

**GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM**  
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Carl-Heinz Friedel

**Tektonik  
und Metamorphose  
im östlichen  
Mittelharz**

---

Scientific Technical Report STR96/07

## **Impressum**

GeoForschungsZentrum Potsdam  
Telegrafenberg A 17  
D-14473 Potsdam

Gedruckt in Potsdam  
April 1996

## **Promotionsausschuß**

Vorsitzender: Prof. J.H. Schroeder, Ph.D.  
Berichter: Prof. Dr. G. Franz  
Berichter: Prof. Dr. M. Schwab  
Berichter: Prof. Dr. O. Oncken

Tag der mündlichen Aussprache: 2.11.1995

Carl-Heinz Friedel

# **Tektonik und Metamorphose im östlichen Mittelharz**

---

Vom Fachbereich 9  
-Bauingenieurwesen und angewandte Geowissenschaften-  
der Technischen Universität Berlin  
zur Erlangung des akademischen Grades  
Dr. rer. nat. genehmigte Dissertation  
D83

Scientific Technical Report STR96/07

## ABSTRACT

Im östlichen Teil des Mittelharzes wurden Untersuchungen zur Deformation devonischer Riffkarbonate und den Metamorphosebedingungen durchgeführt. Nach der Illitkristallinität (IC) gehört der östliche Mittelharz zur Anchizone KÜBLERs. Die IC-Werte der pelitischen Gesteine schwanken überwiegend zwischen 0,22 und 0,35  $\Delta^2\Theta$ , 80 Proben ( $Hb_{rel}$  ca. 145 bis 235). Veränderungen der Illitkristallinität und Vitritreflexionswerte (%  $R_{max}$ ) weisen auf regionale Unterschiede der Metamorphosetemperaturen. Am Harznordrand (Nordrandkulm) werden durch die IC- und  $R_{max}$ -Werte deutlich niedrigere Temperaturen angezeigt (IC ca. 0,42  $\Delta^2\Theta$ ,  $R_{max} < 3\%$ ), dagegen befindet sich im Ost- und SE-Teil des Arbeitsgebietes ein Bereich relativ erhöhter Metamorphosetemperaturen (obere Anchizone, IC ca. 0,25  $\Delta^2\Theta$ ,  $R_{max}$  5-6 %). Die Veränderungen der IC-Werte korrelieren mit der Chloritkristallinität (IC-ChC<sub>(001)</sub>,  $r = 0,74$ , IC-ChC<sub>(002)</sub>,  $r = 0,77$ , 49 bzw. 64 Proben). Differenzen der IC am Nord- und NE-Rand des Elbingeröder Komplexes weisen auf eine spät- bis postmetamorphe Hebung des Komplexes.

Nach dem Inkohlungsgrad ( $R_{max}$  ca. 5,5 %), dem Conodontenfarbindex (CAI ca. 5) und Ergebnissen der Thermometrie metamorpher Chlorite und Hellglimmer (Chlorit- und Illitthermometrie) erreichten die Temperaturen im Arbeitsgebiet ca. 300°C (>250 - 300°C). Die Si-Gehalte synkinematisch gewachsener K-reicher Hellglimmer in Metavulkaniten (Si bis 3,5, KFMASH-Paragenese) und die  $b_0$ -Werte von Metapeliten der oberen Anchizone ( $\Theta_{9,117}$ , IC:  $\bar{\Theta}$  0,236  $\Delta^2\Theta$ , 33 Proben) lassen auf Druckbedingungen von ca. 3 bis 5 kbar schließen. Danach lag der geothermische Gradient etwa bei 30-20°C/km. Diese peakmetamorphen Bedingungen wurden annähernd synkinematisch zur NW-gerichteten Hauptdeformation (Faltung, Schieferung, D1) der variszischen Regionalmetamorphose erreicht. Ein thermischer Einfluß durch postkinematische Granite ist lokal vorhanden, als Ursache der erhöhten Metamorphosetemperaturen im östlichen Mittelharz aber ausgeschlossen.

Den anchizonalen Metamorphosebedingungen entsprechen die Deformationsmerkmale. Wie die pelitischen Rahmengesteine so sind auch die massigen Riffkalksteine des Elbingeröder Komplexes penetrativ duktil deformiert. Das penetrative Deformationsgefüge der Riffkalke (Foliation) ist durch Kornform- und kristallographische Regelung gekennzeichnet. Strukturell besitzt der Riffkomplex die Merkmale eines S-L-Tektonits, dessen heterogene Deformation wesentlich von der Ausgangskorngröße beeinflusst wurde. Diesen Einfluß verdeutlichen korngrößenabhängige Unterschiede im Strain ( $R_f/\phi$ -Analyse). Im Vergleich zu grobkristallinen Calciten (Crinoiden) wurden höhere Strainbeträge in primär feinkörnigen Partikeln (Peloide) erreicht. Im Regime NW-gerichteter Kompression (D1) entwickelten sich im Kalkstein stärker deformierte, mylonitische Gefüge (Kalkmylonite) und NW-NNW orientierte Streckungslineationen. Durch dextrale Seitenverschiebungen entlang ehemaliger Überschiebungsbahnen ist ein jüngerer, sprödes Deformationsregime (D2) gekennzeichnet.

## Inhaltsverzeichnis

<b>1. EINFÜHRUNG</b>	<b>9</b>
1.1 Aufgabenstellung	9
1.2 Geologische Übersicht	10
1.2.1 Harzpaläozoikum im Überblick	10
1.2.2 Östlicher Mittelharz	14
1.2.3 Elbingeröder Komplex	15
1.2.3.1 Lithostratigraphische Entwicklung	16
1.2.3.2 Riffentwicklung	17
<b>2. TEKTONIK</b>	<b>19</b>
2.1 Übersicht	19
2.2 Zielstellung und Methodik	21
2.2.1 Strainanalyse	22
2.2.2 Texturanalyse	24
2.2.3 Kornformanalyse	26
2.3 Deformationsgefüge im Elbingeröder Riffkalkstein	27
2.3.1 Kornformgefüge	27
2.3.2 Strainanalyse	32
2.3.3 Texturanalyse	38
2.3.3.1 Ergebnisse	39
2.3.3.2 Interpretation und Diskussion	42
2.3.4 Mikrokinematische Indikationen	44
2.3.5 Schlußfolgerungen	46
2.4 Zur Tektonik und Kinematik der Deformation im Bereich des Elbingeröder Komplexes	48
2.5 Diskussion und Schlußfolgerungen	52
<b>3. METAMORPHOSE</b>	<b>54</b>
3.1 Zielstellung und Methodik	54
3.1.1 Illit- und Chloritkristallinität	55
3.1.2 $b_0$ -Werte	57
3.1.3 Mineralchemismus	58

<b>3.2 Illit- und Chloritkristallinität</b>	59
3.2.1 Illitkristallinität	59
3.2.2 Chloritkristallinität	61
3.2.3 Ergebnisse	62
<b>3.3 Inkohlung</b>	66
3.3.1 Grundlagen	66
3.3.2 Umrechnung $R_m$ - $R_{max}$	67
3.3.3 Inkohlungsgrad	70
<b>3.4 Conodontenfarbindex</b>	72
<b>3.5 Regionale Veränderungen im Metamorphosegrad</b>	73
3.5.1 Illitkristallinität	73
3.5.2 Vitrinitreflexion ( $R_{max}$ )	75
3.5.3 Interpretation	77
<b>3.6 Mineralchemismus</b>	78
3.6.1 Probenauswahl	79
3.6.2 Chlorite	82
3.6.2.1 Ergebnisse	83
3.6.2.2 Diskussion	94
3.6.3 Hellglimmer	97
3.6.3.1 Ergebnisse	97
3.6.3.2 Diskussion	102
3.6.4 Zusammenfassung	104
<b>3.7 Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen</b>	105
3.7.1. Methodik und Apparatur	105
3.7.2 Ergebnisse und Diskussion	105
<b>3.8 Radiometrische Altersdatierung</b>	108
<b>3.9 Temperaturbestimmung</b>	110
3.9.1 Mineralthermometrie	110
3.9.1.1 Chloritthermometrie	110
3.9.1.2 Illitthermometrie	114
3.9.1.3 Ergebnisse	114
3.9.1.4 Anmerkungen zur Methodik	117
3.9.2 Conodontenfarbindex	121
3.9.3 Inkohlungsgrad	122
3.9.3.1 Ergebnisse	126
3.9.3.2 Schlußfolgerungen	128

<b>3.10 Druckindikationen</b>	<b>129</b>
3.10.1 Si-Gehalte der Hellglimmer	129
3.10.2 $b_0$ -Werte	133
3.10.3 Weitere Tiefenindikationen	136
<b>4. DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN</b>	<b>138</b>
4.1 PT-Bedingungen der Metamorphose	138
4.2 Regionale Aspekte der Ergebnisse	140
<b>5. DANKSAGUNG</b>	<b>145</b>
<b>6. LITERATUR</b>	<b>146</b>
<b>7. ANLAGEN</b>	<b>160</b>
<b>8. TAFELN</b>	<b>192</b>





# 1. EINFÜHRUNG

## 1.1 Aufgabenstellung

Der östliche Mittelharz mit dem Elbingeröder Komplex als zentrale Einheit ist seit langem Gegenstand der Diskussion stratigraphischer, fazieller und tektonischer Probleme (LUTZENS, 1979). In vorliegender Arbeit werden Ergebnisse zur Tektonik und Metamorphose aus diesem Gebiet vorgestellt. Die Untersuchungen sind im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Projektes unter Leitung von Prof. Dr. G. Franz an der TU Berlin durchgeführt worden.

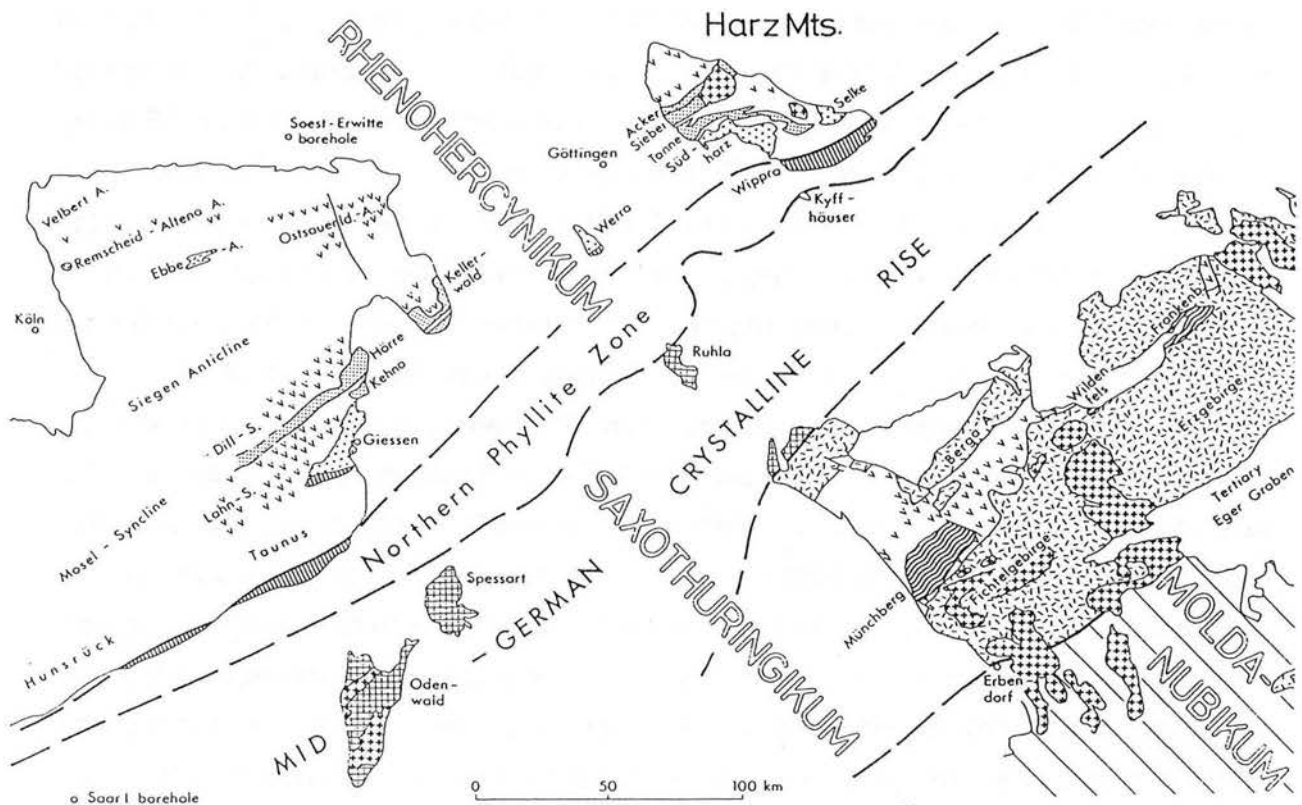
Schwerpunkt der tektonischen Bearbeitung lag auf den Merkmalen duktiler Deformation in den devonischen Riffkalksteinen des Elbingeröder Komplexes. Gegenüber den faziellen und diagenetischen Gefügen fanden derartige Deformationsmerkmale bisher in Riffkomplexen des Rhenoherynikums wenig Beachtung (z.B. SCHNEIDER, 1977; DE ROO et al., 1992). Im Elbingeröder Riffkomplex konnte dabei teilweise auf Ergebnisse aufgebaut werden, die vom Verfasser bereits Ende der 80er Jahre erarbeitet worden waren (FRIEDEL & JANSSEN, 1988; JANSSEN et al., 1988). Diese Untersuchungen sind hauptsächlich durch Strain- und Texturanalyse erweitert worden. Dadurch sollten genauere Aussagen zu den Deformationsmechanismen im Riffkomplex und zur Kinematik der Deformation gewonnen werden. Angaben früherer Bearbeiter und die im Riffkomplex erzielten Ergebnisse bilden die Grundlage für eine Bewertung der tektonischen Verhältnisse im östlichen Mittelharz.

Der zweite Schwerpunkt resultiert aus dem Erfordernis, den Umfang an Daten zur Metamorphose im Mittelharz zu vergrößern und bisherige Angaben zu präzisieren, um insbesondere die Beziehungen zwischen Metamorphose und Deformation eingehender untersuchen zu können. Gleichzeitig werden damit die im Westharz seit längerem vorliegenden Metamorphoseangaben regional erweitert, wodurch u.a. laterale Veränderungen innerhalb der Blankenburger Zone deutlich werden. Die Probleme dieser Untersuchungen waren denen im Westharz vergleichbar, da auch hier mögliche Einflüsse durch die benachbarten oder durch verdeckte Granitplutone zu berücksichtigen waren (vgl. LÜTKE & KOCH, 1983). Neben konventionellen Untersuchungsmethoden zur Bestimmung des Metamorphosegrades (Illitkristallinität, Vitritreflexion) sind weitere, z.T. weniger gebräuchliche Methoden angewendet worden (z.B. Illit- und Chloritthermometrie). Anhand dieser und weiterer Kriterien wurde versucht, die PT-Bedingungen während der Regionalmetamorphose zu bestimmen. Durch Auswertung der verfügbaren Metamorphoseangaben werden einige Schlußfolgerungen für den gesamten Harz abgeleitet.

## 1.2 Geologische Übersicht

### 1.2.1 Harzpaläozoikum im Überblick

Der Harz bildet eine isolierte Grundgebirgsscholle im Ostteil der Rhenohercynischen Zone (Abb.1). Diese Grundgebirgsscholle wird durch NW-SE (herzynisch) streichende Strukturen konturiert. Die bedeutendste ist die Harznordrandstörung am NE-Rand mit bis zu 4km mesozoischem Versatz (z.B. FRANZKE et al., 1992). Nach Süden und Westen taucht der Harz mehr oder weniger allmählich unter jüngere Gesteinsfolgen ab (Kippscholle). Die Wippraer Zone bildet die Südostgrenze des Harzes. Sie ist Teil der Nördlichen Phyllitzone, die erneut weiter im Südwesten aufgeschlossen ist (Südtaunus, Hunsrück, Abb. 1).



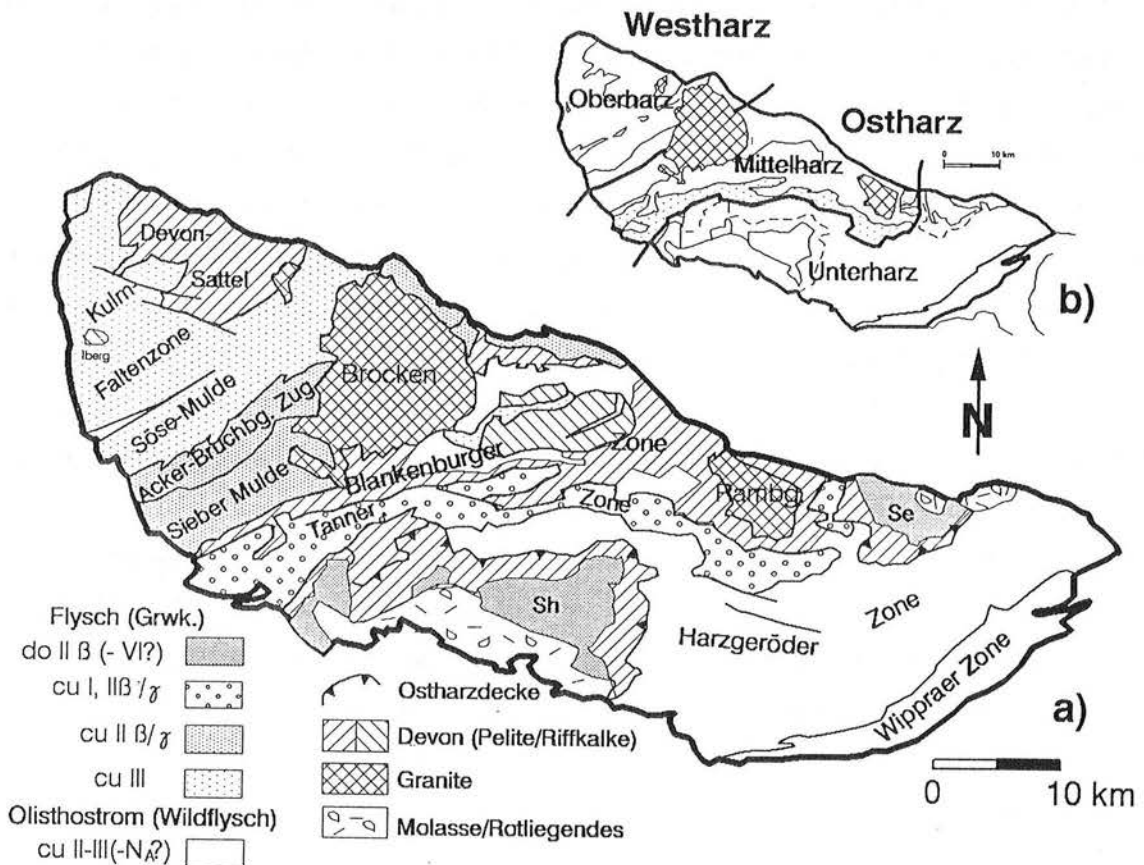
**Abb. 1.** Regionale Position des Harzes im östlichen Rhenohercynikum (aus ENGEL et al., 1983a, Abb. 2).

Die innere Struktur des Harzes ist überwiegend durch NE-SW (erzbergisch) streichende Strukturen gekennzeichnet. Dieser Strukturierung folgt im wesentlichen auch die Untergliederung des Harzes in mehrere, durch Störungen begrenzte Einheiten bzw. Zonen (Abb. 2).

**Sedimentation:** Die paläozoischen Sedimente (prä-Molasse) besitzen überwiegend devonische bis hochunterkarbonische Alter, nur lokal treten silurische Gesteine auf. Ältere Sedimente (Ordovizium) sind bisher nur in der Wippraer Zone nachgewiesen.

