 sind diese hohen Granatgehalten in der Tanner Zone fast ausschließlich auf den westlichen Bereich und hier überwiegend auf die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge (vgl. Abb. 7) beschränkt, die nach SCHÜFFLER (1978) in diesem Teil des Tanner Zuges dem höheren Oberdevon zuzuordnen ist (vgl. Abb. 6).

Im unterkarbonisch einzustufenden mittleren/östlichen Bereich der Tanner Zone und in der Knollen-Mulde ist Granat vorwiegend gering oder gar nicht am Schwermineralspektrum beteiligt.

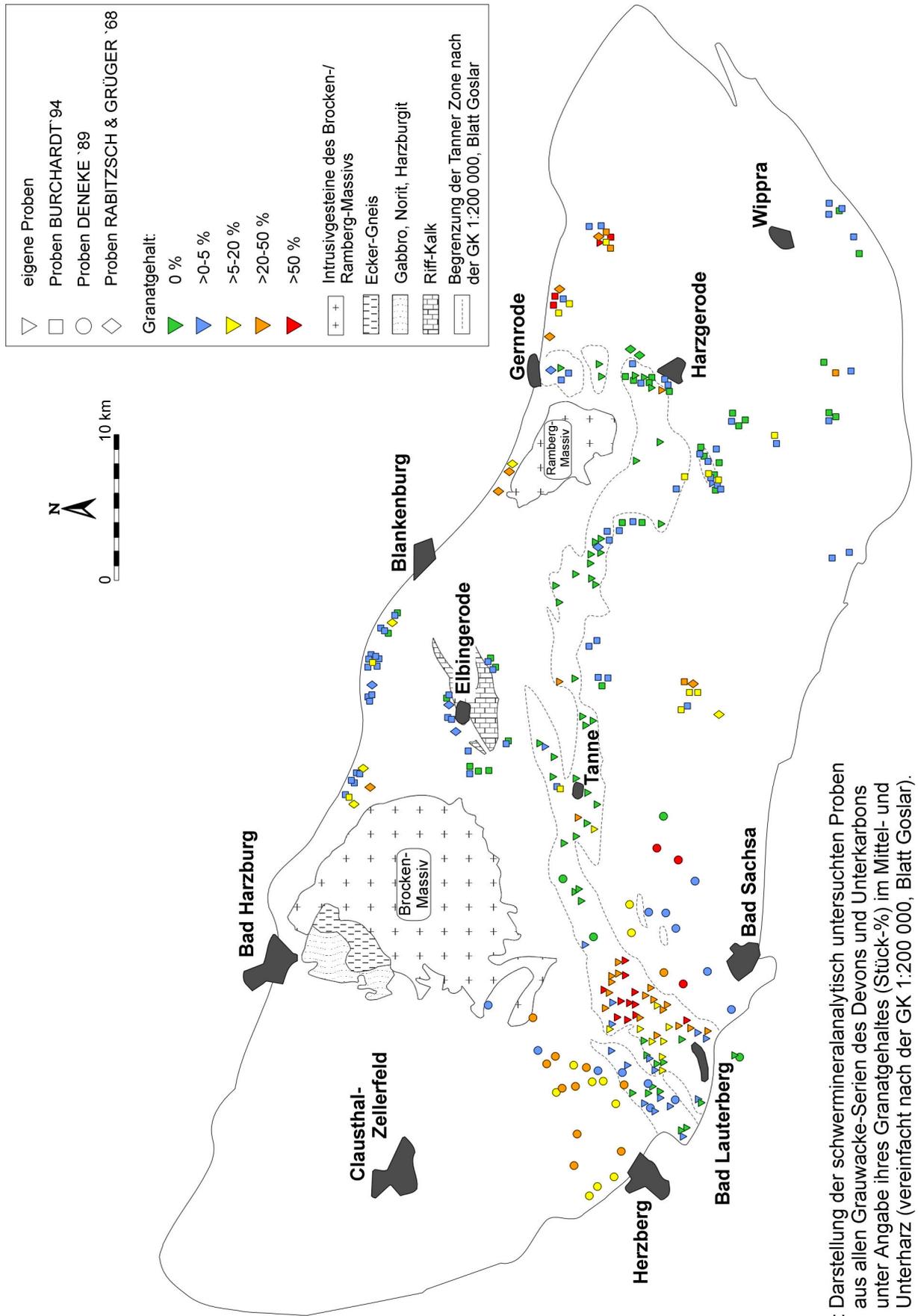


Abb. 11: Darstellung der schwermineralanalytisch untersuchten Proben aus allen Grauwacke-Serien des Devons und Unterkarbons unter Angabe ihres Granatgehaltes (Stück-%) im Mittel- und Unterharz (vereinfacht nach der GK 1:200 000, Blatt Goslar).

4.2.5 Einführung in die Zirkonanalyse

In Anlehnung an die Arbeit von TRAUTNITZ (1980) wurde auch im Zuge der vorliegenden Untersuchungen eine Zirkonanalyse durchgeführt.

TRAUTNITZ (1980) stellte u.a. fest, daß es möglich ist, Psammit-führende Komplexe (er untersuchte beispielhaft Sieber-Grauwacke, Kammquarzit / Quarzitschiefer und Söse-Grauwacke des Harzes) anhand ihres Zirkoninhaltes zu unterscheiden. Als besonders geeignet erwies sich dabei die Ermittlung der Rundungsgrad- und Farbabstufungsverteilungen. Da diese beiden Merkmale relativ leicht bestimmbar sind, wurden sie zur Klassifikation verwendet. Weitere Merkmale wie z.B. Tracht, Brüche, Neuwachstum, Inklusionen usw. wurden zwar, soweit möglich, registriert, eine Auswertung erfolgte jedoch nicht.

Zudem kann die Zirkonanalyse eines Sedimentkomplexes nach TRAUTNITZ (1980) einen annähernden Überblick über die im Liefergebiet anstehenden Gesteine vermitteln, sofern die Zirkonkörner in ausreichender Menge, Größe und charakteristischer Ausbildung erhalten sind.

Ausgezählt wurden die Zirkone nicht in speziellen Präparaten, wie sie TRAUTNITZ (1980) erstellte, sondern in den "normalen" Schwermineralpräparaten. Die Größe der für die Analyse herangezogenen Zirkone lag zwischen 70 und 250 Mikron. Nachdem TRAUTNITZ (1980) zu der Erkenntnis kam, daß die Zählung von 50 Körnern pro Präparat zu befriedigenden Ergebnissen führt, wurden in der vorliegenden Arbeit jeweils 50-60 Zirkone untersucht.

4.2.5.1 Umriß und Rundung

In dieser Gruppe werden idiomorphe (Rundungsgrad A), subidiomorphe (B), unregelmäßig runde (C), runde (D) und vollkommen runde (E) Zirkone gegeneinander abgegrenzt.

TRAUTNITZ (1980) unterscheidet dabei zwischen „primären und sekundären Rundungsvorgängen“. Als „primäre Rundung“ wird die Auswirkung vier verschiedener Vorgänge zusammengefaßt: Resorptionsvorgänge in Magmatiten, Folierungsvorgänge, postkinematische Rekristallisationsvorgänge und Wachstumsvorgänge. Unter „sekundärer Rundung“ versteht er die Folge von mechanischer Beanspruchung durch Abtragung und Transport und macht diesen Rundungsvorgang für die Hauptmenge aller runden Zirkone verantwortlich.

4.2.5.2 Farbe

Die Zirkone werden neun unterschiedlichen Klassen zugeordnet: farblos-klar (Farbzahl 1), getönt (2), bräunlich (3), braun (4), trübe-grau (5), opak (6), leicht rosafarben (7), rosafarben (8) und kräftig rosa (9). Die Intensität der Färbung ist dabei nach TRAUTNITZ (1980) abhängig vom Gehalt an radioaktiven Elementen (vor allem U und Th).

4.2.6 Ergebnisse der Zirkonanalyse

Im Gegensatz zu den Untersuchungen von TRAUTNITZ (1980), die an bereits abgegrenzten Psammit-führenden Einheiten des Harzes durchgeführt wurden, soll in der vorliegenden Arbeit erst mit Hilfe der Analyse geklärt werden, ob oder inwieweit sich die unterschiedlich alten Grauwacke-Serien der Tanner Zone trennen lassen. Um dies überprüfen zu können, wurden zunächst die nach den bisherigen Untersuchungen einstuftbaren oberdevonischen und unterkarbonischen Proben getrennt untersucht. Sollten sich hierbei eindeutige Unterscheidungskriterien ergeben, wäre es vielleicht auch möglich, innerhalb der

oberdevonischen bzw. unterkarbonischen Proben eine weitere Untergliederung vorzunehmen. Hierzu wurden 33 Präparate einer Zirkonanalyse bezüglich der äußeren Form und der Farbe unterzogen.

4.2.6.1 Rundungsgradindex

Wie bei TRAUTNITZ (1980), wurde für jede Probe aus den Verteilungen der Rundungsgrade ein Rundungsgradindex (Ri) nach folgender Formel berechnet (RUSSEL & TAYLOR 1937):

$$R_i = \frac{(1 * A(\%) + 2 * B(\%) + 3 * C(\%) + 4 * D(\%) + 5 * E(\%))}{100(\%)}$$

Eine Modifizierung der Formel, wie sie TRAUTNITZ (1980) vorgenommen hat, erschien nicht sinnvoll, da sich mit einer stärkeren Gewichtung der Rundungsklassen D und E in diesem Fall keine deutlichere Trennung der Indexbereiche ergibt. Der Rundungsgradindex entspricht dem gewichteten arithmetischen Mittel der einzelnen Rundungsgrade.

Es erfolgte eine Zuordnung der errechneten Indices zu bestimmten Klassen, deren Auswertung die Häufigkeitsverteilungen der Abb. 12 zur Folge hatte.

Dabei sind die erstellten Diagramme leichter zu interpretieren als die von TRAUTNITZ (1980), da die Durchschnittswerte für den Rundungsgradindex 1-5 auch den tatsächlichen Rundungsklassen A-E entsprechen.

Die Werte schwanken zwischen 1,73 und 3,22. Der Mittelwert aller Proben ergibt einen Rundungsgrad von 2,51.

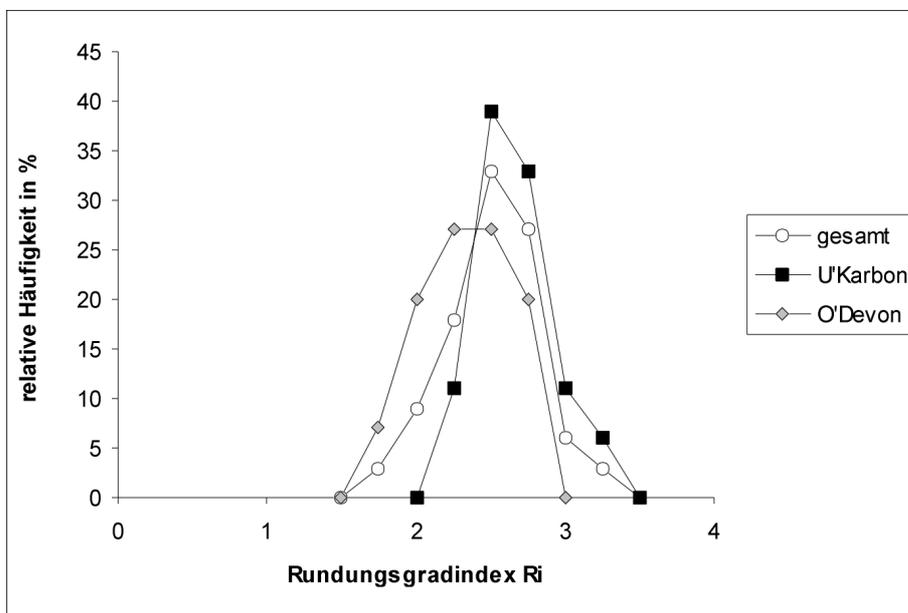


Abb. 12: Häufigkeitsverteilung der Rundungsgradindices

Der durchschnittliche Rundungsgradindex der 15 ins O'Devon eingestuft Proben liegt bei 2,3, d.h. die Zirkone in den Proben sind im Mittel subidiomorph bis unregelmäßig rund. Allerdings kann man in Abb. 12 die tatsächliche Häufigkeit der Rundungsklassen jeder einzelnen Probe nicht ablesen. Diese ist in Tab. 1 erfaßt. Der Anteil an den idiomorphen und subidiomorphen Zirkonkörnern ist in den oberdevonischen Proben um 8 bzw. 5% höher als in den unterkarbonischen. Letztere weisen demont-

sprechend einen höheren Gehalt an rundlichen Körnern auf.

In Abb. 12 wird dies deutlich, da die Kurve für das U'Karbon weiter nach rechts verschoben ist. Der Durchschnittswert für die 18 ins U'Karbon gestellten Proben beträgt 2,7.

Proben-Nr.	A	B	C	D	E	Ri
1.2	11	64	16	9	0	2,23
12.2	20	27	27	20	5	2,6
15.1	7	49	18	25	0	2,59
22.2	2	48	24	26	0	2,74
23.1	6	38	19	37	0	2,87
27.1	9	51	28	11	0	2,39
30.1	13	36	22	27	1	2,64
34.2	2	58	22	18	0	2,56
37.1	13	42	17	28	0	2,6
41.1	18	45	13	24	0	2,43
48.2	11	36	11	36	6	2,9
50.1	22	24	24	24	6	2,68
64.1	5	29	40	26	0	2,87
71.1	2	53	20	24	1	2,69
73.1	13	67	4	17	0	2,27
82.1	48	39	9	5	0	1,73
88.1	13	58	18	11	0	2,27
91.1	9	35	22	20	15	3
101.4	6	64	14	17	0	2,44
102.1	36	36	18	9	0	1,98
104.2	13	58	23	6	0	2,22
105.2	24	29	20	27	0	2,5
116.2	6	38	37	19	0	2,69
126.2	7	37	22	33	0	2,79
128.1	42	35	11	13	0	1,97
129.2	2	27	20	49	2	3,22
140.1	29	47	13	11	0	2,06
143.1	7	49	18	25	0	2,59
153.1	18	45	11	25	0	2,41
163.1	15	62	11	13	0	2,24
168.1	13	33	27	22	5	2,73
174.1	10	59	18	13	0	2,34
Selke	24	29	24	24	0	2,5
Ø O'Devon	18,7	46,8	17,8	16,6	0,1	2,3
Ø U'Karbon	10,8	41,3	20,7	24,6	2,2	2,7

Tab. 1: Prozentualer Anteil der Rundungsklassen A-E mit dem zugehörigen Rundungsgradindex Ri für 15 oberdevonische (grau unterlegt) und 18 unterkarbonische Proben.

4.2.6.2 Farbindex

Analog zum Rundungsgradindex wurde der Farbindex (Fi) nach der folgenden Formel berechnet:

$$F_i = \frac{(1 * 1(\%) + 2 * 2(\%) + 3 * 3(\%) + 4 * 4(\%) + 5 * 5(\%) + 6 * 6(\%) + 7 * 7(\%) + 8 * 8(\%) + 9 * 9(\%))}{100(\%)}$$

Auch hier hat eine stärkere Gewichtung bestimmter Farben keine nennenswerten Verbesserungen bezüglich der Trennung der Indexbereiche der Grauwacken ergeben.

Abb. 13 zeigt die Häufigkeitsverteilungen der Farbindices, nachdem diese verschiedenen Klassen zugeordnet wurden. Die Index-Werte der x-Achse entsprechen hier den Farbklassen 1-9 (vgl. Kap. 5.3). Die Werte für F_i schwanken zwischen 1,37 und 3,25. Der Mittelwert aller Proben ergibt einen Farbindex von 2,21.

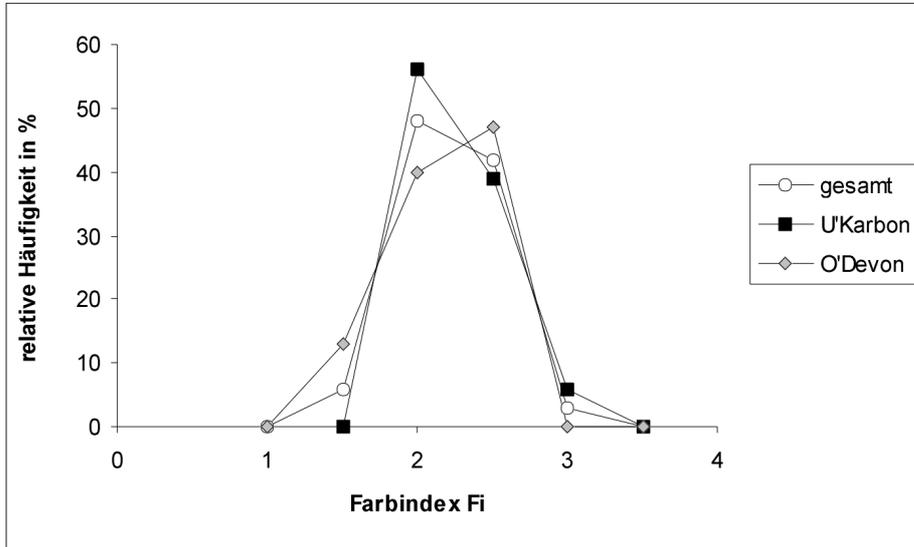


Abb. 13: Häufigkeitsverteilung der Farbindices

Der durchschnittliche Farbindex der 15 oberdevonischen Proben beträgt 2,14, d.h. die Zirkone in den Proben sind im Mittel eher getönt. Die tatsächliche Häufigkeit der Farbklassen 1-9 wird aus Tab. 2 ersichtlich. Während der gemittelte Anteil an getönten und bräunlichen Zirkonen in den oberdevonisch eingestuften Proben leicht überwiegt, sind besonders die farblosen und roséfarbenen Körner in den unterkarbonischen Proben häufiger.

Auch hier ist der Durchschnittswert der 18 ins U'Karbon gestellten Proben mit $F_i = 2,27$ höher, wenn auch nur geringfügig.

Proben-Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Fi
1.2	22	42	14,5	7	7	2	5,5	0	0	2,63
12.2	30	43	16	2	7	0	2	0	0	2,21
15.1	49	36	5	2	2	2	4	0	0	1,94
22.2	26	43	17	6	0	6	2	2	0	2,53
23.1	12	46	13	4	8	4	10	4	0	3,25
27.1	13	47	25	8	0	0	2	4	0	2,6
30.1	36	44	18	0	0	2	0	0	0	1,9
34.2	24	55	20	0	2	0	0	0	0	2,04
37.1	26	47	15	4	0	0	6	0	2	2,41
41.1	42	42	8	0	0	0	5	3	0	2,09
48.2	36	42	8	8	3	0	0	3	0	2,15
50.1	40	32	16	4	0	0	2	4	2	2,32
64.1	33	40	13	2	0	4	4	4	0	2,44
71.1	25	44	24	4	0	2	0	2	0	2,29
73.1	29	42	25	2	0	0	0	0	0	1,96
82.1	59	27	7	2	0	0	5	0	0	1,77
88.1	29	48	18	0	0	5	0	0	0	2,09
91.1	42	36	15	5	2	0	2	0	0	2,03
101.4	14	61	19	0	0	0	6	0	0	2,35
102.1	51	29	18	2	0	0	0	0	0	1,71
104.2	11	40	36	2	9	0	2	0	0	2,66
105.2	27	44	15	7	2	0	5	0	0	2,33
116.2	12	62	23	2	0	0	2	0	0	2,27
126.2	24	41	28	0	4	4	0	0	0	2,34
128.1	67	29	4	0	0	0	0	0	0	1,37
129.2	24	44	25	7	0	0	0	0	0	2,15
140.1	27	56	7	0	4	7	0	0	0	2,22
143.1	17	64	15	4	0	0	0	0	0	2,06
153.1	65	22	4	0	2	0	2	2	4	1,97
163.1	27	38	18	9	4	0	4	0	0	2,41
168.1	44	33	11	9	0	0	4	0	0	2,07
174.1	26	51	13	0	3	5	0	3	0	2,36
Selke	18	71	6	6	0	0	0	0	0	2,02
ø O'Devon	28,8	46,6	17,3	2,5	1,7	1,3	1,7	0,1	0	2,14
ø U'Karbon	33	41,2	14,4	3,9	1,8	1,3	2,7	2	0,4	2,27

Tab. 2: Prozentualer Anteil der Farbklassen 1-9 mit dem zugehörigen Farbindex Fi für 15 oberdevonische (grau unterlegt) und 18 unterkarbonische Proben.

4.2.6.3 Rundungsgradindex / Farbindex

Zwecks übersichtlicher Darstellung wurden wie bei TRAUTNITZ (1980) Rundungsgrad- und Farbindex gegeneinander aufgetragen (Abb. 14). Die Verteilungsfelder der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacke lassen sich nur undeutlich voneinander abgrenzen. Das Gebiet, in dem sich die beiden Indexbereiche überlappen, ist zu groß, als daß man eine eindeutige Unterscheidung verschiedener Grauwacke-Komplexe mit Hilfe der Zirkonanalyse vornehmen könnte. Es zeichnet sich aber durchaus ab, daß die unterkarbonischen Proben eher zu hohen und die oberdevonischen eher zu niedrigen Indices tendieren.

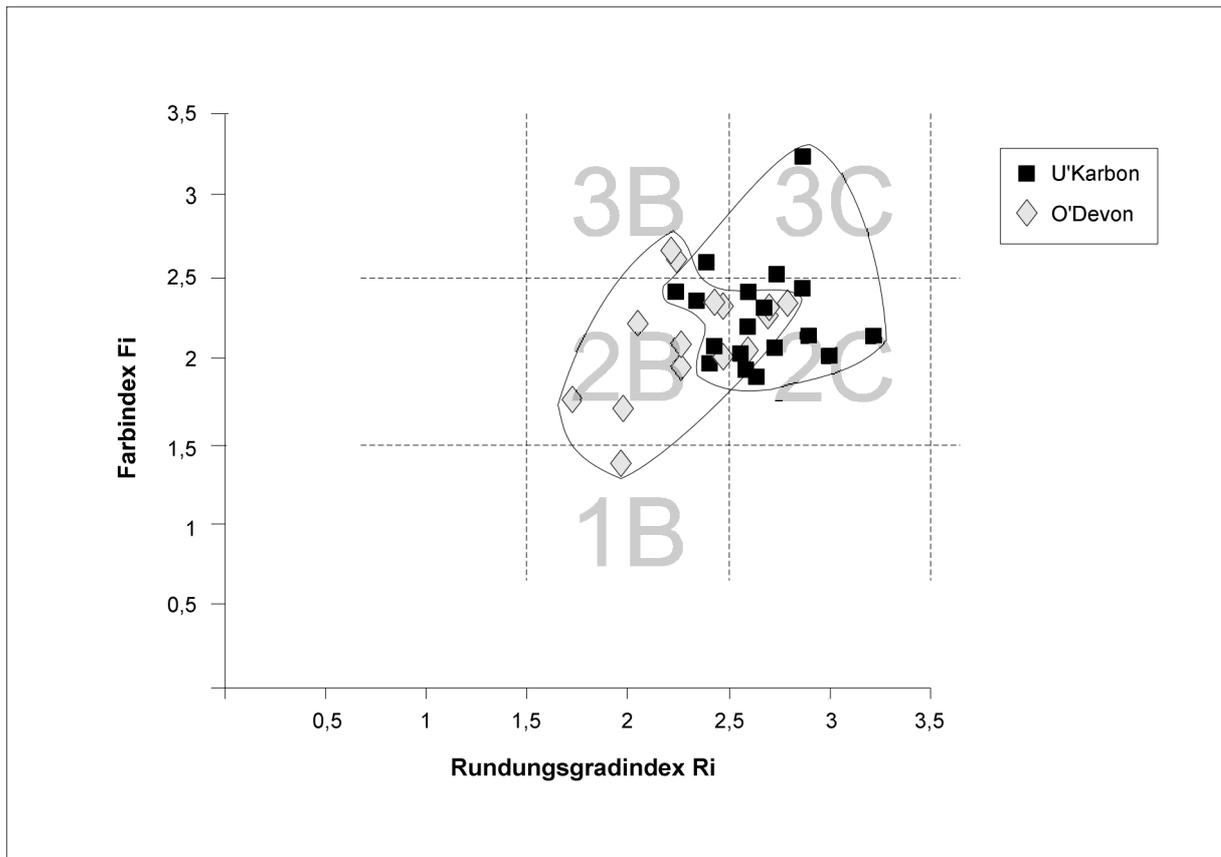


Abb. 14: Farbindex in Abhängigkeit vom Rundungsgradindex

Wie aus Kapitel 4.2.6.1 und 4.2.6.2 bereits deutlich wurde, ist eine Unterscheidung, wenn überhaupt, eher über die Rundung als über die Farbe möglich. Dies ergibt sich auch aus einer Studie bezüglich der Rundungsgrade der einzelnen Farbklassen. Für alle untersuchten Proben gilt, daß die farblosen, getönten und bräunlichen Zirkone den Hauptanteil der Körner stellen. Dagegen zeigen die oberdevonischen Proben ein erhöhtes Vorkommen an den Rundungsklassen A und B, während die unterkarbonischen stärker an den Klassen C bis E beteiligt sind.

4.3 Folgerungen aus 4.1 und 4.2

Die Ausführungen in Kap. 4.1 zeigen bereits, welche unbefriedigenden Ergebnisse eine auf ein begrenztes Arbeitsgebiet beschränkte Schwermineralanalyse haben kann. BURCHARDT (1994) spricht z.B. vom Schwermineralbild der 'Tanner Grauwacke', meint aber lediglich deren östlichen Teil. Eine solche Verallgemeinerung kann zu Fehldeutungen führen, da, wie gezeigt, die Mineralführung im westlichen Bereich der Tanner Zone durchaus anders sein kann als im östlichen.

Betrachtet man die gesamte Tanner Zone mit ihren unterschiedlichen Schwermineralspektren, kann man versuchen, mit Hilfe der ermittelten Faktoren eine stratigraphische Unterscheidung der Proben und eventuell auch eine erste stratigraphische Einstufung vorzunehmen, wie es bereits in Kap. 4.2.2 andeutungsweise erfolgt ist:

1. Der Bereich hoher Granatführung bei Bad Lauterberg ist stratigraphisch vermutlich anders einzu-
stufen als der restliche Teil der Tanner Zone.
 - Hohe Granatgehalte sind im Westen auf die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung und so-
mit auf das höhere Oberdevon beschränkt. Laut DENEKE (1989) sind hohe Granatgehalte auch
für das cu II charakteristisch, die im Bereich der Sieber-Mulde verbreitet sind.
Unklar ist jedoch, ob die Einstufung der Sieber-Grauwacke von SOLANWAR (1978) ins cu II_{b/g} auf
die gesamte Sieber-Mulde übertragen werden kann. Nach STOPPEL & GUNDLACH (1972) treten
ebenfalls Grauwacken des do II/III auf, die in Kieselschiefern des do II-IV eingelagert sind.
Die Frage ist daher, ob die von DENEKE (1989) ermittelten hohen Granatgehalte ähnlich wie in
der Tanner Zone nicht auch auf die Existenz weiterer oberdevonischer Anteile deuten könnten.
In diesem Fall spräche das für eine nach NW gerichtete Fortsetzung des von GÜNTHER & HEIN
(1999) skizzierten Schuppenbaues der westlichen Tanner Zone bis in den Lonauer Sattel.
Sind es jedoch tatsächlich ins cu II einzustufende Sedimente, die diese hohen Granatgehalte
aufweisen, so müßte man sich fragen, warum im stratigraphisch äquivalenten mittleren/östli-
chen Teil der Tanner Zone kaum Granat angetroffen wurde.
Unterschiedliche Liefergebiete und somit wieder der Hinweis auf die differenzierte Entwicklung
beider Teilgebiete der Tanner Zone könnte man als Ursache hierfür ansehen.
Eine von GANSSLOSER (1999) festgestellte Variation der Zirkon-Granat-Verhältnisse innerhalb
eines Aufschlusses bzw. einer Bank wurde nicht ermittelt.
 - Geht man von der Existenz einer Osthartz-Decke aus und bringt man die extrem hohen Granat-
gehalte mit oberdevonischen Grauwackenschüttungen in Verbindung, wie BURCHARDT (1994) es
tut, sind zwei Deutungsmöglichkeiten der Verhältnisse um Bad Lauterberg denkbar.
Zum einen könnte der betreffende Bereich der Tanner Zone noch zur Osthartz-Decke gehören,
zum anderen müßte man akzeptieren, daß oberdevonische Grauwacken auch außerhalb der
Osthartz-Decke vorkommen.
Die von SCHÜFFLER (1978) im Bereich des Odertales datierte massige bis gebankte Grauwacke
des mittleren und höheren Oberdevons wird von WACHENDORF (1986) als Äquivalent der Süd-
hartz-Grauwacke angesehen. Da jedoch ein kontinuierlicher Übergang zur Grauwacke-Tonschiefer-
Wechselagerung besteht, müßten sehr viel größere Bereiche zur Osthartz-Decke gerechnet
werden, als von WACHENDORF (1986) angenommen wird, da die massige bis gebankte Grauwacke
sich bis in die Knollen-Mulde hineinzieht. Damit würde die Osthartz-Decke mindestens bis zum
Sieber-Zug heranreichen (vgl. GÜNTHER & HEIN 1999).
GÜNTHER & HEIN (1999) halten es aber für wahrscheinlich, daß sich der von ihnen für den Bereich
nordwestlich von Bad Lauterberg skizzierte Schuppenbau auch noch weiter nach NW fortsetzt.
Unterstützt wird diese Annahme von der Tatsache, daß Olisthostrome auch innerhalb des Sieber-
Zuges (SCHRIEL 1933) und des Lonauer Sattels (SOLANWAR 1978, STOPPEL et al. 1983) auftreten.
„In eine bis in den Bereich des Acker-Bruchberg-Zuges reichende große Decke nach den Vor-
stellungen von WALLISER & ALBERTI (1983) ließen sich die unterschiedlichen silikatlastischen
Turbiditschüttungen problemlos einordnen“ DENEKE (1989, S. 98). Dafür sprächen auch die von
Deneke festgestellten hohen Granat- und Epidotwerte aus dem Sieber-Grauwacken-Zug.