Die devonischen bis tiefunterkarbonischen Ablagerungen (prä-Flysch) entstanden auf einem epikontinentalen Schelf in einem insgesamt pelagischen Sedimentationsraum. Die Entwicklung dieses Schelfs ist besonders während des Mitteldevons durch intrakontinentale Riftprozesse mit intensivem basaltischem Magmatismus gekennzeichnet (Intraplattenmagmatismus, s. unten). Damit verbunden sind eine stärkere Differenzierung des Sedimentationsraumes (Riffkalke, Flinz- und Herzynkalke) und erhöhte Subsidenzraten (mit erhöhtem tektonothermale Subsidenzanteil, BUCHHOLZ & WACHENDORF, 1993).

Die ältesten Flyschsedimente des Harzes sind in den oberdevonischen Grauwacken der Südharz- und Selke-Mulde erhalten (Abb. 2). Die Gesteine der Südharz- und Selke-Mulde werden als Deckenreste interpretiert (Ostharzdecke, REICHSTEIN, 1965), die selbst als Teil einer größeren Decke aufgefaßt wird (Unterharz-Gießens-Decke, WALLISER & AL-



**Abb. 2.** a) Geologische Gliederung des Harzes und Alter der Flyschsedimentation (Grauwackenschüttung und Wildflysch/Olisthstrom, nach WACHENDORF, 1986, Abb. 3; verändert nach Angaben von HORN et al., 1989; BUCHHOLZ et al., 1990; SCHWAB, 1991, 1993). b) Die Unterteilung des Harzes in Oberharz (Westharz) und Mittel- und Unterharz (Ostharz) folgte MOHR (MOHR, 1978, Abb. 2).

BERTI, 1983; ENGEL et al., 1983b). Im übrigen Harz setzten die Grauwackenschüttungen erst im Unterkarbon ein (Kulmfazies). Das Alter der Grauwacken wird nach NW jünger (Abb.2). Daraus wird auf eine NW-gerichtete Verlagerung der Flyschtröge (Depotzentren) geschlossen (REICHSTEIN, 1965; WACHENDORF, 1986; BUCHHOLZ et al., 1990). Das am äußersten NW-Rand des Harzes ehemals vermutete Vorkommen von tiefstem Oberkarbon (Namur A) hat sich jedoch nicht bestätigt (cu III, HORN et al., 1989).

Im Oberharz (Westharz) bilden die Flyschsedimente eine autochthone Abfolge, hier sind auch die größten Flyschmächtigkeiten belegt (z.B. BUCHHOLZ et al., 1990). Gegenüber dem autochthonen Westharz ist das unterkarbonische Sedimentationsregime im Mittel- und Unterharz durch Sedimentumlagerungen (Allochthonie) gekennzeichnet (Wildflysch bzw. Olisthostrombildungen, Abb. 2) und sind größere Schollen und Decken (Ostharzdecke u.a.) gravitativ verfrachtet worden (REICHSTEIN, 1965; LUTZENS, 1979, 1991; SCHWAB, 1991). Die Mächtigkeit der olisthostromalen Sedimente wird u.a. nach Bohrbefunden mit einigen Kilometern angegeben (ca. 2-3 km, SCHUST et al., 1991; LUTZENS, 1991; BORS-DORF et al., 1992). Unterschiedliche Auffassungen bestehen sowohl bezüglich der Stellung der Olisthostrombildungen zur Grauwackensedimentation als auch hinsichtlich des Ausmaßes olisthostromaler Sedimentation. Die in Abb. 2 dargestellte Verbreitung der Olisthostrome folgt im wesentlichen der Geologischen Übersichtskarte (GÜK 200, Blatt Goslar), einige Autoren rechnen mit einer weitaus größeren Verbreitung der Olisthostrome (vgl. SCHUST et al., 1991, Abb. 3). LUTZENS (1991) bekräftigt eine Abfolge Grauwacken-Olisthostrom-Gleitdecken als Ausdruck gesteigerter orogener Aktivität ("synparoxysmale" Resedimentation, LUTZENS, 1979). Dagegen sieht SCHWAB in den Olisthostromen zeitgleiche, aber proximale Bildungen zur (distalen) turbiditischen Grauwackensedimentation (SCHWAB, 1991, S. 22; s. auch BUCHHOLZ et al., 1990). Zweifel bestehen auch am synsedimentär-gravitativen Charakter des Deckentransports der Ostharzdecke (tektonische Überschiebungsdecke, GÜNTHER & SCHMIDT, 1995).

Das Einsetzen der Molassesedimentation ist im Harz durch das oberkarbonische Molassevorkommen von Grillenberg am SE-lichen Harzrand datiert (Westfal C-D). Molasse ist in den Rotliegendbecken von Ilfeld und Meisdorf in größerer Verbreitung erhalten. Der zugehörige (subsequente) andesitisch-rhyolithische Magmatismus intrudierte bevorzugt entlang meridional bis NNW-SSE verlaufender Bruchstrukturen (z.B. Mittelharzer Gänge, Autun, s. Abb. 3).

**Strukturbau:** Der Harz ist durch einen NW-vergenten Baustil charakterisiert (NW-vergenter Falten- und Überschiebungsgürtel). Die Intensität der Faltung und Interdeformation nimmt nach Nordwesten ab, ein asymmetrischer Faltenbau bleibt aber grundsätzlich

erhalten (SCHWAB, 1976; WACHENDORF, 1986; BANKWITZ & BANKWITZ, 1992). Im Gegensatz zur im Harz vorherrschenden NW-Vergenz zeichnet sich die Wippraer Zone durch einen divergenten Strukturbau mit steilem Einfallen aus (JACOB & FRANZKE, 1992). In dieser Zone überwiegt eine parallel zum erzgebirgischen Streichen verlaufende Streckungslineation (JACOB, 1995), wohingegen sonst im Harz NW-gerichtete Streckungslineare vorherrschen (a-Lineation, WACHENDORF, 1986). In der Wippraer Zone weisen K-Ar-Datierungen auf ein unterkarbonisches Metamorphosealter (MARHEINE et al., 1995), im übrigen Harz wird allgemein mit einem Namur/Westfal-Alter der variszischen Faltung gerechnet (s. 3.8).

Sowohl entlang der Harzränder als auch innerhalb des Harzes treten NE-SW (herzynisch) streichende Strukturrichtungen auf (z.B. Mittelharzlineament, MOHR, 1978). Herzynisch streichende Strukturen beeinflussten die Platznahme der Granite, sie äußern sich auch in herzynisch verlaufenden Schicht- und Schieferungsgefügen (z.B. SCHWAB, 1976). Im Mittelharz sind die Abweichungen vom allgemeinen erzgebirgischen Streichen vor allem am sigmoidalen Verlauf der Tanner Zone erkennbar (Abb. 2a). Der sigmoidale Verlauf entstand nach SCHWAB (1976, 1991) durch spätvariszische Seitenverschiebungen.

Nach Ergebnissen der Tiefenseismik befindet sich unterhalb des Harzes eine ca. 5-6 km mächtige Folge deformierter paläozoischer Gesteine, die als Akkretionskeil interpretiert wird (BANKWITZ et al., 1990). Krustenstapelung und Flyschsedimentation sind Ausdruck NW-gerichteter Konvergenz und kontinentaler Kollision des Saxothuringikums gegen das Rhenoherynikum. Die Kollision erfolgte vermutlich entlang einer SE-einfallenden Strukturzone am SE-Rand des Rhenoherynikums (BANKWITZ et al., 1990).

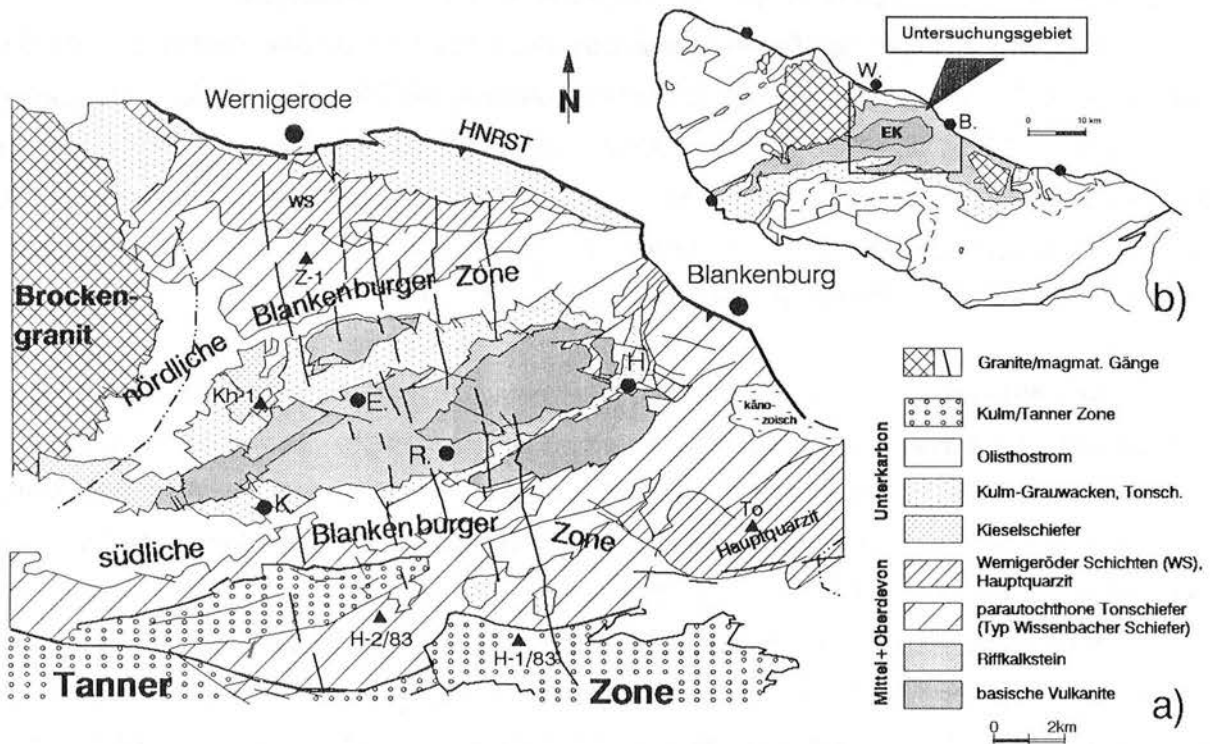
**Magmatismus:** Bruchhafte intrakontinentale Extension führte vor allem im Mitteldevon zur Intrusion basaltischer Magmen (Tholeiit- und Alkalibasalte, überwiegend within-plate-Basalte, WEDEPOHL et al., 1983; GANSSLOSER et al., 1995; WERNER, 1995). Merkmale, die auf eine ozeanische Kruste hinweisen würden, sind nicht festgestellt worden (KRAMER & WERNER, 1994; GANSSLOSER et al., 1995; WERNER, 1995).

Postkinematisch zur variszischen Faltung und Interndeformation erfolgte die Intrusion der Granitmassive des Harzes (Brocken-, Oker- und Ramberg-Granit). Als Intrusionsalter wurden etwa 295-293 Mill. Jahre ermittelt (BAUMANN et al., 1991). Nach TISCHENDORF & FÖRSTER (1994) handelt es sich bei den Harzer Graniten um Mischtypen (I/S-Typ-Granite). Gegenüber dem Ramberg-Granit wurde beim Brockengranit ein stärkerer within-plate-Charakter mit Betonung des S-Typ-Anteils festgestellt (TISCHENDORF & FÖRSTER, 1994). Spät- bis postvariszisch intrudierten die vor allem im Mittelharz verbreiteten rhyolithischen Ganggesteine (Bodegang, Westfal; Mittelharzer Gänge, Autun, s. Abb. 3).

### 1.2.2 Östlicher Mittelharz

Der Mittelharz umfaßt drei der Hauptzonen des Harzes (Sieber Mulde, Blankenburger Zone und Tanner Zone, vgl. Abb. 2). Davon besitzt die Blankenburger Zone die größte Verbreitung. Die vorliegenden Untersuchungen wurden im wesentlichen im Ostteil der Blankenburger Zone durchgeführt (östlicher Mittelharz, Abb. 3).

Den nördlichen Teil des Arbeitsgebietes bilden mittel- bis oberdevonische Tonschiefer und Kalk-Tonschiefersequenzen (Flinz) der Wernigeröder Schichten, die am NE-Harzrand von Kulm überlagert werden (Nordrandkulm). Devon und Nordrandkulm werden zur Wernigeröder Einheit zusammengefaßt (s. MÖBUS, 1966). Im Westen wird das Arbeitsgebiet durch das Brockenmassiv und im Süden durch den Kulm der Tanner Zone begrenzt (cu I-Iß/γ, SCHWAB, 1991, S. 30; Abb. 3). Die Ostgrenze bildet eine Tonschiefer-Quarzit-Folge, der sogenannte "Hauptquarzit" (BORS DORF, 1975). Diese Gesteinsequenz besteht überwiegend aus turbiditischen Ablagerungen des oberen Mitteldevons bis tiefsten Oberdevons



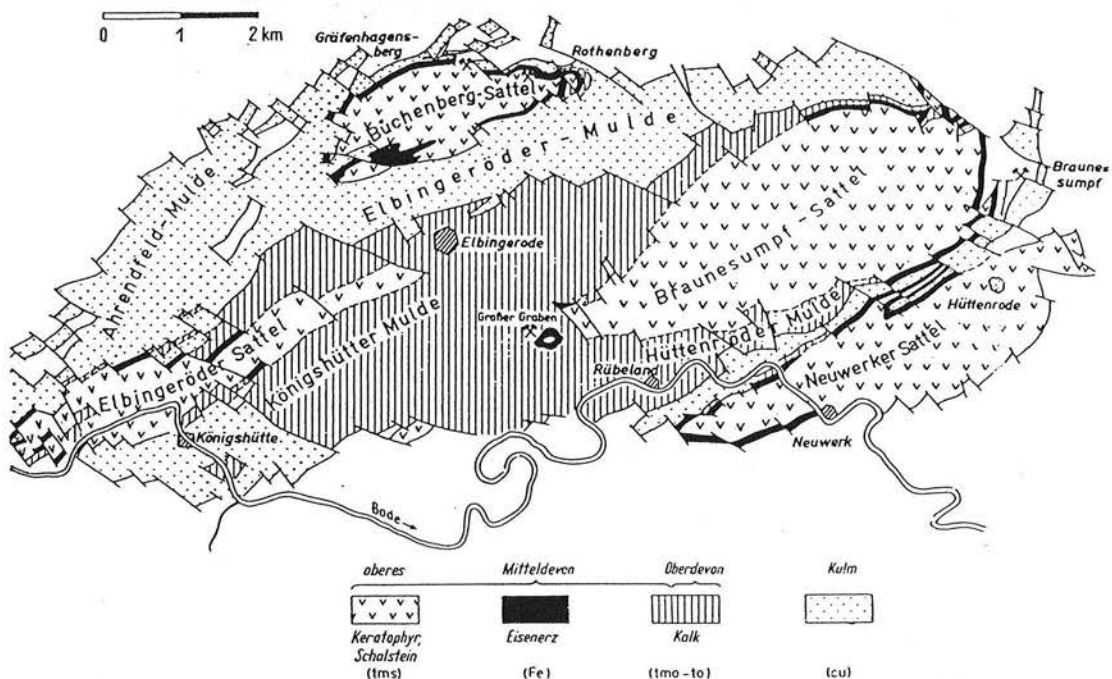
**Abb. 3.** Geologische Karte des östlichen Mittelharzes (nach LUTZENS, 1979, Abb. 1 und 2). HNRST: Harznordrandstörung mit Einfallen (überkippt); H.: Hüttenrode, R.: Rübeland, E.: Elbingerode, K.: Königshütte; Dreiecke: im Text erwähnte Tiefbohrungen; Strich-Punkt-Linien: Grenzen der äußeren Kontaktzonen der Granite. Magmatische Gänge: Bodegang (Westfal) etwa E-W verlaufend, Mittelharzer Gänge (Autun) NNE-SSE streichend. Dunkel schattierte Bereiche in b): Blankenburger Zone mit Elbingeröder Komplex (EK).

(FEHLAUER, 1991; TSCHAPEK, 1991). Weiter südöstlich schließt sich das Bodetalolisthrostrom an (SCHWAB, 1976). Die zentrale Einheit des Untersuchungsgebietes bildet der Elbingeröder Komplex, der beidseitig von olisthstromalen Gesteinen der Blankenburger Zone eingeschlossen wird (nördliche und südliche Blankenburger Zone, Abb. 3).

Die Wernigeröder Einheit gilt als autochthon. Auch der Elbingeröder Komplex und der Hauptquarzit werden als autochthone Einheiten innerhalb der olisthstromalen und parautochthonen Gesteinsfolgen der östlichen Blankenburger Zone angesehen (z.B. LUTZENS, 1979, 1991; SCHUST et al., 1991; FEHLAUER, 1991; SCHWANDTKE et al., 1991). Im Gegensatz zum olisthstromalen Ostteil liegt im Südwestteil der Blankenburger und angrenzender Zonen überwiegend Autochthonie vor (BUCHHOLZ et al., 1990; s. Abb. 2).

### 1.2.3 Elbingeröder Komplex

ZÖLLICH (1939) fasste unter dem Begriff "Elbingeröder Komplex" ein ca. 15\*5 km großes Gebiet zusammen, daß sich lithologisch hauptsächlich durch mitteldevonische Vulkanite und Riffkarbonate auszeichnet. Zum Elbingeröder Komplex werden außerdem die Vorkommen von Unterkarbon (Kieselschiefer, Kulm) innerhalb der Vulkanit-Riffstruktur und am West- und NW-Rand gerechnet (Abb. 3 und 4). Auf ZÖLLICH (1939) geht auch die konventionelle tektonische Gliederung in Schalsteinsättel und Kulmmulden zurück (s. 2.1).

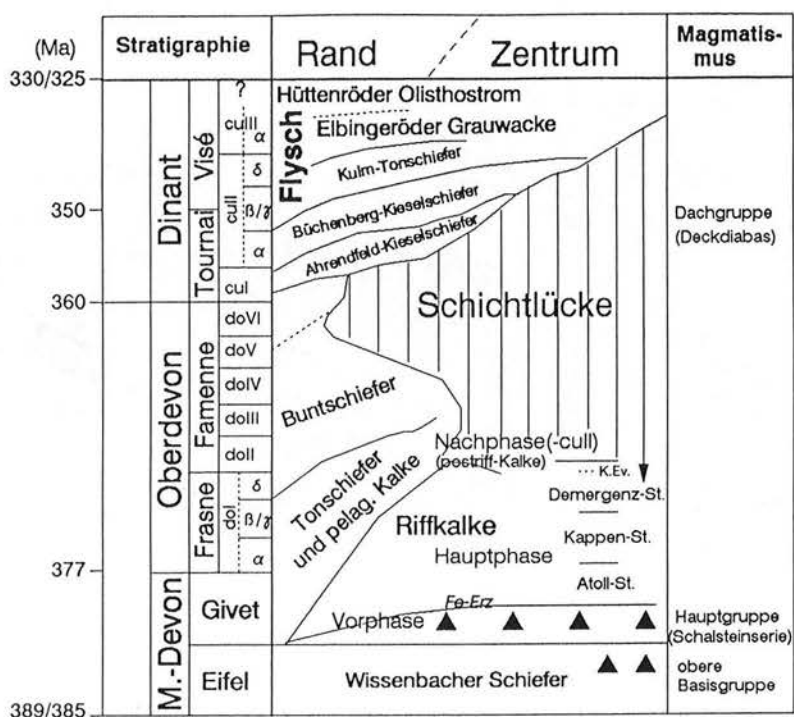


**Abb. 4.** Vereinfachte geologische Karte des Elbingeröder Komplexes (nach ZÖLLICH, 1939; aus MÖBUS, 1966, Abb. 2). Zur Lithostratigraphie s. Abb. 5 (Eisenerz: sog. Lagerhorizont).

### 1.2.3.1 Lithostratigraphische Entwicklung

Die ältesten Sedimente im Elbingeröder Raum repräsentieren Tonschiefer vom Typ der Wissenbacher Schiefer (Oberems-Eifel). Es handelt sich um sehr feinkörnige, teilweise auch sandige oder karbonathaltige Tonschiefer, in die häufig Diabase eingeschaltet sind (obere Basisgruppe, s. unten). Die Vorkommen von Wissenbacher Schiefer sind tektonisch verschuppt, befinden sich aber zumeist noch im ursprünglichen stratigraphischen Verband (par-autochthon, LUTZENS, 1979, 1991; s. Abb. 3).