2. Neben der stratigraphisch orientierten Interpretation der Ergebnisse der Schwermineraluntersuchungen ist auch die sich ergebende regionale Verteilung der Granatgehalte und der Zirkonvarietäten sehr aufschlußreich.

• **G r a n a t:**

Abb. 15 zeigt in einer vereinfachten Skizze die Verteilung der Granat-Konzentrationen im Mittel- und Unterharz. Entscheidend für die Abgrenzung der dargestellten Bereiche ist die regionale Konzentration der folgenden Granatgehalte: 0-5%, >5-50% und >50%. Dabei wurden z.B. vereinzelt auftretende höhere Granatgehalte in einem Bereich geringerer Granatführung und umgekehrt nicht gesondert abgegrenzt, um die Übersichtlichkeit der Darstellung zu gewährleisten.

Ein Großteil des Mittel- und Unterharzes zeichnet sich durch extreme Granat-Armut aus. Betroffen sind vor allem Grauwacken aus der Harzgeröder- und Blankenburger Zone, der Zone von Wippra, dem mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone und der Knollen-Mulde.

Granatgehalte von 5-50% liegen aus der Sieber-Mulde (einschließlich des NE des Brockens gelegenen Teiles), aus einem Bereich der Tanner Zone NE von Bad Lauterberg, aus der Südharz- und Selke-Mulde und aus einem kleinen Gebiet nördlich des Rambergs vor.

In einige dieser Bereiche eingeschlossen liegen die Gebiete extrem hoher Granatgehalte von über 50%.

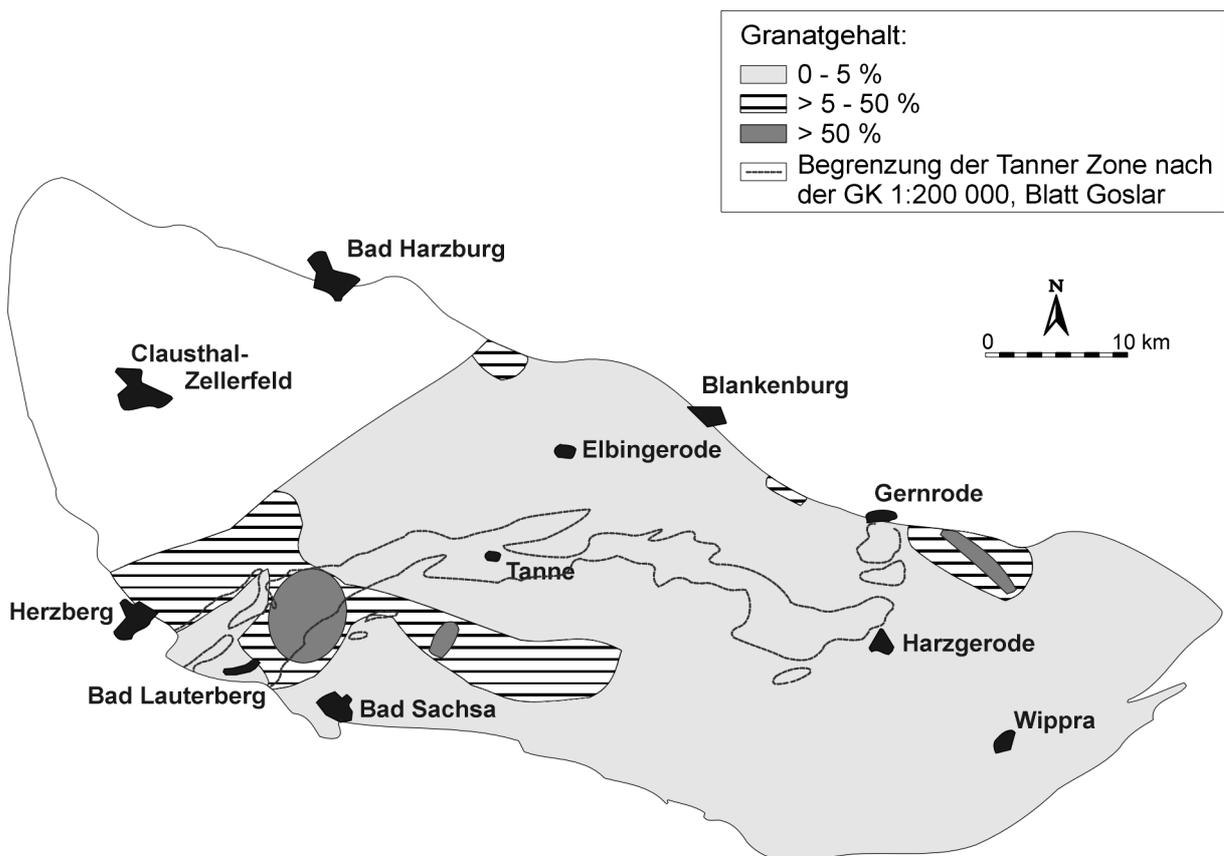


Abb. 15: Vereinfachte Darstellung der Verteilung der Granat-Konzentrationen aus allen Grauwacke-Serien des Devons und Unterkarbons im Mittel- und Unterharz.

- **Zirkon:**

Es gab mehrere Möglichkeiten, die Ergebnisse der Zirkonanalyse zusammenzufassen und für eine regional orientierte Darstellung zugrunde zu legen. Neben der separaten Veranschaulichung von Farb- und Rundungsgradindex wäre es ebenfalls möglich, die Kombination von Farbe und Rundungsgrad eines jeden Zirkons der einzelnen Proben aufzuschlüsseln, um anschließend die Kombination darzustellen, die am häufigsten an einer Probe beteiligt ist.

Grundlage der hier gezeigten Darstellung (Abb. 16) sind die Werte für den Rundungsgradindex und den Farbindex einer jeden Probe aus Tab. 1+2. Die Werte wurden jeweils auf- oder abgerundet und repräsentieren so eine bestimmte Rundungs- bzw. Farbklasse.

Für die Probe 1.2 z.B. ergibt sich, bei einem Rundungsgradindex $R_i = 2,23$, abgerundet eine 2 und somit eine Zugehörigkeit zur Klasse B (1 = A; 2 = B; 3 = C usw.), während $F_i = 2,63$ aufgerundet 3 ergibt und somit der Farbklasse 3 angehört. Die Kombination beider Klassen ergibt für Probe 1.2 eine 3B.

Für jede der untersuchten Proben ergibt sich danach eine Kombination von Farbe und Rundungsgrad wie 1B, 2B, 2C, 3B oder 3C.

Da schon aus Abb. 14 hervorging, daß eine Unterscheidung der Proben eher über den Rundungsgrad als über die Farbe möglich ist, können zum einen die B-führenden Kombinationen, zum anderen die C-führenden Kombinationen gemeinsam betrachtet werden.

Dabei zeigt sich ein Schwerpunkt der B-führenden Proben im westlichen Teil der Tanner Zone NE von Bad Lauterberg. Im östlichen und vor allem im mittleren Teil sind, von einigen Ausnahmen abgesehen, C-führende Proben vertreten.

- Erstaunlicherweise stimmt das Verbreitungsgebiet der B-führenden Proben NE von Bad Lauterberg mit dem Bereich extrem hoher Granat-Konzentration aus Abb. 15 nahezu vollständig überein.

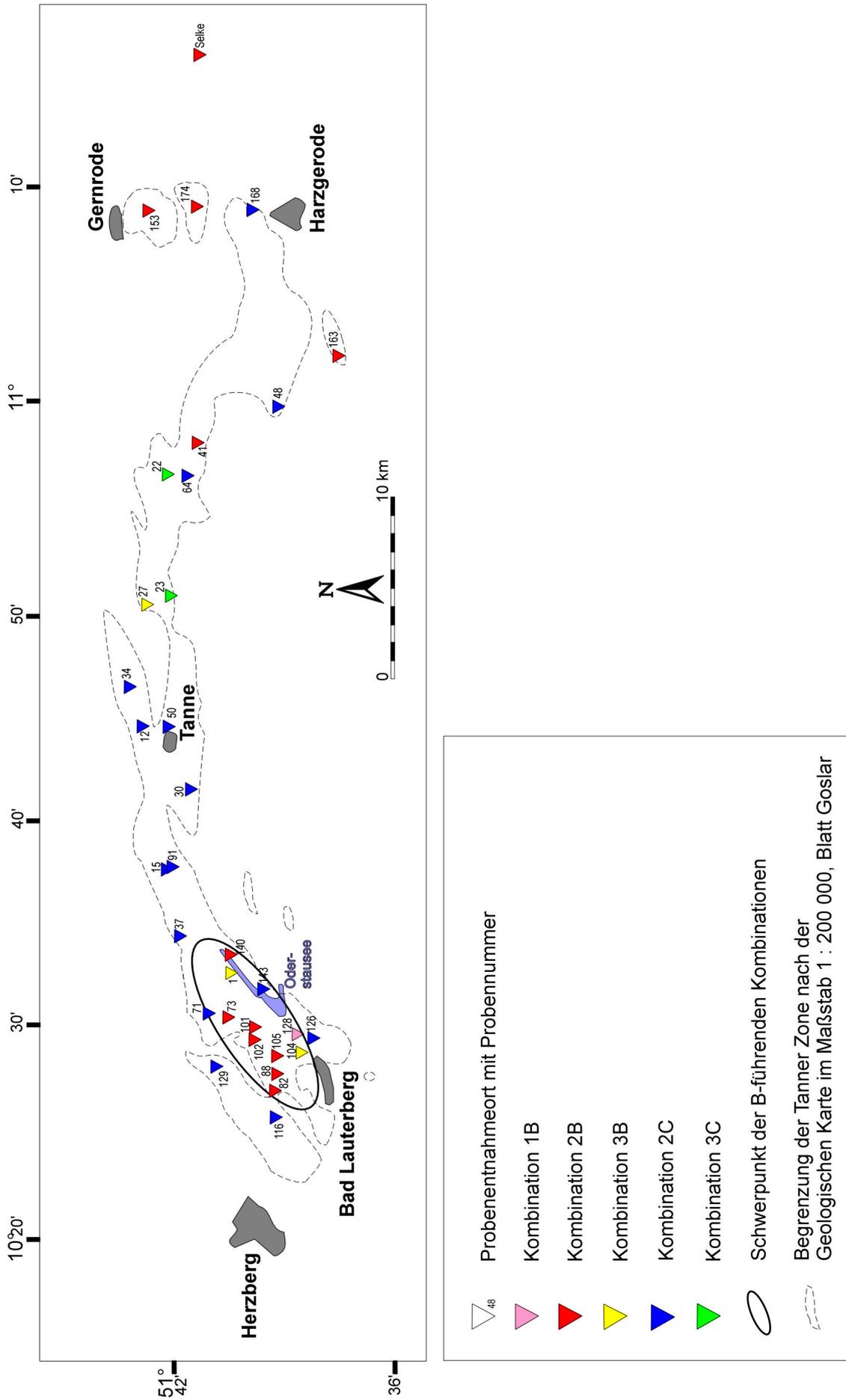


Abb. 16: Regionale Darstellung der Ergebnisse der Zirkonanalyse in Gesteinen der Tanner Serie.

5. Dünnschliff- und Röntgenuntersuchungen

5.1 Bisher bekannte Ergebnisse

Ein Vergleich der Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Grauwacken von verschiedenen Autoren ist, wenn überhaupt, nur bedingt möglich. Der Grund hierfür liegt in der unterschiedlichen Verfahrensweise der einzelnen Bearbeiter bei der quantitativen petrographischen Erfassung der Komponenten. Die hier aufgeführten Vergleiche sollen daher ausschließlich als beschreibender Aspekt gesehen werden.

Vor allem in folgenden Unterscheidungsproblemen könnte es zu unterschiedlichen Ansprachen kommen:

Im Gegensatz zu den Zählungen anderer Autoren (vgl. Tab. 3) sind die Feldspatgehalte nach eigener Analyse besonders im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone verschwindend gering (vgl. Kap. 5.2.3). Dies kann zum einen daran liegen, daß nur einzelne Dünnschliffe ausgezählt wurden, die vielleicht nicht alle Proben in entsprechender Weise repräsentieren. Zum anderen erkennt man oft erst bei genauem Hinsehen, daß es sich bei den Feldspäten nicht um Einzelminerale handelt, sondern daß auch Quarz noch zu diesem Fragment gehört und es somit zu den Plutoniten und nicht zu den Feldspäten gezählt werden muß.

Daneben können fehlerhafte Angaben bei der Ansprache von kataklastischen Quarzkörnern als Quarzite oder umgekehrt gemacht werden, so wird z.B. bei DENEKE (1989) von Quarziten statt Quarzen mit wurmförmig angeordnetem 'Geldrollen'-Chlorit gesprochen.

Ein anderes Problem trat laut DENEKE (1989) bei der Unterscheidung von Hellglimmer und Phyllitfragmenten auf, was sich vermutlich in den geringen Glimmer- und hohen Metamorphitgehalten bei DENEKE (1989) widerspiegelt.

Schwierig ist ein Vergleich petrographischer Untersuchungen unterschiedlicher Bearbeiter auch, da einige Autoren nur das Zählergebnis einer einzelnen Probe darstellen. Im folgenden werden diese Einzeluntersuchungen, trotz geringer Aussagekraft, der Vollständigkeit halber mit aufgeführt.

Die erste quantitative mineralogische Untersuchung von Grauwacken des Harzes liegt laut SCHNEIDERHÖHN (1968) von HELMBOLD (1952) für die Aufschlüsse am Ausgang des großen Andreasbachtals beim Zoll nahe Scharzfeld am Südwestende der Tanner Zone vor (Abb. 17).

Die mineralogische Zusammensetzung (Vol.-%) der von HELMBOLD (1952) untersuchten, seinen Durchschnittstyp repräsentierenden Probe zeigt im Mittel ein Verhältnis der freien Minerale zu Gesteinsbruchstücken von 81:19. Eine Verteilung der genauen %-Werte zeigt Tab. 3. Zum Anteil der Matrix liegen von HELMBOLD (1952) keine separaten Angaben vor.

Auch HUCKENHOLZ (1959) führte eine eingehende petrographische Untersuchung an Gesteinen des Tanner-Grauwacken-Zuges durch. Sie bezieht sich auf die Aufschlüsse bei Straßberg im östlichen Teil der Tanner Zone (Abb. 17). Das Zählergebnis für eine von ihm stellvertretend für alle Proben untersuchte, mittelkörnige Grauwacken-Probe ist ebenfalls in Tab. 3 dargestellt.

Ein Vergleich der Ergebnisse von HELMBOLD (1952) und HUCKENHOLZ (1959) zeigt, daß die untersuchten Gesteine der beiden Autoren qualitativ übereinstimmen. Quantitativ zeichnen sich die Proben bei Scharzfeld durch einen höheren Gehalt an Feldspäten und einen geringeren Metamorphitanteil aus.

Von BURCHARDT (1962) wird die petrographische Zusammensetzung der Probe einer massigen Grauwacke aus dem Luppbodetal im östlichen Teil der Tanner Zone aufgezeigt (Abb. 17).

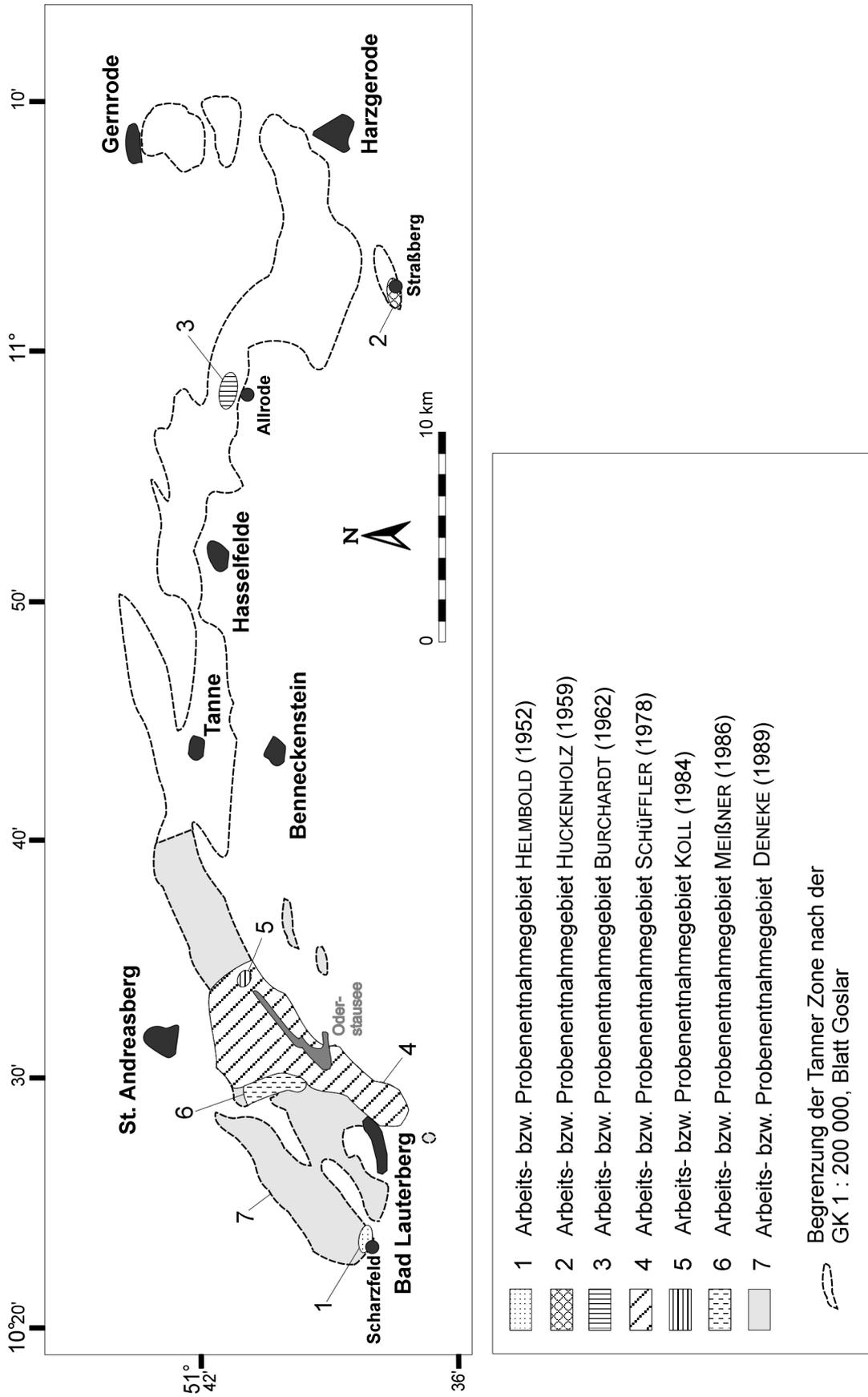


Abb. 17: Ungefähre Lage der Arbeits- bzw. Probenentnahmegebiete der in Tab. 3 aufgeführten Bearbeitern der Tanner Zone. Bearbeitet wurden oberdevonische bis unterkarbonische Gesteine der Tanner Serie.

Unterschiede zu den beiden vorhergehenden Ergebnissen sind beim Quarzgehalt festzustellen, der bei BURCHARDT (1962) mit 30% etwas höher als bei HELMBOLD (1952) und HUCKENHOLZ (1959) ist (vgl. Tab. 3).

SCHÜFFLER (1978) untersuchte den Mineralbestand und den Gehalt an Gesteinsbruchstücken in der oberdevonisch - unterkarbonischen Grauwacke seines Arbeitsgebietes NE von Bad Lauterberg (Abb. 17). Die durchschnittliche Zusammensetzung seiner Proben (vgl. Tab. 3) stimmt, abgesehen von den Schichtsilikaten, trotz der relativ großen Entfernung der Aufschlüsse fast mit der von HUCKENHOLZ (1959) überein.

KOLL (1984) bearbeitete im Rahmen seiner Dissertation hauptsächlich die Gesteine der Harzgeröder Zone sowie die der angrenzenden Tanner Zone und Südharz-Mulde. Eine fein- bis mittelkörnige Probe aus der Tanner Zone nahe der Odertaler Sägemühle (Abb. 17) weist die in Tab. 3 dargestellte Zusammensetzung auf. Ihr Anteil an Magmatitbruchstücken liegt etwas über dem von den meisten anderen Bearbeitern ermittelten Wert. Der Gehalt an Quarz und Feldspäten ist relativ hoch, der an Schichtsilikaten dagegen eher gering.

Petrographische Untersuchungen im Gebiet N von Bad Lauterberg wurden von MEIßNER (1986) durchgeführt (Abb. 17). Die durchschnittliche Zusammensetzung von 22 fein- bis mittelkörnigen Proben der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung des Oberdevon V/VI aus dem Großen Langental ist in Tab. 3 dargestellt. Die Proben zeichnen sich durch einen etwas geringeren Anteil an freien Mineralen, besonders Feldspat, aus.

Ebenso zeigt Tab. 3 die gemittelte petrographische Zusammensetzung von 20 Grauwacke-Proben aus der westlichen Tanner Zone, welche von DENEKE (1989) untersucht wurden (Abb. 17).

Hier ist das Verhältnis von freien Mineralen zu Gesteinsbruchstücken mit 24:65 entgegengesetzt zur sonst üblichen Verteilung beider Gruppen. Die Gehalte an Magmatiten und Metamorphiten ist im Vergleich zu den übrigen Ergebnissen z.T. mehr als doppelt so hoch. Die Werte für die freien Minerale sind entsprechend meist um mehr als die Hälfte geringer.

Der Verdacht liegt nahe, daß hier hauptsächlich grobkörnige Proben untersucht wurden, da in diesen Gesteinen der Anteil an Gesteinsbruchstücken erfahrungsgemäß erheblich höher ist. DENEKE (1989) weist jedoch ausdrücklich darauf hin, daß ihre grobkörnigen Proben nicht in die quantitativen Auswertung mit eingegangen sind. Möglicherweise sind die anfangs erwähnten Probleme bei der Ansprache der Komponenten die Ursache für diesen hohen Prozentwert an Gesteinsbruchstücken.

NEUMANN (1993) führte im Rahmen ihrer Diplomarbeit petrographische und geochemische Untersuchungen an Grauwacken der Tanner Zone durch. Die Werte von NEUMANN (1993), die den Durchschnitt ihrer mittelkörnigen Proben aufzeigen, ähneln denen von HELMBOLD (1952).

GANSSLOSER (1991) analysierte wie SCHÜFFLER (1978) Proben aus dem NE von Bad Lauterberg bezüglich ihres Mineral- und Lithoklastenspektrums. Die in Tab. 3 gezeigten Werte entsprechen dem Durchschnitt der 5 in GANSSLOSER (1996) veröffentlichten Proben. Unterschiede zu den Zählergebnissen von SCHÜFFLER (1978) sind vor allem beim Quarz- und Feldspatgehalt sowie beim Anteil an Metamorphiten, Sedimentiten und Matrix zu verzeichnen.

	Quarz	Feldspat	Chlorit	Glimmer	Sonstige	freie Minerale insg.	Magmatite	Sedimentite	Metamorphite	Gesteinsbruchstücke insg.	Matrix
HELMBOLD (1952) Scharzfeld; (mittelk. Pr.)	24	32	15	2	8	81	7	5	7	19	k. A.
HUCKENHOLZ (1959) Straßberg; (mittelk. Pr.)	22	21	13	6	7	69	8	6	17	31	k. A.
BURCHARDT (1962) Luppodetal; (Probe C)	30	26	11	5	4	76	6	7	11	24	k. A.
SCHÜFFLER (1978) NE Bad Lauterberg; (ø 9 Pr.)	20	20	8	4	9	61	10	7	18	35	4
KOLL (1984) Odertaler Sägemühle; (fein-mittelk. Pr.)	26	27	m. Gl. 7	m. Chl. 7	1	61	13	7	12	32	7
MEIßNER (1986) N Bad Lauterberg; (ø 22 fein-mittelk. Pr.)	20	17	4	4	3	48	13	4	17	34	17
DENEKE (1989) westl. Tanner Zone; (ø 20 Pr.)	12	9	1	+	2	24	20	4	41	65	11
NEUMANN (1993) Tanner Zone; (ø mittelk. Pr.)	26	30	17	5	3	81	4	7	8	19	k. A.
GANSSELOSER (1996) NE Bad Lauterberg; (ø 5 Pr.)	28	25	5	6	2	66	9	3	11	23	11

Tab. 3: Zusammensetzung einiger Grauwacke-Proben aus der Tanner Zone (Angaben in Vol.-%).

Erläuterungen zu den Tab. 3-5: k.A. = keine Angaben

ø 9 Pr. = durchschnittliche Zusammensetzung aus 9 Proben

m. Gl. = mit Glimmer

m. Chl. = mit Chlorit

+ = vorhanden, aber weniger als 1 Vol.-%

KUNERT (1993) spricht von hohem Feldspat- und Vulkanitgehalten und leitet die Gesteine der Tanner Zone von magmatischen Bögen ab.

Auf welchen Teil der Tanner Zone SCHWAB (1993) und KUNERT (1993) ihre Ergebnisse beziehen bzw. ob sie den gesamten Tanner Zug meinen, wird aus ihren Ausführungen nicht deutlich.

Neben den Untersuchungsergebnissen aus der Tanner Zone liegen Vergleichswerte von unterkarbonischen Grauwacken aus dem Oberharz, von mittel- bis oberdevonischen Grauwacken der Südharz-Mulde, von oberdevonischen bis unterkarbonischen Grauwacken der Harzgeröder Zone und der Sieber-Mulde vor, die in Tab. 4 dargestellt werden.

Es fallen die Grauwacke-Proben von DENEKE (1989) aus der Sieber-Mulde, Südharz-Mulde, Harzgeröder Zone und dem Oberharz auf, da sie vergleichsweise geringe Gehalte an Quarz, Feldspat, Chlorit und Glimmer sowie extrem hohe Metamorphitanteile (bis 54%) aufweisen. Lediglich die Metamorphitgehalte in den oberdevonischen Proben aus der Südharz-Mulde sind etwas niedriger.

Die Werte von MATTIAT (1960) für die Oberharzer Kulmgrauwacke sind ebenfalls durch leicht erhöhte Metamorphitgehalte gekennzeichnet.

MÜLLER & STRAUß (1987) stellten in ihrer Kompilation heraus, daß sich die jüngeren, unterkarbonischen Grauwacke-Proben des Oberharzes vor allem durch einen geringeren Feldspatgehalt und einen erhöhten Anteil an Metamorphiten auszeichnen, was mit der Auffassung übereinstimmt, daß im Liefergebiet immer tiefere Stockwerke in eine exponiertere Lage gelangten und abgetragen wurden.

	Quarz	Feldspat	Chlorit	Glimmer	Sonstige	freie Minerale insg.	Migmatite	Sedimentite	Metamorphite	Gesteinsbruchstücke insg.	Matrix
MATTIAT (1960) Großes Steinkertal; culll (ø 20 mittelk. Pr.)	28	20	13	2	12	75	6	3	16	25	k. A.
MATTIAT (1960) Okertalsperre; culll (ø 10 mittelk. Pr.)	29	23	10	3	4	69	6	3	22	31	k. A.
BURCHARDT (1962) Raum Stolberg; ?do-c (ø 6 Pr.)	21	31	10	2	5	69	15	4	12	31	k. A.
KOLL (1984) Harzgeröder Zone; do-cu (ø 16 fein-mittelk. Pr.)	28	32	m. Gl. 5	m. Chl. 5	2	67	8	4	9	21	12
DENEKE (1989) Sieber-Mulde; do-cull (ø 11 Pr.)	12	7	1	+	2	22	10	3	54	67	11
DENEKE (1989) Südharz-Mulde; do (ø 7 Pr.)	13	11	1	+	2	27	21	2	39	62	11
DENEKE (1989) Harzgeröder Zone; do-cull (ø 4 Pr.)	13	7	1	+	1	22	14	3	50	67	11
DENEKE (1989) Oberharz; culll (ø 30 Pr.)	14	9	1	+	2	26	16	1	47	64	10

Tab. 4: Zusammensetzung einiger oberdevonischer bis unterkarbonischer Grauwacke-Proben im Harz (außerhalb der Tanner Zone); Angaben in Vol.-%.

Eine Zusammenstellung einiger petrographischer Zusammensetzungen von Grauwacken außerhalb des Harzes zeigt Tab. 5.

	Quarz	Feldspat	Chlorit	Glimmer	Sonstige	freie Minerale insg.	Magmatite	Sedimentite	Metamorphite	Gesteinsbruchstücke insg.	Matrix
BARTELS (1966(1968)) Raum Zerbst; ?do/cu (ø 5 Pr.)	22	11	10	4	14	61	6	10	18	34	5
HENNINGSEN (1973) Hörre-Zug; doll/III (Probe D 20.1)	39	4	2	7	-	52	4	16	4	24	24
HENNINGSEN (1973) Hörre-Zug; cul/II (ø 5 Pr.)	41	4	3	8	-	56	2	10	11	23	21
HENNINGSEN (1973) Kellerwald; culll (ø 5 Pr.)	30	10	2	8	-	50	8	9	13	30	20
HOMRIGHAUSEN (1979) Hörre-Zone; d (ø 10 Pr.)	29	3	7	5	8	52	2	5	16	23	25
HOMRIGHAUSEN (1979) Hörre-Zone; cu (ø 18 Pr.)	22	11	6	4	11	54	11	2	25	38	8
DÖRR (1986) Raum Gießen; do (ø 10 Pr.)	31	11	+	4	5	51	13	9	14	36	13
DENEKE (1989) Unter-Werra-Sattel; doll/III (ø 3 Pr.)	15	11	2	+	2	30	14	4	40	58	12

Tab. 5: Zusammensetzung einiger oberdevonischer bis unterkarbonischer Grauwacke-Proben außerhalb des Harzes; Angaben in Vol.-%.

HOMRIGHAUSEN (1979) stellte für die Gesteine der Hörre-Zone fest: „...., daß sich die oberdevonischen Psammite sowohl in der qualitativen und quantitativen Zusammensetzung als auch in den daraus resultierenden Gefügeausbildungen von den unterkarbonischen deutlich unterscheiden.“

Seine Zählergebnisse für 10 oberdevonische und 18 unterkarbonische (Einhausen-Schichten) Grauwacke-Proben der Hörre-Zone zeigen vom Oberdevon zum Unterkarbon einen Anstieg an Feldspäten, Magmatiten und Metamorphiten, während vor allem die Gehalte an Quarz und Matrix zurückgehen.

Die Werte von HENNINGSEN (1973) für die Grauwacken des Hörre-Zuges zeigen ebenfalls einen deutlichen Anstieg des Metamorphitanteils vom do II/III zum cu I/II von 4 auf 11%, während die Magmatite und Sedimentite gleichzeitig abnehmen.

Einen vergleichbaren Trend könnte man auch für die stratigraphisch unterschiedlich eingestufteten Teilbereiche (westlicher und mittlerer/östlicher Teil) in der Tanner Zone erwarten.

Die dargestellten Zusammensetzungen der Grauwacken in Tab. 1 sind für die Bestätigung einer solchen Aussage jedoch nicht geeignet, da keiner der Bearbeiter seine Untersuchungen sowohl im Westen als auch im Osten vorgenommen hat.

Daher muß hierfür auf die Zusammenfassung der eigenen Untersuchungsergebnisse (Kap. 5.2) verwiesen werden.

Zum Liefergebiet der siliziklastischen Sedimente der Tanner Zone äußerten sich mehrere Autoren:

HUCKENHOLZ (1959) führt die quantitativen Unterschiede innerhalb der Tanner Zone auf verschiedene Erosions-, Transport- und Absatzbedingungen zurück. Nach seinen Untersuchungsergebnissen kommt ein südlich des Sedimentationsraumes der 'Tanner Grauwacke' gelegenes Festland in Frage, die 'Mitteldeutsche Schwelle' (BRINKMANN 1948).

Auch SCHÜFFLER (1978) kommt zu dem Schluß, daß die Schüttung der siliziklastischen Sedimente aus ± südlicher Richtung erfolgt sein muß. Als Liefergebiet kommt, speziell nach den petrographischen Untersuchungsergebnissen, für ihn nur die Mitteldeutsche Schwelle in Frage, von der neben dem Sedimentmantel ein Teil der metamorphen Hülle mit einem Anteil magmatischer Gesteine abgetragen worden ist.

Sowohl HENNINGSEN (1961) als auch GANSSLOSER (1996) bestätigen eine Schüttungsrichtung von E/SE nach W/NW und auch PLESSMANN (1961), WACHENDORF (1986) und DENEKE (1989) sprechen sich für die Mitteldeutsche Schwelle (nach HENNINGSEN 1970 eher 'Mitteldeutsche Kristallin-Inseln') als Liefergebiet der siliziklastischen Sedimente aus.

5.2 Eigene Untersuchungsergebnisse

Als Grundlage der lichtmikroskopischen Untersuchungen dienten 224 Gesteinsdünnschliffe, die zunächst alle einer ersten Durchsicht unterzogen wurden. Für die weiteren, qualitativen und quantitativen Untersuchungen wurde, soweit möglich, auf die Dünnschliffe mittelkörniger Grauwacke zurückgegriffen, um eine möglichst hohe Anzahl an Körnern vorliegen zu haben. Hierbei wird der flächenmäßig größte Anteil des Schliffes von Komponenten der Größe 0,1 - 0,63 mm eingenommen, was in etwa der Fein- und Mittelsandfraktion entspricht.

5.2.1 Beschreibung der Komponenten in Gesteinsdünnschliffen

Nachfolgend werden die typischen und besonderen Merkmale der einzelnen Komponenten beschrieben.

Auf die Gefügeeigenschaften wird in Kap. 5.2.2 eingegangen.

5.2.1.1 Einzelminerale

Die Einzelkristalle oder Kristallbruchstücke sind in der Regel detritischer Herkunft. Lediglich bei einigen Mineralen, wie z.B. beim Chlorit, Quarz, Serizit, Albit und Karbonat, ist auch eine diagenetische Bildung nicht ausgeschlossen.

Q u a r z

Man kann unter gekreuzten Nicols zwischen monokristallinen und kataklastischen Quarzkörnern unterscheiden.

Handelt es sich um einen Einzelkristall, ist entweder einheitliche oder undulöse Auslöschung zu beobachten, wobei letztere durch Druckbeanspruchung entsteht und durch wechselnde Ausrichtung der Hauptachse in einem Quarzkorn verursacht wird.

Bei kataklastischen Quarzen ist eine undulöse Auslöschung der einzelnen Quarzbereiche ebenfalls möglich. Anhand der Umgrenzungen kataklastischer Quarzbereiche kann man erste Aussagen zur Herkunft der Quarze machen. Typisch für Quarze metamorpher Herkunft sind suturierte Umgrenzungen, während Quarze magmatischen Ursprungs eher ebene Umgrenzungen der Bereiche aufweisen.

Schwierigkeiten treten gelegentlich bei der Unterscheidung von kataklastischen Quarzen und Quarzitbruchstücken auf. Beim Einschleifen des Hilfsobjektes Rot I unter gekreuzten Nicols zeigen die kataklastischen Quarze sehr häufig eine gleichartige Farbverteilung (Taf. 4, Fig. 2), während die Regellosigkeit der Quarzitbruchstücke durch die unterschiedliche Färbung der Quarzindividuen unterstrichen wird.

Neben Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, die den Quarz regellos oder linear durchziehen, treten auch Mineraleinschlüsse auf. Hierbei handelt es sich, wenn eine Bestimmung überhaupt möglich ist, um Apatit, Zirkon, Epidot, Disthen, Turmalin, Rutil, Chlorit oder Erz.

Einschlüsse von Rutil treten meist in Form von Nadelchen auf, deren Länge und Anordnung Auskunft über die Herkunft der Quarze geben können: Kurze, dicke, unregelmäßig verteilte Rutilnadeln sind für granitische Quarze typisch, während lange, sehr dünne und parallel angeordnete Nadelchen auf die Herkunft aus einem Gestein der Granulitfazies hinweisen (frdl. mdl. Mitt. VOGLER, 15.11.1996).

Typisch für Gangquarzgerölle sind geldrollenförmige Einschlüsse von Chlorit, die sogenannte 'Helminth-Struktur' (Taf. 4, Fig. 1).

Gelegentlich kann man in den Schliffen lagige, büschelige, radialfaserige oder sphärolithische Hohlräumausfüllungen erkennen, bei denen es sich um die Quarzvarietät Chalcedon handelt. Im linear polarisierten Licht wird der lagige, traubig-nierige Aufbau durch die bräunliche Färbung des Chalcedons besonders deutlich (Taf. 4, Fig. 3+4).

F e l d s p a t

Je nach Art der Feldspäte lassen diese sich mehr oder weniger leicht identifizieren. Im Dünnschliff gut unterschieden werden konnten überwiegend polysynthetisch verzwillingte Plagioklase, Perthite und Mikroklin. Nicht verzwillingter Kalifeldspat und Albit sind vor allem durch ihre verwitterungsbedingte Trübung vom Quarz abgrenzbar.

Weiterhin treten Alkalifeldspäte höchstens mit einfacher Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz auf.

Die Plagioklase zeigen meist Kombinationen von Verzwillingungstypen, z.B. nach dem Karlsbader, Albit- oder Periklin-Gesetz.

Mögliche Formen der Verwachsungen sind der bereits erwähnte Perthit bzw. Antiperthit, bei denen es sich um K-reichen Feldspat mit Lamellen von Na-reichen Feldspat bzw. umgekehrt handelt.

Daneben kann man vereinzelt Verwachsungen von Quarz und Feldspat beobachten, die in mikroskopischen Dimensionen als Myrmekit bezeichnet werden.

Gelegentlich treten sogenannte 'Schachbrettalbite', d.h. schachbrettartig verzwillingte Albite auf, die anzeigen, daß es zu einer spätdiagenetischen Albitisierung von Kalifeldspäten gekommen ist.

Viele Plagioklase zeigen eine mehr oder weniger fortgeschrittene Serizitisierung, wobei die Serizitfitter meist regellos verteilt und nur gelegentlich längs von Spaltrissen angeordnet sind.

Seltener erscheinen Plagioklase mit deutlichem Zonarbau im Dünnschliff, der auf unterschiedliche An-

Gehalte zurückgeht oder solche mit verbogenen Zwillinglamellen (Taf. 4, Fig. 5) oder undulöser Auslöschung.

Eine Varietät der Alkalifeldspäte ist der hier nur vereinzelt auftretende Adular, der als Tieftemperaturbildung und Kluftmineral in einer mit Calcit gefüllten Kluft vorliegt (Taf. 4, Fig. 6).

G l i m m e r

Es können Biotit und Muskovit unterschieden werden.

Muskovit ist meist farblos und zeichnet sich besonders durch seine bunten Interferenzfarben aus. Sowohl dünne, längliche oder dickere Glimmerplättchen, feinschuppige Flitter als auch ganze Glimmerpakete konnten beobachtet werden.

Als sekundäres Umwandlungsprodukt, z.B. von Feldspäten, ist die feinschuppige Varietät 'Serizit' weit verbreitet.

Verwachsungen mit Biotit oder Chlorit sowie gebogene und geknickte Formen oder ausgefrante Enden der Glimmer sind möglich.

Biotit fällt besonders durch seine meist intensive Färbung und den starken Pleochroismus von Hellgrün/Gelb zu Dunkelgrün oder von Hellbraun zu Dunkelbraun auf. Seine Doppelbrechung ist hoch, aber die ursprünglich lebhaften Interferenzfarben sind durch die Eigenfarbe des Biotits überdeckt.

Durch Verwitterung gebleichte Biotite können leicht mit Muskovit verwechselt werden, eine Unterscheidung beider ist dann nur über den kleineren Achsenwinkel des Biotits möglich.

Die Glimmer sind überwiegend regellos verteilt. Einige Grauwacke-Proben (z.B. Probe 46) sind deutlich geschiefert, was durch die Einregelung der Glimmer verdeutlicht wird. Ebenso zeichnen die Glimmer die Sedimentstrukturen in den tonig-siltigen Partien sowie in den Silt- bis Feinsandsteinen des Plattenschiefers nach.

Je nach Größe werden die Glimmer als Einzelkörner betrachtet (>20 μm) oder unter dem Begriff Matrix erfaßt (vgl. Kap. 5.2.1.3).

C h l o r i t

Chlorite treten in Form von kleinen Schüppchen, Fasern oder Blättchen als Bestandteil der Matrix auf. Daneben kommen sie aber auch in Gestalt von größeren Blättchen oder Schuppen sowie als wurmförmige Aggregate im Quarz vor.

In den untersuchten Dünnschliffen sind die Chlorite überwiegend blaßgrün, nur selten weisen sie eine kräftigere Färbung auf. Die teils blauen, teils braunen Interferenzfarben gehen auf die unterschiedlichen Fe- bzw. Mg-Gehalte der Chlorite zurück. Üblicherweise sind Chlorite mit blauen Interferenzfarben Fe-reich, während solche mit braunen Interferenzfarben eher auf Mg-Reichtum hinweisen (TRÖGER 1967). Die bereits bei der Beschreibung der Glimmer angesprochenen Verwachsungen mit Chlorit lassen sich z.T. an einzelnen Blättchen beobachten, so daß man daraus schließen kann, daß wenigstens ein Teil der Chlorite aus Glimmern hervorgegangen ist.

Die Chlorite sind vermutlich überwiegend detritischen Ursprungs, darüber hinaus können aber auch Neubildungen auftreten. Eine Unterscheidung beider ist nicht immer möglich.

5.2.1.2 Gesteinsbruchstücke

Hierbei handelt es sich um Fragmente, die aus mindestens zwei gleichen oder verschiedenen Mineralen bestehen.

Eine eindeutige Zuordnung der beobachteten Gesteinsbruchstücke zu der einen oder anderen Gruppe

ist nicht immer möglich, da Übergangsformen auftreten können. Ebenso schwierig ist die Abgrenzung von sehr feinkörnigen sedimentären zu magmatischen Geröllen (z.B. Kieselschiefer und Vulkanite).

- Magmatite

Plutonite

Identifiziert werden konnten vorwiegend saure bis intermediäre Bruchstücke, z.B. granitische bis granodioritische Fragmente (Taf. 4, Fig. 7+8).

Schon im linear polarisierten Licht kann man die Plutonite an der unterschiedlichen Trübung des Gesteinsbruchstückes erkennen, welche die Verteilung von Quarz und Feldspat nachzeichnet. Verwachsungen dieser beiden Minerale treten als Schriftgranite oder Myrmekite im Schliff auf (Taf. 5, Fig. 1).

Die Gesteinsfragmente bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat, wobei unterschiedlich stark sericitisierter Plagioklas gegenüber Kalifeldspat überwiegt. Die einzelnen Quarze löschen undulös oder felderhaft aus. Sowohl Hellglimmer als auch Biotit können erhalten sein. Häufig tritt Chlorit an Stelle des Biotits auf.

Eine hypidiomorph-körnige Struktur ist weit verbreitet.

Vulkanite

Während bei den Plutoniten hauptsächlich saure bis wenige intermediäre Gesteinsbruchstücke unterschieden werden konnten, muß man die Gruppe der Vulkanite in saure sowie in intermediäre und basische unterteilen.

Die sauren Vulkanite zeichnen sich durch ihr vorwiegend porphyrisches Gefüge aus. In einer feinkörnigen bis glasigen Grundmasse aus, soweit erkennbar, Quarz, Feldspäten und Phyllosilikaten befinden sich Einsprenglinge von Quarz und Feldspäten. Die z.T. leistenförmigen Feldspäte können fluidale Einregelung zeigen.

Durch Umkristallisation erhalten saure (und auch intermediäre) Vulkanite ein blumenkohlartiges Aussehen.

Gelegentlich treten sphärolithische Fragmente auf, die aus radialstrahlig angeordneten Quarz- bzw. Feldspatkristallen bestehen.

Ebenfalls zu beobachten sind saure Vulkanite, die Feldspäte mit Wachstumsfehlbau zeigen. Nach VÖGLER (frdl. mdl. Mitt., 15.11.1996) ist dies ein Anzeichen für eine drastische Unterkühlung der Schmelze.

Die intermediären bis basischen Vulkanite bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Chlorit, während die in ihnen ehemals vorhandenen Amphibole und Pyroxene meist vollständig umkristallisiert vorliegen. Weit verbreitet ist in den Fragmenten ein ophitisches Gefüge. Hierbei liegen leistenförmige Plagioklase in krypto- bis mikrokristallinem Chlorit und feinverteilter, opaker Substanz.

Daneben treten Varietäten mit porphyrischer Struktur auf. Polysynthetisch verzwilligte Plagioklase von bis zu 0,25 mm 'schwimmen' in einer Grundmasse aus kleineren, leistenförmigen Plagioklasen, Chlorit und opaker Substanz (Taf. 5, Fig. 2).

Intermediäre bis basische Vulkanite mit Fluidaltextur wurden nur selten beobachtet.

- Metamorphite

G n e i s

Glimmer- und Chlorit-reiche Lagen sowie langgestreckte Quarze umgeben mehr oder weniger leicht spindelförmige Quarz- und Feldspatkörner.

Übergänge dieser Gerölle bis hin zu schwach phyllitischer Grauwacke sind zu beobachten, wodurch eine Zuordnung nicht eindeutig vorgenommen werden kann.

Gesteinsbruchstücke dieser Art kommen hauptsächlich in der massigen bis gebankten Grauwacke bei Allrode vor.

Q u a r z i t

Man erkennt bei den Quarziten sämtliche Übergänge von kaum bis eng verzahnten Quarzkörnern. Deren unterschiedliche Orientierung, die ein Unterscheidungsmerkmal zu den kataklastischen Quarzen (siehe dort) darstellt, wird mit Einschieben des Hilfsobjektes Rot I deutlich. Die Quarzkörner löschen undulös aus. Übergänge zu Quarz-Sandstein sind möglich.

Feldspat ist, wenn überhaupt, nur in sehr geringen Mengen enthalten.

G l i m m e r - u n d C h l o r i t q u a r z i t

Es handelt sich um Quarze, an deren Korngrenzen in regelloser Verteilung Glimmer und/oder Chlorite auftreten. Im Gegensatz zur Gruppe der Glimmer- und Chloritschiefer zeigen die Glimmer- und Chloritplättchen hier keine bevorzugte Ausrichtung.

Die Quarze löschen undulös oder felderhaft aus und können ebenso intensive Verzahnung zeigen wie die reinen Quarzitbruchstücke.

G l i m m e r s c h i e f e r , C h l o r i t s c h i e f e r , Q u a r z i t s c h i e f e r u n d P h y l l i t

Im Gegensatz zu den Bruchstücken der zwei zuletzt beschriebenen Gruppen, weisen die Komponenten der Gesteinsfragmente dieser Gruppe eine deutliche Einregelung bzw. Auslängung auf.

Die linsenförmig ausgedünnten Quarze sind mit unterschiedlicher Korngröße am Aufbau der Bruchstücke beteiligt, die Chlorite und Glimmer zeigen eine bevorzugte Ausrichtung und können mächtigere Pakete bilden.

Je nach Anteil der einzelnen Komponenten gibt es alle Übergänge zu Quarz-Glimmerschiefer, Quarz-Chloritschiefer, Glimmer-Chlorit-Quarzitschiefern oder auch von Glimmerschiefern zu Phylliten.

Die Phyllitfragmente sind dünnstiefriig, oft gefältelt, leicht glänzend und gelegentlich mit Porphyroblasten durchsetzt, bei denen es sich z.B. um Chlorit, Granat oder Rutil handeln kann (Taf. 5, Fig. 3).

Eine höher metamorphe Überprägung erkennt man an der Anlegung einer zweiten Schieferungsebene, die von den blättrigen Mineralen nachgezeichnet wird. Je enger dabei die zweite Schieferung ausgebildet ist, um so tiefer ist das Stockwerk anzunehmen, in dem sie geprägt wurde.

- Sedimentite

T o n s t e i n b z w . - s c h i e f e r

Tonstein- bzw. Tonschieferfragmente sind im Schliff durch org.-kohlige Reste und opake Substanz meist dunkel gefärbt und weisen häufig eine länglich, plattige Form auf. Die einzelnen Tonminerale sind mit einem Polarisationsmikroskop jedoch nicht zu identifizieren. Lediglich vereinzelt auftretende Quarze

der Feinsiltfraktion können erkannt werden.

Sehr selten treten tonige Komponenten auf, die als Intraklasten angesehen werden müssen.

Tonige Gesteinsbruchstücke kommen in unterschiedlicher Anzahl in nahezu allen Schliffen vor.

S a n d - u n d S i l t s t e i n

Bruchstücke von Sand- und Siltsteinen sind ebenfalls verbreitet und treten mal häufiger, mal weniger häufig auf.

In Siltsteinen kann man oft kleinmaßstäbliche Sedimentstrukturen wie z.B. Schrägschichtung beobachten. Sie werden durch den Wechsel von dunklen tonigen Partien und hellem tonarmen Material nachgezeichnet.

Größere Siltstein- oder Sandsteinfragmente kann man daran erkennen, daß die einzelnen Partikel im linear polarisierten Licht durch die dunkler gefärbte, meist tonige Matrix voneinander abgrenzbar sind (Taf. 5, Fig. 4).

Daneben konnten auch Bruchstücke von Grauwacken beobachtet werden.

Alle Varietäten der Sand- und Siltsteine können sowohl Korn- als auch Matrix-gestützt vorliegen.

K i e s e l s c h i e f e r

Fragmente, die ein sehr feinkörniges Gemenge aus Mikroquarz und Chalcedon zeigen, werden als Kieselschiefer angesprochen. Dabei können die meist gräulichen Bruchstücke durch organisch-kohlige Substanz verunreinigt und somit dunkel gefärbt sein. Gelegentlich werden die Kieselschieferfragmente von Quarzadern durchzogen. Hinweise auf Radiolarien-Reste konnten nicht gefunden werden.

Eine Verwechslung dieser Gruppe mit feinkristallinen sauren Vulkaniten ohne Einsprenglinge ist leicht möglich.

5.2.1.3 Matrix

Hierunter werden alle Komponenten unter 20 μm mit Ausnahme der karbonatischen zusammengefaßt. Es dominieren Tonminerale, Chlorit und Glimmer sowie Quarz und seltener Feldspat. Auch Erzpartikel, limonitische Substanz und wenig Schwerminerale sind am Aufbau der Matrix beteiligt.

Besonders viele Aggregate oxidischer Fe-Verbindungen finden sich in der massigen bis gebankten Grauwacke in der Umgebung von Bad Lauterberg.

Der größte Teil der Matrix ist detritischer Natur, daneben gibt es Bestandteile, die durch Umwandlung aus anderen Mineralen oder durch Neubildung entstanden sind (z.B. Serizitisierung oder Chloritisierung bzw. Serizit, Chlorit, Karbonat).

5.2.1.4 Andere Komponenten

S c h w e r m i n e r a l e

Die Schwerminerale wurden bereits in Kap. 4 behandelt. Man findet sie in den Dünnschliffen oft nur vereinzelt, z.T. aber auch sehr stark angereichert. Schwerminerale können als Einzelminerale oder mit anderen Mineralen verwachsen in Gesteinsbruchstücken auftreten. In dieser Form können die Schwerminerale mehr über ihre Herkunft verraten als im Körnerpräparat.

So weist z.B. ein Epidot in einem großen Quarzkorn oder auch mit einem Titaniteinschluß auf eine magmatische Herkunft hin.

Gelegentlich kommt es zur Anhäufung von Schwermineralen im Schliff. In solchen Schwerminerallagen

sind z.B. viele opake Minerale und Chrom-Spinelle beobachtet worden.

Exemplare von Granat-Glimmerschiefer konnten trotz des teilweise hohen Gehaltes an Granat im Körnerpräparat nicht gefunden werden.

O p a k e M i n e r a l e

Hierzu gehören undurchsichtige bis rötlich durchschimmernde Körner, die in allen Proben mit wechselnden Gehalten zu finden sind. Dabei handelt es sich vermutlich um feinkristalline, feinverteilte Aggregate oxidischer Fe-Verbindungen.

Erzminerale zeichnen sich durch regelmäßige Formen aus, wie z.B. der Pyrit mit seinem quadratischen Querschnitt.

Organisch-kohlige Substanz dagegen ist anhand der bizarren Umrisse und zerfransten Ränder zu erkennen.

K l u f t - u n d G a n g m i n e r a l e

Sehr häufig durchziehen unregelmäßig verlaufende Klüfte unterschiedlicher Breite und Ausdehnung die entnommenen Gesteinsproben. Im Dünnschliff sind dann zusätzlich noch Mikroklüfte erkennbar.

Als Kluffüllung tritt überwiegend Quarz auf, wobei die Korngröße innerhalb einer Kluffüllung in etwa zwischen 0,01 mm und 0,8 mm schwanken kann. In größeren Klüften kann die Ausscheidung in mehreren Generationen erfolgen (Gangquarz). Die senkrecht auf den Klufflächen aufgewachsenen Quarze können je nach Wachstums geschwindigkeit der Kristalle gerade oder gebogene Korngrenzen aufweisen. In einem Schliff konnten idiomorphe Quarzkristalle mit einer Größe von etwa 1,6 mm und Einschlüssen von geldrollenförmig gebogenem Chlorit beobachtet werden.

Auftretende Gangquarzgerölle sind infolge von Deformationsvorgängen meist zerschert.

Vereinzelt treten offene Klüfte auf, die von Eisenoxid- bzw. -oxidhydrat-Mineralen umsäumt sind.

Neben Quarz kann auch Calcit als Kluffüllung auftreten.

In einigen Schwermineralpräparaten konnte zudem eine beachtliche Menge Baryt beobachtet werden. Es ist also möglich, daß auch dieses Mineral als Kluffüllung vorliegt.

K a r b o n a t i s c h e M i n e r a l e

Karbonatbildung konnte in zersetzten Feldspäten, in der Matrix und in einigen Gesteinsbruchstücken, Kalksteingerölle dagegen nicht beobachtet werden.

Wie bereits erwähnt, ist Calcit auch als Kluffüllung vertreten. Bruchstücke solcher ehemaliger Calcitgänge treten nur vereinzelt auf.

5.2.1.5 Kontaktmetamorph überprägte Gesteine bzw. Komponenten

Im östlichen Bereich des Arbeitsgebietes, nördlich Siptenfelde, liegen die Gesteine der Tanner Zone innerhalb des Kontakthofes des Ramberg-Massivs. Die kontaktmetamorphe Beeinflussung der dort entnommenen Proben ist hauptsächlich von ihrer Korngröße abhängig: Während die fein- bis mittelkörnigen Grauwacken insgesamt geschiefert sind und vereinzelt Gerölle von kontaktmetamorph vor der Einbettung überprägten Tonschiefern enthalten, weisen die tonig-siltigen Proben die typischen Merkmale der Knotenschiefer auf.