Im unteren Mitteldevon ist dieses Gebiet durch einen intensiven basaltischen Vulkanismus gekennzeichnet. Die Zusammensetzung der Vulkanite ist bimodal ("Spilite" und "Keratophyre", als Laven und zugehörige Tuffe, MUCKE, 1973). Nach KRAMER & WERNER (1994) und WERNER (1995) handelt es sich um typische intrakontinentale Magmatite ("initialer" Magmatismus), die hier eine komplette alkaline Gesteinsserie ausbilden (Basalt-Keratophyr-Assoziation). MUCKE (1973) untergliederte die magmatischen Vorgänge in drei Zyklen (Basis-, Haupt- und Dachgruppe), wobei die Hauptgruppe der obermitteldevonischen Hauptförderphase entspricht ("Schalstein-Serie", Abb. 5). Eine Verstärkung des Magmatismus hat bereits im Eifel eingesetzt (obere Basisgruppe). Wie im übrigen Harz setzte sich dieser Magmatismus noch im Unterkarbon fort ("Deckdiabase" bzw. Dachgruppe MUCKE's, überwiegend cu II, SCHWAB, 1993, S. 72; WERNER, 1995). Die Mächtigkeit des mittelde-



**Abb. 5.** Stratigraphisches Alter und lithologische Abfolge im Bereich des Elbingeröder Komplexes (nach LUTZENS, 1979, Abb. 9; ergänzt nach Angaben aus WELLER, 1991a; WELLER & WEYER, 1991; K.Ev.: Kellwasserevent, etwa Ende des Riffwachstums). Numerische Altersangaben (in Mill. Jahren) nach MENNING (1989) und ODIN & ODIN (1990). Zur weiteren Erläuterung s. Text.



vonischen Vulkanitkomplexes erreicht etwa 500 bis 1000 m (ZÖLLICH, 1939; LUTZENS, 1979). In der Spätphase des Vulkanismus führten submarin-hydrothermale Alterationsvorgänge zur Entstehung oxidischer Eisenerze (Lahn-Dill-Typ-Vererzung, KNAUER, 1960; DAVE, 1963; sog. Lagerhorizont an der Riffbasis, Abb. 4, *Fe-Erz* in Abb. 5).

Die durch den Vulkanismus entstandene Schwellenregion bestimmte die weitere fazielle Entwicklung während des Mittel- und Oberdevons in diesem Gebiet. Das wesentlichste Ergebnis dieser faziiellen Sonderentwicklung (REICHSTEIN, 1959) stellt die ca. 600m mächtige Riffstruktur von Elbingerode dar, die sich ab oberem Mitteldevon (Givet) auf den Topregionen der vulkanischen Schwellen aufbauen konnte. Im Oberdevon setzte sich dieser paläogeographische Einfluß weiter fort und lag ein stark differenzierter Sedimentationsraum vor (Buntschiefer in Beckenposition, Flinzkalke auf Schwellen). Eine verminderte Subsidenz im Gebiet des Elbingeröder Komplexes zeigt sich noch nahe der Devon-Karbon-Grenze durch Schichtlücken und Verkarstungserscheinungen im Riffkalk (REICHSTEIN, 1960; LUTZENS, 1979; WELLER, 1991a). Dieser Einfluß hielt vermutlich noch bis ins höhere Unterkarbon an (s. unten). Unterkarbonische Kiesel- und Tonschiefer griffen transgressiv auf die Randbereiche des Komplexes über. Mit der Grauwackensedimentation (Elbingeröder Grauwacke, cu II-III $\alpha$ ) wurde der Elbingeröder Komplex vollständig in die Kulmsedimentation einbezogen. Die seit Eifel anhaltende fazielle Sonderentwicklung des Elbingeröder Komplexes war damit endgültig beendet (WACHENDORF, 1986). Ausdruck der olisthostromalen Sedimentation ist das Hüttenröder Olisthostrom (LUTZENS, 1972), das nahezu vollständig den Elbingeröder Komplex umsäumt (Abb. 3). Der charakteristische Olistholithbestand (z.B. Vulkanite, vererzte Riffkalke) weist auf eine zum Elbingeröder Vulkanit-Riff-Komplex nahe Bildung des Olisthostroms.

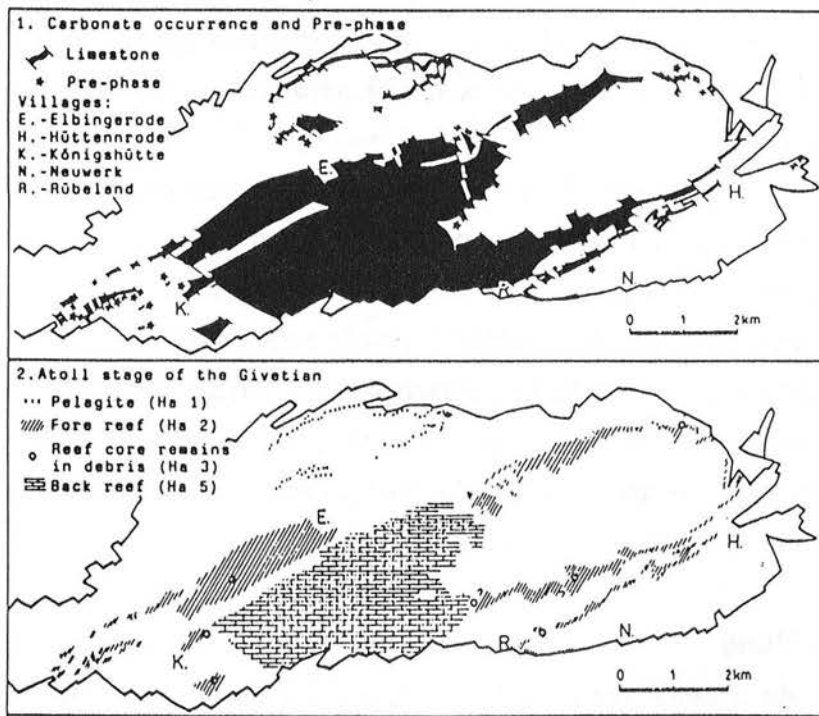
Über Abfolge und Ausmaß der olisthostromalen Sedimentation bestehen derzeit noch unterschiedliche Auffassungen (s. oben, 1.2.1). Auch das gegenüber den benachbarten Grauwackenvorkommen jüngere Alter der Elbingeröder Grauwacke (s. Abb. 2) wird unterschiedlich bewertet. WALLISER & ALBERTI (1983) sahen darin ein Indiz für eine größere Harzdecke, die den Unter- und Mittelharz einschließlich Elbingeröder Komplex überschoben hat. Dagegen führte WACHENDORF (1986) das jüngere Sedimentationsalter auf eine anhaltende Schwellenposition des Elbingeröder Komplexes zurück. Diese Auffassung teilen auch WELLER & WEYER (1991) und SCHWAN (1992).

### 1.2.3.2 Riffentwicklung

Die Vulkanite bildeten die paläomorphologischen Voraussetzungen für das Einsetzen einer karbonatischen Flachwassersedimentation, die sich zu einem atollartig aufgebauten Stromatoporen-Korallen-Riff entwickelte (FUCHS 1987, 1990; WELLER 1991a, b). Die

Riffkalksteine zeichnen sich generell durch eine hohe Reinheit aus (calcitischer Riffkomplex,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte  $>95\%$ , OESTERREICH, 1992).

FUCHS (1986) gelang durch Auswertung der Conodontenfauna erstmals eine begründete zeitliche Darstellung der Riffentwicklung, die von WELLER erweitert und modifiziert wurde (WELLER, 1991a, b; WELLER & WEYER, 1991). Nach einer Vorphase im höchsten unteren Mitteldevon begann die eigentliche Hauptphase des Riffwachstums, die in ein Atollstadium, Kappenstadium und Demergenzstadium untergliedert wird (WELLER, 1991a; Abb. 5). Der Höhepunkt der Riffentwicklung wurde im oberen Mitteldevon erreicht (Atollstadium). Auf den atollartigen Aufbau des Riffkörpers weist die lithologische Differenzierung der Sedimente, indem ein zentral gelegener lagunärer Bereich mit typischen Rückriff-Sedimenten (back-reef) von einem angrenzenden Bereich mit Riffschuttsedimenten der Außenriff-Fazies (fore-reef) unterschieden werden konnte (FUCHS, 1987; WELLER 1991a, b; Abb. 6). Die Sedimente der Rückrifflagune bestehen überwiegend aus feinkörnigen, pelmikritischen und biopelmikritischen Gesteinen (Mud- und Wackestones), die unter ruhigen inter- bis supratidalen Sedimentationsbedingungen entstanden sind (Fensterporen, Entwässerungsrisse). Lagenweise sind bioklastenreichere Lithotypen eingeschaltet, die unter stärkeren Strömungsbedingungen abgelagert wurden (FUCHS, 1987; WELLER 1991a, b). Die sich außen (seewärts) anschließenden Sedimente der Außenriff-Fazies bestehen überwie-



**Abb. 6.** Regionale Verteilung der Karbonatfazies im Elbingeröder Komplex (Prä-Phase und Atollstadium, aus WELLER, 1991a, Abb.9).

gend aus grobkörnigen Riffschuttkalken (biodetritische Pack- und Rudstones, FUCHS, 1987; WELLER, 1991b). Ab unterem Oberdevon wurden nur noch Sedimente der Außenriff-Fazies abgelagert, die teilweise auf die Rückrifflagune übergreifen (Kappenstadium der Hauptphase, Abb. 5). Als Ursache für das veränderte Sedimentationsregime werden lineamentäre Blockbewegungen angesehen (RUCHHOLZ & WELLER, 1991). Das Riffwachstum endet schließlich nahe der Grenze Frasn/Famenne infolge einsetzender Subsidenz (im Demergenzstadium, Abb. 5). Das Ende des Riffwachstums korreliert mit dem weltweiten Aussetzen devonischer Riffbildungen (Kellwasser-Event, WELLER, 1991a). Anzeichen sich weiter fortsetzender Kalksedimentation (Nachphase bzw. post-Riff-Stadium) sind meist nur noch anhand sekundärer Sedimenteintragerungen vorhanden, die in Form sedimentgefüllter Gänge (neptunische Gänge) und Lösungshohlräume erhalten geblieben sind (FUCHS, 1987; WELLER, 1991a).

Die Mächtigkeit der Kalksteine ist nahe der Ortschaft Elbingerode am größten (ca. 600 m). Quer zum erzgebirgischen Streichen nimmt die Mächtigkeit rapide, nach NE und SW allmählicher ab (LUTZENS & BURCHARDT, 1972).

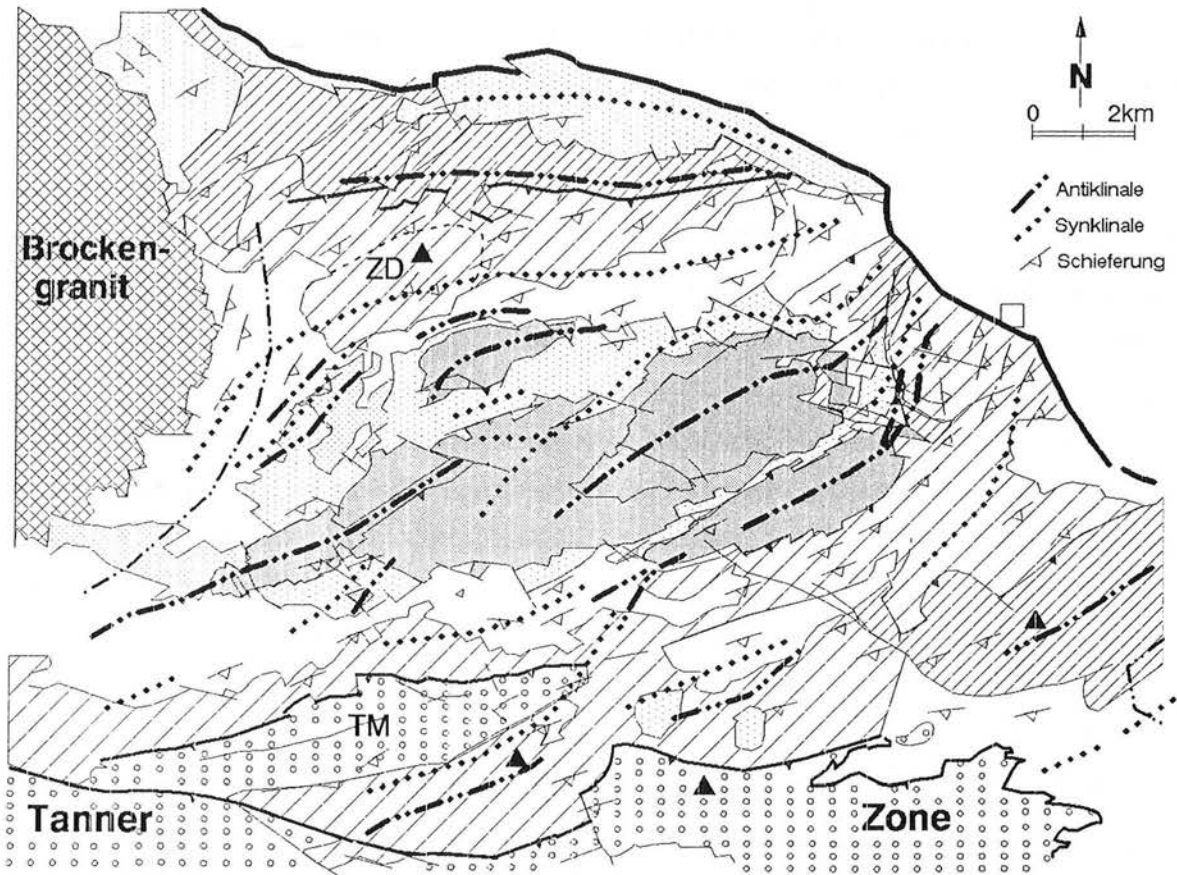
## 2. TEKTONIK

### 2.1 Übersicht

Im östlichen Mittelharz überwiegen NE-SW (erzgebirgisch) streichende Strukturrichtungen (Schieferung, Faltenbau, Störungen, Abb. 7). Abweichungen bestehen im Norden (Wernigeröder Einheit) und am Ostrand des Elbingeröder Komplexes. In der Wernigeröder Einheit herrscht Nordfallen und E-W bis NW-SE-Verlauf der Schichtung vor. Die Vergenz der Falten ist zum Teil sehr flach (überkippte bis liegende Falten). Im Kulm ist die Schieferung auch in den peltitschen Gesteinsanteilen nur sehr schwach entwickelt (SCHLEGEL, 1962; SCHWAB, 1976). Am Ostrand des Elbingeröder Komplexes streichen Schichtung und Schieferung nahezu N-S (meridional, Abb. 7). Als gravitative Gleitdecken werden die Zillierbachscholle in der nördlichen Blankenburger Zone und im Süden der nördliche Vorsprung der Tanner Zone (Troglurter Mulde) angesehen (LUTZENS, 1972, 1979; s. Abb. 7). Nach LUTZENS (1979, S. 64) erfolgte die eigentliche Verfaltung erst nach dem Transport der Gleitdecken zusammen mit der Olisthstromserie.

ZÖLLICH (1939) gliederte den Elbingeröder Komplex in Schalsteinsattel und Kulmulden (vgl. Abb. 4). An den Nordwesträndern der Antiklinalen liegt zum Teil überkippte Lagerung vor (Büchenberg Sattel, Neuwerker Sattel). Randlich wird der Elbingeröder Komplex von SW-NE streichenden Störungen begrenzt (Nordrand- und Südrandstörungen). Im Nordosten und Südwesten ist der Vulkanit-Riff-Komplex an NW-SE streichenden Störungen

abgesunken (LUTZENS, 1972, 1979). NW-SE streichende Störungen treten auch innerhalb des Komplexes auf und haben sowohl im Elbingeröder Komplex als auch außerhalb nahezu alle Gesteinsgrenzen versetzt (Abb. 7).

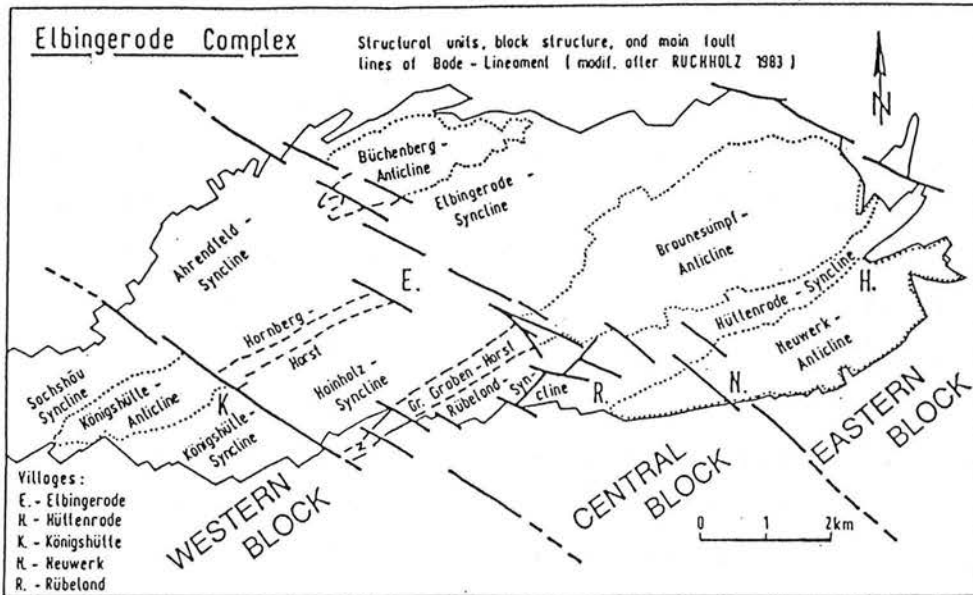


**Abb. 7.** Vereinfachte Strukturkarte des östlichen Mittelharzes (nach ZÖLLICH, 1939; SCHWAB, 1976; LUTZENS, 1979). ZD: Zillierbachgleitscholle, TM: Troglurter Mulde (Decke des Kulms der Tanner Zone). Zur Legende s. Abb. 3.

Die klassische tektonische Gliederung des Elbingeröder Komplexes ist von RUCHHOLZ & WELLER (z.B. 1991a) durch eine blockartige Unterteilung modifiziert worden (Ost-, Mittel- und Westscholle, Abb. 8). Im Bereich der Mittelscholle wird eine synsedimentär wirkende Tiefenbruchzone vermutet (Bodelineament, RUCHHOLZ & WELLER, 1991a, b). Auch die erzgebirgisch streichenden Randstörungen (Längsstörungen) werden als bereits synsedimentär wirksame Störungszonen aufgefaßt (LUTZENS, 1972, 1979; SCHWAB, 1976). Die Nord- und NE-Randstörungen haben final aufschiebenden Charakter, bei der Südrandstörung handelt es sich nach LUTZENS (1979) entsprechend der stratigraphischen Konzeption (Olisthostrom und Gleitdecken) um eine Abschiebung (LUTZENS, 1979, Abb. 5a).

Der Elbingeröder Komplex war in besonderer Weise Gegenstand der Diskussion über den Deckenbau im Harz. ZÖLLICH (1939) nahm an, daß der südliche Schieferrahmen

über den Elbingeröder Komplex überschoben worden ist (Blankenburger Decke bzw. Elbingeröder Fenster). Dagegen faßt LUTZENS (1979) den Elbingeröder Komplex als ein "...durch Abscherungen und Bruchtektonik disloziertes Antiklinorium" auf (LUTZENS, 1979, S. 77). Gegen einen größeren Deckentransport und damit auch gegen eine Position des Elbingeröder Komplexes als tektonisches Fenster wandte sich auch SCHWAN (1992).