Die Knötchen sind zwischen 0,1 und 0,8 mm groß, erscheinen jedoch überwiegend nicht, wie von STEINKE (1992) und in den Erläuterungen zu Blatt Harzgerode beschrieben, als dunkle Flecken, sondern eher heller als das umgebende Gestein (Taf. 5, Fig. 7). Sie sind rundlich bis oval und besitzen gelegentlich

einen dunklen Kern oder eine noch hellere, sehr dünne Kruste (Taf. 5, Fig. 8). Die hellen Knötchen bestehen aus einer Anreicherung von Serizit (primär oder als Pseudomorphose nach Cordierit?). Einzelne Tonschieferbruchstücke in verschiedenen Proben der Tanner Zone zeigen aber auch dunkle Flecken, die vermutlich gesproßte Blasten darstellen (Taf. 5, Fig. 6). Die kontaktmetamorphe Überprägung muß bereits im Liefergebiet erfolgt sein, da die Schriffe ansonsten keinerlei kontaktmetamorphe Beeinflussung aufweisen.

5.2.2 Korneigenschaften

5.2.2.1 Kornform und Einregelung

Allgemeingültige Gesetzmäßigkeiten, die in der Literatur (z.B. HELMBOLD 1952, HUCKENHOLZ 1959, MATTIAT 1960, HENNINGSEN 1961) schon häufig in Verbindung mit Grauwacken erwähnt wurden, treffen auch für die hier untersuchten Dünnschliffe zu.

Der Großteil der Grauwacke-Komponenten ist normalerweise schlecht gerundet. Dabei ist der Rundungsgrad von Quarz meist schlechter als der von Feldspäten. Die Gesteinsbruchstücke sind überwiegend besser gerundet, jedoch gibt es auch hier je nach Art der Fragmente Unterschiede. So scheinen Plutonite am wenigsten, Quarzite etwas besser und Phyllite, Glimmerschiefer, Vulkanite und Sedimentite am besten gerundet zu sein. Die Ursache für die unterschiedlichen Rundungsgrade liegt vermutlich in der unterschiedlichen Härte der Komponenten.

Ebenso einig ist man sich auch über die Beziehung von Rundungsgrad und Korngröße. Je kleiner der mittlere Korndurchmesser, desto kleiner ist der Grad der Rundung. Auch das ist leicht nachzuvollziehen, da die Gesteinsbruchstücke in der Regel größere Korndurchmesser aufweisen als z.B. Quarz oder Feldspat.

Die Korngestalt von Quarz, Feldspat, Plutoniten, Vulkaniten und Sandsteinen ist überwiegend isometrisch, die Metamorphite und Tonschiefer dagegen sind eher länglich ausgebildet.

Anhand der länglichen Komponenten kann man in einigen Dünnschliffen eine Einregelung feststellen. Neben Phylliten und Tonschiefern sind hieran auch Quarze, vor allem kataklastische, beteiligt. Die Gesetzmäßigkeiten sind dabei nicht auf einen bestimmten Korngrößenbereich beschränkt.

5.2.2.2 Korngrößenverteilung

Eine Korngrößenanalyse im Dünnschliff ist im allgemeinen sehr aufwendig, so daß die hier durchgeführten Untersuchungen auf einer Abschätzung der Korngrößenverhältnisse beruhen.

Die Komponenten der untersuchten Proben erreichen Korngrößen der Ton- bis Mittelkiesfraktion.

Als 'feinkörnig' werden dabei die Proben bezeichnet, deren Klastite überwiegend im Grobschluff bis Feinsandbereich ($\sim 0,03 - 0,1$ mm) liegen. Die 'mittelkörnige' Grauwacke enthält, wie bereits erwähnt, hauptsächlich Komponenten der Größe $\sim 0,1 - 0,63$ mm, was in etwa der Fein- und Mittelsandfraktion entspricht. Daneben gibt es Schriffe, die großenteils Körner von $0,63 - \sim 1$ cm Durchmesser aufweisen und als 'grobkörnig' gelten. Nur vereinzelt konnten noch gröbere Komponenten beobachtet werden.

Allein durch die Gradierung der Bänke können auf kleinstem Raum starke Korngrößenschwankungen auftreten. So zeigen nur ca. 10 cm dünne Lagen eine Abnahme der Korngröße von ~ 2 mm im unteren Bereich bis auf $\sim 0,05$ mm im oberen.

Weiterhin kann man feststellen, daß die Klassierung um so schlechter wird, je grobkörniger die Grauwacke ist.

Dagegen steigt in der Regel mit zunehmender Korngröße der Gehalt an Gesteinsbruchstücken.

5.2.3 Auswertung der Dünnschliffuntersuchungen

Etwa ein Viertel der Proben müssen als Glimmer- und Chlorit-reiche Silt- oder Feinsandsteine bezeichnet werden. Bei der Durchsicht der Dünnschliffe wurden diese Proben nicht für weitere quantitative bzw. halbquantitative Untersuchungen herangezogen.

Die übrigen Proben können nach FÜCHTBAUER (1988) überwiegend als Sandsteine mit vielen Gesteinsbruchstücken angesprochen werden. Diese petrographische Bezeichnung entspricht der in der vorliegenden Arbeit verwendeten Feldbezeichnung 'Grauwacke'.

Der Begriff Gesteinsbruchstück-reicher Sandstein ergab sich bereits nach der ersten Durchsicht der Dünnschliffe, wobei ein Gehalt an Gesteinsbruchstücken von ca. 30 - 50% abgeschätzt werden konnte. Dabei fiel auf, daß die meisten Proben zwei voneinander abgrenzbaren Gruppen zugeordnet werden können. Die eine Gruppe weist einen relativ hohen Anteil an Magmatiten von etwa 25 - 45% und einen relativ geringen Anteil an metamorphen Bruchstücken von unter 10% auf.

Das Verhältnis von plutonischen zu vulkanischen Fragmenten innerhalb der Magmatite beträgt zwischen 2/3 zu 1/3 und 50:50, während bei den Metamorphiten die Glimmer- und Chloritquarzite dominieren.

Genau umgekehrt verhält es sich bei der anderen Gruppe, in der die Metamorphite etwa 25 - 40% ausmachen und die Magmatite mit weniger als 10% vertreten sind. Besonders auffällig in diesen Schliffen ist der relativ hohe Glimmeranteil, sowohl als Einzelminerale wie auch in der Matrix.

Innerhalb der Metamorphite überwiegen Glimmer- und Chloritquarzite, daneben treten Phyllite und Glimmerschiefer häufiger auf. Bei den Magmatiten sind fast nur saure Plutonite zu verzeichnen.

Der Quarzgehalt scheint in beiden Gruppen ähnlich zu sein und bei 25 - 35% zu liegen. Ebenso gleichen sich auch die sehr geringen Anteile an Sedimentiten.

Weiterhin hat es den Anschein, als wäre der Matrixgehalt in der ersten Gruppe etwas niedriger, der Feldspatgehalt dagegen etwas höher.

Von 98 untersuchten Dünnschliffen der Gesteinsbruchstück-reichen Sandsteine konnten 79 eindeutig der einen oder anderen dieser beiden Gruppen zugeordnet werden. 40 Schliffe entsprachen der ersten, Magmatit-reichen Gruppe, 39 Schliffe der Metamorphit-reichen. Die übrigen 19 Proben ähneln der ersten Gruppe, allerdings sind die Magmatitgehalte nicht ganz so hoch. Sie liegen eher bei etwa 20%, womit auch sie sich deutlich von der zweiten, Metamorphit-reichen Gruppe abheben.

Die regionale Verteilung der Gruppen wird in Abb. 18 dargestellt.

Die Magmatit-reichen Proben beschränken sich auf den westlichen Teil der Tanner Zone, während die Metamorphit-reichen hauptsächlich im mittleren und östlichen Bereich vorkommen. Die der Magmatit-reichen Gruppe ähnelnden Proben zeigen ebenfalls ein auf den westlichen Teil der Tanner Zone begrenztes Vorkommen. In Abb. 18 sind diese Proben durch eine zusätzliche Farbsignatur gekennzeichnet, obwohl sie im folgenden zur Magmatit-reichen Gruppe gestellt werden, womit auch weiterhin nur von zwei Gruppen gesprochen wird.

Vergleicht man die regionale Verteilung der beiden Gruppen z.B. mit den in Abb. 6 zusammengestellten Datierungen, dann erkennt man, daß das Verbreitungsgebiet der Magmatit-reichen Proben mit dem als oberdevonisch eingestuftem Bereich übereinstimmt. Der mittlere und östliche, unterkarbonische Teil der Tanner Zone entspricht dagegen dem Areal, in dem die Metamorphit-reichen Proben auftreten.

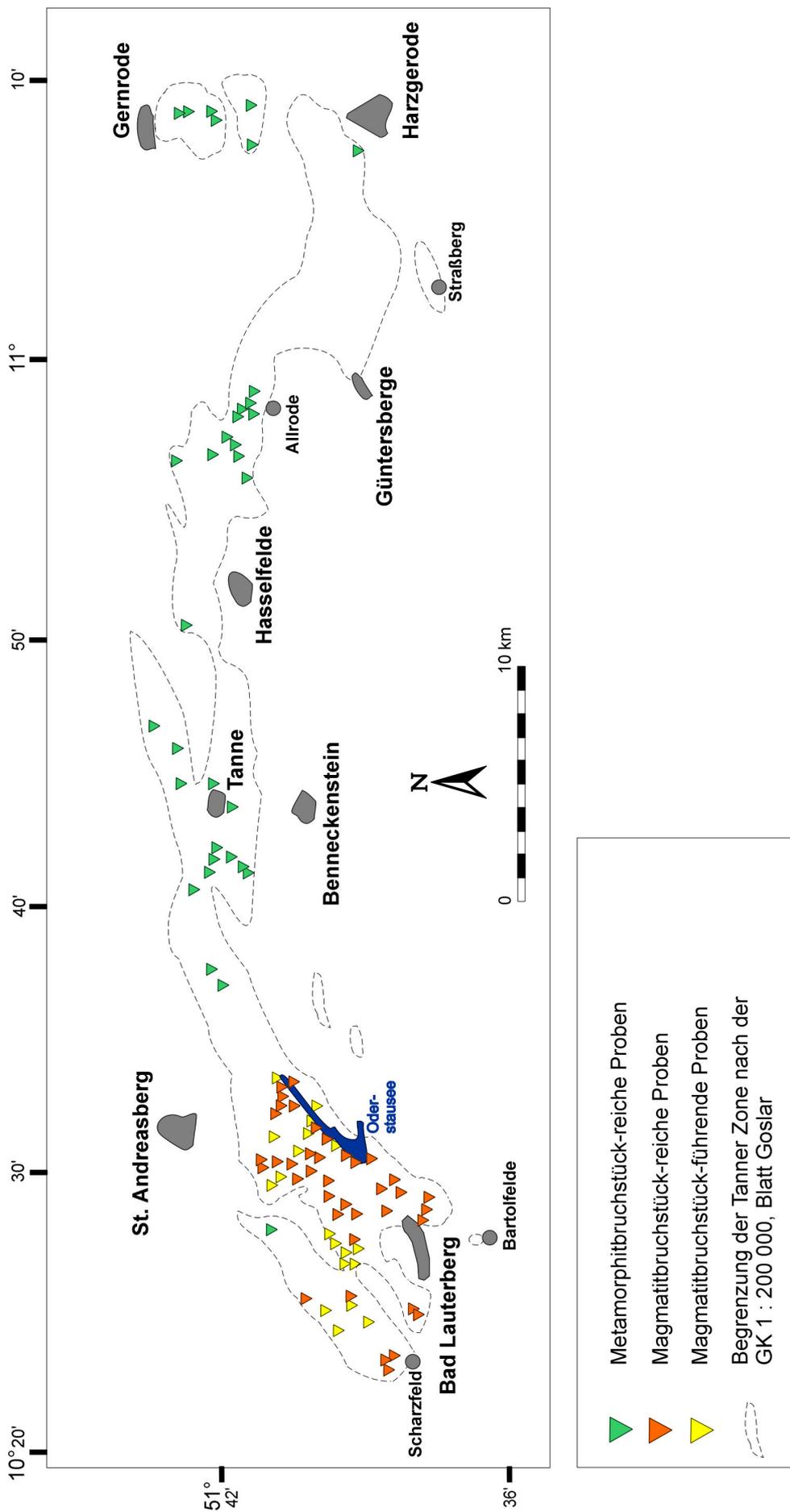


Abb. 18: Geröll-Hauptkomponenten in Grauwacken der Tanner Serie.

Die oberdevonische Vergleichsprobe aus der Selke-Mulde weist, entsprechend den Ergebnissen aus der Tanner Zone, einen erhöhten Gehalt an magmatischen Gesteinsbruchstücken auf.

Wie die Verbreitung der lithofaziellen Einheiten in Abb. 7 zeigt, sind im westlichen Teil der Tanner Zone hauptsächlich die Einheiten der 'massigen bis gebankten Grauwacke' sowie die der 'Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge' vertreten. Inwieweit die petrographische Zusammensetzung der dort entnommenen Proben diese beiden unterschiedlichen Einheiten nachzeichnet, wurde mittels gezielter Auszählung einzelner Dünnschliffe zu klären versucht.

Danach ergaben sich folgende Werte (in Vol.-%):

massige bis gebankte Grauwacke

Quarz	25 - 37 %
Feldspat	6 - 7 %
Glimmer	1 - 2 %
Chlorit	6 - 11 %
Metamorphite	5 %
Sedimentite	2 - 3 %
Magmatite	18 - 46 %
Matrix	8 - 9 %
Sonstige	1 - 6 %

Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge

Quarz	28 - 34 %
Feldspat	3 - 6 %
Glimmer	+ - 2 %
Chlorit	3 - 9 %
Metamorphite	5 - 7 %
Sedimentite	4 %
Magmatite	32 - 35 %
Matrix	10 - 11 %
Sonstige	2 - 3 %

Abgesehen von einer größeren Schwankungsbreite der Prozentangaben der Zählungen für die massige bis gebankte Grauwacke sind demnach keine deutlichen Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung der Grauwacken beider Einheiten zu verzeichnen.

Auch im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone sind mit der Grauwacke-Tonschiefer-Wechsellagerung, der massig bis gebankten Grauwacke und dem Plattenschiefer drei verschiedene lithofazielle Einheiten vertreten. Die Proben aus dem Bereich des Plattenschiefers waren für quantitative Untersuchungen zu feinkörnig, die petrographische Zusammensetzung der Grauwacke-Proben aus den beiden anderen Einheiten ist im folgenden aufgelistet:

massige bis gebankte Grauwacke

Quarz	28 - 32 %
Feldspat	2 - 3 %
Glimmer	4 - 6 %
Chlorit	2 - 6 %
Metamorphite	37 - 40 %
Sedimentite	1 %
Magmatite	2 - 5 %
Matrix	13 - 14 %
Sonstige	6 %

Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge

Quarz	34 - 35 %
Feldspat	1 %
Glimmer	3 - 6 %
Chlorit	5 - 8 %
Metamorphite	27 - 29 %
Sedimentite	2 - 4 %
Magmatite	1 - 2 %
Matrix	16 - 18 %
Sonstige	4 - 5 %

Relativ deutliche Abweichungen sind hier lediglich für die Gehalte an metamorphen Gesteinsbruchstücken zu verzeichnen, die bei der Grauwacke-Tonschiefer-Wechsellagerung etwa um 10% niedriger sind.

Eine weitere Differenzierung der beiden in Abb. 18 abgegrenzten Bereiche ist demnach mit Hilfe der Dünnschliffuntersuchungen kaum möglich.

5.2.4 Röntgenanalyse der tonig-siltigen Lagen

Wie bereits in Kap. 2.2.3 erwähnt, wurde die Zusammensetzung von 18 ausgewählten tonig-siltigen Proben mit dem Röntgen-Diffraktometer bestimmt. Die Proben entstammen den Zwischenlagen der massigen bis gebankten Grauwacke, den tonig-siltigen Partien der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge oder dem Plattenschiefer.

Die Auswertung der Röntgendiagramme ergab eine recht gute, qualitative Übereinstimmung der untersuchten Proben. Neben Quarz und Feldspat konnten durchweg auch Illit/Muskovit und Chlorit nachgewiesen werden.

Auffallend sind lediglich die quantitativen Unterschiede, die sich in den Diagrammen relativ an der Peakhöhe ablesen lassen. Besonders beim Chlorit gibt es zwei Probengruppen, die man deutlich unterscheiden kann:

Die Proben mit nur geringer Chlorit-Führung und diejenigen mit relativ hohem Chloritgehalt. Die Röntgendiagramme der Proben beider Gruppen sind in Abb. 19 und Abb. 20 dargestellt.

Die regionale Verbreitung der untersuchten Proben in der Tanner Zone wird in Abb. 21 dargestellt.

Während die Chlorit-armen Proben auf den westlichen Teil der Tanner Zone beschränkt sind, verteilen sich die Chlorit-reicheren über den gesamten Tanner Zug.

Nach den bisher bekannten Daten zur stratigraphischen Einstufung der Gesteine der Tanner Serie und den Ergebnissen der eigenen Untersuchungen müssen die Chlorit-armen Proben zu den oberdevonischen Ablagerungen, die Chlorit-reicheren dagegen ins Unterkarbon gestellt werden.

Inwieweit diese Erkenntnis als Grundlage eines verwendbaren Unterscheidungskriterium sandiger Serien mit tonig-siltigen Zwischenlagen angesehen werden kann, müßte durch weitere Untersuchungen überprüft werden.

MATTIAT (1960) stellte für Tonschieferzwischenlagen der Oberharzer Kulmgrauwacke bei Untersuchungen der Aufschlüsse 'Großes Steinkertal' und 'Okertalsperre' einen Chloritgehalt von 30 -35% fest. Ein hoher Chloritanteil dieser Sedimente scheint also für das Unterkarbon typisch zu sein.

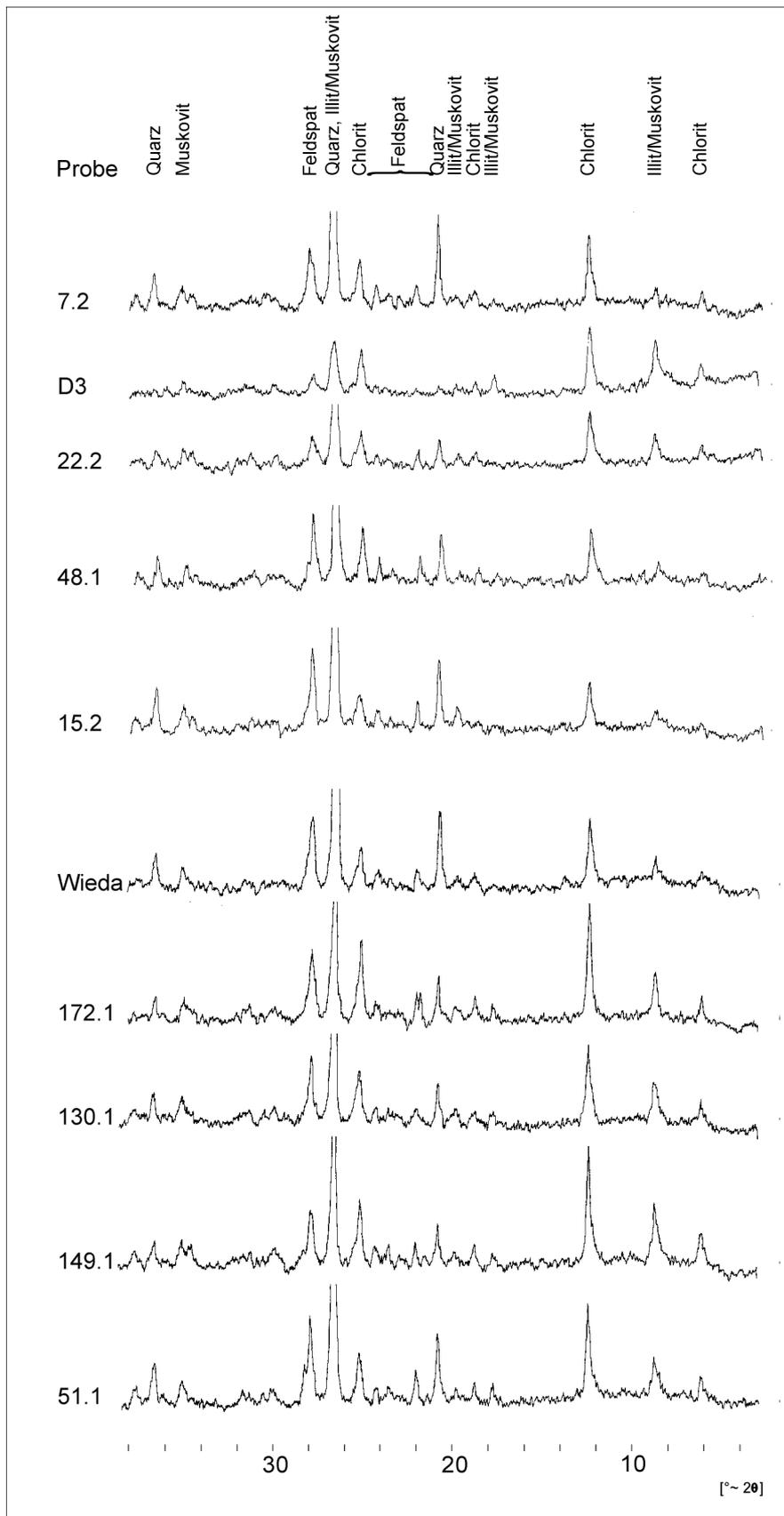


Abb. 19: Vergleich der Röntgendiagramme einiger tonig-siltiger Proben mit hohem Chloritgehalt.

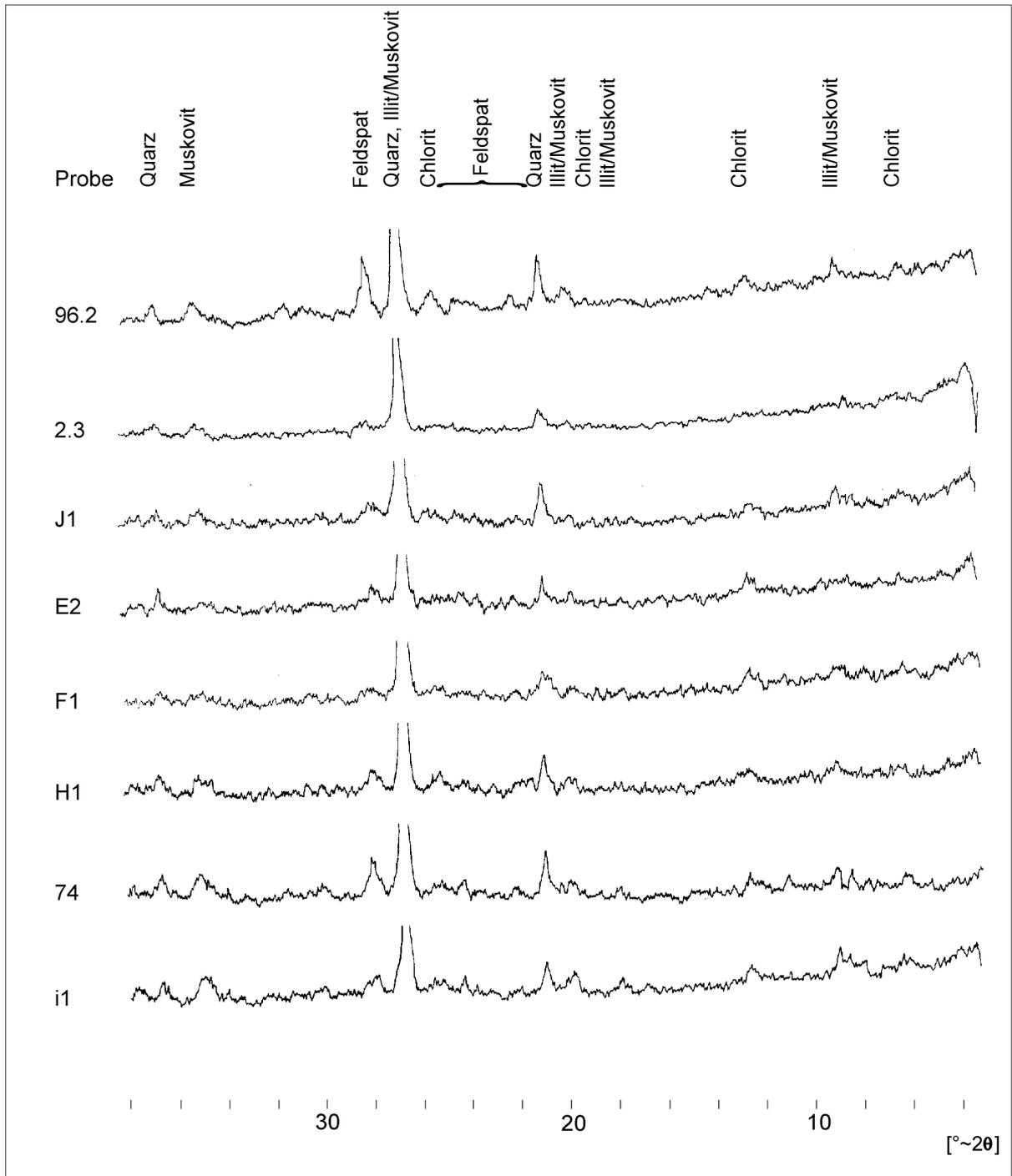


Abb. 20: Vergleich der Röntgendiagramme einiger tonig-siltiger Proben mit niedrigem Chloritgehalt.

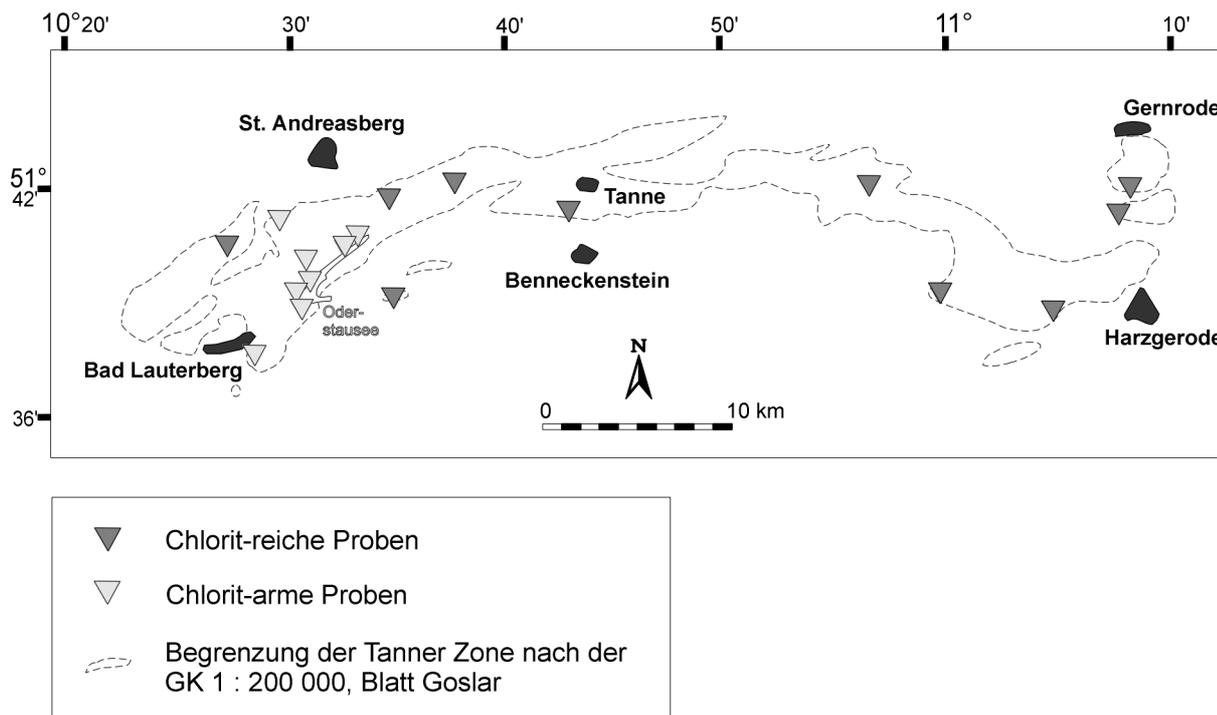


Abb. 21: Regionale Darstellung der Ergebnisse der Röntgenuntersuchungen einiger tonig-siltiger Proben der Tanner Serie.

5.3 Folgerungen aus 5.1 und 5.2

In der vorliegenden Arbeit erfassen die eigenen Untersuchungen die gesamte Tanner Zone, so daß nicht auf die Ergebnisse anderer Bearbeiter zurückgegriffen werden muß. Trotzdem werden gelegentlich eigene petrographische Ergebnisse mit denen anderer Bearbeiter verglichen, um Parallelen oder Differenzen aufzuzeigen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen werden im folgenden dargelegt:

1. Es sind deutliche Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung der untersuchten Grauwacken zu erkennen:

- Die Grauwacke-Proben aus dem westlichen Teil der Tanner Zone (Gebiet 1) fallen durch hohe Gehalte an magmatischen Gesteinsbruchstücken auf, wobei die Proben sowohl der massigen bis gebankten Grauwacke als auch der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge entstammen. Dabei beträgt der Anteil an vor allem sauren bis intermediären Vulkaniten gegenüber den Tiefengesteinen etwa zwischen 1:2 und 1:1.