**Abb. 8.** Blockartige Untergliederung des Elbingeröder Komplexes schräg zum erzgebirgischen Streichen (nach RUCHHOLZ & WELLER, 1991a). Im Bereich der Mittelscholle wird ein Tiefenbruch vermutet (Bodelineament, aus WELLER, 1991a, Abb. 2).

## 2.2 Zielstellung und Methodik

Die Diskussion über den Deckenbau im Harz war Anlaß, daß im Elbingeröder Komplex bereits vor mehr als 50 Jahren durch ZÖLLICH (1939) detaillierte kleintektonische Untersuchungen durchgeführt worden sind. Schwerpunkt dieser und nachfolgender tektonischer Arbeiten bildete die Bearbeitung des Vulkanitkomplexes und des Schieferrahmens, wobei die Klärung der generellen Verbandsverhältnisse im Vordergrund standen (s. LUTZENS, 1979). Der Riffkalk blieb als "starrer Körper" hinsichtlich kleintektonischer Untersuchungen weitgehend unberücksichtigt, oder sie beschränkten sich auf das rupturale Gefügeinventar (BRÜHL, 1956; SCHWAB, 1976). Von FRIEDEL & JANSSEN (1988) und JANSSEN et al. (1988) wurden erste Ergebnisse zum duktilen Deformationsgefüge der Riffkalksteine vorgelegt. Es konnte gezeigt werden, daß das makroskopisch erkennbare Regungsgefüge einem Deformationsgefüge (Schieferung) entspricht, das Schichtung vor-täuscht. Offen blieben u.a. Fragen bezüglich der Deformationsmechanismen der feinkörnigen Gesteinsanteile ("Matrix"). Auch war die angewendete Methode zur Strainbestimmung

ungenau. Probleme bestanden außerdem hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse am NW-Rand des Neuwerker Sattels. Zur Klärung dieser und weiterer Fragen sind die Untersuchungen zur Deformation der Karbonatgesteine weitergeführt worden. Neben feldgeologischen Aufnahmen wurden folgende Methoden angewendet:

- Strainanalyse ( $R_f/\phi_f$ -Methode)
- Texturuntersuchungen (U-Tisch, Röntgentexturanalyse)
- Kornformanalyse

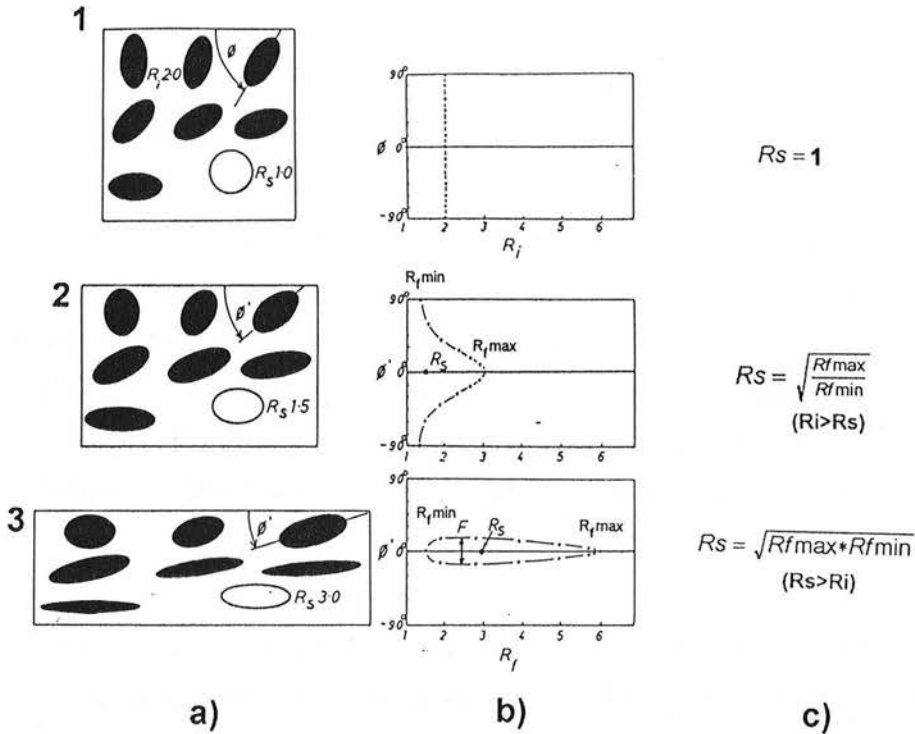
In den Riffkalksteinen sind sowohl biogene Strukturen als auch diagenetische Gefüge relativ gut erhalten (s. 1.2.3.2 und JANSSEN et al., 1990). Zur besseren Unterscheidung zwischen diagenetisch entstandenen Gefügen (Zemente u.a.) und tektonisch induzierter Mineralisation (z.B. mineralisierte Scherbänder, Druckschattenmineralisation) wurden Kathodolumineszenzmikroskopie (KL) und die in der Karbonatpetrographie übliche Färbetechnik eingesetzt (Anfärbung mit einer Lösung aus Alizarin S und Kaliumferricyanid, s. FÜCHTBAUER & RICHTER, 1988, S. 241).

Mit der Fortführung dieser Untersuchungen wurde versucht, präzisere Aussagen zu den Deformationsmechanismen und zur Kinematik der Deformation zu gewinnen. An ausgewählten Aufschlüssen werden einige Prinzipien der Deformation dargestellt. Unter Einbeziehung der aus früheren Arbeiten vorliegenden Ergebnisse wird zu den tektonischen Verhältnissen im östlichen Mittelharz Stellung genommen.

### 2.2.1 Strainanalyse

Zur Quantifizierung der Gesteinsverformung (Strainanalyse) im Riffkalk wurden als Strainindikatoren (Strainmarker) Objekte mit primär unterschiedlicher Korngröße ausgewählt (Peloide, Crinoiden). Innerhalb der rein calcitischen (monomineralischen) Gesteine sollten dadurch Einflüsse der Korngröße auf die Deformation bzw. Verformung erfaßt werden. Bei beiden Strainindikatoren ist davon auszugehen, daß sie bereits vor der tektonogenen Deformation mehr oder weniger elliptische (ovale) Ausgangsformen besaßen (s. 2.3.2). Dementsprechend wurde zur Strainanalyse die  $R_f/\phi_f$ -Methode ( $R_f/\phi$ -Methode) verwendet, die von primär elliptischen Ausgangsformen ausgeht (DUNETT, 1969). Gemessen werden die lange und kurze Achse der Strainmarker, deren Achsenverhältnis die finale Elliptizität ( $R_f$ ) ergibt und der jeweilige Winkel der Langachsen zu einer Referenzlinie (" $\phi_f$ ": Winkel der finalen Orientierung der Langachsen). Grundlage der Auswertung bilden  $R_f$ - $\phi$ -Diagramme, die aus einer größeren Anzahl von Einzelmessungen erstellt werden (Abb. 9). Aus den  $R_{f,min}$ - und  $R_{f,max}$ -Werten wird der zweidimensionale Strain  $R_s$  (Strainellipse) berechnet, der um den Anteil der ursprünglichen Elliptizität ( $R_i$ ) korrigiert ist (DUNETT, 1969; Abb. 9c). Die Berechnung von  $R_s$  richtet sich nach der Form der Hüllkurve um die Datenpunkte bzw. nach der

Streuung (Fluktuation) der  $\phi_f$ -Werte (offene oder geschlossene Umhüllende, s. Abb. 9b, c).



**Abb. 9.** a) Form- und Richtungsänderungen initial elliptisch geformter Objekte mit gleichem Achsenverhältnis ( $R_i = 2,0$ ) durch zunehmende Deformation (1-3). b) Schematische  $R_f$ - $\phi$ -Diagramme (Umhüllende der Datenpunkte). c) Formeln zur Berechnung des Strains (nach RAMSAY & HUBER, 1983, Abb. 5.3). 1) undeformierter Zustand ( $R_s=1$ ,  $\phi$ : initiale Orientierung der Ausgangsellipsen), 2)  $R_i > R_s$ , Elliptizität der Ausgangspartikel ( $R_i \max$ ) größer als der Strain ( $R_s=1,5$ ,  $\phi'$  bzw.  $\phi_f$ : finale Orientierung), im  $R_f$ - $\phi_f$ -Diagramm erkennbar an der großen Streuung der  $\phi_f$ -Werte (offene Umhüllende), 3)  $R_s > R_i$ , geschlossene Umhüllende bzw. geringe Fluktuation (F). Die Berechnung des Strains richtet sich nach der Form der Umhüllenden (Fluktuation) im  $R_f$ - $\phi$ -Diagramm ( $R_i > R_s$  (2) bzw.  $R_s > R_i$  (3), s. Formeln in c).

Generell werden mit zunehmender Deformation die elliptischen Objekte stärker verformt und subparallel zur Hauptachse der Strainellipse eingeregelt, d.h., die Fluktuation der Langachsen wird geringer (Abb. 9a, 1-3). Die Auswertung erfolgte mit dem Programm "Strain", Unterprogramm "Theta" (UNZOG, 1990). Der Vorteil der computergestützten Auswertung liegt vor allem in der statistischen Bearbeitung der Daten ("box and whisker"-Statistik), durch die größere Abweichungen durch einzelne "Ausreißer" bei den Meßwerten ausgeglichen werden (UNZOG, 1990). In das Programm ist die von PEACH & LISLE (1979) entwickelte Software integriert (Theta-Kurven-Methode), so daß auch die Orientierung im undeformierten Zustand ( $\ominus$ ) und die initiale Elliptizität ( $R_i$ ) sowie der finite Strain aus der Theta-Kurve berechnet werden ( $\chi^2$ -Test). Da die Anwendung der  $R_f/\phi_f$ -Methode eine zufällige Verteilung (Gleichverteilung) der Strainindikatoren vor der Deformation voraussetzt (DUNETT,

1969), kann anhand des  $R_f/\Theta$ -Diagramms überprüft werden, ob bereits vor der Deformation eine Regelung vorgelegen hat (z.B. durch Strömung oder Kompaktion). Zur Auswertung und Darstellung der Ergebnisse wurden die nach RAMSAY & HUBER (1983) berechneten  $R_s$ -Werte verwendet.

Die Einzelmessungen ( $R_f, \phi_f$ ) wurden an Fotos von Dünnschliffen oder direkt am Petroskop durchgeführt. Die Messungen erfolgten in zwei oder drei senkrecht zueinander orientierten Schnittlagen parallel zu den Hauptdeformationsebenen (XZ, YZ, XY). Diese Ebenen entsprechen hier etwa den tektonischen Ebenen  $ac$ ,  $bc$  und der Schieferungsebene  $s_1$  (s. 2.3.2). Aus den zweidimensionalen Strainwerten  $R_{s,xz}$ ,  $R_{s,yz}$ ,  $R_{s,xy}$  läßt sich das Strain-ellipsoid nach  $R_{s,xz} = R_{s,xy} \cdot R_{s,yz}$  berechnen und damit auch die Zuverlässigkeit der jeweiligen zweidimensionalen Strainwerte überprüfen (RAMSAY & HUBER, 1983, S. 170). Wegen der Plättungsgeometrie der Strainmarker wurden zur Berechnung des dreidimensionalen Strains jedoch nur selten die im  $xy$ - bzw.  $s_1$ -Schnitt gemessenen Strainwerte verwendet (s. 2.3.2).

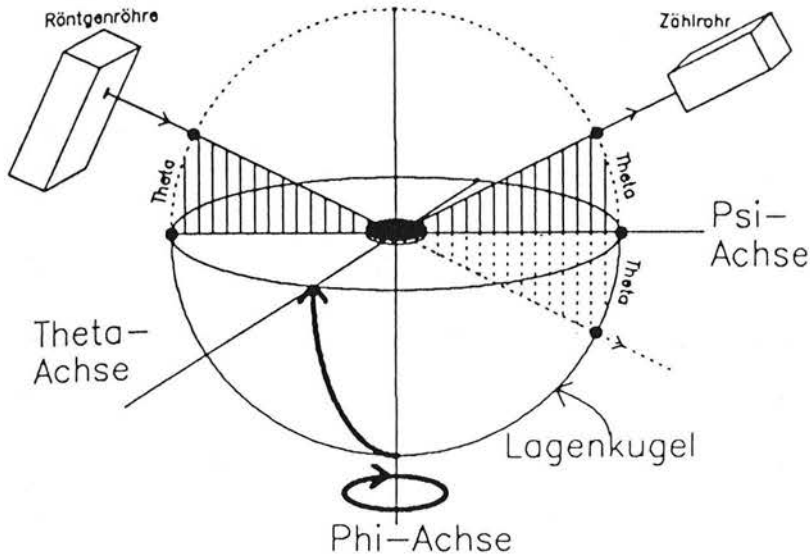
### 2.2.2 Texturanalyse

Die kristallographische Vorzugsorientierung (Textur) wurde hauptsächlich durch Röntgentexturanalyse ermittelt. Die Röntgentexturanalyse ermöglicht die Bestimmung der kristallographischen Regelung der feinkörnigen (mikrokristallinen) Matrix. Mit dem U-Tisch (4-kreisiger Leitz-Tisch) sind die  $c$ -Achsenverteilungen grobkörniger (sparitischer) Kristallite gemessen worden. Neben der  $c$ -Achsenverteilung konnte durch Röntgentexturanalyse in den mikrokristallinen Proben weitere kristallographische Gefügeelemente erfaßt werden (z.B.  $a$ -Achsen, s. unten). Im Vergleich zu U-Tischmessungen weisen die aus der Röntgentexturanalyse gewonnenen Daten eine wesentlich höhere statistische Sicherheit auf.

Die Röntgentexturanalyse wurde am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre Göttingen durchgeführt (IGDL). Das Grundprinzip der röntgenographischen Texturuntersuchung entspricht dem vergleichbarer mineralanalytischer Verfahren (Bragg'sche Gleichung). Die Fokussierung erfolgt nach dem BRAGG-BRENTANO-Prinzip, indem nur bei Erfüllung der Bragg'schen Gleichung der einfallende Röntgenstrahl an einer definierten Netzebene des Kristallgitters gebeugt wird. Gearbeitet wurde mit einem Reflexionsgoniometer, d.h., daß der austretende Röntgenstrahl auf der gleichen Probenseite reflektiert wird (Reflexionsprinzip). Den Aufbau eines solchen Texturgoniometer zeigt Abb. 10. Im Gegensatz zu den zur Mineralanalyse verwendeten Diffraktometern wird die Probe unter Einhaltung fokussierender Bedingungen mittels Eulerwiege um zwei unabhängige Achsen  $\phi$  (Rotationswinkel) und  $\psi$  (Kippwinkel) rotiert. Das gewährleistet, daß nur diejenige Netzebene zur Reflexion gelangt, die beim eingestellten  $2\Theta$ -Winkel die Bedingungen der Bragg'schen Gleichung erfüllt. Jede kristallographisch interessierende Gefügerichtung ( $c$ - und  $a$ -Achsen, Pole der



e-, r,- und f-Gleitebenen) wird über den eingestellten Bragg-Winkel (Netzebenenabstand) in separaten Meßgängen gemessen (Tab. 1). Die registrierte Intensität in Abhängigkeit von der Raumlage der Probe bildet das Maß der Vorzugsorientierung einer Netzebene.



**Abb. 10.** Strahlenverlauf und Anordnung der Rotationsachsen in Ausgangslage beim verwendeten Texturgoniometer (Reflexionsgoniometer) (aus ULLEMEYER, 1992, Abb. 2).

Zur Auswertung der registrierten Intensitäten sind verschiedene Korrekturen erforderlich (Untergrundkorrektur, Korrektur von Defokussierungseffekten, z.B. ULLEMEYER, 1992). Zur Bewertung der bei großem Kippwinkel eintretenden Defokussierung (Abfall der Intensität) wurden unter den verwendeten Meßbedingungen für alle zu bestimmenden Netzebenen Messungen an einem texturlosen Calcitpräparat durchgeführt (Herstellung des Präparats B.LEISS, IGDL Göttingen). Entsprechend des festgestellten Intensitätsabfalls blieben die registrierten Intensitäten ab einem Kippwinkel von ca.  $70^\circ$  für die Berechnung der Polfiguren unberücksichtigt (unvollständige Polfiguren). Zur Korrektur des Untergrundes dienten Intensitätsprofile bzw. Referenzkurven, die am vorliegenden Probenmaterial ermittelt worden sind ( $2\theta$ -Winkel:  $53^\circ$ , reflexionsfreier Bereich im Calcitgitter). Zur Bearbeitung der Intensitätsprofile (Korrekturen, Glättung übergroßer Korndurchmesser) und Berechnung der Polfiguren wurde das am IGDL entwickelte Programm "APDTextur, Version 2.00" verwendet. Die Messungen erfolgten in der Regel jeweils in drei orthogonalen Schnittlagen, deren Lage nach den tektonischen Koordinaten bzw. nach den Ergebnissen der Strainanalyse festgelegt wurde ( $xz/ac$ ,  $yz/bc$ ,  $xy/s_1$ , s. 2.3.2). Durch Rotation der drei Schnittlagen sind vollständige Polfiguren erreichbar, doch konnte manchmal nur in einer Schnittlage gemessen werden, so daß diese Polfiguren nicht bis an die Außenränder der Diagramme reichen (unvollständige

Polfiguren, s. oben). Die Meßzeit betrug in der Regel 2:24 Stunden (Tab. 1). Zur Verminderung von Überlagerungen bei geringen Netzebenenabständen ( $2\Theta$ -Winkel) wurde mit kleiner Zählrohrblende gemessen. Die aus den Intensitäten erhaltenen Polfiguren sind Projektionen im Schmidtschen Netz, untere Halbkugel. Die Isolinien beziehen sich auf das Mehrfache der Gleichverteilung.

Meßprogramm	Nr.	(hkl)	$2\Theta$ (in °)	Meßzeit (h)
Calcit -c-	50	(006)	31,44	2:24
Calcit -e-	54	{018}	47,53	2:24
Calcit -a-	52	{110}	35,96	2:24
Calcit -r-	51	{104}	29,40	2:24
Calcit -f-	53	{012}	23,02	2:24
Calcit -c-	55		31,44	4:48
Untergrund	60		53,0	2:24
Untergrund	61		53,0	4:48

**Tabelle 1.** Programmbezeichnung, kristallographische Indizierung (hkl) und  $2\Theta$ -Winkel (Bragg-Winkel) sowie übliche Meßzeit (2:24 h) der Röntgentexturmessungen. Zur Verbesserung der Statistik wurde manchmal die doppelte Meßzeit verwendet (4:48 h). Gemessen wurde jeweils mit kleiner Zählrohrblende.