Sedimentite und Metamorphite treten hier stark zurück.

Aus den beiden Faziestypen 'massige bis gebankten Grauwacke' und 'Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge' wurden auch die Proben aus dem mittleren und östlichen Bereich der Tanner Zone (Gebiet 2) entnommen. Hier sind magmatische Gerölle nur in sehr geringen Prozentsätzen an der petrographischen Zusammensetzung beteiligt, wobei die Vulkanite nur vereinzelt vertreten sind. Dagegen zeichnen sich diese Proben besonders durch ihren hohen Anteil an Metamorphit-Fragmenten aus.

Vorherrschend sind dabei die den Glimmer- und Chloritquarziten zuzuordnenden Gesteinsbruchstücke, während Phyllite und Glimmerschiefer weniger häufig, Gneise und Quarzite nur selten beobachtet wurden. Der Typ der 'massigen bis gebankten Grauwacke' im mittleren/östlichen Teil zeigt dabei ein Verhältnis von Glimmer- und Chloritquarzit zu Phyllit und Glimmerschiefer von etwa 4:1, die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge dagegen ein Verhältnis von 2:1 bis 1:1.

Dieser Trend, daß im mittleren/östlichen Teil der Tanner Zone höhere Gehalte an metamorphen Bruchstücken auftreten als im westlichen, ist bereits beim Vergleich der Proben von HELMBOLD (1952) und HUCKENHOLZ (1959) aufgefallen, wobei die Probe von Scharzfeld aus Gebiet 1 sich zudem noch durch einen höheren Gehalt an Feldspäten auszeichnet. Diese Tendenz kann ebenfalls durch die eigenen Untersuchungen bestätigt werden, wenn auch der Feldspatgehalt insgesamt sehr viel geringer ist.

- Quarz und Chlorit kommen in beiden Gebieten in den Grauwacken mit ähnlich wechselnden Anteilen vor, was sowohl aus den eigenen als auch aus den Zählungen der anderen Bearbeiter der Tanner Zone hervorgeht.
- Bei den eigenen Untersuchungen war besonders der Eindruck von einem erhöhten Glimmergehalt im östlichen Gebiet 2 auffällig, der auch durch die in Kap. 5.2.3 erwähnten Referenzzählungen bestätigt wurde. Daneben scheint auch der Glimmeranteil in der Matrix in Gebiet 2 höher zu sein.
- Der Matrixgehalt ist nach eigenen Untersuchungen in Gebiet 2 (E) etwas höher als in Gebiet 1 (W).

Die hier aufgeführten Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung der untersuchten Grauwacken stellen also für den westlichen, oberdevonisch einzustufenden Teil der Tanner Zone und für den mittleren/östlichen, unterkarbonischen Bereich des Arbeitsgebietes typische Merkmale dar.

2. Es bestehen keine Beziehungen zwischen dem Granatgehalt und dem Metamorphitanteil von Grauwacken der Tanner Zone, was auch schon DENEKE (1989) feststellte

Denkbar ist, daß die Metamorphitbruchstücke (vor allem Glimmerschiefer) in den Granatreichen, oberdevonischen Proben bereits während des Transportes zerrieben worden sind (vgl. HENNINGSEN 1961), was besonders bei der Rekonstruktion des Liefergebietes beachtet werden muß.

Unterstützt wird die These durch den erhöhten Glimmeranteil in der unterkarbonischen Grauwacke, der sich nicht nur bei den Einzelmineralen niederschlägt, sondern sich auch in der Matrix bemerkbar macht.

3. In den Dünnschliffen spiegelt sich ein Lithoklastenspektrum wider, das von sauren bis basischen Magmatiten, überwiegend feinklastischen Sedimentiten und niedriggradigen Metamorphiten geprägt ist. Gesteinsbruchstücke höher metamorpher Fazies konnten in den Dünnschliffen nicht beobachtet werden.

Zusammen mit dem Schwermineralbestand weist das Lithoklastenspektrum auf ein heterogen zusammengesetztes Liefergebiet, dessen Stoffbestand durch unterschiedliche p-T-Bedingungen gekennzeichnet ist.

Zahlreiche Gerölle in den oberdevonischen Grauwacken belegen nach BENDER et al. (1995) das massive Einsetzen eines sauren bis intermediären Vulkanismus in der Hemberg/Dasberg-Stufe. Zudem war bereits herausgestellt worden, daß Granat-führende Metamorphite vorhanden gewesen sein müssen, die später im Unterkarbon, ebenso wie die Vulkanite, offenbar völlig fehlen.

4. In der Literatur bisher noch weitgehend unerwähnt sind Untersuchungen zur petrographischen Zusammensetzung der tonig-siltigen Lagen in der Tanner Zone. Wie in Kap. 5.2.4 ausgeführt, unterstreicht der unterschiedliche Chloritgehalt eine Trennung der Tanner Zone in zwei voneinander verschiedene Gebiete (Abb. 21), die etwa den anhand der Magmatit- bzw. Metamorphitbruchstückgehalte abgegrenzten Gebieten 1 und 2 entsprechen.

5. Es kann von einem heterogen zusammengesetzten Liefergebiet mit unterschiedlichen p-T-Bedingungen ausgegangen werden. In Frage kommt dabei für die meisten rhenoherynischen Grauwacken nur die Mitteldeutsche Kristallinschwelle (vgl. Kap. 5.1). Nach KUNERT (1995) müßte sie ihren plattentektonischen Charakter in Abhängigkeit von Ort und Zeit geändert haben, was möglich wäre, wenn sie im Sinne u.a. von RÖLLIG et al. (1989) aus unterschiedlichen Teilblöcken oder aus Kristallin-Inseln (HENNINGSEN 1970) bestanden hat.

Vergleicht man den Stoffbestand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle zur Zeit der Abtragung anhand der Schwerminerale und der Lithoklasten mit den heute in diesem Bereich aufgeschlossenen Lithotypen, so ergibt sich, daß bestimmte Ausgangsgesteine im Verlauf der Orogenese tektonisch unterdrückt bzw. sogar vollständig abgetragen worden sind.

6. Sedimentologie

Grauwacken stellen den Hauptanteil der siliziklastischen Turbidite des Rhenoharzynikums, für deren Fazieseinteilung verschiedene submarine Fächermodelle entwickelt wurden (z.B. BOUMA 1962, NORMARK 1970, MUTTI & RICCI LUCCHI 1975, WALKER 1978, MUTTI 1985, STOW 1986, PICKERING et al. 1986; MUTTI & NORMARK 1987, siehe auch Kap. 3.2.1.3).

Für jeden Bereich eines Sedimentfächers sind bestimmte Sedimentfolgen typisch. Die Sedimenttypen ermöglichen eine Rekonstruktion der Ablagerungsbereiche für fossile Trübestromsedimente und das Material laminarer Schuttströme.

TSCHAPEK (1987) gelang es, die Faziestypen der Selke-Grauwacken-Folge jeweils bestimmten Ablagerungsbereichen innerhalb eines Tiefseefächers zuzuordnen. Damit wurde erstmals auch für Harzer Grauwacken eine Gliederung nach einem Turbidit-Faziesmodell vorgenommen.

Ein Teilgebiet der westlichen Tanner Zone wurde von GANSSLOSER (1996) bearbeitet. Auch er wendet das Modell eines Schüttungsfächers auf die Sedimente der Tanner Serie an, wobei er allerdings das Modell eines radialen Fächers von WALKER (1978) verwendet.

Nach MUTTI (1985) und MUTTI & NORMARK (1987) differenziert man Sedimentationssysteme, die durch Fächermodelle charakterisiert werden, in Typ I-, Typ II- und Typ III-Systeme. Entscheidend für die Zuordnung zu einem dieser Typen, ist die Frage, an welcher Stelle innerhalb des Systems die Hauptmenge an Sand sedimentiert wird.

Zu den Typ I-Systemen gehören z.B. die longitudinalen oder langgestreckten Fächersysteme, deren Modell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) entwickelt wurde. Diese Fächer zeichnen sich durch hohe Sedimentationsraten aus und werden von MUTTI (1985) als 'highly efficient' bezeichnet, da große Mengen Sand bis in den Bereich des äußeren Fächers transportiert werden.

Dagegen wird die Faziesverteilung von radialen Fächern z.B. von WALKER (1978) beschrieben. Sie zeichnen sich durch einen geringen Sedimenteintrag aus und bilden überwiegend Typ II-Systeme. Nach MUTTI (1985) werden sie als 'poorly efficient' eingestuft, da der größte Teil des Sandes bereits im oberen und mittleren Fächer abgelagert wird.

Zu den Typ III-Systemen können z.B. die 'Channel-levee'-Komplexe gerechnet werden, die aus dünngebankten, feinkörnigen, strömungslaminierten Turbiditen bestehen.

Abb. 22 zeigt eine vereinfachte Darstellung dieser drei submarinen Fächertypen.

Wie bereits in Kap. 3.2.1.3 erwähnt, sprechen die extrem hohen Sedimentmächtigkeiten in der Tanner Zone für die Zuordnung zum Typ I-System. Die differente Entwicklung der beiden Teilbereiche West und Mitte/Ost der Tanner Zone läßt vermuten, daß hier zwei separate longitudinale Fächersysteme vorliegen.

Die Abfolge der Tanner Serie im westlichen Teil der Tanner Zone beginnt mit der etwa 150 m mächtigen 'massigen bis gebankten Grauwacke' des mittleren Oberdevon. Sie bildet die in Abb. 22 dargestellten 'thick-bedded sandstone lobes', die z.B. durch hohen Sedimenteintrag, Amalgamierung und Gradierung charakterisiert sind und keine Kanal-assoziierten Schüttungen darstellen. Die Sandsteinloben bilden ebene Sedimentkörper, die häufig vertikale Abfolgen aus dickgebankten Sandsteinen und dünngebankten Silt- oder Tonsteinen bilden. Dem entspricht die mehrere 100 m mächtige Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge des oberen Oberdevons, welche die massige bis gebankte Grauwacke überlagert. Lediglich in der Knollen-Mulde sind auch unterkarbonische Anteile der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge vertreten.

Bezogen auf den Meeresspiegel kann man die submarinen Fächertypen bestimmten Abschnitten von Ablagerungssequenzen zuordnen. So entsprechen Typ I-Systeme dem basalen Fächerstadium (lowstand fan) eines sogenannten Niedrigstand-System-Traktes (VAIL & SANGREE 1988).

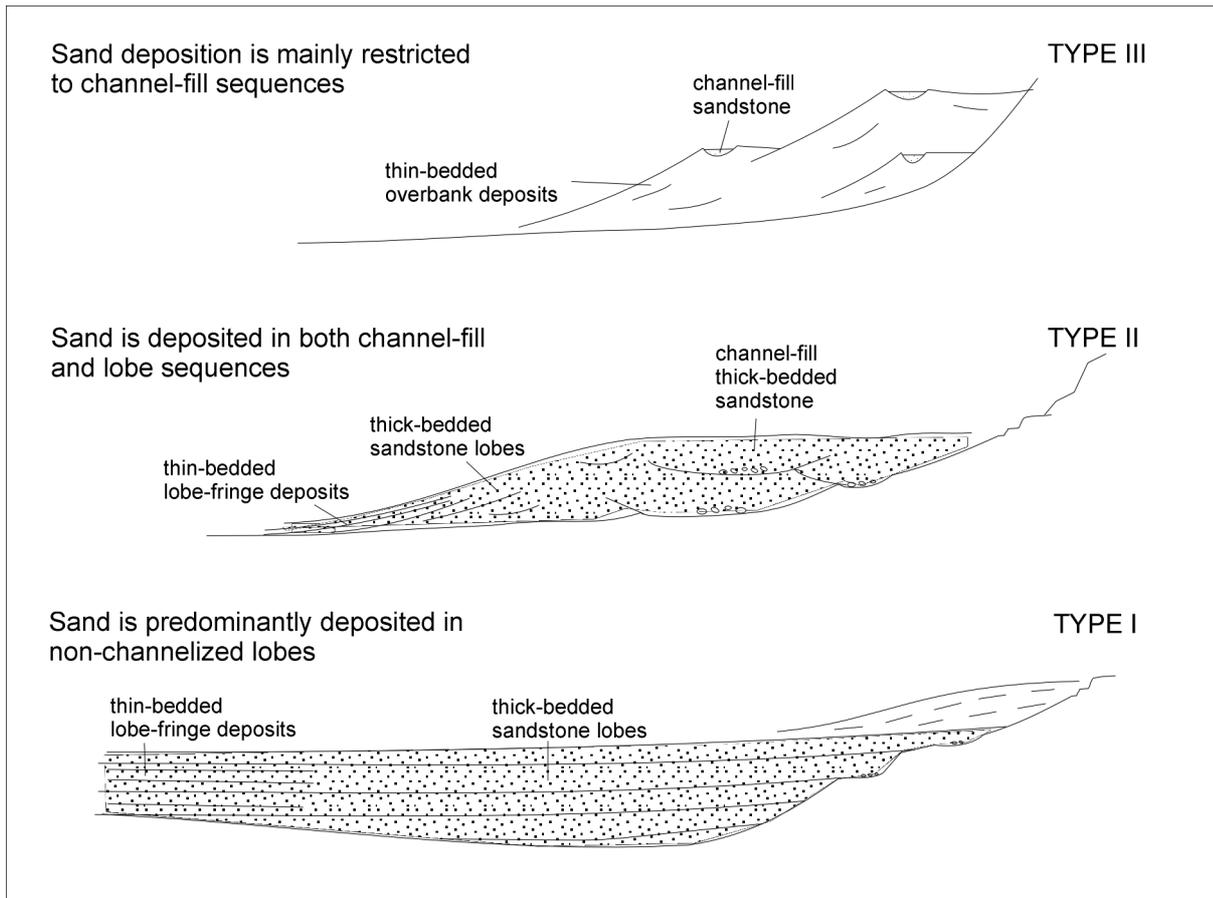


Abb. 22: Schematische Darstellung der submarinen Fächertypen charakterisiert durch die Menge und Position der sedimentierten, sandigen Komponenten (verändert nach MUTTI & NORMARK 1987).

Gelegentlich kann in der westlichen Tanner Zone die Existenz von kleinen Zufuhrkanälen in Form von gröberklastischen Sedimenten, verzahnt mit zunehmend feinkörnigen Turbiditen, vermutet werden. Ob es sich hierbei um kanalisierte Loben (nach VAIL & SANGREE 1988) oder um sandverfüllte Kanäle des Hangfächers (2. Stadium des Niedrigstand-System-Traktes) handelt, ist nicht eindeutig zu entscheiden. Jedoch weisen einige in der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge auftretende 'slumps' auf die zweite Möglichkeit hin.

Im östlichen Teil der Tanner Zone sind dagegen keine Hinweise auf solche kanalisiertes, grobklastischen Sedimente zu finden. Die Abfolge beginnt hier im Unterkarbon mit der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge, die sich zum Hangenden scheinbar mit der unterkarbonischen, massigen Grauwacke und dem Plattenschiefer verzahnt. Die stratigraphische Reichweite der massigen bis gebankten Grauwacke ist dabei nicht erwiesen. Auch in diesem Bereich der Tanner Zone ist das Ablagerungssystem des Typs I verwirklicht, was wiederum mit dem sequenzstratigraphischen Modell verglichen, dem basalen Fächerstadium (Niedrigstand-System-Trakt) entspricht.

Der zum Hangenden der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge zunehmende Anteil an Silt- und Tonsteinen sowie der im Selketal mindestens 600 m mächtig werdende Plattenschiefer deuten auf einen kontinuierlichen Meeresspiegelanstieg. Die Ausbildung dieses Hochstand-System-Traktes wird neben den dünngebankten Turbidit- und Tonsteinserien vor allem durch die vereinzelt eingeschalteten Kalkbänder charakterisiert. Hergeleitet werden diese z.T. als Kalkturbidite identifizierte Lagen vermutlich von Riff-ähnlichen Komplexen am Schelfrand.

In der westlichen Tanner Zone konnten solche Kalkbänder zwischen dem geringermächtigen Plattenschiefer nicht gefunden werden. Seine Position innerhalb des Ablagerungssystems ist daher nicht so eindeutig zu bestimmen. Im Bereich um Bad Lauterberg zeigt der Plattenschiefer eine nur geringe Verbreitung, teilweise tritt er als Einschaltung im oberen Abschnitt der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge auf.

Die im Hangenden der Tanner Serie in der gesamten Tanner Zone verbreiteten olisthstromalen Bildungen von einigen 100 m Mächtigkeit gehen die auf die sogenannten mass flows (debris flows) zurück (STOW 1984).

Zu den Faktoren, die den vertikalen Aufbau der Faziestypen bestimmen, gehören z.B. die eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Vergleicht man die Entwicklung in der Tanner Zone mit bereits publizierten Darstellungen zu globalen Meeresspiegelständen (z.B. VAIL et al. 1977), so erkennt man in beiden einen relativ kontinuierlichen Meeresspiegelanstieg vom Beginn des Oberdevons bis ins späte Unterkarbon.

In der Tanner Zone scheinen also zwei longitudinale Fächersysteme vorzuliegen, deren Kontakt sich etwa im Bereich Oderhaus / Kapellenfleck (S bzw. SE von Probenpunkt 37 NE vom Oderstausee) befinden müßte. Da es sich dort um eine Hochfläche handelt und kaum Aufschlüsse vorhanden sind, wird ein tektonischer Kontakt zwar vermutet, kann aber letztendlich nicht belegt werden.

7. Zur Problematik der Ostharz-Decke

Wie bereits in Kap. 4.3 erwähnt, ergeben sich zwei Möglichkeiten, die Verhältnisse in der Tanner Zone zu deuten.

Möglichkeit 1 basiert auf der Annahme, daß Südharz- und Selke-Mulde als Reste der sog. Ostharz-Decke anzusehen sind.

In diesem Fall müßte neben der bereits von WACHENDORF (1986) als Äquivalent der Südharz-Grauwacke betrachtete massige bis gebankte Nehden-Hemberg-Grauwacke (do II/III) der Tanner Zone auch die oberdevonische Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge dazugerechnet werden, da nach den vorliegenden Ergebnissen ein kontinuierlicher Übergang zwischen beiden Lithotypen existiert.

Die Sedimente der Tanner Zone weisen im Gebiet um Bad Lauterberg einen Schuppenbau auf, welcher nach GÜNTHER & HEIN (1999) aus mindestens vier, rechnet man den Sieber-Zug dazu, bis zu sechs Duplex-ähnlichen Rampen, als deren Bewegungsbahnen die Olisthostrome fungieren. Ob die Ostharz-Decke also bis zur Sieber-Mulde oder sogar noch weiter nach NW reicht, bleibt ungeklärt, hierzu müßten sicher weitere Untersuchungen im Lonauer Sattel und der Sieber-Mulde durchgeführt werden.

Abb. 23 zeigt die schematische Darstellung der möglichen Ausdehnung der beiden Fächersysteme, deren Erosionsreste die Ablagerungen der Tanner Zone bilden. Die nach dieser Möglichkeit autochthonen, unterkarbonischen Anteile weisen dabei auf ein longitudinales Fächersystem mit nur einem Förderkanal hin, da nirgendwo im Gelände Anzeichen auf kanalisierte Ablagerungen gefunden werden können. Dagegen sind im Bereich der Ostharz-Decke bereits mehrere Hinweise auf Kanal-assoziierte Sedimente entdeckt worden (z.B. TSCHAPEK 1996).

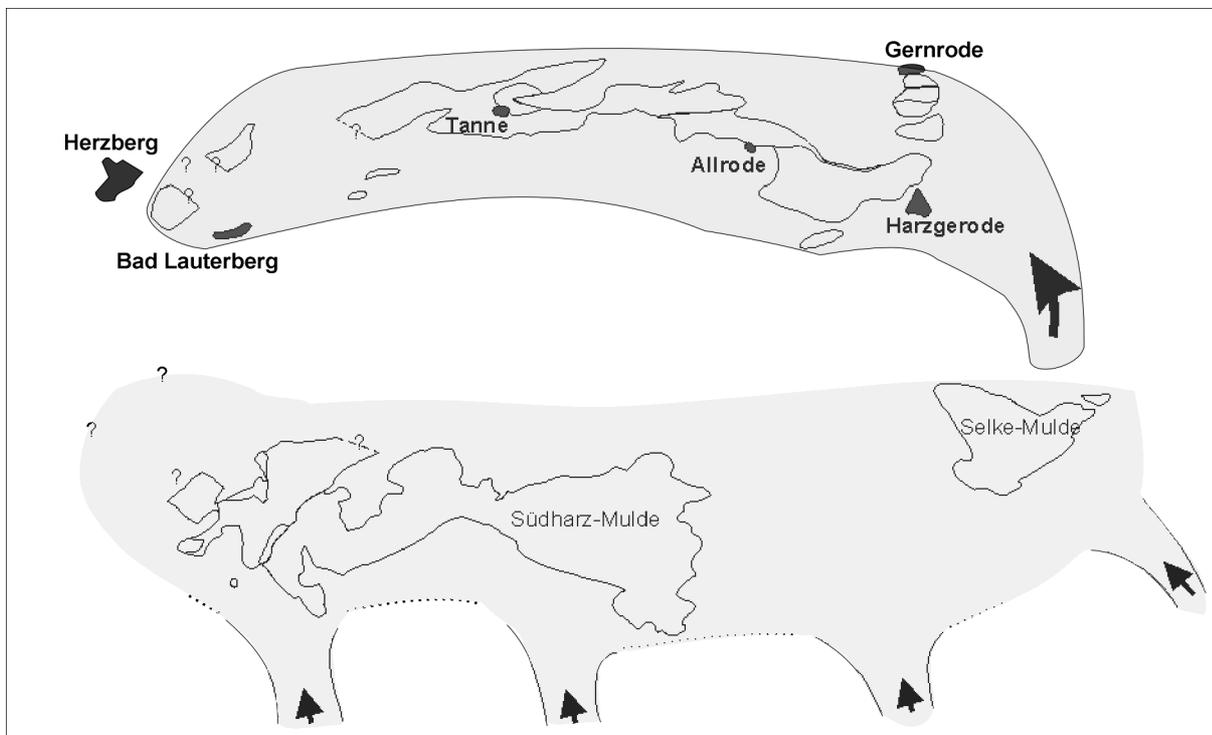


Abb. 23: Schematische Kartendarstellung der beiden Fächersysteme und ihrer möglichen ehemaligen Ausbreitung sowie der heute erhaltenen Erosionsreste.

Nach GANSSLOSER (1998) ist die Ostharz-Decke palinspastisch mit Teilen der Wippraer Zone am südöstlichen Harzrand verknüpft, womit deren Einbindung in den Bereich der Nördlichen Phyllitzzone vermutet werden kann.

Die ursprüngliche Position des oberdevonischen Fächersystems wird in Abb. 23 nicht berücksichtigt.

In Abb. 24 ist die Kombination der Erosionsreste beider Fächersysteme dargestellt, wobei die Fortsetzung der Überschiebungsbahn nach NW fraglich ist.

Die heller unterlegten Abschnitte der Tanner Zone sind nach Möglichkeit 1 als autochthon anzusehen, während die dunkler gefärbten Partien zur Ostharz-Decke gerechnet werden müßten.

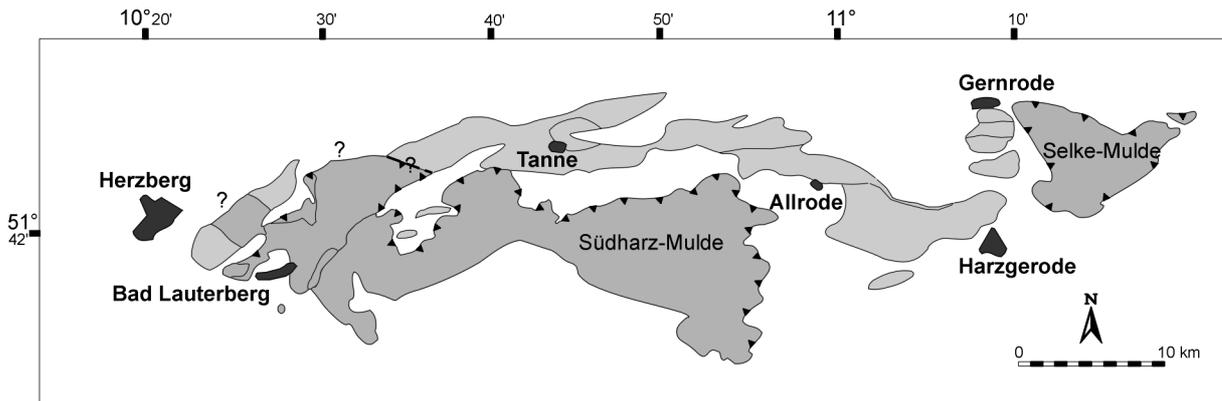


Abb. 24: Kombination der Erosionsreste beider Fächersysteme nach einer möglichen Deckenbewegung.

Möglichkeit 2 stellt die Existenz der Ostharz-Decke in Frage.

REICHSTEIN (1965) führt als Grundlage des Vorhandenseins einer Ostharz-Decke an, daß in ihr eine selbständige, stratigraphische Einheit vorliegt, die nicht durch fazielle Übergänge mit den umrandenden Serien verbunden werden kann.

Andererseits weist er jedoch auch auf eine Ähnlichkeit von Teilen der Harzgeröder Zone mit der schieferrigen, Buntschiefer-führenden Fazies der Stieger Schichten hin.

Später stellt LUTZENS (1975) dann tatsächlich Teile der Stieger Schichten in den Randgebieten von Südharz- und Selke-Mulde zum Harzgeröder Olisthostrom und interpretiert auch die von TSCHAPEK (1987) in den Randbereichen der Selke-Mulde als Stieger Schichten I und II beschriebenen Schiefertypen als dazugehörig (LUTZENS 1991).

Um die Unstimmigkeiten zu beseitigen, schlug REICHSTEIN (1965) vor, Bohrungen im Bereich der 'Ostharz-Decke' abzuteufen, da im Falle eines Deckenbaus die Fazies der überfahrenen Harzgeröder Zone unter der 'Ostharz-Decke' zu erwarten wäre.

In den Jahren 1982 – 1984 wurden im Mittel- und Unterharz mehrere Bohrungen abgeteuft, u.a. die Forschungsbohrung Stiege 1/84 im Beretal ca. 3,5 km südwestlich von Stiege, wobei eines der Ziele nämlich das Autochthon unter dem Harzgeröder Olisthostrom zu erbohren, nicht erreicht werden konnte.

BORSDDORF et al. (1992) berichten über die Ergebnisse, wonach die Bohrung die Unterkante der Südharz-Grauwacke bei 468 m erreichte. Darunter folgt bis zu einer Bohrteufe von 2050 m eine Tonschieferfolge, die durch eine Vielzahl kleinerer Phacoide als Olisthostrom gekennzeichnet sein soll.

In dieser Tonschieferfolge wurden nach BORS DORF et al. (1992) außerdem Schichtenkomplexe mit ungestörtem sedimentärem Gefüge angetroffen, die von den Bearbeitern als Olistholithe von mehr als 100 m Mächtigkeit gedeutet werden.

Vielleicht wäre aber auch denkbar, daß der von GÜNTHER & HEIN (1999) postulierte NW-vergente Schuppenbau im Bereich der westlichen Tanner Zone sich nicht nur nach NW in der Sieber-Mulde fortsetzt, wie es von den beiden Autoren vermutet wird, sondern, daß sich die Verhältnisse der Bad Lauterberger Schuppenzone auch im SE im Bereich der Südharz-Mulde wiederfinden.

Dafür spricht, daß es vermutlich auch innerhalb der Südharz- und Selke-Mulde Olisthostrom-Vorkommen gibt. GANSSLOSER (1998) beschreibt die Abfolge der 'Ostharz-Decke' und erwähnt neben den Stieger Schichten, dem Hauptkieselschiefer, den Buntschiefern und der Südharz-Selke-Grauwacke auch ein Flinzkalk-Vorkommen. Für diesen in Form eines isolierten Scherkörpers vorliegenden Flinzkalk gibt er zwei Entstehungsmöglichkeiten. Entweder stellt das Vorkommen die Folge der Sedimentation einzelner allodapischer Kalke vor den siliziklastischen Flysch-Schüttungen dar oder es handelt sich um einen tektonischen Schürfling aus der überfahrenen Harzgeröder Zone, wobei GANSSLOSER (1998) letzteres für wenig wahrscheinlich hält.

Sehr viel naheliegender scheint es, die Flinzkalklinse als Olistholith zu interpretieren.

Auch im östlichen Teil der Tanner Zone weisen die Ergebnisse der Bohrung Hasselfelde 1/83 (BORS DORF et al. 1992), wonach die 'Tanner Grauwacke' bei 206,4 m durchteuft wurde, auf einen Schuppenbau. Unter der Grauwacke liegt nach BORS DORF et al. (1992) eine Tonschieferfolge mit wechselnden Anteilen Phacoid-führender, olisthostromaler und ungestörter autochthoner Sedimente, wobei die Einlagerungen Mächtigkeiten von bis zu 350 m erreichen können.

Nach LUTZENS (1991) ist der Nordrand des Tanner Hauptzuges meist als bedeutende Abscherungsfront ausgebildet, so daß Gesteine der 'Tanner Grauwacke' oft weit über Olisthostrom-Bildungen der Blankenburger Zone übergreifen.

Südlich der Tanner Zone belegen Bohrerergebnisse aus dem Raum Güntersberge / Harzgerode ein Abtauchen der unterkarbonischen Flyschserien der Tanner Zone nach SE unter das Harzgeröder Olisthostrom, welches die Tanner Serie in der Bohrung Götzenteiche bereits mit 1200 m überlagert.

8. Schlußfolgerungen

Alle im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen zeigen im Hinblick auf ihre Ergebnisse ein einheitliches Bild. Demzufolge muß ganz deutlich eine Zweiteilung der Tanner Zone in einen westlichen und einen mittleren/östlichen Bereich mit unterschiedlichen Grauwacke-Serien vorgenommen werden.

Nach Auswertung der ermittelten Ergebnisse läßt sich eine weitere Untergliederung der in Abb. 7 dargestellten Verbreitung der lithofaziellen Einheiten vornehmen (Abb. 25):

So tritt die ins Oberdevon einzustufende massige bis gebankte Grauwacke in der Gegend um Bad Lauterberg auf. Im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone dagegen ist dieser Faziestyp ins Unterkarbon zu stellen.

Ebenso lassen sich die oberdevonische und die unterkarbonische Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge voneinander abgrenzen:

Während die älteren Anteile der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge auf den Bereich um Bad Lauterberg und den Oderstausee beschränkt sind, ist die dem Unterkarbon zuzurechnende Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge im mittleren bis östlichen Gebiet der Tanner Zone sowie in Teilen der Knollenmulde verbreitet.

Der Übergang vom Oberdevon zum Unterkarbon ist im Aufschluß nicht festzumachen. Daher ist die Grenzziehung zwischen der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge in Abb. 25 lediglich durch die Lage der entnommenen Proben und ihrer Auswertung bedingt.

Für den Tanner Plattenschiefer wird hier keine Differenzierung dargestellt, obwohl einige Autoren die Existenz oberdevonischen Plattenschiefers nicht ausschließen.

Die Schraffur weist wieder auf sehr kleinräumige Vorkommen eines anderen Faziestyps hin, auf deren Darstellung im Einzelnen verzichtet wurde, um die Übersichtlichkeit der Abbildung zu gewährleisten.

Die neu vorgenommene Untergliederung der Tanner Zone bietet die Möglichkeit einer differenzierten Betrachtung der in Abb. 14 dargestellten Abgrenzung der oberdevonisch und unterkarbonisch eingestufteten Proben bei der Zirkonanalyse.

Wie bereits aus Abb. 14 hervorging, ist das Gebiet, in dem sich die Verteilungsfelder der oberdevonischen und unterkarbonischen Proben überschneiden, relativ groß, so daß eine Unterscheidung verschiedener Grauwacke-Komplexe nur schwer möglich erscheint. Was hingegen aus der Darstellung ersichtlich wird, ist die Tendenz der oberdevonischen Proben zu niedrigen und der unterkarbonischen Proben zu höheren Indices.

Ordnet man nun die untersuchten Proben den neu untergliederten Grauwacke-Serien der Tanner Zone zu, so ergibt sich, daß die beiden stratigraphisch unterschiedlich eingestufteten Abschnitte der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge am deutlichsten voneinander abweichen, da sie die Extremwerte außerhalb der Schnittmenge stellen.

Nur umfangreichere Untersuchungen mit einer größeren Probenmenge könnten Aufschluß darüber geben, inwieweit die Zirkonanalyse als sicheres Kriterium zur Unterscheidung der verschiedenen Grauwacken-Komplexe in der Tanner Zone herangezogen werden kann.

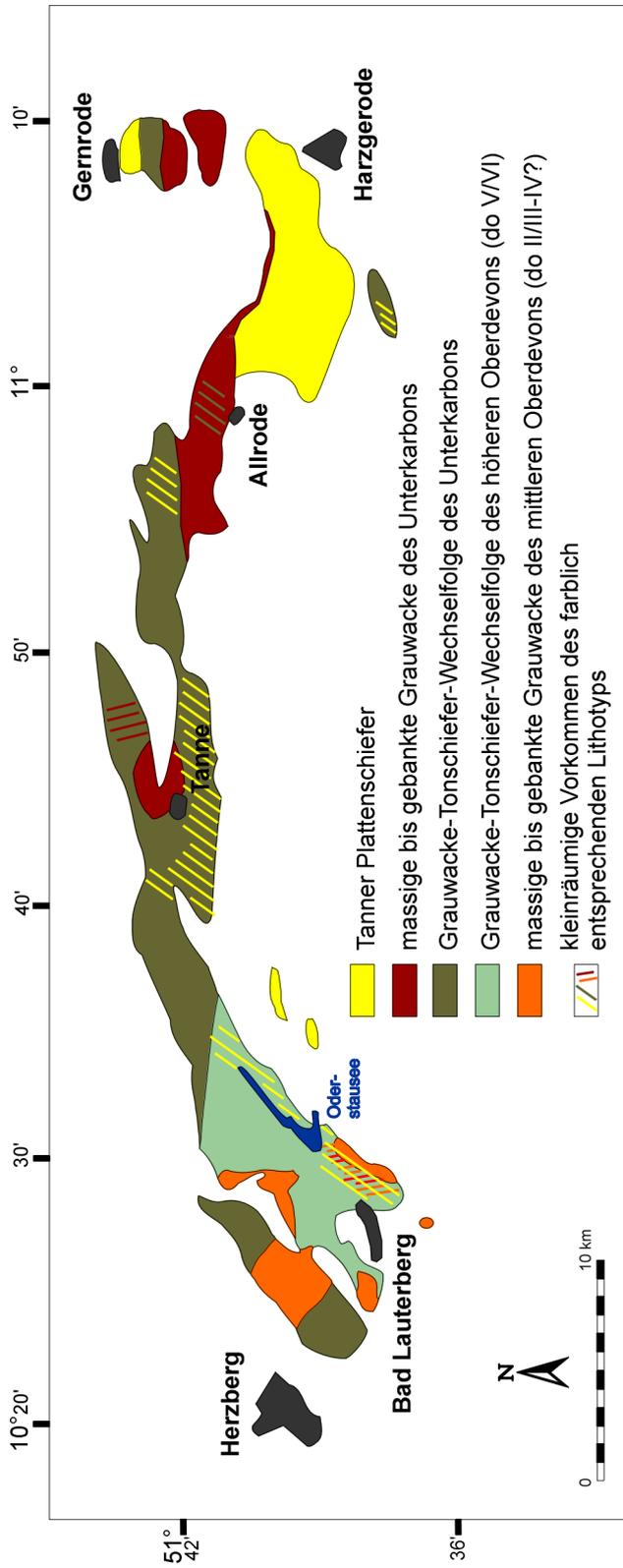


Abb. 25: Verteilung der lithofaziellen Einheiten der Tanner Serie mit der sich ergebenden Untergliederung nach Auswertung der Ergebnisse.

Bei Berücksichtigung der unterschiedlichen Entwicklungen im West- und Ostteil der Tanner Zone muß der Versuch einer stratigraphischen Einstufung der Tanner Serie getrennt vorgenommen werden (Abb. 26).

Im westlichen Teil der Tanner Zone ist der Beginn der siliziklastischen Schüttungen ins do II_b zu legen. Die etwa 150 m mächtige, massige, oft rötliche Grauwacke im Westen reicht vom do II_b bis vermutlich ins do IV, obwohl ein so weites Hinaufreichen biostratigraphisch nicht belegt ist. Ein kontinuierlicher Übergang zur Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge (do ?IV, do V-cu II) ist im Gelände festzustellen (vgl. Kap. 3.2.1.3).

Die stratigraphische Reichweite der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge erstreckt sich in der Knollenmulde bis etwa ins cu II, sonst ist sie im Bereich um Bad Lauterberg eher auf das Oberdevon beschränkt.

Im Westen können in die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung mit nur geringer Verbreitung nachgewiesene reine Tonschiefer sowie linsenförmige, gröberklastische Sedimente eingeschaltet sein. Die Tonschiefer können mittels Conodonten-Datierungen ins cu I-II_a gestellt werden.

Parallel zur Einstufung des Plattenschiefers im Osten ins cu II_b wird auch der geringermächtige Plattenschiefer im Westen in die Pericyclus-Stufe gestellt, obwohl hier der biostratigraphische Nachweis noch nicht erbracht werden konnte. Er tritt dort häufig nur als Einschaltung in der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge auf.

Zudem wird im westlichen Teil der Tanner Zone auch ein Vorkommen oberdevonischen Plattenschiefers nicht ausgeschlossen (SCHÜFFLER 1978).

Der genaue Zeitpunkt, an dem die Sedimentation der Tanner Serie im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone einsetzt, ist nicht eindeutig zu bestimmen, vermutlich beginnt die Abfolge mit der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge erst im Unterkarbon.

Der Granat-reiche, dem höchsten Oberdevon zugehörige Anteil der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung ist im östlichen Teil der Tanner Zone nicht belegt. Lediglich vereinzelt weisen Proben im mittleren bis östlichen Abschnitt erhöhte Granatwerte auf. Generell ist die Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge hier jedoch Granat-arm und wird, auch den Datierungen zufolge, dem Unterkarbon zugeordnet. Im Osten treten im Hangenden der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung massige, z.T. feinkonglomeratische Grauwacken auf, sofern nicht direkt der Tanner Plattenschiefer folgt.

Wie neben SCHWAN (1974), LUTZENS & PAECH (1975) und LUTZENS (1979) auch GÜNTHER & HEIN (1999) feststellten, wurden nach Abschluß der Sedimentation der Grauwacke-Serien der Tanner Zone die drei 'großen' Olisthostrome des Gebietes zwischen Sieber, Oder und Sperrlutter abgelagert.

Der Beginn der Sedimentation dieser submarinen Schlammströme ist im Westen ins oberste Oberdevon bzw. ins Unterkarbon zu stellen. Die Zusammensetzung weist dabei auf ein Herkunftsgebiet, welches ursprünglich eine Schichtfolge vom Silur bis in das oberste Oberdevon erkennen ließ. Nach GÜNTHER & HEIN (1999) kommen dafür Gebiete des internen Randes des Rhenohertzynikums (SE der Nördlichen Phyllitzone) in Frage, welche im Zuge der Krustenverkürzung infolge von Subduktionsprozessen nach Art eines Akkretionskeiles exponiert wurden und somit einen sedimentären Wulst bildeten, von welchem die Schlammströme abgleiten konnten.

Im Osten sind vor allem das Harzgeröder, Hüttenröder, Bodetal- und das Harznordrand-Olisthostrom bekannt.

Das Harzgeröder Olisthostrom (?cu I-II) erreicht in der Bohrung "Götzenteiche" eine Mächtigkeit von 1200 m (LUTZENS 1973) und wird von einer Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge unterlagert.

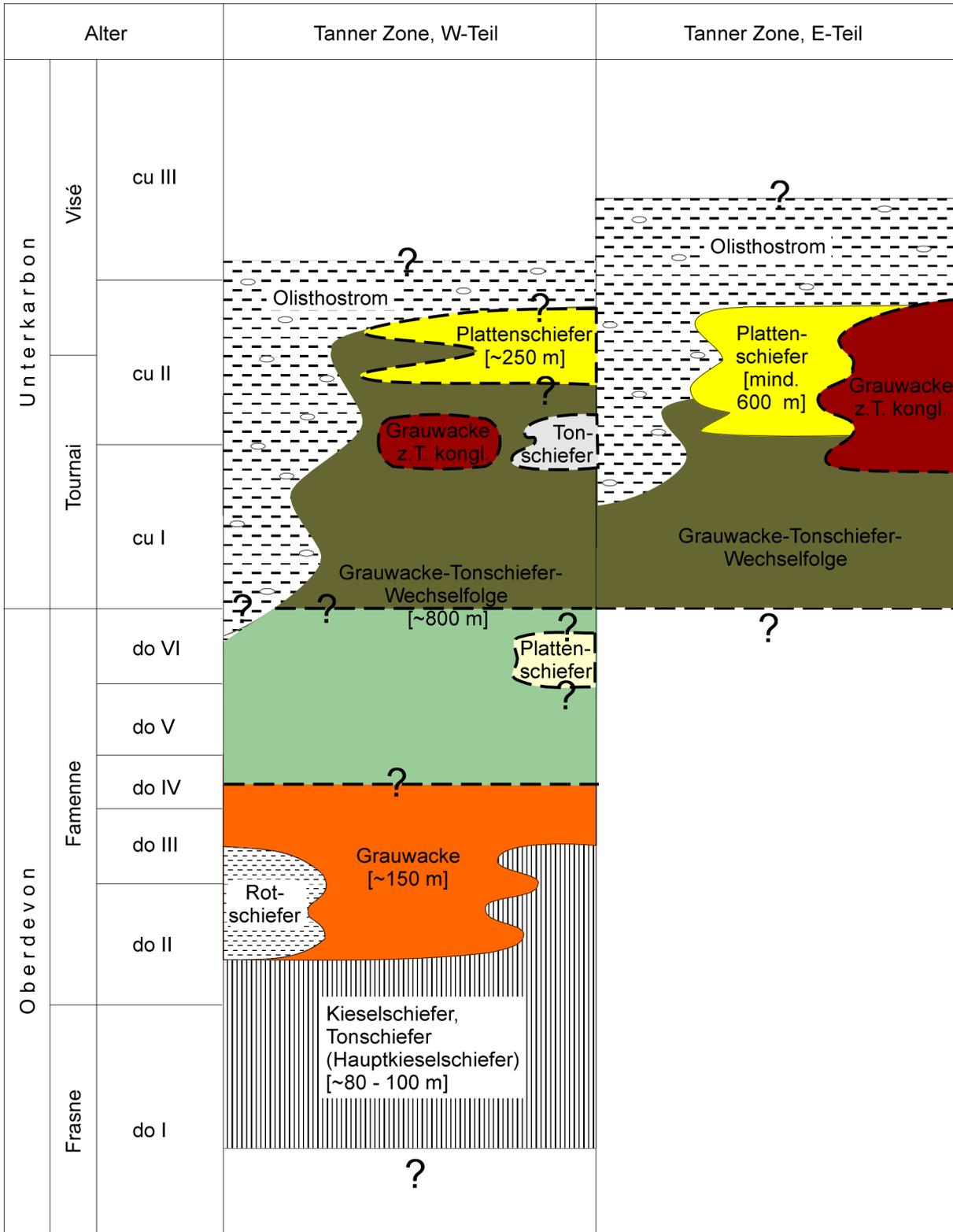


Abb. 26: Versuch einer lithostratigraphischen Einstufung der oberdevonischen bis unterkarbonischen Gesteine des Tanner Zuges; nicht maßstäblich.

Nach WACHENDORF et al. (1995) und GANSSLOSER (1996) kommen echte Olisthostrome lediglich lokal an der Basis der Tanner Serie als sogenannter 'Wildflysch' vor. In der vorliegenden Arbeit wurde bereits mehrfach in unterschiedlichen Zusammenhängen darauf hingewiesen, daß die von diesen Autoren postulierte 'Präflysch-Wildflysch-Flysch'-Abfolge in der Tanner Zone nicht verwirklicht sein kann.

Die Gründe hierfür sollen an dieser Stelle noch einmal zusammengefaßt werden:

1. Eine lückenlose Präflysch-Folge vom Silur bis ins tiefe cu II u.a. in Flinzfazies ist im Bereich der Tanner Zone nicht gegeben.

Als Ergebnis detaillierter Untersuchungen im Gebiet zwischen Sieber, Oder und Sperrlutter von GÜNTHER & HEIN (1999) kann festgehalten werden, daß es dort keine älteren Normalsedimente als Kiesel-schiefer, 'Wetzschiefer' und kieselige Tonschiefer des do I-VI, ?cu gibt. Sämtliche älteren Gesteins-folgen vom Silur bis zum oberen Mitteldevon sind umgelagert und erscheinen ausschließlich in Form von Olistholithen in Olisthostromen.

2. Mit dem Einsetzen der do II/III-Grauwacke endet die Sedimentation kieseliger Ablagerungen im west-lichen Teil der Tanner Zone. Im Bereich des Herzberger Sattels reicht die Kieselschiefersedimentation bis in das do VI, ?cu. Die von ZELLMER (1996) beschriebenen Kieselschiefer des höheren Oberdevons und des Unterkarbons werden als Bestandteile von Olisthostromen interpretiert.

3. GÜNTHER & HEIN (1999) konnten in ihrem Untersuchungsgebiet Olistholithe identifizieren, die sicher der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselfolge entstammen. Das bedeutet, daß zumindest die drei gro-ßen Olisthostromkörper (Herzberger, Scharzfelder und Lauterberger Olisthostrom) ein unter-karbonisches Alter besitzen und jünger als größere Anteile der Grauwacke-Tonschiefer-Wechsel-folge sein müssen, die zur Zeit der Olisthostrombildung schon verfestigt waren.

Eine Übersicht über die Verbreitung der Olisthostrome im Harz nach LUTZENS & SCHWAB (1972) und GÜNTHER & HEIN (1999) wird in Abb. 27 gegeben.

In der Abbildung wurden zusätzlich Bereiche vermerkt, die nach eigenen Beobachtungen Übergänge zwischen Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung bzw. Plattenschiefer und Olisthostrom aufweisen. Diese Übergangsfazies ist hauptsächlich im mittleren Teil der Tanner Zone zu finden, daneben beschrei-ben GÜNTHER & HEIN (1999) sie aber auch aus dem Bereich bei Bad Lauterberg.

Charakteristisch sind der für die Olisthostrome typische dumpfe Klang und das 'brekziöse Zerspringen' beim Anschlagen dieser Sedimente, allerdings fehlen häufig die Olistholithe und das schlierige Ausse-hen der Matrix. Man gewinnt den Eindruck, daß die Gesteine eine unterschiedlich starke 'Olisthostromierung' aufweisen können, was bereits von LUTZENS (1979) für den Grenzbereich Grauwacken-Flysch/Olisthostrom in der Harzgeröder Zone beschrieben wurde.

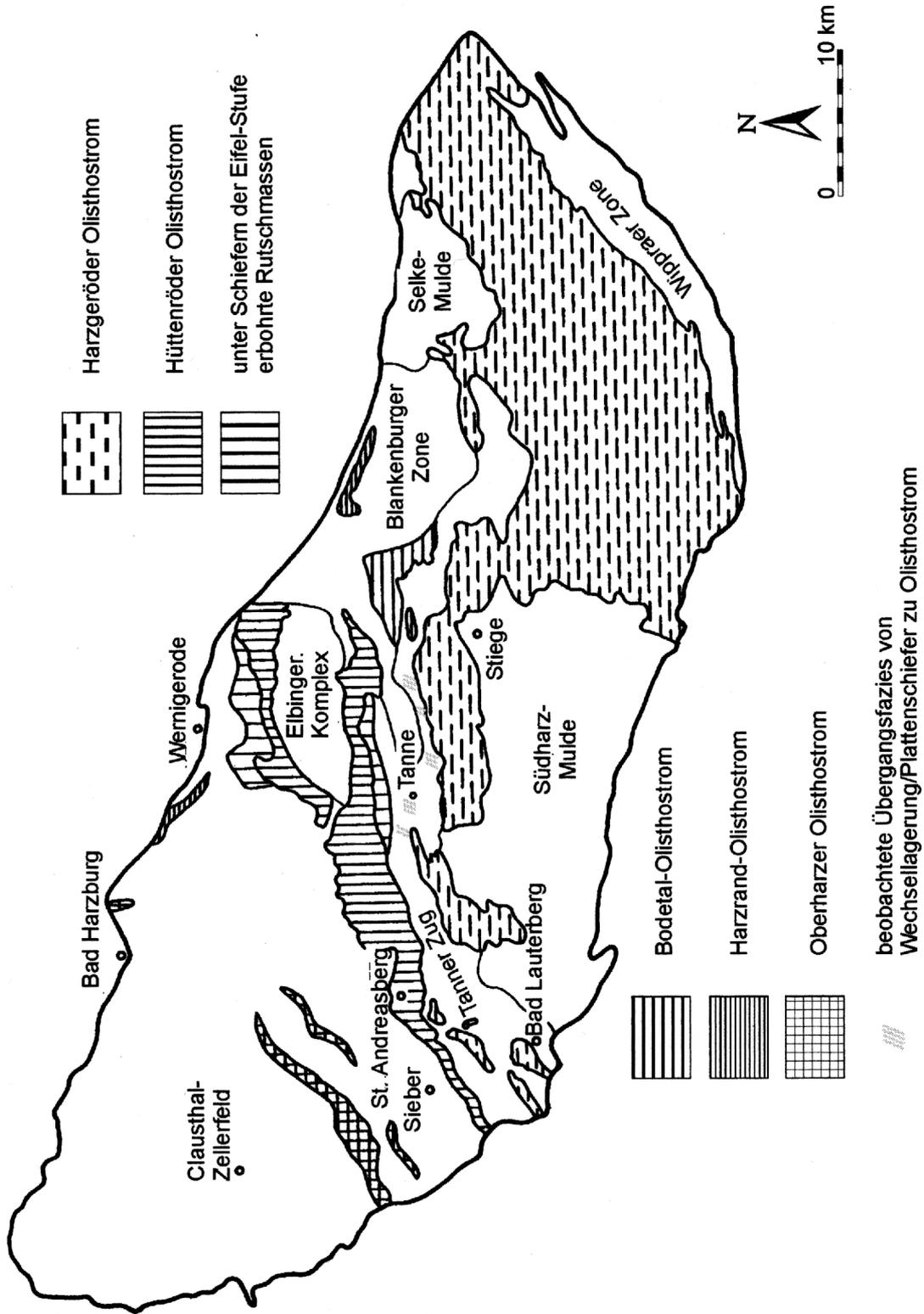


Abb. 27: Die Verbreitung der Olisthostrome im Harz (verändert nach LUTZENS & SCHWAB 1972 sowie GÜNTHER & HEIN 1999).

Bereits von anderen Autoren konnten Unterschiede zwischen dem westlichen und östlichen Teil der Tanner Zone bzw. dem West- und Ostharz allgemein festgestellt werden.

FRIEDEL et al. (1995) beschäftigten sich mit dem Metamorphosebild im Ostharz. Im Zuge dessen stellten sie einen Großteil der Metamorphoseangaben des Ostharzes zusammen, nachdem für den Westharz bereits seit längerem nahezu flächendeckende Angaben vorliegen (z.B. LÜTKE & KOCH 1983).

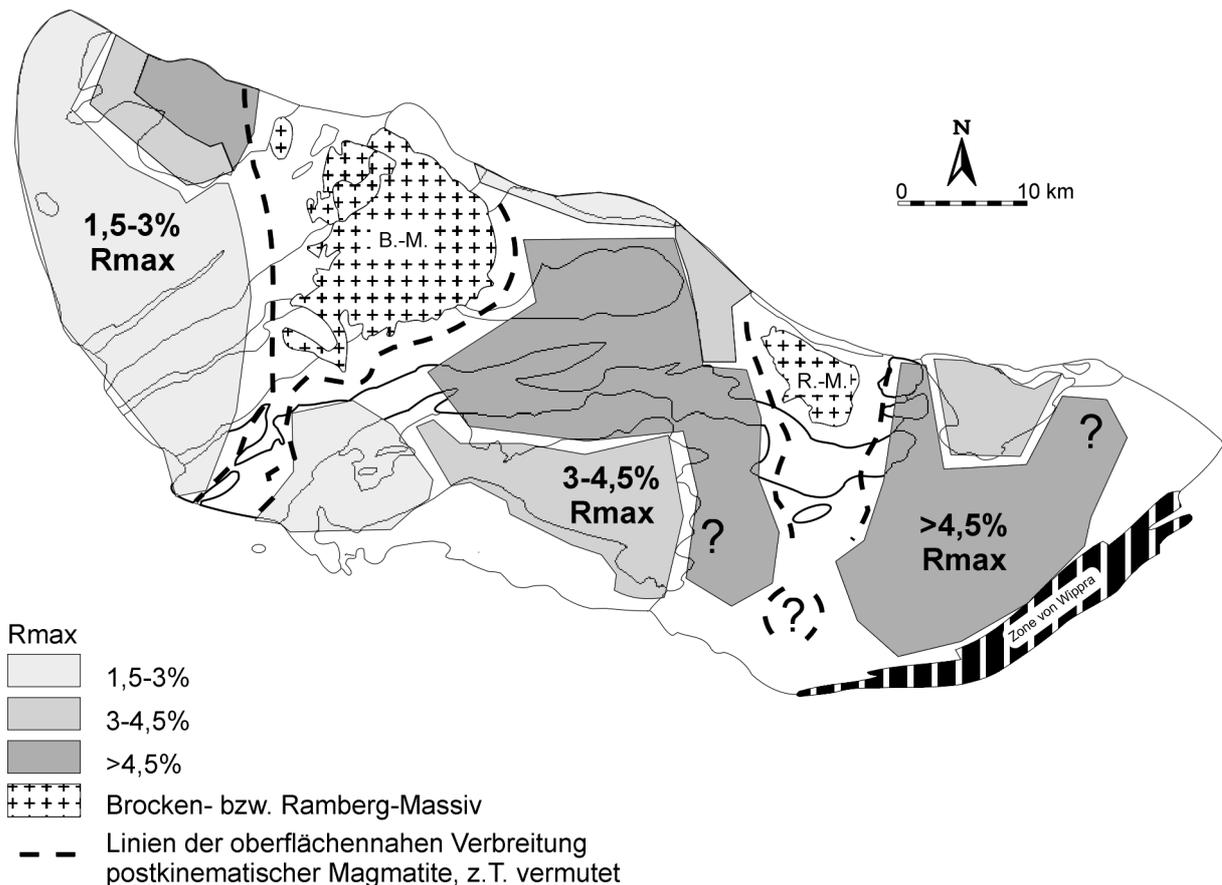


Abb. 28: Regionale Veränderungen im Metamorphosebild des Harzes (Vitrinitreflexion, %Rmax); verändert nach FRIEDEL et al. (1995).

Abb. 28 zeigt, daß sich bestimmte Bereiche im Harz durch unterschiedliche Inkohlungswerte abgrenzen lassen.

Für die Tanner Zone ist eine deutliche Zunahme der maximalen Vitrinitreflexion von West (1,5-3%) nach Ost (>4,5%) zu erkennen.

Während im mittleren und östlichen Teil der Tanner Zone ebenso wie im östlichen Bereich der Harzgeröder und der Blankenburger Zone Werte über 4,5% Rmax mit nur geringen Differenzen verbreitet sind, zeichnen sich die Bereiche der Südharz- und Selke-Mulde sowie der westlichen Tanner Zone durch einen geringeren Grad der Metamorphose aus.

Vergleichsweise niedrige Inkohlungswerte finden sich ebenso im NW-Harz.

Als Ursache für die Zunahme des Metamorphosegrades von West nach Ost bzw. von Südwest nach Nordost wird von FRIEDEL et al. (1995) eine tiefere / synmetamorphe Versenkung angenommen.

Danach kann man auch für den westlichen und den mittleren/östlichen Teil der Tanner Zone von unterschiedlichen Versenkungstiefen ausgehen, was wiederum für eine differenzierte Entwicklung beider Teilbereiche spricht.

REICHSTEIN (1965) interpretiert die Südharz- und Selke-Mulde als Deckenreste der Ostharz-Decke, SCHWAB (1976) und WACHENDORF (1986) sehen sie als tektonisch höchstes Stockwerk im Unterharz an, was durch den niedrigen Metamorphosegrad unterstützt wird. Umstritten sind jedoch noch Art und Zeitpunkt der Deckenbewegung.