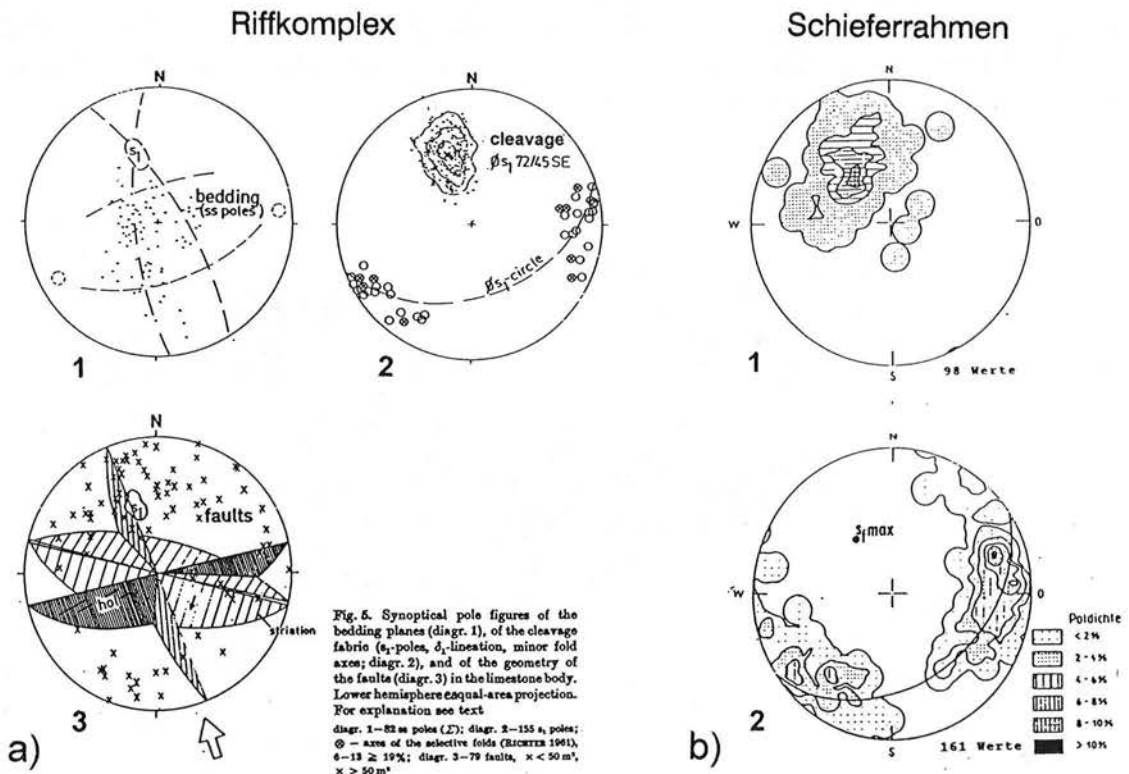
### 2.2.3 Kornformanalyse

Die Kornformanalyse diente zur Quantifizierung der Formanisotropien in der feinkörnigen Matrix (Probe F1). Dazu wurden Zeichnungen der Kornumrisse in drei orthogonalen Schnittlagen (xz, yz, xy) angefertigt, die über einen hochauflösenden Scanner in den Rechner eingelesen wurden. Die Auswertung erfolgte nach einem Programm von DUYSSTER (1991). Die Bilder werden mit einer Auflösung von ca. 9 Mill. Bildpunkten bearbeitet, die einzelnen Körner als Polygonzüge diskriminiert und vermessen. Berechnet werden u.a. die Korngröße, die Orientierung und Länge der Polygonsegmente und die Durchmesser als Maß der Anisotropie der Grenzflächen zu einer Referenzlinie (z.B. Foliation) sowie die Projektion der Korngrenzen der Kristalle (Partikel) auf die Referenzlinie. Diese sogenannte Partikelprojektionsfunktion ist ein Maß für die Winkel- und Längenänderungen der Korngrenzen infolge Verformung bezogen auf undeformierte, gleichverteilte Kornsegmente (Strainmaß, PANOZZO, 1984; DUYSSTER, 1991).

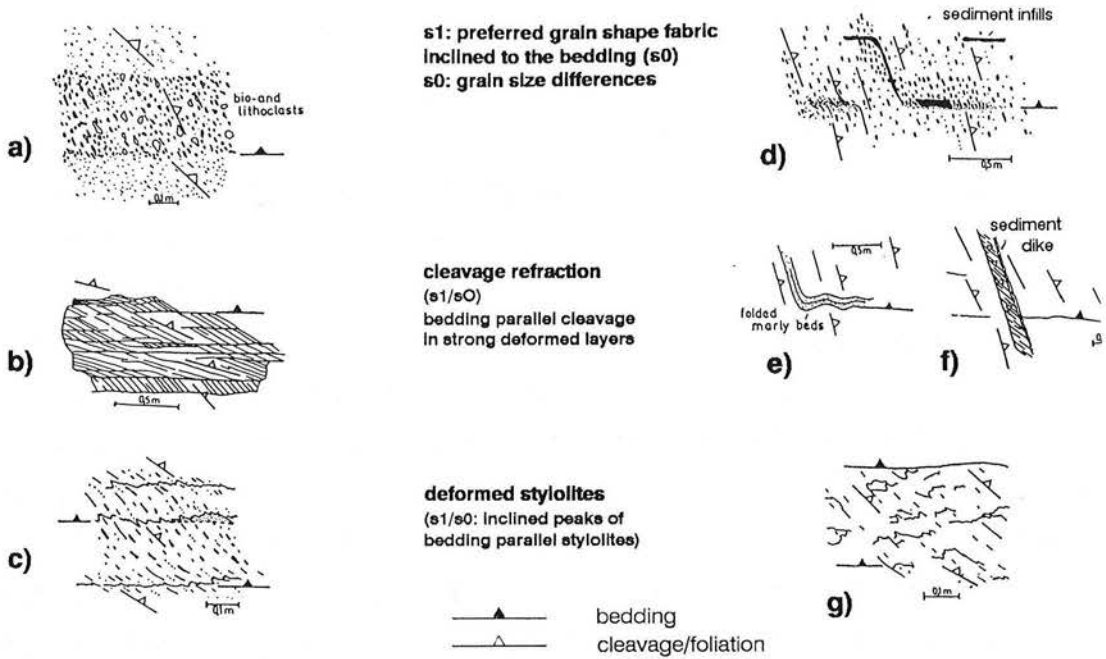
### 2.3 Deformationsstrukturen im Elbingeröder Riffkalkstein

#### 2.3.1 Kornformgefüge

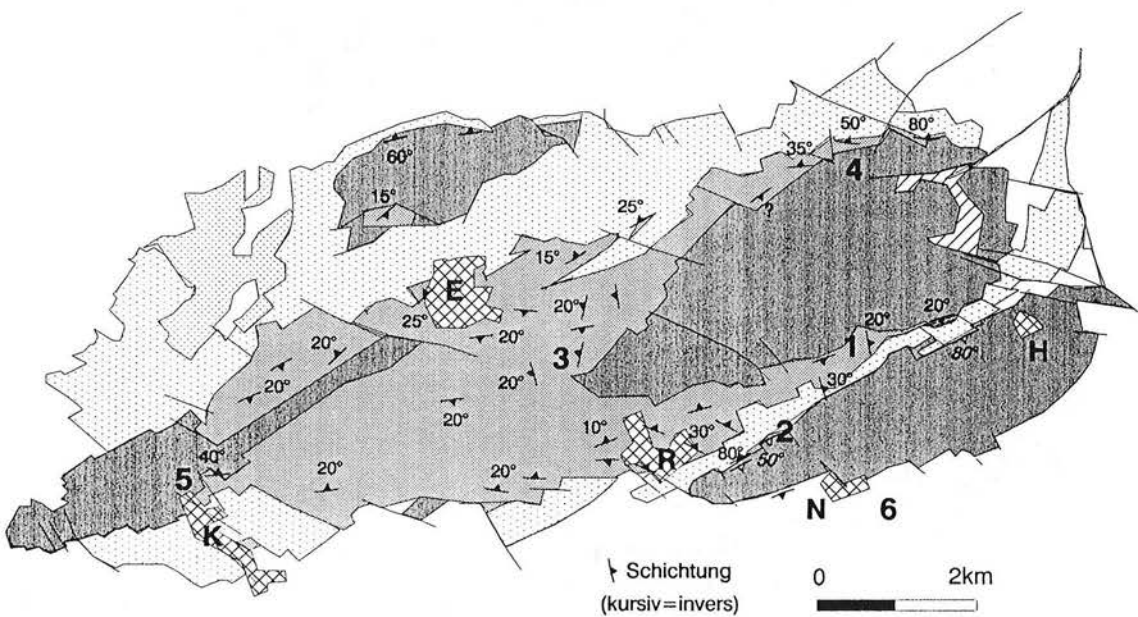
Deutlichstes Merkmal der duktilen tektonogenen Deformation der Elbingeröder Riffkalke ist die bereits makroskopisch erkennbare Regelung der Bio- und Lithoklasten (Kornformregelung) subparallel zur regionalen Schieferung (Abb. 11). Es liegt sowohl makroskopisch als auch im mikroskopischen Bild nahezu ausschließlich schieferungsparallele Regelung vor (Abb. 12, Taf. 1-3 u. Taf. 6). Durch dieses penetrative Deformationsgefüge (Schieferung bzw. Foliation) ist das sedimentäre Gefüge fast vollständig überprägt. Schichtung ist besonders in den massigen, bioklastenreichen Kalken der Außenriff-Fazies nur in Ausnahmefällen erkennbar (Abb. 12 u. 14). Daher stellt oftmals nicht die Erkennung der tektonischen Regelung, sondern die Bestimmung der Lagerung (Schichtung) ein Problem dar. Einige Ergebnisse von Schichtmessungen sind in Abb. 13 angegeben. Zur Kennzeichnung der Schichtung sind auch in den deformierten Riffkalken nur die in sonstigen Gesteinen üblichen Kriterien wie Materialwechsel bzw. Korngrößenunterschiede anwendbar (oft verbunden mit Schieferungsbrechung, Abb. 12a u. b). In die Schieferung eingeregelter Sedimentgänge können jedoch Materialwechsel parallel zur Schieferung vortäuschen (Abb. 12d, e, f; vgl. Abb. 14).



**Abb. 11.** Vergleich der Deformationsgefüge im Riffkalk und in den benachbarten pelitischen Gesteinen. a) 1. Schichtung, 2. Schieferung,  $\delta_1$ -Achsen (Kreise) und Kleinfalten (Kreise mit Kreuz), 3. Störungen, aus FRIEDEL & JANSSEN (1988); b) 1. Schieferung, 2. Faltenachsen, aus ZÖLLICH (1939).



**Abb. 12.** Makroskopische Kriterien zur Unterscheidung zwischen Schichtung und Schieferung im Riffkalk (nach FRIEDEL & JANSSEN, 1988, Abb. 3, verändert). a-b: Materialwechsel mit Schieferungsbrechung, c: schichtparallele Stylolithen. Rechts sind einige sedimentäre Strukturen abgebildet, die die Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse (Schichtung) erschweren können (d-f: Sedimentgänge, schieferungsparallel rotiert oder "gebrochen" geschiefert), g:  $s_1$ -parallele Stylolithen (s. Text).



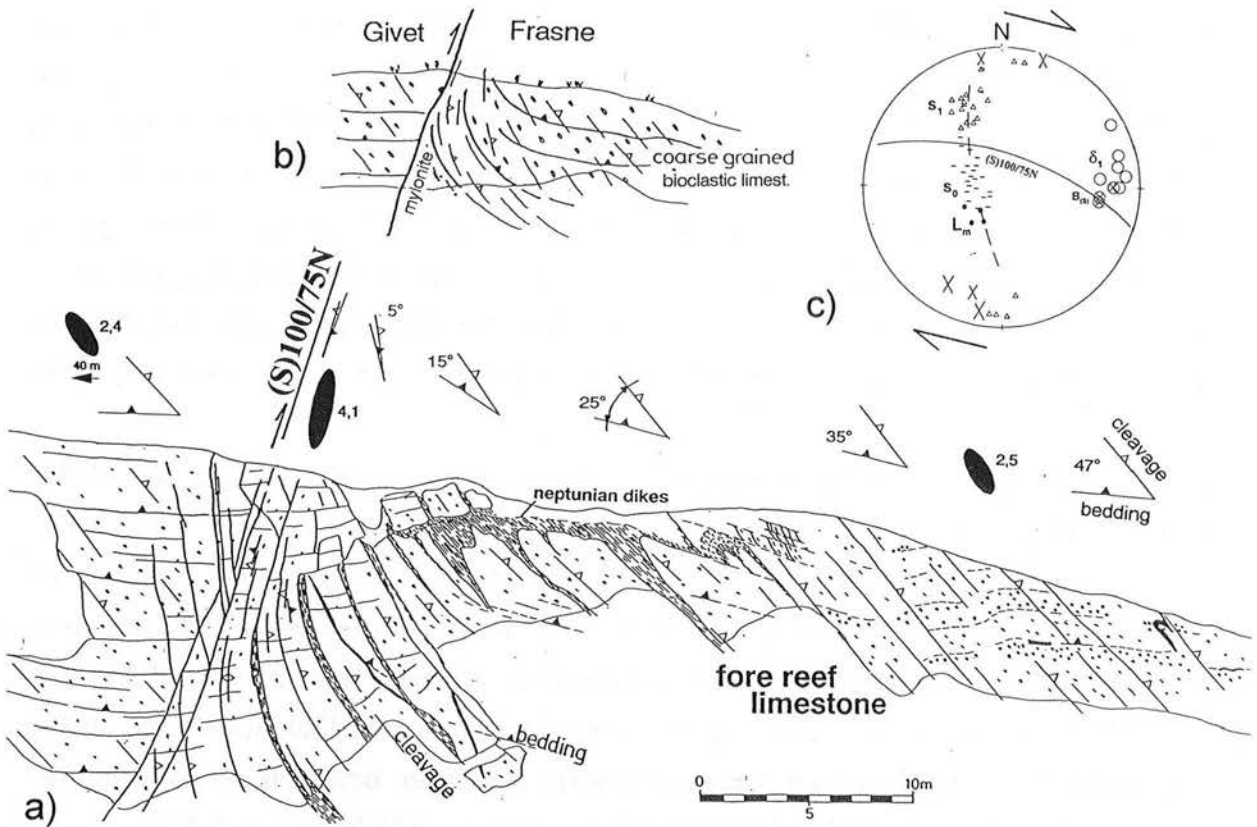
**Abb. 13.** Lage der Schichtung im Riffkalkstein, mit Einfallswinkel (kursiv: überkippte Lagerung). H: Hüttenrode, R: Rübeland, E: Elbingerode, K: Königshütte. Die Zahlen markieren im Text erwähnte Aufschlüsse (1: Garkenholz, 2: Krockstein und Weißer Stahlberg, 3: Schwefeltal, 4: Volkmarskeller, 5: Bocksberg, 6: Schieferberg).

Als zusätzliches Kriterium zur Unterscheidung zwischen Schichtung und Schieferung sind in Karbonatgesteinen Stylolithensäume nutzbar. Bei den schichtparallelen Stylolithen sind die Peaks in Richtung der Schieferung geneigt (deformierte Stylolithen, Abb. 12c, vgl. FRIEDEL & JANSSEN, 1988, Abb. 4). Besonders in Kalksteinen mit geringem Bioklastenanteil kann das ein erster (makroskopischer) Hinweis auf penetrative duktile Deformation sein. Schieferungsparallele Regelung der stylolithischen Peaks herrscht vor, doch verlaufen die Säume nicht immer subparallel zur Schichtung (z.T. unregelmäßig oder schieferungsparallel angeordnet, Abb. 12g). Sowohl schicht- als auch schieferungsparallele Drucklösungssäume (Lösungsschieferung) treten in den hochreinen Riffkalken aber nur untergeordnet auf. Weitere Hinweise auf die sedimentäre Lagerung liefern außerdem diagenetische Gefüge wie Porenreihen und Geopetalgefüge (Taf. 1b, Taf. 2). Schichtparallele Porengefüge (Fensterporen) sind allerdings zumeist auf Kalksteine der Rückriff-Fazies beschränkt (Taf. 5b). Mineralisierte diagenetische Gänge sind dagegen stets schieferungsparallel eingeregelt (Taf. 2b, Taf. 4).

Gewöhnlich ist die Schieferung winklig zur Schichtung angeordnet. Die Winkeldifferenz zwischen Schichtung und Schieferung beträgt durchschnittlich ca.  $45^\circ$  (Abb. 11a). In stärker deformierten Gesteinshorizonten ist das Schieferungsgefüge stärker geneigt bis fast subparallel zur Schichtung eingeregelt (z.B. Taf. 5b). Daß es sich um stärker deformierte Bereiche handelt, belegen die höheren Strainbeträge in diesen Horizonten (s. 2.3.2). Damit ist oft eine mylonitische Ausbildung des Kalksteins verbunden (Kalkmylonite, s. unten). In stärker deformierten Horizonten bilden gestreckte Bioklasten bzw. Riffkomponenten gewöhnlich auch ein Linear aus (Streckungslineation, L bzw.  $L_m$  in Myloniten, s. 2.3.2).

An einem Querprofil im NE-Teil des ehemaligen Steinbruchgebietes "Garkenholz" lassen sich einige der oben vorgestellten Gefügemerkmale und deren deformationsbezogene Veränderungen verdeutlichen (Abb. 14, Aufschluß 1 in Abb. 13). In Riffkalksteinen der Außenriff-Fazies ist eine duktile Scherzone aufgeschlossen. Die Schichtung ist nur reliktilsch wahrnehmbar und fällt nördlich und südlich der Scherzone zumeist flach nach Osten ein (Abb. 14c). Die Längsachsen der Bioklasten sind subparallel zur Schieferung eingeregelt. Der Kalkstein wird von Sedimentgängen (neptunische Gänge) und Karstfüllungen durchsetzt (tieferes Famenne, RUCHHOLZ & WELLER, 1991b), die zum Teil der ursprünglichen Schichtung folgen. Die Scherzone streicht etwa WNW-ESE ( $100-110^\circ$ ) und fällt steil nach Norden ein (Abb. 14a). Nach WELLER & RUCHHOLZ (1991b, S. 63) markiert sie die Grenze zwischen Kalksteinen des Givet und Frasne (Abb. 14b). In Annäherung an die Scherzone verkleinert sich der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung. Im Bereich der Scherzone ist das gesamte Gesteinsgefüge einschließlich der neptunischen Gänge subparallel zur nordfallenden Störungsfläche eingeregelt (dextral geschert, Abb. 14b, c). Gleichzeitig ver-

stärkt sich die Deformation bzw. vergrößern sich die Strainwerte ( $R_s$ , xz innerhalb der Scherzone ca. 4, außerhalb ca. 2,5; s. 2.3.2). Die stärkere Deformation äußert sich auch im mylonitischen Gefüge dieser Scherzone (Taf. 6a).

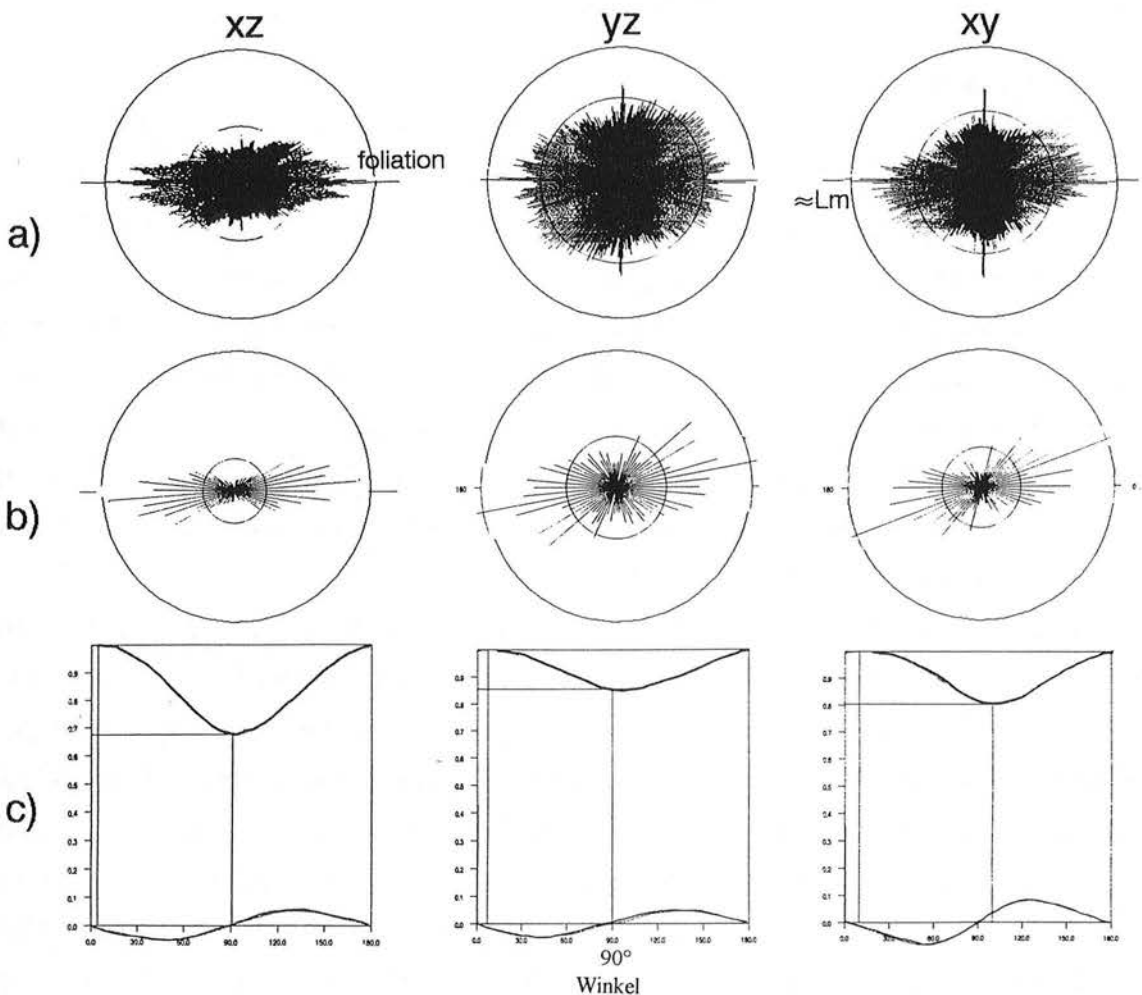


**Abb. 14.** Duktile Scherzone im NE-Teil des ehemaligen Steinbruchgebietes "Gartenholz" (nach FRIEDEL & JANSSEN, 1988, Abb. 6c). Riffkalke der Außenriff-Fazies mit eingelagerten Sedimentgängen (Aufschluß 1 in Abb. 13). a) Profil mit  $R_s$ -Werten (gemessen an peloidalen Komponenten, xz-Ebene, NE-Wert 147, sonst jeweils 60 Meßwerte). b) Aufschlußschema (stratigraphisches Alter nach WELLER & RUCHHOLZ, 1991, S. 63). c) Gefügediagramm ( $s_0$ : Schichtung,  $s_1$ : Schieferung,  $\delta_1$ :  $s_0/s_1$ -Schnittlinear,  $B(s)$ :  $s_1$ -parallele Fältelung,  $L_m$ : Streckungslineation in stärker deformierten bzw. mylonitischen Bereichen).