Während WACHENDORF (1986) Überschiebungsweiten von mehr als 25 km annimmt, sprechen LÜTKE (1978) und LÜTKE & KOCH (1987) von einer um einige km direkten Überschiebung aus einer relativ nahe gelegenen Position. Einen nennenswerten Inkohlungsprung an der Überschiebungsbahn konnten sie jedoch nicht feststellen.

Nach SCHWAB (1976) erfolgte die Deckenbewegung noch vor der internen Deformation, dagegen weisen die Differenzen im Metamorphosegrad eher auf einen Deckentransport während eines sehr späten Stadiums der orogenen Entwicklung hin (WALLISER & ALBERTI 1983). WACHENDORF (1986) spricht von einer Platznahme der Gleitdecke im cu III.

Die ebenfalls niedrigen Inkohlungswerte im westlichen Teil der Tanner Zone sowie weiter nordwestlich unterstützen dabei die Vorstellungen von WALLISER & ALBERTI (1983) von einer bis in den Bereich des Acker-Bruchberg-Zuges reichenden großen Decke, die auch DENEKE (1989) für möglich hält, wobei der Elbingeröder-Komplex als tektonisches Fenster anzusehen wäre. Denkbar wäre auch, daß es sich beim Elbingeröder-Komplex um einen riesigen Olistholithen im Hüttenröder Olisthostrom handelt.

Es liegen sogar Überlegungen vor, den gesamten Tanner Zug als eine Reihe von großen und kleinen Olistholithen zu interpretieren (SCHUST & SCHWANDTKE 1992).

Es existieren eine Reihe von geodynamischen Modellvorstellungen zur Entwicklung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und ihres Vorlandes, ein allgemein akzeptiertes plattentektonisches Konzept liegt jedoch noch nicht vor.

GÜNTHER & HEIN (1999) geben eine Zusammenstellung der neuesten Modelle für die Entwicklung des Rhenoherynykums. Ihrer Ansicht nach begann sie im späten Silur mit der Ausbildung eines Rift-Systems und anschließendem 'spreading' zwischen dem Südostrand von Avalonia und dem Nordwestrand von Armorica.

Im Oberdevon fungierte der Bereich der späteren Mitteldeutschen Kristallinschwelle als magmatischer Bogen, der das Liefergebiet der oberdevonischen, Magmatitbruchstück-reichen Grauwacke-Serien darstellte.

Während der variszischen Konvergenz von der Wende Mittel-/Oberdevon an wird der interne Teil des Rhenoherynischen Ozeans nach SE unter die sich gleichzeitig herausbildende Mitteldeutsche Kristallinschwelle subduziert. Im Zuge dieser Subduktion entstand während des Unterkarbons ein Akkretionskeil, von welchem das nach und nach exhumierte Material in Form submariner Schlammströme nach NW abgleiten konnte.

PATZELT (1991) stellte richtig fest, daß heutzutage eine Fülle an theoretischen Modellvorstellungen zu den Problemen der Harzgeologie existieren, es jedoch an entscheidenden neuen Untersuchungsergebnissen fehlt, die Grundlage einer neuen oder weiterentwickelten Konzeption sein könnten oder die Entscheidung zwischen verschiedenen Modellen ermöglichen würden.

Ein erster Schritt hierzu wäre sicherlich eine detaillierte Untersuchung sowohl des Sieber-Zuges und angrenzender Gebiete als auch der Südharz-Mulde, wie sie ähnlich von GÜNTHER & HEIN (1999) im Bereich zwischen Sieber, Oder und Sperrlutter durchgeführt wurde.

9. Angeführte Schriften:

- AMLER, M.R. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geol. Abh. Hessen, **88**: 339. S.; Wiesbaden.
- ANDEL, T.H. van (1950): Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. – Proefschrift Univ. Groningen: 129 S.; Wageningen.
- ANDEL, T.H. van (1959): Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. – Journ. Sed. Petr., **29**: 153-163; Menasha (Wisc.).
- BARTELS, H. (1966 (1968)): Petrographische Untersuchungen von Grauwacken des Flechtinger Höhenzuges. – Jb. Geol., **Bd. 2**: 371-443; Berlin.
- BENDER, P., VOGLER, W.S., WIERICH, F. (1995): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente des Devons im Rhenoherynikum. – Orogene Prozesse / Teilkolloquium "Mitteldeutsche Kristallinschwelle" vom 7.-8.12.1995, Zusammenfassung der Diskussionsbeiträge, S.16-17; Giessen.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 158 S.; Stuttgart.
- BORSODORF, K.-H., ESTRADA, S., SCHUST, F. & SCHWANDTKE, E. (1992): Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen im östlichen Rhenoherynikum (Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1992** (1/2): 5-16; Stuttgart.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic approach to facies interpretation. – 168 S.; Amsterdam [Elsevier].
- BRINKMANN, R. (1942): Schwerminerale und Paläogeographie. – Geol. Rdsch., **29**: 348-356; Stuttgart.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rdsch., **36**: 56-66; Stuttgart.
- BROSSMANN, F. (1958): Geologische Untersuchungen in der Tanner Grauwacke im Gebiet der Luppboode, nördlich Allrode. – Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **3**, Heft 1: 78; Halle.
- BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H., ZWEIG, M. (1990): Resedimente der Präflysch und der Flysch-Phase - Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **179**: 1-40; Stuttgart.
- BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H., ZELLMER, H. (1991): Die Flnzfazies im Harz - eine Charakteristik mitteldevonisch-unterkarbonischer Hungerbecken-Sedimente. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 5-44; Wiesbaden.
- BURCHARDT, I. (1962): Beiträge zur Petrographie und Stratigraphie der Schichten am Rand der Südharzmulde nördlich von Stolberg. – Geologie, **11**: 370-383; Berlin.
- BURCHARDT, I. (1994): Schwermineralfazielle Untersuchungen an psammitischen Gesteinen aus dem Altpaläozoikum des Harzes und der Flechtingen-Roßlauer Scholle. – Z. geol. Wiss., **22** (3/4): 325-348; Berlin.
- DAHLGRÜN, F. (1928): Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 73-121; Berlin.
- DAHLGRÜN, F. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Harzgerode; Berlin.
- DENEKE, E. (1989): Bildungsräume und Sedimentation silikatlastischer Turbidite im Rhenoherynikum. – Habil.-Arb. Univ. Hannover: 165 S.; Hannover. [unveröff.]
- DÖRR, W. (1986): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (E´Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Univ. Gießen: 134 S.; Gießen.
- DRYDEN, L. & DRYDEN, C. (1946): Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. – Journ. Sed. Petr., **16**: 91-96; Menasha (Wisc.).
- ERDMANNSDÖRFFER, O.H., FLIEGEL, G. & SCHROEDER, H. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Blankenburg; Berlin.

- ERNST-HUNEKE, F. (1985): Geologische Kartierung im Gebiet nördlich von Bad Lauterberg im Harz. – Dipl.-Kartierung Univ. Hannover: 39 S.; Hannover. [unveröff.]
- FRANKE, W. & PAUL, J. (1980): Pelagic red beds in the Devonian of Germany, deposition and diagenesis. – Sed. Geol., **25**: 231-256; Amsterdam.
- FRIEDEL, C.H., HOTH, P., FRANZ, G. & STEDINGK, K. (1995): Niedriggradige Regionalmetamorphose im Harz. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1993** (9/10): 1213-1235; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Aufl.: 1141 S.; Stuttgart.
- GANSSLOSER, M. (1991): Stratigraphie, Grauwackenfazies und Tektonik im Bereich der Tanner Zone nordöstlich von Bad Lauterberg. – Dipl.-Arb. TU Braunschweig: 77 S.; Braunschweig. [unveröff.]
- GANSSLOSER, M. (1996): Die Tanner Zone nordöstlich Bad Lauterberg (Harz) - Stratigraphie, Flyschfazies und Strukturplan. – Ber. Naturhist. Ges., **138**: 37-55; Hannover.
- GANSSLOSER, M. (1998): Ozeanische Krustenrelikte in rhenohercynischen Decken? Befunde einer Neuaufnahme der Ostharz-Decke. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **210**: 211-236; Stuttgart.
- GANSSLOSER, M. (1999): Detrital relics of a high-pressure metamorphism in Rhenohercynian graywackes. – Z. geol. Wiss. (im Druck).
- GÜNTHER, K. & HEIN, S. (1999): Die Olisthostrome des Mittelharzes nordwestlich von Bad Lauterberg – eine Folge akkretionärer Prozesse. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 355-410; Stuttgart.
- HAHLBECK, S. (1990): Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz). – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **31**: 105 S.; Hannover.
- HELMBOLD, R. (1952): Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **3**: 253-288; Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- HELMUTH, H.-J. (1963): Zur Unterkarbon-Stratigraphie der Tanner Grauwacke des Harzes. – Geologie, **12** (10): 1138-1151; Berlin.
- HENNINGSEN, D. (1961): Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. – Geol. Rdsch., **51**: 600-626; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1963): Zur Herkunft und Unterscheidung der sandigen Gesteine am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1963, H. **2**: 49-67; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1970): Paläogeographische Probleme der Mitteldeutschen Schwelle. – Z. dt. geol. Ges., Jg. 1969, **121**: 143-150; Hannover.
- HENNINGSEN, D. (1973): Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauwacken in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 300-309; Wiesbaden.
- HENNINGSEN, D. (1981): Schwermineraluntersuchung in Lockersedimenten und Sedimentgesteinen. – 18 S.; Hannover.
- HENNINGSEN, D. (1991): Die Grauwacken der westlichen Tanner Zone. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1991, H. **5**: 284-290; Stuttgart.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon-Unterkarbon). – Geol. Abh. Hessen, **79**: 84 S.; Wiesbaden.
- HUCKENHOLZ, H.G. (1958): Über *Cyclostigma*-führende Schichten bei Lindenberg-Straßberg im Selketal des Unterharzes und ihre Beziehungen zum Hauptzug der Tanner Grauwacke. – Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **3**, Heft 1: 20-53; Halle.
- HUCKENHOLZ, H. G. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. – Beitr. Mineral. Petrogr., **6**: 261-298; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- KNEIDL, V. & WILD, R. (1969): Das Oberdevon in der westlichen Südharz-Mulde. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **134** (2): 147-174; Stuttgart.

- KOLL, J. (1984): Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums. – Bsg. geol. paläont. Diss, **1**: 124 S.; Braunschweig.
- KOSSMAT, H. (1927): Gliederung des variskischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. Landesanst., **1**: 1-39; Leipzig.
- KRYNINE, P.D. (1946): The tourmalin group in sediments. – Journ. Geol., **54**: 65-87; Chicago.
- KUNERT, R. (1993): Tektonische Aspekte der Zusammensetzung von Flysch- und Molassesandsteinen. – 9. Rundgespräch: "Geodynamik des Europäischen Variszikums" vom 15./16.10.1993: S. 18; Wernigerode/Harz.
- KUNERT, R. (1995): Tektonische Aspekte der Zusammensetzung von variszischen Grauwacken in Mitteleuropa. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1993** (9/10): 1187-1200; Stuttgart.
- LINDERT, W. (1971): Die Grundgebirgskomponenten in den altpaläozoischen Konglomeraten des Harzes. – Geologie, Beiheft **70**: 1-99; Berlin.
- LOSSEN, K.A. (1882): Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis des Harzes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., **1881**:1-50; Berlin.
- LOTSCH, D. (1958): Über die Gliederung der Tanner Grauwacke im Überleitungsstollen des Rappbodewerkes bei Königshütte. – Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **3**, Heft 1: 69; Halle.
- LÜTKE, F. (1978): Grundzüge der faziellen und paläogeographischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz. – Senckenbergiana Lethaea, **58** (6): 473-513; Frankfurt/M.
- LÜTKE, F. & KOCH, J. (1983): Das Inkohlungsbild des Paläozoikums im Westharz und seine Interpretation. – Geol. Jb., **A 69**: 42 S.; Hannover.
- LÜTKE, F. & KOCH, J. (1987): Inkohlung des Paläozoikums im westlichen Harz. – Geol. Jb., **D 84**: 3-31; Hannover.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesausbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. – Geologie, Beiheft **74**: 105 S.; Berlin.
- LUTZENS, H. (1975): Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes – Metamorphe Zone, Südharz-Selkemuhe. – Z. geol. Wiss., **3**: 267-299; Berlin.
- LUTZENS, H. (1979): Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvariszikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxysmaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz. – Schriftenr. geol. Wiss., **15**: 37-103; Berlin.
- LUTZENS, H. (1991): Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Unter- und Mittelharz. – Z. geol. Wiss., **19**: 617-623; Berlin.
- LUTZENS, H. & CZWOWIDZINSKI, W. (1966 (1968)): Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen Straßberg und Siptenfelde (Unterharz). – Jb. Geol., **Bd. 2**: 351-370; Berlin.
- LUTZENS, H. & PAECH, H.-J. (1975): Sedimentologie, Paläogeographie und Paläotektonik während des Flyschstadiums im östlichen Rhenohercynikum (Harz und Flechtingen-Roßblauer Scholle). – Z. geol. Wiss., **3**: 1509-1525; Berlin.
- LUTZENS, H. & SCHWAB, M. (1972): Die tektonische Stellung im variszischen Orogen. – Geologie, **21**: 627-640; Berlin.
- MARIENFELD, P. (1988): Geologische Kartierung des Gebietes um den „Brandkopf“ nordöstlich von Scharzfeld (Südharz). – Dipl.-Kartierung Univ. Hannover: 41 S.; 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; Stuttgart.
- MATTIAT, B. (1960): Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. – Beitr. Mineral. Petrogr., **7**: 242-280; Göttingen.
- MEISSNER, S. (1985): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen dem Übelsbach und dem Zieglerskopf nordöstlich von Bad Lauterberg/Harz. - Dipl.-Kartierung Univ. Hannover: 38 S.; Hannover. [unveröff.]

- MEISSNER, S. (1986): Petrographische Untersuchungen an hochoberdevonischen Grauwacken aus dem Gebiet nördlich von Bad Lauterberg / Harz. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 49 S.; Hannover. [unveröff.]
- MOHR, K. (1993): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. – 2. Aufl.: 496 S.; Stuttgart.
- MÜLLER, G. & STRAUß, K.W. (1987): Gesteine des Harzes. – Clausth. geol. Abh., Sonderband **5**: 297 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. NATO-ASI Series D. Reidel Publishing Company: 65-93.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. – In: LEGGETT, J.K. & ZUFFA, G.G. (Eds.), Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies. Graham and Trotman: 1-38.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. – In: MUTTI, E. et al. (Editors), Examples of Turbidite Facies and Associations from Selected Formations of the Northern Apennins. Field Trip Guidebook A-11, 9th International Association of Sedimentologists Congr., Nice: pp. 21-36.
- NEUMANN, J. (1993): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Grauwacken der Tanner Zone (Harz). – Dipl.-Arb. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald: 66 S.; Greifswald. [unveröff.]
- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **54**: 2170-2195.
- PATZELT, G. (1991): Harzgeologie - historischer Rückblick und Ausblick auf aktuelle Probleme. – Z. geol. Wiss., **19** (6): 611-616; Berlin.
- PESSSEL, G. (1959): Stratigraphie und Tektonik des Tanner Systems im Raume Tanne-Königshütte-Trautenstein. – Geologie, **8**: 327-328; Berlin.
- PETTIJOHN, F.J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. – Journ. of Geol., **49**: 610-625; Chicago.
- PICKERING, K.T., STOW, D., WATSON, M.P. & HISCOTT, R. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. – Earth-Sci. Rev., **23**: 75-174.
- PLESSMANN, W. (1961): Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. – Geol. Jb., **78**: 503-566; Hannover.
- RABITZSCH, K. (1962): Die Lagerungsverhältnisse des Tanner Grauwackensystems im Selkegebiet südlich des Rambergplutons (Harz). – Geologie, **11**: 1018-1028; Berlin.
- RABITZSCH, K. (1967): Stratigraphische und lithofazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon des Harzes. – Geologie, **16**: 962-964; Berlin.
- RABITZSCH, K. (1970): Das Faziesbild der klastischen Kulmsedimentation im Harz. – Hall. Jb. Mitteldt. Erdg., **10**: 27-44; Halle.
- RABITZSCH, K. & GRÜGER, M. (1968): Schwermineralanalytische Untersuchungen an Grauwacken des Harzes. – Herzynia, **5**: 373-384; Leipzig.
- REICHSTEIN, M. (1961): Die Tanner Grauwacke - eine unterkarbonische Fazies des Harzes. – Geologie, **10**: 763-777; Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. – Geologie, **14**: 1039-1076; Berlin.
- REMY, W. & REMY, R. (1977): Die Floren des Erdaltertums. – 468 S.; Essen.
- RÖLLIG, G., VIEHWEG, M. & KAMPE, A. (1989): Zur Wirksamkeit von meridionalen und äquatorialen Strukturen im Gebiet der Mitteldeutschen Schwelle zwischen Halle und Schönnewalde. – Z. angew. Geol., **35**: 297-300; Berlin.

- RUSSELL, R.D. (1939): Recent marine sediments. – Amer. Assoc. Petrol. Geol., **23**: 32-47; Tulsa.
- RUSSELL, R.D. & TAYLOR, R.E. (1937): Roundness and shape of Mississippi river sands. – Journ. of Geol., **7**: 225-267; Chicago.
- SCHÄFER, J. (1992): Sedimentpetrographische Untersuchungen des saxothuringischen Flyschs (Frankenwald, NE-Bayern). – Dipl.-Arb. Univ. Giessen: 150 S.; Giessen. [unveröff.]
- SCHMIDT, H. (1958): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Tanner Grauwacke und ihren Nachbargesteinen südlich Gernrode. – Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **3**, Heft 1: 71; Halle.
- SCHMIDT, H. (1994): Selbständige Geologische Kartierung im Gebiet nördlich von Bad Lauterberg (TK 25, Blätter 17, 18, 23, 24). – Dipl.-Kartierung Univ. Hannover: 60 S.; Hannover. [unveröff.]
- SCHNEIDERHÖHN, P. (1968): Die Grauwackengesteine des Harzes. – Aufschluß, **17** (Sonderheft): 55-61; Göttingen.
- SCHRADER, S. & RICKEN, W. (1997): Geometrie und Architektur des Rhenohercynischen Flyschbeckens - eine erste sequenzstratigraphische Interpretation. – Terra Nostra **97/2**: 214-215; Köln.
- SCHRIEL, W. (1927): Die Tanner Grauwacke des Unterharzes. Paläobotanischer Teil von W. Gothan. – Jb. preuß. geol. L.-A., **48**:302-331; Berlin.
- SCHRIEL, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Zorge; Berlin.
- SCHRIEL, W. (1932): Fazies und Tektonik im Harz. – Sitz. Ber. preuß. geol. L.-A., **7**: 94-97; Berlin.
- SCHRIEL, W. (1933): Zur Deckenfrage im Harz. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **53**: 125-156; Berlin.
- SCHRIEL, W. (1939): Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Bl. 4328 Bad Lauterberg. 76 S.; Berlin.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1960): Die Einstufung des Tanner Grauwackensystems im Harz aufgrund von Conodonten. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 662-683; Hannover.
- SCHÜFFLER, S. (1978): Geologische Untersuchungen im westlichen Tanner Hauptzug nördlich von Bad Lauterberg (Harz). – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg: 136 S.; Erlangen.
- SCHUST, F. & SCHWANDTKE, E. (1992): Die Harz-Sigmoide - Ein Diskussionsbeitrag. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1992** (1/2): 109-116; Stuttgart.
- SCHWAB, M. (1970): Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz. – Habil.-Schr. math.-nat. Fak. Univ. Halle; Halle/S.
- SCHWAB, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. – Jb. Geol., **5/6** f. 1969/70: 9-117; Berlin.
- SCHWAB, M. (1993): Geologische Exkursion in den Mittelharz vom 14.10.1993. – Karl-August-Lossen-Tagung Wernigerode 1993: S. 59-71; Halle.
- SCHWAN, W. (1974): Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz. – Z. deutsch. geol. Ges., **125**: 253-267; Hannover.
- SINDOWSKI, F.K.H. (1949): Results and problems of heavy mineral analysis in Germany: A review of sedimentary-petrological papers, 1936-1948. – Journ. Sed. Petrol., **19**: 3-25; Menasha (Wisc.).
- SOLANWAR, R. (1978): Zur Geologie des Lonauer Sattels und der angrenzenden Gebiete des Acker-Bruchberg-Zuges und der Sieber-Mulde (Harz). – Diss. Friedrich-Alexander-Univ. Erlangen: 213 S.; Erlangen.
- STEINBACH, W. (1958): Das Devonprofil der Mühlentäler südlich Altenbrak im Unterharz. – Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **3**, Heft 1: 79; Halle.
- STEINIKE, K. (1992): Neue Beobachtungen am Kontakthof des Ramberg-Granits/Harz. – Z. geol. Wiss., **20** (3): 265-270; Berlin.
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1972): Baryt-Lagerstätten des Südwest-Harzes (Raum Sieber-St. Andreasberg). – Beih. Geol. Jb., **124**: 120 S.; Hannover.
- STOPPEL, D., GUNDLACH, H., HEBERLING, E., HEINRICH, G., HÜSER, M., KALLIES, H.-B. & SCHAEFFER, R. (1983): Schwer- und Flußspatlagerstätten des Südwestharzes. – Geol. Jb., **D 54**: 3-269; Hannover.

- STOW, D.A.V. (1984): Anatomy of Debris-Flow Deposits. – In: Init. Repts. DSDP, **75** (2): 801-807; Washington.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. – In: READING, H. G. (Editor): Sedimentary Environments and Facies, rev. ed. Blackwell, London: 399-444.
- THIERBACH, H. (1936): Das Tanner Problem im Harz. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, Beil.-Bd. **75**: 312-389; Stuttgart.
- TRAUTNITZ, H.-M. (1980): Zirkonstratigraphie nach vergleichender morphologischer Analyse und statistischen Rechenverfahren - dargestellt am Beispiel klastischer Gesteine im Harz. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg: 159 S.; Erlangen.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2: Textband. – 822 S.; Stuttgart.
- TSCHAPEK, B. (1987): Zur Stratigraphie, Lithologie und Tektonik der Selke-Mulde / Harz. – Diss. A Univ. Halle; Halle/S..
- TSCHAPEK, B. (1996): Die Selke-Grauwackenfolge – Deckenrest eines oberdevonischen Turbiditfächers im Harzvaristikum. – Hercynia, NF **30**; Halle/S..
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S. III, SANGREE, J.R., DUBB, J.N. & HASLID, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. – In: PAYTON, C.E. (Ed.): Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**: 49-205.
- VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. (1988): Sequence stratigraphy concepts. – Short course in conjunction with the "sequence, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface" conference, Course Notes, Can. Soc. Petrol. Geol.; Calgary.
- WACHENDORF, H. (1966): Das Devon und Karbon der Sieber-Mulde (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **126**: 183-203; Stuttgart.
- WACHENDORF, H. (1986): Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. – Geol. Jb., **A 91**: 67 S.; Hannover.
- WACHENDORF, H.; BUCHHOLZ, P. & ZELLMER, H. (1995): Fakten zum Harz-Paläozoikum und ihre geodynamische Interpretation. – Nova Acta Leopoldina NF 71, Nr. **291**: 119-150; Halle (Saale).
- WALKER, R.G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **62**: 932-966; Tulsa.
- WALLISER, O.H. & ALBERTI, H. (1983): Flysch, Olisthostromes and Nappes in the Harz Mountains. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. [Eds.] (1983): Intracontinental fold belts: 145-169; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo. [Springer]
- WEYL, R. (1949): Zur Ausdeutbarkeit von Schwermineralgesellschaften. – Erdöl u. Kohle, **2**: 221-224; Berlin-Hamburg.
- WEYL, R. (1950): Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. – Erdöl u. Kohle, **3**: 209-211; Berlin-Hamburg.
- WIESENEDER, H. (1953): Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. – Erdöl u. Kohle, **6**: 369-372; Berlin-Hamburg.
- ZELLMER, H. (1996): Stratigraphie und Petrographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon bis Unterkarbon). – Braunschweiger geowiss. Arb., **19**: 72 S.; Braunschweig.

Anhang

- Anlage 1: Aufschlußverzeichnis
- Anlage 2: Zähllisten zur Schwermineralanalyse
- Anlage 3: Fototafeln 1-5

Probenentnahmeorte (siehe Abb. 4) und Bearbeitungsweise:TK 4229; St. Andreasberg

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
15.1 - 15.3	44 04 950	57 30 400	D (Dünnschliff); S (Schwermineralpräparat); R (Röntgendiffraktometrie)
A1 - A 6	44 04 950	57 30 400	D; S
91.1 + 91.2	44 05 050	57 30 320	D; S
B1 + B2	44 05 050	57 30 320	M (Mikrofossilien)
C1	44 05 050	57 30 320	

TK 4230; Elbingerode

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
12.1 - 12.4	44 12 900	57 31 825	D; S
27.1 + 27.2	44 19 300	57 31 240	D; S
32.1	44 14 175	57 31 925	D; S
33.1 + 33.2	44 14 600	57 32 200	
34.1 + 34.2	44 14 125	57 32 550	S
35.1 - 35.3	44 15 025	57 32 900	D; S
50.1 - 50.3	44 12 225	57 30 175	D; S; R
57.1	44 08 175	57 30 750	
58.1	44 08 150	57 30 825	
59.1 + 59.2	44 08 175	57 30 900	D; S

TK 4231; Blankenburg

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
22.1 - 22.3	44 26 780	57 30 120	D; S; R
23.1	44 19 530	57 30 300	D; S
23.2 + 23.3	44 19 490	57 30 450	
23.4	44 19 350	57 30 540	
24.1	44 19 350	57 30 540	D
25.1	44 19 350	57 30 720	
26.1	44 19 400	57 30 810	D; S
67.1 + 67.2	44 26 280	57 31 580	D
67.3	44 26 280	57 31 700	D; S
68.1	44 26 210	57 31 600	D
69.1 - 69.3	44 24 900	57 31 240	D; S; M

TK 4232; Quedlinburg

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
149.1	44 40 200	57 29 680	R
150.1	44 40 350	57 29 780	D; S
151.1 + 151.2	44 41 130	57 30 050	D
152.1 + 152.2	44 41 250	57 30 670	D
153.1	44 41 220	57 30 880	D; S
154.1	44 41 050	57 30 980	D; S
155.1	44 40 940	57 31 280	
156.1 - 156.3	44 40 630	57 32 080	D; S

TK 4328; Bad Lauterberg

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
4.1 - 4.3	35 98 300	57 22 300	D; S
82.1 - 82.3	35 99 940	57 24 830	D; S
83.1	36 00 120	57 25 140	D; S
84.1	36 00 480	57 25 040	D; S
85.1	36 00 680	57 25 520	D; S
86.1 + 86.2	36 01 010	57 24 540	D; S
87.1	36 01 140	57 25 720	D; S
88.1	36 01 040	57 24 600	D; S
89.1	36 02 080	57 25 840	D; S
90.1	36 00 150	57 23 580	D; S
93.1	35 98 440	57 22 480	D; S
94.1 + 94.2	36 03 660	57 28 000	D; S
95.1	36 03 540	57 28 420	D; S
96.1 - 96.3	36 03 250	57 29 450	D; S; R
97.1	36 03 260	57 28 750	D; S
98.1	36 03 660	57 27 520	D; S
101.1 - 101.4	36 03 680	57 26 280	D; S
102.1 + 102.2	36 02 920	57 26 100	D; S
103.1 - 103.3	36 02 640	57 25 260	D; S
104.1	36 02 100	57 23 260	D
104.2	36 02 120	57 23 260	D; S
104.3	36 02 130	57 23 260	D
104.4	36 02 130	57 23 270	D; S
105.1 + 105.2	36 02 420	57 24 920	D; S
106.1 + 106.2	36 02 570	57 25 540	D; S
107.1	36 03 060	57 24 530	D; S
108.1 + 108.2	35 96 090	57 22 920	D; S
109.1	35 97 150	57 24 230	S
110.1 + 110.2	35 95 800	57 22 900	D; S
111.1 - 111.3	35 95 800	57 22 940	D; S
112.1 + 112.2	36 01 200	57 19 630	D; S