**Kalkmylonite:** Kalkmylonite zeichnen sich durch intensive Rekristallisation sedimentärer und diagenetischer Komponenten (Porphyroklasten) und ein laminares mikrokristallines Korngefüge mit Vorzugsregelung der rekristallisierten Körner aus (s. auch DE ROO et al., 1992). Das sedimentäre Gefüge ist vollständig überprägt. Schichtung wird im Schriff durch schieferungsparallele Korngrößenunterschiede parallel zur mylonitischen Foliation vorgetäuscht (tektonisches Lagengefüge, Taf. 6b). Je nach Anteil an Porphyroklasten sind Proto- bis Ultramytonite ausgebildet (Taf. 6 und 7, vgl. HEITZMANN, 1985). Bei dem in

Tafel 7c, d abgebildeten Beispiel weisen die übereinstimmende Lage der Zwillingslamellen und der relictisch wahrnehmbare Verlauf von Gleitebenen auf intensive Mylonitisierung eines ehemals größeren Calcitkristalls. Die Größe der rekristallisierten Körner (und Subkörner?) ist in diesem Fall der Korngröße der Matrixkörner vergleichbar. Im allgemeinen sind die in Spariten auftretenden rekristallisierten Kristallite mit  $\varnothing 25 \mu\text{m}$  jedoch etwas größer als die Matrixkörner ( $<10 \mu\text{m}$ , z.B. Taf. 7e). Daraus resultieren auch die schieferungsparallelen Korngrößenunterschiede. Eine Unterscheidung zwischen neugebildeten mikrokristallinen Kornanteilen und primären Korngefügen der ursprünglichen feinkörnigen Matrix ist allerdings oft nur unzureichend möglich (s. 2.3.5).

Wegen der geringen Korngröße ist eine Kornformregelung anhand der Einzelkörner nicht ohne weiteres erkennbar. Daher wurde das Korngefüge einer mylonitischen "Mikritprobe" (F1) vom Aufschluß Schwefeltal statistisch ausgewertet (Abb. 15, vgl. Abb. 18.1b).



**Abb. 15.** Statistische Auswertung der Kornformanisotropie einer Mikritprobe (Gesteinsmatrix der Probe F1). a) Korngrenzenverteilung und b) Kornlangachsenverteilung als Maß der Formanisotropie und Regelung bezogen zur Referenzlinie (Foliation, Streckungslineation,  $L_m$ ). c) Partikelprojektionsfunktion als Ausdruck der Verformung (horizontale Linie: undeformiert), unten Winkelabweichung. Berechnung und Auswertung nach DUYSER (1991).

Die mittlere Korngröße dieser Probe beträgt ca. 5-10  $\mu\text{m}$ . Es besteht weitgehend Übereinstimmung zwischen der Formanisotropie und Regelung der mikrokristallinen Körner und der nach dem Schlibbfund und an Strainmarkern bestimmten Regelung (Schieferung und Streckungslineation,  $L_m$ , Abb. 15a, b). Die Partikelprojektionsfunktion (Abb. 15c) bestätigt durch die geringe Winkelabweichung von der Referenzrichtung ( $L_m$ ) bei relativ größtem Strain die Streckung der Kristallite in  $s_1$  (Abb. 15c, unten rechts). Die geringfügigen Abweichungen zur Kornform in der  $s_1$ - und  $yz$ -Ebene resultieren aus der Schwierigkeit, die Lage von  $s_1$  und  $L_m$  ausreichend genau festzulegen. Die trapezförmige Korngrenzenverteilung im  $xz$ -Schnitt (Abb. 15a, links) könnte durch schräg zur Foliationsebene geneigte Kornformgefüge hervorgerufen worden sein (Schräggefüge, Taf. 6b). Eine schieferungsparallele Kornformregelung ist nicht nur bei stärker mylonitischer Ausbildung entwickelt. Auch in denjenigen Proben, bei denen Korngefüge der primären Matrix vorliegen oder zu vermuten sind, ist eine solche Formregelung vorhanden.

### 2.3.2 Strainanalyse

Erste Strainwerte aus den Elbingeröder Riffkalken wurden von FRIEDEL & JANSSEN (1988, Abb. 7) veröffentlicht. An Peloiden und Crinoiden durchgeführte Messungen wiesen auf Korngrößenbedingte Unterschiede in den Strainbeträgen. Die zur Strainmessung genutzte Methode war jedoch ungenau, da die Ausgangsgeometrie der verwendeten Strainindikatoren unberücksichtigt blieb (s. unten). Mit der verwendeten  $R_f/\phi_f$ -Methode vermindern sich daraus resultierende Ungenauigkeiten (2.2.1). Als Strainindikatoren wurden ebenfalls wieder Peloiden und Crinoiden verwendet. Außerdem wurde zwischen Bereichen mit durchschnittlicher ("normaler") Neigung der Schieferungsebene und stärker gescherten, oft mylonitisch ausgebildeten Horizonten mit fast schichtparalleler Schieferung unterschieden ( $s_1/s_0$ -Winkeldifferenz  $<30^\circ$ ).

Unter dem Begriff Peloiden werden Partikel unterschiedlicher Genese zusammengefaßt (Bioklasten, Ooide, Kotpillen u.a.), die aus einem mikritischen bzw. mikrokristallinen Korngefüge (Korngröße bis ca. 5  $\mu\text{m}$ ) zusammengesetzt sind. Ihr feinkörniges Gefüge haben diese Partikel bereits spätestens während der Frühdiagenese erworben (z.B. FLÜGEL, 1978). Die Crinoiden bestehen zumeist aus grobkristallinen bzw. sparitischen Calciteinkristallen (Korngröße sparitischer Calcite  $>50\mu\text{m}$ ). Die Größe dieser Einkristalle kann sogar mehrere Millimeter bis ca. 1 cm erreichen. Beide Komponenten sind in den Riffkalksteinen der Außenriff- und Rückriffbereiche weit verbreitet und damit als "Vergleichsmarker" gut nutzbar (Taf. 1). Bei beiden Komponenten sind elliptische Ausgangsformen zu berücksichtigen. Peloiden besaßen bereits vor der tektonischen Deformation mehr oder weniger ovale (elliptische) Formen, worauf die Partikelformen in undeformierten Gesteinen weisen (z.B. Kalksteine der Germanischen Trias). Bei den ehemals zylindrischen Crinoiden werden ovale



Formen durch Schnitteffekte hervorgerufen. Nicht alle peloidalen Partikel und Crinoiden sind für die Strainanalyse nutzbar. Unberücksichtigt blieben unregelmäßig konturierte Formen (z.B. Crinoiden mit stärkerem randlichem Zementwachstum, s. Taf. 1a). In den Riffkalken wären noch andere Komponenten zur Strainanalyse geeignet (Ooide, Algen/Calcisphären,

Probe	Strainmarker	R <sub>s</sub> ac (xz)	R <sub>s</sub> bc (yz)	R <sub>s</sub> xy (s1)		Anzahl ac/bc/s1
				gem.	ber.	
SE 7R	Strom. p	1,74 1,89	1,76	(1,38?)	1,08	102/105/200 155
HSE7R	Strom.	1,32				107
SE2	p u. s	2,32				90
F18	s (Oo) p	1,31 2,07	1,17 1,67		1,11 1,24	93/57 93/104
Gh5	s p	1,35 2,42	1,48 2,51		1,1 1,04	110/64 147/104
G24n	s p	1,85 3,72	1,76 3,16	(1,31?) 1,34	1,05 1,18	95/93/160 112/115/135
F1	s (myl.) p (myl.)	1,87 5,12	1,53 3,43	1,53	1,22 1,51	42/40 68/62/82
P1	s (myl.) s p	1,81 1,64 2,83	1,87 1,65 2,89	(1,33?) (1,36?)	1,03 1,01 1,02	79/112 97/120/138 91/156/94
Hü2/2	s p	1,33 2,7	1,37 2,69	(1,33?)	1,02 1,0	110/108 127/113/147
5/2-5	s (myl.) p (myl.)	2,75 4,92	1,99 3,84		1,18 1,34	89/58 217/58
Ek4b	s (myl.) p (myl.)	2,89 5,21	2,61 3,82	(1,46?) 1,37	1,11 1,36	67/66/56 99/130/95
K32	s p	1,82 3,45	1,61 3,17	(1,39?) (1,32?)	1,11 1,09	105/89/137 105/116/65
<b>Vulkanite und Grauwacke (Grw.):</b>						
213 (E7a)	Glas	2,84	2,37		1,2	134/92
109 (Kro104)	Glas	2,92	2,23		1,31	162/154
103 (Kro106)	Glas	yz 2,62	2,92	(2,12?)	1,11	140/152/158
B. & B.	Lapilli	yz 3,0		2,5		
257, Grw.	Quarz	1,3	1,36		1,05	175/156

**Tabelle 2.** Strainwerte aus dem Elbingeröder Riffkomplex (R<sub>s</sub>-Werte berechnet nach RAMSAY & HUBER, 1983). p: peloidale = primär feinkörnige Komponenten, s: sparitische = grobkörnige Kristallite (Crinoiden und zementierte Ooide, Oo), Strom.: Stromatoporen. "myl." (mylonitisch) weist auf stark gescherte Proben (geringe s<sub>1</sub>/s<sub>0</sub>-Winkeldifferenz ( $\Delta < 30^\circ$ ) bzw. großer Scherwinkel). Zum Vergleich sind Strainwerte aus benachbarten nichtkarbonatischen Gesteinen angegeben (B. & B. aus BANKWITZ & BANKWITZ, 1987). Die Hauptdeformationsebenen XZ und YZ entsprechen zumeist "ac" bzw. "bc". Weitere Erläuterungen im Text (Probenahmepunkte s. Anlagen 1-3).

dendroide Stromatoporen, rugose Korallen u.a.). Sie sind jedoch entweder nicht so häufig (Ooide) oder durch partielle Zementation bezüglich ihrer Ausgangskorngröße weniger einheitlich (z.B. Amphiporen). Die  $R_f/\phi_f$ -Werte der Pelloide und Crinoiden sind jeweils an denselben Schliffen gemessen worden (9 Proben). Zusätzlich wurde an vier nichtkarbonatischen Gesteinsproben der Strain ermittelt (Vulkanite, Grauwacke, Tab. 2). Bei der Grauwackenprobe sind dafür Quarzkörner und bei den Vulkaniten (Schalstein-Serie) Glaspartikel verwendet worden (vgl. Taf. 9).

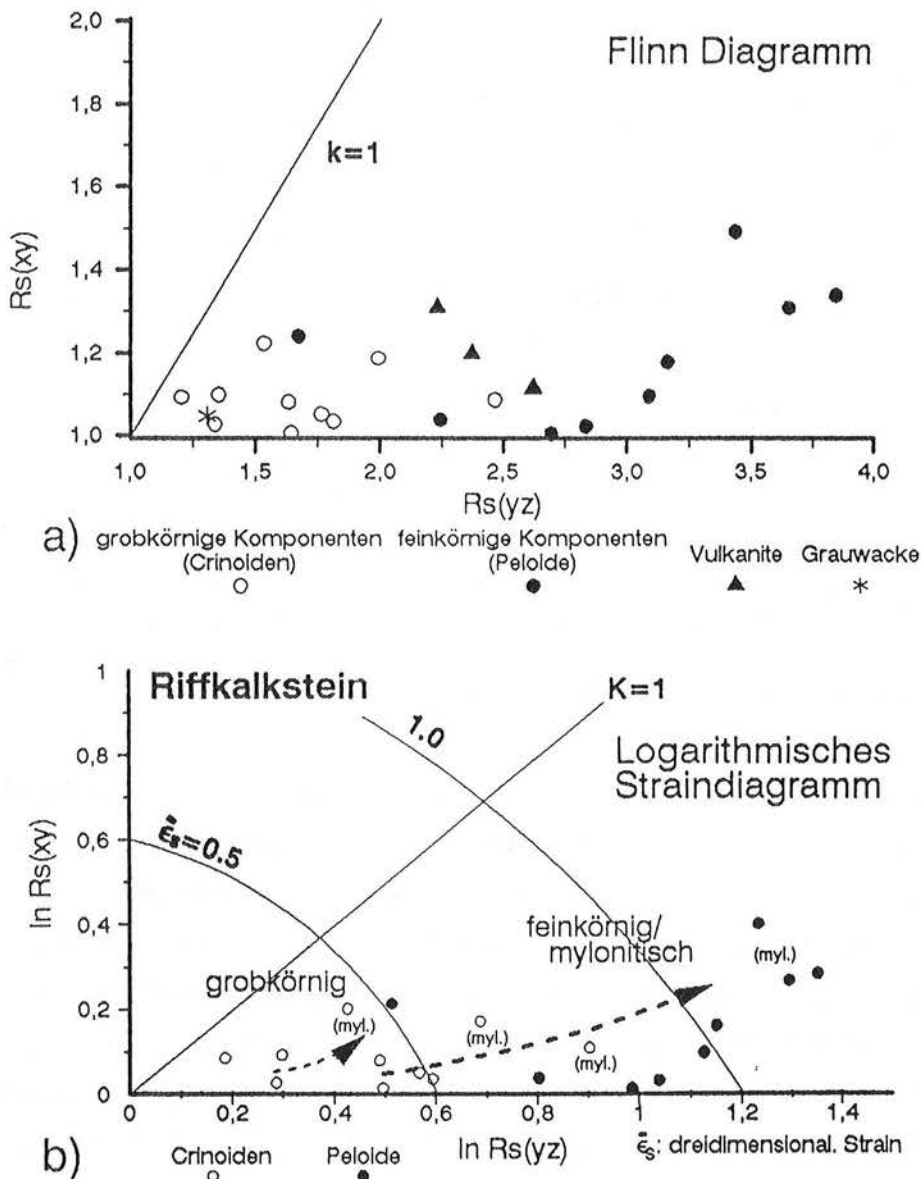
**Ergebnisse:** Die Ergebnisse der Strainmessungen sind in Tabelle 2 und in zwei äquivalenten Straindiagrammen zusammengefaßt (Flinn-Diagramm, logarithmisches Straindiagramm, Abb. 16a u. b). Für die Straindiagramme wurden nur selten die in der  $s_1$ - bzw. XY-Ebene gemessenen Strainwerte verwendet. Die Werte für  $R_sxy$  sind überwiegend aus den Strainwerten der ac- und bc-Ebenen berechnet worden (xz- bzw. yz-Ebenen, s. unten). Die in der XY-Ebene gemessenen Strainwerte sind in der Regel höher als die aus  $R_sxz$  und  $R_syz$  berechneten Werte, doch ist die Regelung in  $s_1$  oft zu schwach, um verlässliche  $R_s$ -Werte in dieser Ebene zu erhalten (Tab. 2). Insofern konnte die Zuverlässigkeit der zweidimensionalen Strainwerte nur selten überprüft werden (vgl. 2.2.1). Die Ergebnisse der Strainmessungen in der XY-Ebene ( $R_f/\phi_f$ -Diagramme) diente vor allem zur Klärung, ob und in welcher Lage in  $s_1$  eine Vorzugsorientierung der Komponenten vorliegt (Streckungslineation).

Alle Strainwerte, einschließlich der Werte aus den nichtkarbonatischen Gesteinen, liegen im Plättungsfeld des Flinn-Diagramms (Abb. 16a). Die grobkörnigen Riffkomponenten (Crinoiden) zeigen insgesamt geringere Strainbeträge als die Pelloide. In Bereichen mit normalem, mittlerem Einfallen der Schieferung beträgt der dreidimensionale Strain für Crinoiden ca. 0,4, für Pelloide liegen die Werte um 1 (Abb. 16b). Das Verhältnis der Hauptachsen X und Y des Strainellipsoids ist annähernd gleich ( $X \sim Y$  bzw.  $R_sxy \sim 1$ , Tab. 2). In stärker gescherten, oft mylonitisch ausgebildeten Proben ("myl." in Abb. 16b) nehmen die Strainwerte beider Komponententypen zu. Das Strainverhältnis ändert sich zu  $X > Y$  ( $R_sxy > 1$ ), und es entwickelt sich ein Streckungslinear, das zumeist NW-SE bis NNW-SSE und damit annähernd senkrecht zum erzgebirgischen Streichen orientiert ist (s. Abb. 21). Die Hauptdeformationsebenen XZ und YZ entsprechen demnach etwa den tektonischen Ebenen "ac" bzw. "bc". Bei den gewöhnlich besser meßbaren Pelloiden zeigt sich außerdem eine Tendenz zu höheren k-Werten, also eine Verschiebung in Richtung des Bereichs ebener Deformation ( $k=1$ , vgl. RAMSAY & HUBER, 1983, S. 172).

Die Lage der Strainwerte im Plättungsfeld des Flinn-Diagramms weist auf eine dominierend uniaxiale Einengung senkrecht zu  $s_1$  ( $X \sim Y$ ) mit einer mittleren Verkürzung (Z) für "normal" deformierte Gesteine zwischen 13-20 % für Sparite und ca. 40% für Pelloide ( $Z = [1 - (R_sxz)^{-1/2}] * 100$ , für konstantes Volumen und homogene ebene Deformation, ONASCH,

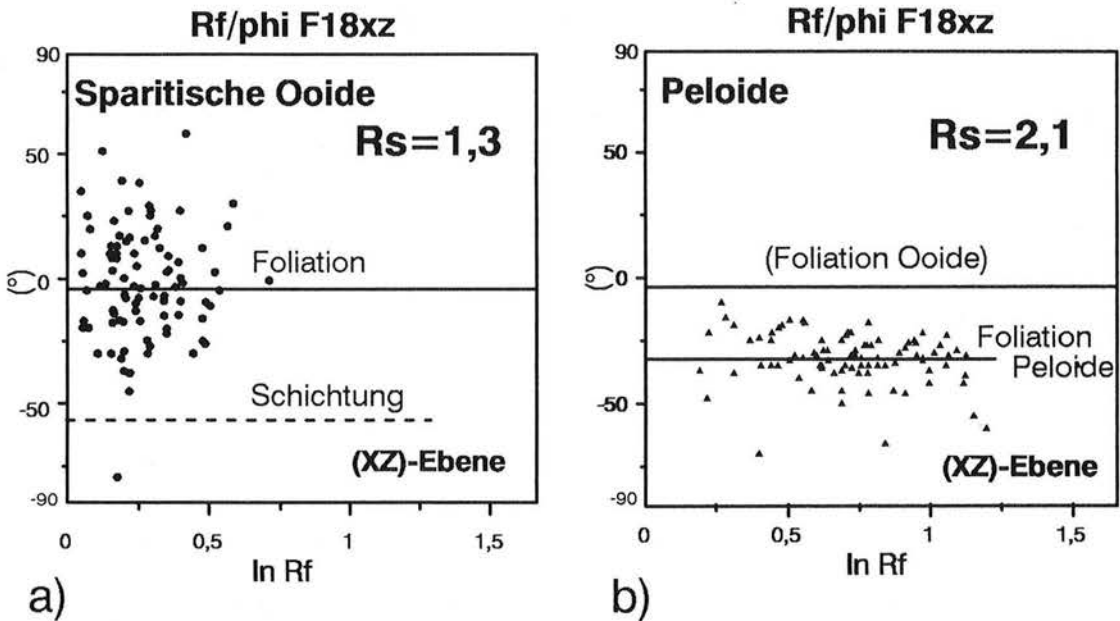
1984). In den am stärksten deformierten Proben (5/2-5, EK4b, F1) erreicht die Verkürzung senkrecht  $s_1$  ca. 40% (Sparite) bzw. 55% (Peloide). Das bedeutet, daß die Ausgangsmächtigkeit dieser Horizonte etwa um die Hälfte reduziert wurde, was mit einer Streckung in X-Richtung von ca. 100% verbunden ist. Vergleichbare Streckungswerte wurden an zerscheren diagenetischen Gängen ermittelt (Abb. 18.1b).

Die mit der  $R_f/\phi_f$ -Methode festgestellten Straindifferenzen zwischen Peloiden und Crinoiden bestätigen unsere früheren Ergebnisse (s. oben). Zur Erklärung der höheren Strainwerte der Peloide durch andere Ursachen, z.B. infolge atektonischer Regelung, ergeben sich aus den  $R_f/\phi_f$ - und  $R_f/\Theta$ -Diagrammen keine Anhaltspunkte (vgl. 2.2.1).



**Abb. 16.** Strain-Diagramme. a) Flinn-Diagramm, b) Logarithmisches Strain-Diagramm. Die Strainwerte der Riffkomponenten (grobkörnige Crinoiden, feinkörnige Peloide) sind an denselben Schriffen gemessen worden (vgl. Tab. 2). Der dicke Pfeil deutet die Veränderungen bei progressiver Deformation an (Strainpfad). Zur Erläuterung siehe Text.

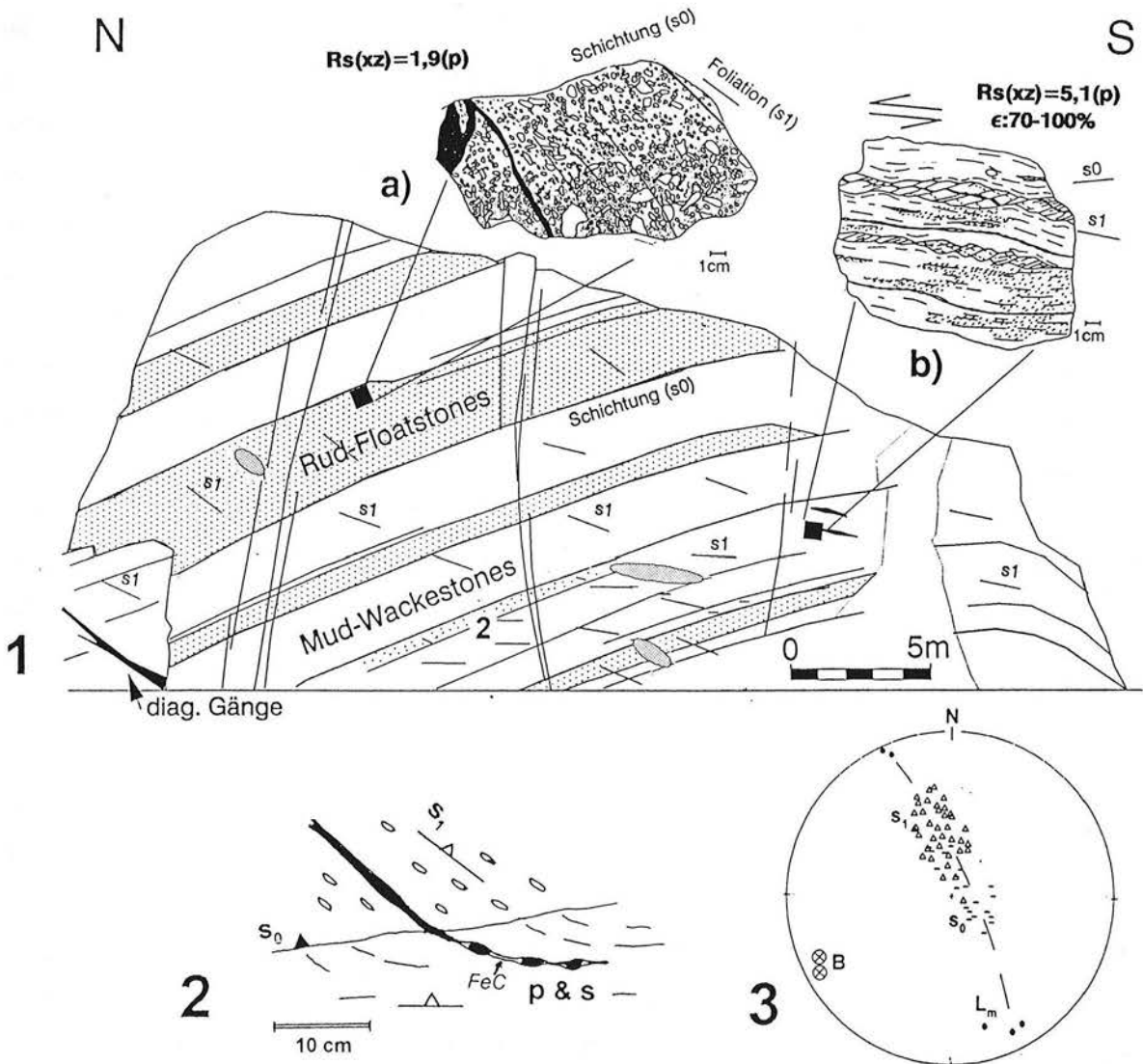
Die Unterschiede der Strainwerte zwischen den grobkristallinen Calcitkristallen der Crinoiden und den feinkörnigen peloidalen Korngefügen äußern sich auch durch Differenzen im Scherwinkel. So wurden innerhalb derselben Probe deutliche Abweichungen der Lage der finiten Strainellipsen zwischen grobkörnigen Ooidcalciten und Peloiden festgestellt, wobei die feinkörnigen Peloiden stärker rotiert bzw. geneigt sind (Abb. 17).



**Abb.17.** Strainwerte und Orientierung der finiten Strainellipsen von (a) durch grobkörnigen Calcit zementierten Ooiden und (b) Peloiden (gemessen in derselben Probe, Probe F18, xz-Ebene, vgl. Tab. 2). Beachte die Winkelabweichungen zwischen den finiten Strainellipsen der Ooide und Peloiden ( $\phi_f$ :  $-2,7^\circ$  bzw.  $-29^\circ$ ).  $R_s$  und  $\phi_f$  berechnet mit dem Programm "Theta" (s. 2.2.1).  $R_s$ -Wert der Ooide =  $R_f$  (harmon. Mittel).

Auch im Aufschluß sind Einflüsse der Lithologie auf das Deformationsgefüge (Schieferung) feststellbar (Abb.18). Der abgebildete Steinbruch befindet sich am Südeingang des Schwefeltals (Aufschluß 3 in Abb. 13). Hier sind deutlich geschichtete Kalksteine der Rückriff-Fazies aufgeschlossen. Die Schichtung wird durch die Wechsellagerung grobkörniger bioklastenreicher Lithotypen mit Amphiporen und dendroiden Stromatoporen (Rud- und Floatstones) und feinkörnigen peloidalen Kalksteinen mit Fensterporen hervorgehoben (Peloidmikrite bzw. Mud- und Wackestones, Abb.18.1). Die Schichtung fällt überwiegend flach nach NW ein, im Südtteil bildet sich durch SE-Einfallen eine flache Faltenstruktur ab. Eingelagert sind in die Schieferung rotierte diagenetische Gänge, deren diagenetische Natur durch das Zementationsmuster (im KL-Bild erkennbare Abfolge) und durch Internsedimente angezeigt wird (Taf. 4). Die Schieferung entspricht der generellen  $s_1$ -Raumlage (Abb.18.3). Zwischen den jeweiligen Lithotypen zeigen sich jedoch Unterschiede, die vor allem im

Einfallwinkel der Schieferung zum Ausdruck kommen. In den gröberkörnigen und stärker zementierten Kalksteinen fällt die Schieferung gewöhnlich steiler ein als in den feinkörnigen (peloidalen) Kalksteinen (vgl. Taf. 3). Mit stärkerem Einfallen der Schieferung nehmen auch die Strainwerte zu (Abb. 18.1a, b). Dann sind auch die diagenetischen Gänge stärker zerschert, deutlich gestreckt und bilden "pinch and swell"-Gefüge aus (Abb. 18.2). Die ausgedünnten (gestreckten) Zwischenräume sind syntektonisch mit eisenhaltigem Calcit remineralisiert (Fe-calcitische Verfärbung, vgl. Taf. 2a).



**Abb.18.** Stillgelegter Steinbruch am Südeingang des Schwefeltals, Ostseite (Aufschluß 3 in Abb. 13). 1) Profil mit Detailskizzen von Proben unterschiedlicher Lithofazies. Schattiert: grobkörnige bioklastenreiche Kalksteine (Rud- und Floatstones), sonst überwiegend feinkörnige Kalksteine (Mud- und Wackestones). Eingelagert sind diagenetische Gänge (in 1b mit Sedimentfüllung, schwarz, vgl. Taf. 4).  $R_s$ -Werte in a) u. b) ermittelt an Peloiden (Proben SE7 und F1, s. Tab. 2),  $\epsilon$  (Elongation) berechnet für den gescherten diagenetischen Gang. 2) Detailskizze mit zerschertem Gang (FeC: Fe-haltiger Calcit, p & s: "pinch and swell"-Gefüge). 3) Gefügediagramm (Signaturen wie Abb. 14c).

Besonders der Bereich mit subhorizontaler Lage der Schieferung ist durch mylonitische Gefüge gekennzeichnet. Darauf weisen verstärkte Rekristallisationserscheinungen, die bereits im Anschliff erkennbar sind (Probe F1, Taf. 4). In der abgebildeten Probe ist die Rekristallisation domänenartig ausgebildet. Durch größere Korngrößen der rekristallisierten Kristalle werden durch diese Domänen die "Konturen" ehemals sparitischer bzw. bioklastischer Einlagerungen nachgezeichnet (Taf. 4b, vgl. 2.3.1). Solche domänenartigen Rekristallisationserscheinungen wurden in weiteren Myloniten festgestellt (z.B. an der Basis des Krocksteins, Taf. 5a, s. Abb. 22). Der mylonitischen Ausbildung entspricht auch die starke Streckung und Scherung der Gänge. Die Scherung erfolgte bevorzugt durch asymmetrische (einscharige) Scherbänder, die ca. 20-30° zur Foliationsebene geneigt sind (Taf. 4a). Subparallel dazu verlaufen schräg zur Foliation angeordnete rekristallisierte und deformierte Kornaggregate (Schräggefüge, Taf. 4b). Scherbänder sind charakteristisch für Mylonite und bei asymmetrischer Ausbildung sowohl ein Schersinnindikator als auch Indiz für nicht-koaxiales Fließen (Scherung) entlang der Hauptfoliation (s. 2.3.4).

Dieser Aufschluß veranschaulicht einerseits die Beziehungen zwischen den Deformationsmerkmalen und der lithologischen (lithofaziellen) Ausbildung, er zeigt andererseits aber auch, daß sich in schichtigen, feinkörnigen "Lithotypen" mylonitische Gefüge verbergen können bzw. Mylonite vorliegen.

Aus den Strain- und Winkelbeziehungen wurde ein "Strainpfad" abgeleitet (Abb. 16b). Er verdeutlicht, daß sich bei progressiver Deformation nicht nur die Strainbeträge erhöhen, sondern mit größerem Scherwinkel auch die k-Werte etwas zunehmen. Dieser Trend wird vermutlich durch einen höheren Anteil nicht-koaxialer Deformation hervorgerufen.

### 2.3.3 Texturanalyse

Mit diesen Untersuchungen wurde vor allem der Frage nachgegangen, auf welche Weise die feinkörnige Gesteinsmatrix deformiert worden ist (kristallplastische Deformation und/oder Korngrenzengleitung, s. unten). Für die Röntgentexturanalyse wurde versucht, relativ homogene Proben auszuwählen, die möglichst der primären (mikritischen) Matrix entsprechen. Es zeigte sich jedoch, daß die meisten dieser Proben in mylonitischer Ausbildung vorliegen (EK4, F1, SE5, 2/100, Gh3; vgl. Tafeln 4, 5, und 6a) oder bei noch erkennbarer peloidaler Ausbildung auch rekristallisierte sparitische Korngefüge enthalten (G24, SE2, vgl. Taf. 1b).

Die U-Tischmessungen erfolgten an drei Proben (Gh5, SE2, F1-S). Mittels Röntgentexturanalyse wurden insgesamt 8 Proben vermessen. Dabei ist überwiegend die Orientierung der c- und a-Achsen gemessen worden. An einer Probe (SE5) wurde die Orientierung aller wesentlichen Gleitebenen von Calcit erfaßt.

### 2.3.3.1 Ergebnisse

In allen durch Röntgentexturanalyse untersuchten Proben ist eine Textur entwickelt. Wesentlichstes textuelles Merkmal ist die Vorzugsorientierung der Calcit-c-Achsen senkrecht zur Schieferungsebene ( $s_1$ , Ebene des finiten Strains). Dieses Merkmal tritt bei fast allen Proben auf (Abb.19a-c). Entsprechend der Lage der c-Achsen bilden die a-Achsen ein Gürtelgefüge, das parallel zur Schieferungsebene verläuft. Es deutet sich eine bevorzugte Ausrichtung der a-Achsen parallel zur mylonitischen Lineation ( $L_m$ ) an. Die Pole der Zwillings Ebenen und der r- und f-Gleitebenen sind ebenfalls symmetrisch zur makroskopischen Vorzugsregelung angeordnet (Abb.19c). In Probe SE5 weist die Polfigur der Zwillings Ebenen ( $\langle e \rangle$ ) ein zweigipfliges Maximum auf (e-Pole winklig und subparallel zur c-Achse, Abb.19c). Die Pole der r-Gleitebenen sind zumeist in Richtung des Maximums der c-Achsen ausgerichtet. Wegen der geringen  $2\Theta$ -Winkeldifferenz sind in beiden Fällen Überlagerungen mit den Netzebenen der c-Achsen zu vermuten oder nicht auszuschließen (vgl. Tab. 1). Eine bevorzugte Regelung der r-Pole subparallel zum Maximum der c-Achsen wird durch die gürtelartige Anordnung dieser Pole bestätigt. Das Polmaximum der r-Gleitebenen ist quer zur Lineation ausgerichtet, untergeordnet tritt eine Orientierung parallel dazu auf. Die Polfigur der f-Gleitebenen zeigt zwei symmetrisch angeordnete Gürtelgefüge mit vier Maxima, deren Lage recht gut mit dem idealen Winkel von  $63^\circ$  zwischen c-Achse und f-Ebenen übereinstimmt (TURNER et al., 1954). Die textuellen Merkmale der Mikrit-Proben sind unmittelbar denen vergleichbar, wie sie in Kalkmyloniten des Warsteiner Riffkalkmassivs vom nördlichen Rheinischen Schiefergebirge festgestellt worden sind (DE ROO et al., 1992, Abb. 7).

Die mit U-Tisch vermessenen grobkristallinen Gesteinsproben zeigen ebenfalls eine bevorzugte Orientierung der c-Achsen senkrecht zur  $s_1$ -Ebene (Abb.19d, Diagramme 1 und 2-1). Im Vergleich zu den feinkörnigen Proben ist die Regelung der c-Achsen aber weniger einheitlich, was auch für Proben aus annähernd gleichem Entnahmebereich zutrifft (Probe SE2, Abb.19d, Diagramme 2-1 und 2-2). Diese Uneinheitlichkeit dürfte zum Teil auf die geringere Statistik der U-Tischmessungen zurückzuführen sein. Schwankungen ergeben sich auch durch die intensive Verzwilligung der Kristalle (Taf. 7), die die Bestimmung der c-Achsenorientierung der Wirtskristalle erschwert. Darüber hinaus wirkten sich bei den untersuchten Sparitproben Einflüsse der Korngröße aus und ließen sich noch Beziehungen zum ursprünglichen Kornwachstum feststellen.

In der im wesentlichen aus Peloiden und Crinoiden zusammengesetzten Probe Gh5 (Rudstone, s. Taf. 1a) war die Orientierung der c-Achsen der Crinoidensparitkristalle uneinheitlicher als die kleinerer Kristallite. Auffallend ist das zur Schieferungsebene asymmetrische Submaximum nahezu parallel zur Schichtung (Abb.19d, Diagramm 1). Ein solches Submaximum deutet sich auch bei Probe SE2 an (Abb. 19d, Diagramm 2-1).