113.1	35 97 500	57 24 040	D; S
114.1 + 114.2	35 98 380	57 24 880	D; S
115.1	35 98 740	57 25 640	D; S
116.1 - 116.4	35 98 500	57 25 000	D; S
117.1 + 117.2	35 99 340	57 25 890	D; S
118.1 + 118.2	35 98 680	57 26 780	D; S
119.1	35 97 700	57 25 580	D; S
120.1	35 97 550	57 24 930	D; S
121.1	35 97 380	57 25 080	D; S
122.1 + 122.2	36 02 130	57 21 860	D; S
J1	36 02 130	57 21 860	R
123.1 + 123.2	36 02 340	57 21 780	D; S
124.1 + 124.2	36 02 650	57 21 860	D; S
125.1	36 02 460	57 22 600	D; S
126.1 + 126.2	36 02 840	57 22 840	D; S
127.1	36 03 550	57 23 540	D; S
128.1 + 128.2	36 03 020	57 23 850	D; S
129.1 + 129.2	36 01 260	57 28 410	D; S
130.1	36 00 020	57 27 220	D; R
131.1	36 01 140	57 26 880	D; S

TK 4329; Zorge

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
1.1 + 1.2	43 99 200	57 27 100	D; S
F1	43 99 200	57 27 100	R
2.1 - 2.3	43 97 280	57 25 280	D; S; R
G1	43 97 280	57 25 280	
3.1	43 96 900	57 26 480	D; S
36.1 + 36.2	44 04 600	57 29 920	D; S
36.3	44 04 460	57 29 820	D; R
37.1 + 37.2	44 01 120	57 29 860	D; S
D1 - D3	44 01 120	57 29 860	R
70.1 + 70.2	43 96 380	57 28 940	D
71.1 - 71.5	43 96 540	57 28 970	D; S
72.1	43 97 740	57 28 620	D
73.1	43 97 040	57 27 720	D; S
74.1 + 74.2	43 97 020	57 26 600	D; S; R
75.1	43 97 470	57 27 180	D; S
76.1	43 97 540	57 27 400	S
77.1	43 97 650	57 28 040	D; S
78.1 + 78.2	43 98 150	57 28 700	D; S
79.1	43 99 800	57 27 440	D; S
80.1	43 97 760	57 26 480	D; S
81.1	43 98 280	57 26 560	D
92.1	43 99 800	57 27 440	D; S

E1 + E2	43 99 800	57 27 440	R
99.1	43 96 470	57 26 900	D; S
100.1 + 100.2	43 96 320	57 26 390	D
H1	43 96 660	57 24 740	R
132.1	43 96 740	57 24 940	D; S
133.1 + 133.2	43 97 100	57 25 210	D; S
134.1	43 97 820	57 25 920	D; S
135.1 + 135.2	43 98 040	57 26 500	D
136.1	43 98 540	57 26 890	D
137.1 + 137.2	43 98 750	57 28 040	D; S
138.1 + 138.2	43 99 090	57 27 720	D; S
139.1 + 139.2	43 99 300	57 27 470	D; S
140.1	44 00 200	57 27 440	D; S
141.1	43 99 480	57 27 030	D
142.1 + 142.2	43 98 800	57 26 450	D
143.1	43 98 260	57 25 640	D; S
144.1	43 97 560	57 24 860	D
145.1 + 145.2	43 96 820	57 24 360	D; S
I1	43 96 820	57 24 360	R
Wieda	44 01 980	57 24 280	R

TK M-32-10-C-d; Benneckenstein (Harz)

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
14.1 + 14.2	26 18 640	57 31 100	D; S
28.1 - 28.3	26 17 100	57 30 790	D; S
29.1	26 16 900	57 30 650	
30.1	26 16 780	57 30 540	D; S
31.1 - 31.3	26 17 390	57 31 070	D; S
51.1 - 51.3	26 17 990	57 30 040	S; R
52.1	26 16 730	57 29 870	
53.1 + 53.2	26 16 640	57 29 970	D
54.1 + 54.2	26 18 830	57 30 860	D; S
55.1 + 55.2	26 18 720	57 30 010	
56.1	26 15 800	57 31 320	
60.1	26 16 080	57 31 370	
61.1 - 61.4	26 15 970	57 31 340	D; S
62.1 - 62.3	26 16 790	57 31 230	D; S

TK M-32-10-D-c; Hasselfelde

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
13.1 + 13.2	26 21 680	57 29 980	D; S
16.1	26 23 910	57 30 740	D; S
17.1 - 17.3	26 24 650	57 30 900	D; S

18.1	26 24 180	57 31 060	D; S
19.1 + 19.2	26 24 200	57 31 600	D; S
20.1 - 20.3	26 24 140	57 31 250	
21.1 + 21.2	26 23 980	57 31 060	S

TK M-32-10-D-d; Allrode

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
5.1	26 35 400	57 31 000	D; S
6.1 - 6.6	26 36 050	57 30 620	D; S; R
38.1	26 37 350	57 30 270	
39.1	26 37 020	57 30 240	
40.1 - 40.4	26 36 700	57 30 280	D; S
41.1 + 41.2	26 35 960	57 30 540	D; S
42.1 + 42.2	26 35 370	57 31 150	D; S
43.1 + 43.2	26 34 740	57 31 550	D
49.1	26 37 340	57 29 680	
63.1 + 63.2	26 34 680	57 30 820	D; R
64.1 + 64.2	26 34 210	57 30 740	D; S
65.1 + 65.2	26 33 900	57 30 530	D
66.1 - 66.4	26 33 640	57 30 340	D; S

TK M-32-11-C-d; Ballenstedt

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
146.1 + 146.2	26 47 800	57 28 800	D
148.1	26 48 060	57 28 720	
170.1	26 47 560	57 28 570	D; S
172.1 + 172.2	26 47 220	57 30 850	D; S; R
173.1 + 173.2	26 47 700	57 30 430	D; S
174.1 + 174.2	26 48 660	57 30 780	D; S; R

TK M-32-22-B-b; Güntersberge

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
48.1 + 48.2	26 37 580	57 26 070	S; R

TK M-32 23-A-a; Straßberg

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
7.1	26 43 760	57 25 410	D; S

7.2	26 43 760	57 26 120	D; R
8.1 + 8.2	26 46 090	57 26 100	D; S
9.1 - 9.3	26 46 680	57 27 020	D; S
9.4	26 46 680	57 27 220	M
11.1	26 43 510	57 25 700	D; S
44.1 + 44.2	26 43 160	57 26 970	D
45.1 + 45.2	26 41 930	57 28 060	D
46.1 - 46.3	26 41 990	57 28 130	D; S
47.1 + 47.2	26 39 270	57 26 570	
157.1	26 46 610	57 27 510	
158.1	26 46 030	57 27 750	R
159.1	26 46 600	57 27 640	
160.1	26 47 030	57 27 400	
161.1	26 46 950	57 27 370	
162.1	26 46 810	57 27 370	
163.1 - 163.3	26 40 980	57 22 440	D; S
164.1 + 164.2	26 46 450	57 26 160	D; S
165.1 + 165.2	26 46 580	57 26 420	
166.1 + 166.2	26 47 040	57 27 130	S
171.1	26 46 860	57 26 310	

TK M-32-23-A-b; Harzgerode

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
10.1 + 10.3	26 47 300	57 28 300	D; S
10.2	26 47 170	57 28 300	D
147.1 + 147.2	26 48 720	57 28 360	M
167.1	26 47 210	57 27 210	
168.1	26 47 420	57 27 520	S
169.1	26 47 720	57 28 250	

TK M-32-11-D-c; Ermsleben

Proben-Nr.	R-Wert	H-Wert	Bearbeitungsweise
Selke	44 50 640	57 28 840	D; S

Anlage 2: Zähllisten

Proben-Nr.	Zirkon	Rutil	Turmalin	Granat	Epidot	Apatit	Sonstige	gez. Min.
1.2	28	+	-	67	2	2	1	262
2.1				20-50				
3.1	17	4	-	60	12	3	4	309
4.1				0				
5.1				0				
6.2				0				
6.3				0				
6.4				0				
6.5				0				
11.1				0				
12.1				0				
12.2				0				
15.3				0				
16.1				0				
18.1				0				
21.2				0				
22.1				0				
22.2	71	1	6	-	3	16	3	77
23.1	71	9	13	-	2	3	2	304
27.1	19	3	1	42	24	3	7	313
28.3				0				
30.1	66	6	3	9	3	11	2	155
31.3	45	2	-	49	1	1	2	300
32.1				0				
34.2	85	4	+	1	3	4	2	408
35.1				0				
35.2				0				
35.3				0				
36.1				0				
36.2				0				
37.1	83	8	-	2	2	5	-	191
40.3				0				
41.1				0				
42.2				0				
46.1				0				
48.2				0				
50.1				0				
50.2				0				
51.2				0				
54.1				0				
59.1				0				
61.2				0				
64.1	85	6	1	-	1	4	3	232
66.3				0				
67.3				0				
69.2				0				
71.1	58	5	-	26	1	8	3	151
71.5				20-50				
73.1	11	5	+	80	2	1	+	208
74.2				>50				
77.1				20-50				
78.2				>50				

Anlage 2: Zähllisten

Proben-Nr.	Zirkon	Rutil	Turmalin	Granat	Epidot	Apatit	Sonstige	gez. Min.
79.1				20-50				
80.1				>50				
82.1	56	20	-	13	3	8	-	86
83.1				<5				
84.1				0				
86.1				0				
87.1				0				
88.1	49	1	-	15	8	25	2	119
89.1				0				
91.1	93	1	1	-	4	-	1	77
92.1	43	+	-	48	+	9	+	302
93.1	81	2	1	1	-	13	2	207
94.2				>50				
95.1				<5				
97.1				5-20				
98.1				>50				
99.1				>50				
101.2				20-50				
101.4	11	4	-	47	31	2	6	314
102.1	70	15	+	10	+	4	1	387
103.1	49	4	-	44	-	2	1	205
103.2	16	1	+	55	24	4	-	336
104.2	75	14	-	-	2	9	-	123
104.4				0				
105.2				5-20				
106.1				5-20				
107.1	91	+	-	9	-	-	-	86
108.1				0				
110.1				<5				
111.3				0				
112.1				0				
113.1	76	6	1	2	-	15	-	180
114.2	38	13	2	2	+	44	+	290
115.1				0				
116.2	68	4	-	-	+	27	-	222
117.1				0				
118.1				0				
119.1	82	2	1	3	1	11	-	354
121.1				<5				
123.2				<5				
124.2				20-50				
125.1				<5				
126.2	67	1	-	24	3	3	1	209
127.1				>50				
128.1	52	18	1	25	2	2	-	230
129.2	83	8	-	5	-	2	2	131
131.1	74	8	1	2	-	15	-	302
132.1	47	10	2	21	3	16	1	346
133.1	73	4	-	9	1	11	1	247
134.1	67	5	-	22	1	4	1	245
137.1				20-50				
138.2	12	1	-	39	44	1	2	354

Anlage 2: Zähllisten

Proben-Nr.	Zirkon	Rutil	Turmalin	Granat	Epidot	Apatit	Sonstige	gez. Min.
140.1	16	4	-	74	2	2	2	315
143.1	56	10	1	25	-	8	-	143
145.2	60	2	-	37	1	-	-	121
153.1				0				
163.2				0				
163.3				0				
164.1				20-50				
166.1				0				
168.1				0				
170.1				0				
173.2				0				
174.2	85	7	-	-	4	-	4	46
Selke	6	2	-	66	22	1	3	317

Anlage 3: Fototafeln

Tafel 1

- Fig. 1: massige bis gebankte Grauwacke, z.T. Gradierung erkennbar, nur untergeordnet treten tonig-siltige Schiefer auf;
kleiner Aufschluß im Wald E von Bad Lauterberg
Probenentnahmeort J (siehe Abb. 4)
- Fig. 2: sehr massige Grauwacke ohne deutlich erkennbare Bankung, hauptsächlich mittelkörnig, teils auch gröber;
großer Steinbruch N von Tanne
Probenentnahmeort 12 (siehe Abb. 4)
Bildbreite: ca. 20 m
- Fig. 3: massige bis gebankte Grauwacke, die sowohl Gradierung als auch Laminierung zeigt;
Steinbruch N von Allrode
Probenentnahmeort 6 (siehe Abb. 4)
Bildbreite: ca. 10 m

Tafel 1



Tafel 2

- Fig. 1: Wechsellagerung von etwa dm-mächtigen Grauwacke-Bänken mit dünnplattigen, tonig-siltigen Schiefen;
großer Aufschluß am Nordufer des Oderstausees NE von Bad Lauterberg
Probenentnahmeort G (siehe Abb. 4)
- Fig. 2: Wechsellagerung von cm-dm-mächtigen Grauwacke-Bänken mit dünnplattigen, tonig-siltigen Schiefen. Die oft gebänderten Schiefer können zusammenhängend 2-3 m ausmachen;
Aufschluß im Wald N der B 81 von Hasselfelde nach Allrode, in der Nähe der Windenmühle
Probenentnahmeort 22 (siehe Abb. 4)
- Fig. 3: Wechsellagerung von etwa dm-m-mächtigen Grauwacke-Bänken mit dünnplattigen, tonig-siltigen Lagen von wenigen mm;
Aufschluß am Südufer des Oderstausees NE von Bad Lauterberg
Probenentnahmeort 145 (siehe Abb. 4)

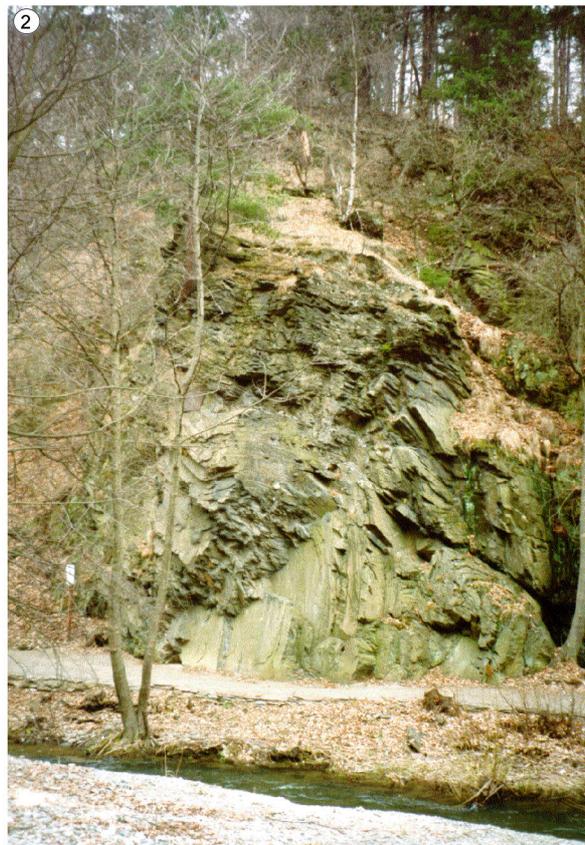
Tafel 2



Tafel 3

- Fig. 1: Plattenschiefer, in dessen Ton-Silt-Abfolge einzelne Feinsandsteinbänke auftreten;
Aufschluß an der Straßenkreuzung W von Harzgerode
Probenentnahmeort 8 (siehe Abb. 4)
- Fig. 2: Plattenschiefer, Teil einer Falte;
Naturdenkmal Adolph-Felsen an der B 185 in Alexisbad N von Harzgerode
Probenentnahmeort 9 (siehe Abb. 4)
Bildbreite: ca. 10 m
- Fig. 3: Plattenschiefer mit einem wenige cm mächtigen zurückgewitterten Kalkband;
Aufschluß am 3. Hammer bei Mägdesprung N von Harzgerode
Probenentnahmeort 147 (siehe Abb. 4)

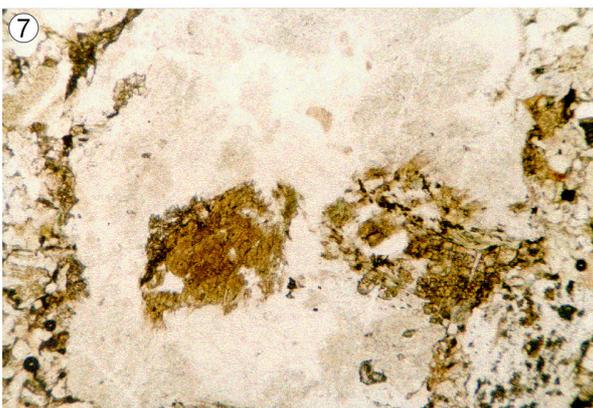
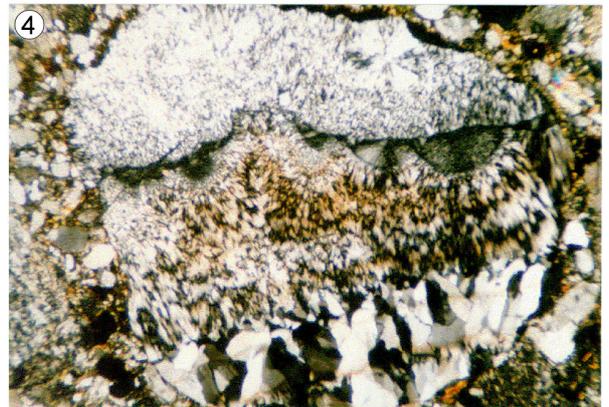
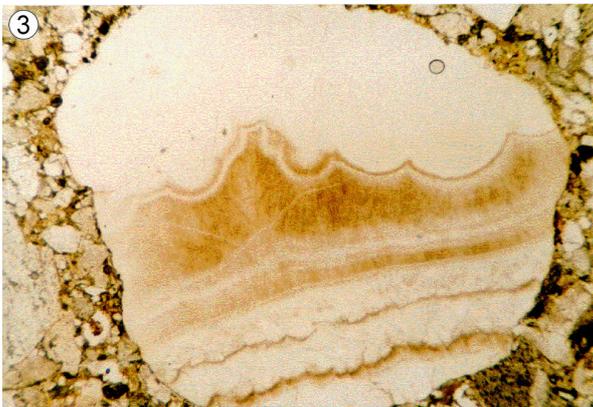
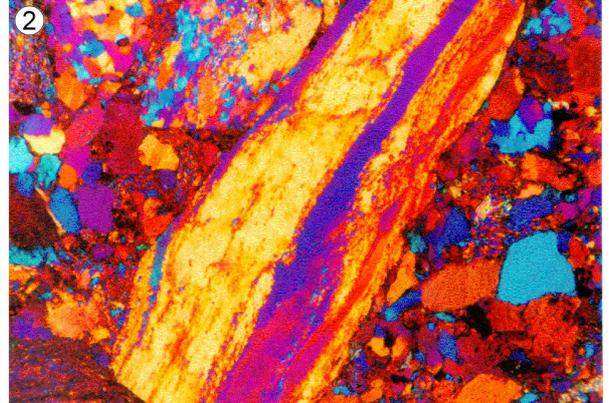
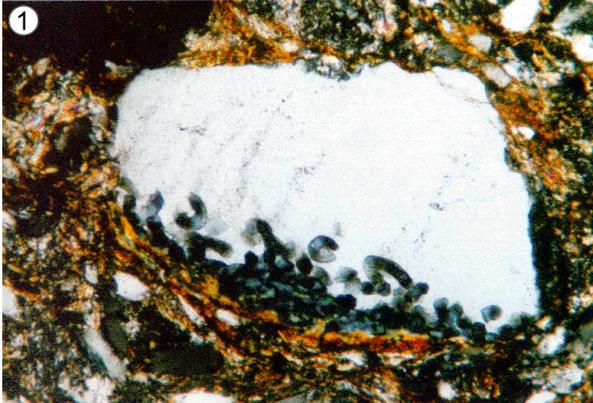
Tafel 3



Tafel 4

- Fig. 1: Geröll eines Gangquarzes; Gebogene Geldrollen-förmige Chlorit-Aggregate (nach Basis 001), sogenannte Helminth-Struktur.
Probe 32.1; NE Tanne
Bildbreite: 0,96 mm; XPL
- Fig. 2: Geröll mit typischem Gefüge einer dynamischen Rekristallisation im Quarz (Mylonit). Relikte alter, undulös auslöschender Quarzkörner, Subkörner und Bereiche mit kleinen Rekristallisaten; Beginn der Rekristallisation ab 270-300°C.
Durch Einschieben der Gipsplatte wird die Einregelung der Körner über große Bereiche anhand der gleichartigen Farbverteilung deutlich.
Probe 133.1; NE Bad Lauterberg
Bildbreite: 3,8 mm; XPL mit Rot I
- Fig. 3+4: Hohlräumfüllung; Chalcedon in Zonen unterschiedlicher Kristallitgröße; lagig, büschelig oder radialfaserig gewachsen. Im LPL wird der lagige, traubig-nierige Aufbau durch die bräunliche Färbung besonders deutlich.
Probe 103.2; NNE Bad Lauterberg
Bildbreite: je 3,8 mm; LPL (Fig. 3) + XPL (Fig. 4)
- Fig. 5: Gebogenes Lamellensystem eines mechanisch beanspruchten Plagioklaskorns.
Probe 163.2; W Straßberg
Bildbreite: 0,96 mm; XPL
- Fig. 6: Wachstumsfehlgebaute Adulare (Alkalifeldspat); Adular kommt als Tieftemperaturbildung in Klüften (hier Calcit-gefüllt) vor.
Probe 4.2; W Bad Lauterberg
Bildbreite: 0,96 mm; XPL
- Fig. 7+8: Grünschieferfaziell überprägtes Granodioritbruchstück mit Quarz, serizitisierten bzw. saussuritierten Feldspäten, idiomorpher Hornblende, Neubildungen von Epidot und Chlorit (sowohl Mg als auch Fe-reich), Pumpellyit (?) sowie Mineralneubildungen an den Faserenden der idiomorphen Hornblende.
Probe 138.2; NE Bad Lauterberg
Bildbreite: je 3,8 mm; LPL (Fig. 7) + XPL (Fig. 8)

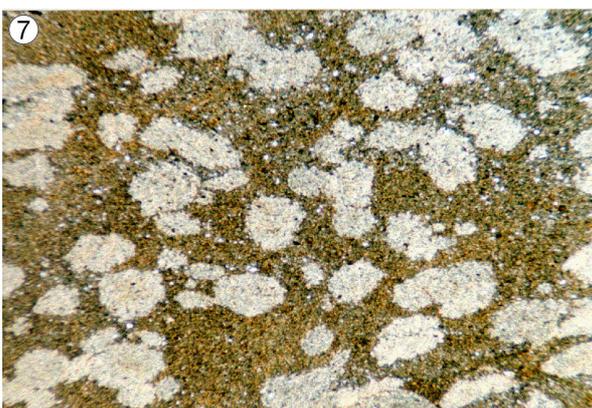
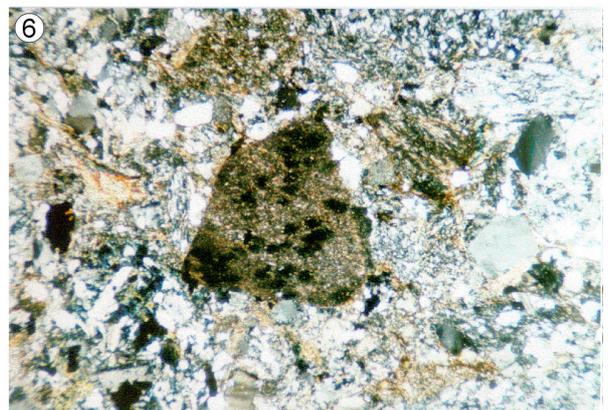
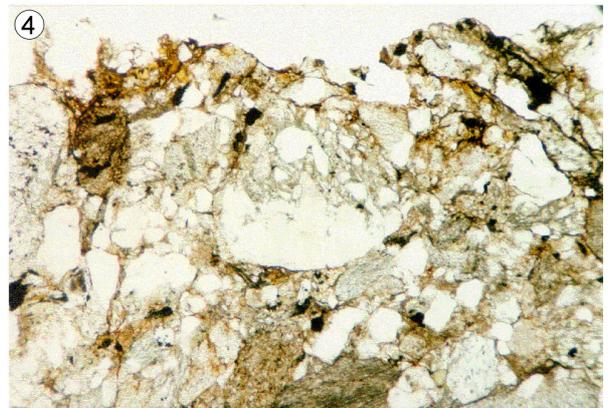
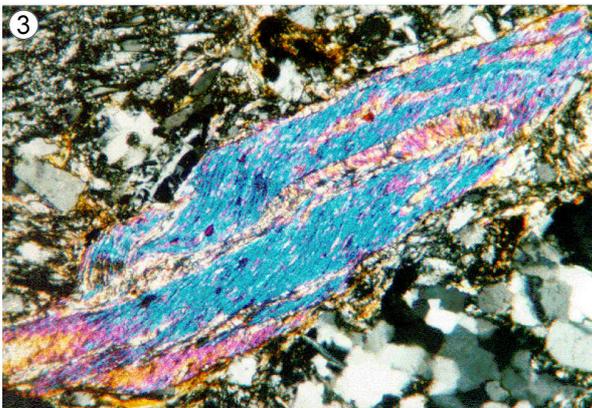
Tafel 4



Tafel 5

- Fig. 1: Geröll eines sauren Plutonits; Strahlenförmige Verwachsungen von Quarz und Alkalifeldspat gruppieren sich um einen idiomorphen Plagioklas; mikrographische Struktur.
Probe 6.3; N Allrode
Bildbreite: 0,96 mm; XPL
- Fig. 2: Teilweise chloritisiertes intermediäres Vulkanitbruchstück mit großen Plagioklas-Einsprenglingen.
Probe 3.1; NE Bad Lauterberg
Bildbreite: 3,8 mm; XPL
- Fig. 3: Phyllit-Geröll; Kleinfältelung von Hellglimmer; Die Schenkel der Falten werden durch die unterschiedliche Färbung nachgezeichnet. Bei den vereinzelt auftretenden Einschlüssen handelt es sich um Rutil.
Probe 32.1; NE Tanne
Bildbreite: 0,96 mm; XPL
- Fig. 4: Sandstein mit Kluftquarz in einem Gesteinsbruchstück erhalten. Die Spalte ist senkrecht zur Zugspannung aufgerissen (schwach metamorphes Stockwerk). Die Zugspannung ist am Quarzkorn (Pfeil) zu erkennen.
Probe 64.1; NW Allrode
Bildbreite: 3,8 mm; LPL
- Fig. 5: Granatkorn in einer eher feinkörnigen Grauwacke. Ein vermutlich Streiß-bedingtes System unregelmäßiger Risse ist deutlich zu erkennen.
Probe 141.1; NE Bad Lauterberg
Bildbreite: 0,96 mm; LPL
- Fig. 6: Gesteinsbruchstück mit kontaktmetamorpher Überprägung. Die Metamorphose muß bereits im Liefergebiet (epizonaler Pluton) stattgefunden haben, da der Schliff ansonsten keinerlei kontaktmetamorphe Beeinflussung aufweist.
Probe 64.1; NW Allrode
Bildbreite: 3,8 mm; XPL
- Fig. 7: Kontaktmetamorph überprägter Ton- bis Siltstein; Die hellen Knötchen sind in der Regel zwischen 0,2 und 0,8 mm groß. Es handelt sich um eine Anreicherung von Serizit (primär oder als Pseudomorphose nach Cordierit?).
Probe 45.2; N Siptenfelde
Bildbreite: 3,8 mm; XPL
- Fig. 8: Ausschnitt eines Knötchens aus dem Schliff der Probe 45.2. Der innere Bereich zeigt die Andeutung einer Schieferung.
Probe 45.2; N Siptenfelde
Bildbreite: 0,62 mm; LPL

Tafel 5



Lebenslauf

Persönliche Daten:	Name:	Corinna Lippert
	Anschrift:	Untere Dorfstr. 11 31137 Hildesheim
	geboren am:	30.07.1968 in Hildesheim
	Familienstand:	ledig
Schulbildung:	08/1974 – 06/1978	Grundschule Himmelsthür
	08/1978 – 05/1987	Gymnasium Himmelsthür
		Abschluß: allgemeine Hochschulreife
Wartezeit auf den Studienplatz:	06/1987 – 09/1988	
Studium:	10/1988 – 12/1995	Studium der Geologie/Paläontologie an der Universität Hannover
	05.12.1995	Diplomprüfung
	seit 01/1996	Promotionsstudium an der Universität Hannover
	01/1996 – 12/1996	wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover
	07/1997 – 12/1998	Stipendiatin eines GradFöG-Stipendiums der Universität Hannover
	21.07.1999	Tag der mündlichen Prüfung
Studienbegleitende Tätigkeiten:	09/1992 - 10/1992	Praktikum bei der Firma Geo-Infometric in Hildesheim
	11/1992 - 06/1994	freie Mitarbeiterin bei der Firma Geo-Infometric in Hildesheim