NW

EK4

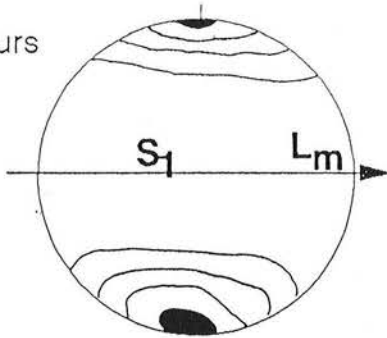
contours

1,0

1,5

2,0

2,5



c-axes

F1

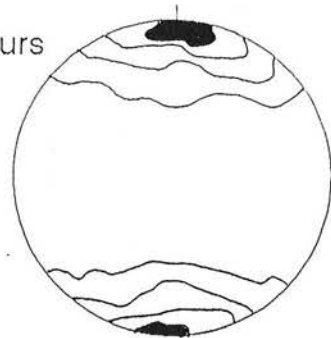
contours

1,0

1,25

1,5

1,75



c-axes

SE

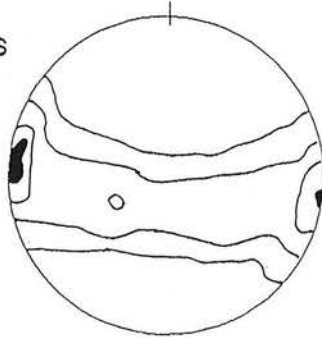
contours

1,0

1,25

1,5

1,75



a-axes

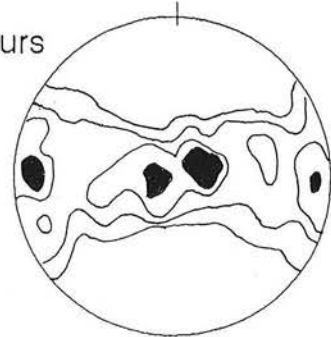
contours

1,0

1,08

1,16

1,24



a-axes

a)

2/100

contours

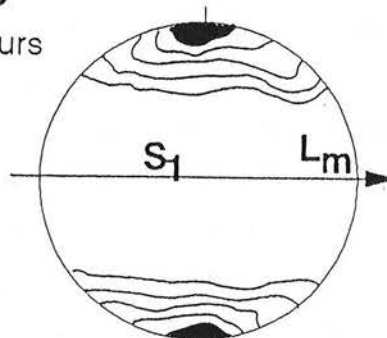
1,0

1,2

1,4

1,6

1,8



c-axes

G24

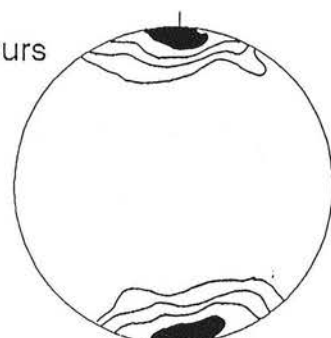
contours

1,0

1,25

1,5

1,75



c-axes

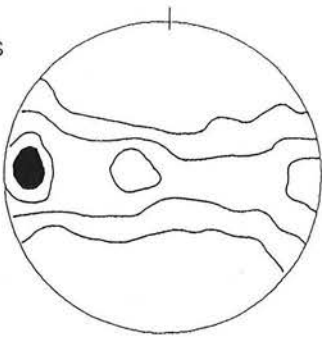
contours

1,0

1,2

1,4

1,8



a-axes

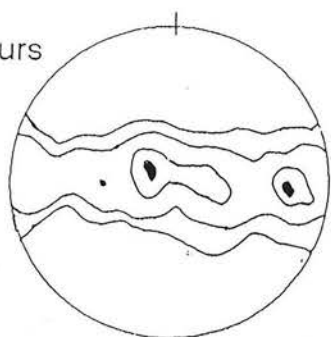
contours

1,0

1,1

1,2

1,3



a-axes

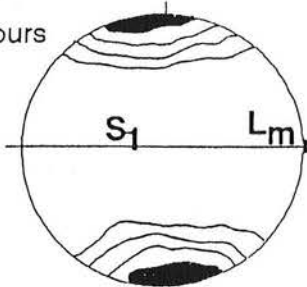
b)



SE5

contours

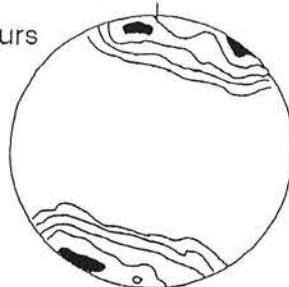
1,0  
1,2  
1,4  
1,6



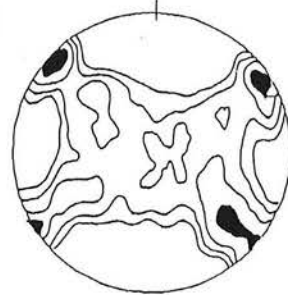
c-axes

contours

1,0  
1,1  
1,2  
1,3  
1,4



e-poles



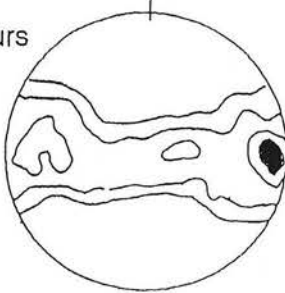
f-poles

contours

1,0-1,05-1,1-1,15

contours

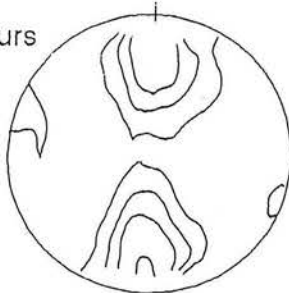
1,0  
1,15  
1,3  
1,45



a-axes

contours

1,0  
1,12  
1,24  
1,36



r-poles

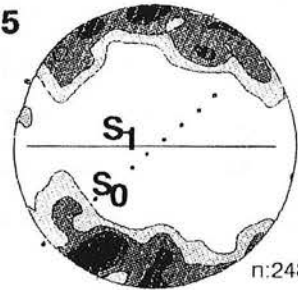
c)

sparites (U-stage)

mylonites

Gh5

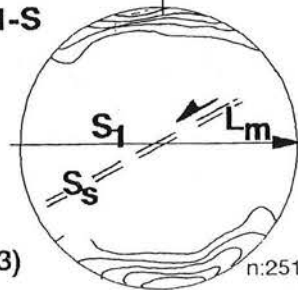
F1-S



n:248



1) crinoidal rudstone



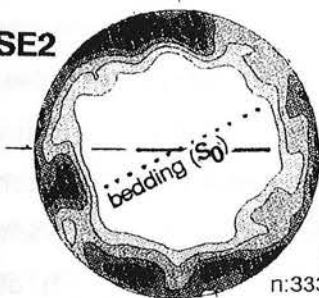
n:251

1,5-3-4,5-6-7,5 (U-stage)

SE2

SE2

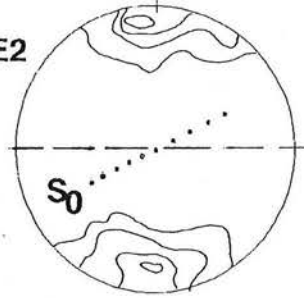
Gh3



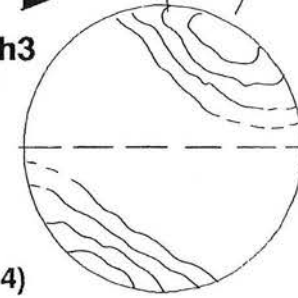
n:333



2-1) dismicritic mudstone



2-2) 1-1,2-1,4-1,6 (X-ray)



1-1,4-1,8-2,2 (X-ray)

d)

Abb.19. Ergebnisse der Texturuntersuchungen. a-c) Röntgentexturanalyse. Die Pfeile kennzeichnen die Foliationsebene ( $s_1$ ) und Einfallrichtung des Linears (SE). d) Röntgentextur- und U-Tischmessungen (Diagramme 2-1 und 2-2: nahezu gleicher Probenahmebereich, die Pfeile in 3) und 4) geben den Schersinn wieder,  $S_s$ : Schräggefüge). Alle Polfiguren sind Projektionen in XZ (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel). Die Isolinien beziehen sich auf das Mehrfache der Gleichverteilung. Probenbezeichnung wie Tab. 2. Zur Erläuterung s. Text.

In dieser Probe (dismikritischer Mudstone) sind außerdem Einflüsse des primären, diagenetisch bedingten Kornwachstums zu vermuten. Gemessen wurden die c-Achsen von Zementkristallen in laminaren, subparallel zur Schichtung ausgerichteten Porentypen (Taf. 1b), deren Form und die unter KL erkennbare Zonierung der Kristalle ein bevorzugtes Kristallwachstum senkrecht zur Porenwandung, also überwiegend senkrecht zur Schichtung anzeigt. Entsprechend angeordnete c-Achsen dürften diesen Anteil repräsentieren. Zusammen mit den normal zu  $s_1$  orientierten c-Achsen bilden sie ein Gürtelgefüge (Abb. 19d, Diagr. 2-1).

Nur bei einer der mit Röntgentexturanalyse vermessenen Proben wurde eine deutliche Asymmetrie der kristallographischen Regelung in bezug zur Schieferungsebene festgestellt (Probe Gh3). Die Probe stammt aus der duktilen Scherzone vom Garkenholz, und zwar aus dem unteren subvertikal aufgerichteten Bereich (Abb. 14). Das kristallographische Regelungsgefüge (c- und a-Achsen) dieser Probe weicht etwa um  $30^\circ$  von der Spur der Foliation ab (Abb. 19d, Diagramm 4, a-Achsen nicht dargestellt). Solche texturellen Asymmetrien entstehen durch Verzwillingung bei subsequenter Scherdeformation (SCHMID et al., 1987; WENK et al., 1987). Durch die Neigung der c-Achsen zur Foliationsebene wird ein sinistraler Schersinn angezeigt (vgl. SCHMID et al., 1987, Abb. 10). Dieser Schersinn entspricht der Rotation des mylonitischen Schieferungsgefüges in Annäherung an die Scherzone (großer Scherwinkel), jedoch nicht dem aufschiebenden (dextralen) Bewegungssinn entlang der N-fallenden Scherzone (vgl. Abb. 14). Da nur diese Röntgentexturprobe eine derartig deutliche Asymmetrie aufwies, läßt sich trotzdem ein Zusammenhang zur Störungsbewegung vermuten.

Texturelle Asymmetrien wurden bei einer weiteren Probe mittels U-Tischmessungen festgestellt (F1-S). Diese Probe ist aus dem deutlich rekristallisierten Bereich des in Tafel 4 abgebildeten Handstücks entnommen worden. Das Mikrogefüge zeigt ein Schräggefüge ( $S_s$ ), das subparallel zu den Scherbänder geregelt ist (vgl. Taf. 4b). Die c-Achsen in dieser Probe weisen nach beiden Seiten Abweichungen vom Pol der Foliation auf, die einer uneinheitlichen Kornformregelung in Schriffbereich entsprechen. Ein Submaximum ist annähernd normal zur Formregelung der Kristalle im Schräggefüge angeordnet (Abb. 19d, Diagramm 3). Dieses in Scherrichtung der Scherbänder ausgelängte Submaximum ist durch das Schräggefüge hervorgerufen worden.

### 2.3.3.2 Interpretation und Diskussion

In primär feinkörnigen Kalksteinen kann unter natürlichen Bedingungen bereits bei Temperaturen unter  $300^\circ\text{C}$  Korngrenzengleitung der wesentlichste Deformationsmechanismus sein (BURKHARD, 1990). Eine Textur ist dann nicht entwickelt und das Korngefüge

nahezu isotrop (Superplastizität, SCHMID, 1982). Dieser Deformationsmechanismus wurde auch für die Gesteinsmatrix der Elbingeröder Kalksteine vermutet (FRIEDEL & JANSSEN, 1988). Die Textur in den feinkörnigen Proben zeigt dagegen, daß kristallplastische Korndeformation stattgefunden hat (z.B. WENK et al., 1987). Auf intrakristalline Korndeformation weist auch die Formregelung der mikrokristallinen Körner (s. 2.3.1).

Realisiert wurde die kristallplastische Deformation der Matrixkörner im Zusammenwirken von Verzwillingung und Gleitung in  $\langle r \rangle$  und  $\langle f \rangle$  (vgl. SCHMID et al., 1987; WENK et al., 1987). Wie in den Warsteiner Kalkmyloniten sind Zwillinge auch hier in den mikrokristallinen Körnern kaum feststellbar (Taf. 6b). Die relativ einheitlichen c-Achsenmaxima sprechen allerdings dafür, daß Verzwillingung ein wesentlicher Deformationsmechanismus gewesen ist (SCHMID, 1982; SCHMID et al., 1987; BURKHARD, 1993). Der Mangel an Zwillingen könnte ein Effekt nachfolgender Rekristallisation sein (Zwillingsgrenzenmigration, s. unten). Daß auch Gleitung in  $\langle r \rangle$  und  $\langle f \rangle$  stattgefunden hat, zeigt sich in der Symmetrie dieser Gleitebenen in bezug zur Foliationsebene (vgl. DE ROO et al., 1992).

In sparitischen Calcitaggregaten sind dagegen charakteristische Deformationszwillinge (z.T. "linsenförmig") in nahezu allen Kristallen vorhanden (Taf. 7, s. auch FRIEDEL & JANSSEN, 1988). Die verzwillingten Anteile nehmen manchmal sogar den größeren Teil des Kornvolumens ein (z.B. Taf. 7c u. f). Der Hauptteil der c-Achsenregelung der sparitischen Kristalle dürfte danach durch Verzwillingung hervorgerufen worden sein. Die Merkmale der Verzwillingung, wie verbogene Zwillinglamellen und Knickbänder (Taf. 7a), verzwillingte Zwillinge (Taf. 7d) sowie Änderungen in der Intensität der Verzwillingung (Taf. 7b) lassen einerseits auf Unterschiede im Zeitpunkt der Anlage der Deformationszwillinge schließen (vgl. Abb. 20d) und sind andererseits ein Indiz für die Wirksamkeit weiterer Gleitebenen (Gleitung in  $\langle r \rangle$  und  $\langle f \rangle$ , z.B. BURKHARD, 1993). Die uneinheitliche c-Achsenregelung der Sparitproben deutet ebenfalls auf zeitliche Unterschiede bzw. auf Mehrfachdeformation. Analog zur sinistralen Rotation der c-Achsen in der Mikritprobe vom Garkenholz (Gh3, s. 2.3.3.1) könnten die flachen (schichtparallelen) Submaxima der Sparitproben durch subsequeute sinsitralsche Scherdeformation hervorgerufen worden sein (Abb. 19d, 1 u. 2). Das zur Rudstoneprobe (Gh5) zugehörige Handstück ist an der Basis schichtparallel sinistral geschert.

Durch dynamische Rekristallisation sind die Korngrenzen der sparitischen Kristalle und die Deformationszwillinge überprägt ("core mantle"-Gefüge, Taf. 7b; Zwillingsgrenzenmigration, Taf. 7f; vgl. z.B. VERNON, 1981). Einige Kristalle sind sogar vollständig rekristallisiert (Taf. 7e) und manche bis zu sehr geringer Korngröße mylonitisiert (Taf. 7c u. d). Die Ausbildung der Verzwillingung und das dynamische Erholungsgefüge weisen auf erhöhte Temperaturbedingungen während der Deformation ( $T \geq 250^\circ\text{C}$ , BURKHARD, 1993).

Im Gegensatz zu mylonitischen Gefügen in sparitischen Kornaggregaten (Taf. 7) ist das Ausmaß sekundärer Kornverkleinerung durch Rekristallisation in der feinkörnigen Matrix schwieriger zu beurteilen. DE ROO et al. (1992) hatten für die Texturanalyse Ultramyonite ausgewählt (Korngröße  $<0,1$  mm). Hier wurde versucht, unter Beachtung sedimentärer und diagenetischer Kriterien solche Proben auszuwählen, die noch einen hohen Anteil an primärer Gesteinsmatrix erwarten ließen (2.3.3). Relikte diagenetischer Gefüge und sedimentärer Komponenten (Peloide, s. Taf. 1b u. 6a) sind Anhaltspunkte dafür, daß zumindest in einigen der untersuchten Mikrit-Proben ein größerer Anteil primär feinkörniger Matrix enthalten ist (G24, SE2, Gh3). Wie die Polfiguren zeigen, ist auch in solchen Proben eine Textur entwickelt (Abb. 19).

Die Textur dieser Proben könnte durch den Einfluß rekristallisierter Sparitkristalle hervorgerufen worden sein. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß auch primär feinkörnige Körner deformiert worden sind, da auch in solchen Proben eine Kornformregelung vorliegt (vgl. 2.3.1). BURKHARD (1990) hat in primär feinkörnigen Kalksteinen festgestellt, daß mit ansteigender Temperatur nahe und über  $300^{\circ}\text{C}$  eine Kornvergrößerung des primären Kornbestandes durch Korngrenzenmigration eintritt. Bereits bei geringer Vergrößerung auf Korngrößen von ca.  $6\text{-}10\mu\text{m}$  wurde intrakristalline plastische Deformation erleichtert und nahm damit auch die Texturbildung zu. Zumindest in den peloidreichen Proben kann angenommen werden, daß der Texturbildung ein Kornwachstum primärer mikritischer Kornanteile vorausging. Die Metamorphosetemperaturen von ca.  $250\text{-}300^{\circ}\text{C}$  liegen im Bereich, die ein solches Kornwachstum zulassen (s. 3.9).

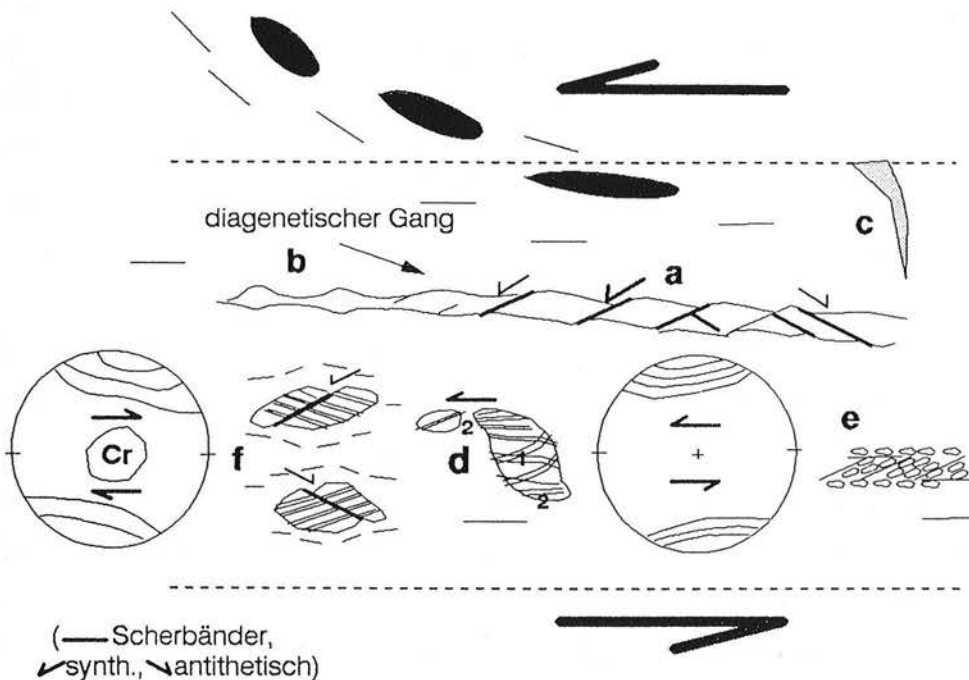
### 2.3.4 Mikrokinematische Indikationen

Als mikrokinematische Indikatoren (Schersinnindikatoren) sind in den Riffkalksteinen Scherbänder nutzbar, die in stärker deformierten Horizonten oft zusammen mit Schräggefügen auftreten (Taf. 4b u. 5a). Durch Scherbänder wurden diagenetische Gänge und grobkörnige Komponenten, insbesondere Crinoiden, zerschert (Taf. 4, 5a, 6a u. 8a). Sie können subparallel einscharig (asymmetrisch) oder als mehrscharige Flächensysteme auftreten und sind in der Regel etwas mineralisiert (Fe-calcitische Verfärbung, Taf. 8b, vgl. auch Taf. 6a). Asymmetrische Scherbandgefüge bilden sich bei nicht-koaxialem laminaren Fließen entlang der Hauptfoliation (z.B. HANMER & PASSCHIER, 1991; STOCK, 1992).

Hinsichtlich der Schersinnbestimmung sind synthetische, in Hauptscherrichtung gescherte asymmetrische Scherbandgefüge hervorzuheben. So erfolgte die Scherung des in Tafel 4a abgebildeten diagenetischen Ganges bevorzugt durch in Scherrichtung geneigte asymmetrische Scherbänder. Einzelne zerscherte Gangsegmente sind etwas entgegen der Scherrichtung rotiert (Taf. 4b). Ansonsten entspricht die Scherrichtung dem sinistralen

Hauptschersinn, wie er durch die Rotation des Schieferungsgefüges angezeigt wird (Abb. 20a, vgl. Abb. 18.1b). Gleiches gilt für die in Tafel 5a gezeigte Probe aus einem Mylonithorizont vom Krockstein (vgl. Abb. 22). Zugehörige Schräggefüge aus deformierten rekristallisierten Kristalliten sind subparallel zu den Scherbändern angeordnet (Taf. 4b u. 5a, synthetische Schräggefüge, s. unten).

Asymmetrische Scherbandgefüge mit gleichem, synthetischem Schersinn wurden u.a. von STOCK (1992) beschrieben und von DE ROO et al. (1992, Abb.4b) abgebildet. HANMER & PASSCHIER (1991) bezeichnen solche Scherbandgefüge als "asymmetrical extensional shear bands". Sie stehen im Gegensatz zu antithetisch gescherter, aber synthetisch rotierten sog. "book shelf"-Gefügen, die hier ebenfalls auftreten (Taf. 6a). Die leicht antithetische Rotation synthetisch gescherter Gangsegmente und Komponenten (Taf. 4b, Abb. 20f, oben) ergibt sich nach STOCK (1992) als geometrische Konsequenz beim Zusammenwirken von koaxialer und nicht-koaxialer Deformation. Daß hier neben Scherung (simple shear) auch Streckung (pure shear) während der Bildung der Scherbändern beteiligt war, wird u.a. durch eine verstärkte fasercalcitische Mineralisation ("crack seal") und "pinch and swell"-Gefüge angezeigt (Taf. 4b u. 6a).



**Abb. 20.** Gefügemerkmale und kinematische Indikationen in stärker deformierten, oft mylonitischen Horizonten. a) durch asymmetrische Scherbandgefüge synthetisch zerscherter Calcitgang, b) "pinch and swell"-Gefüge, c) frühe tektonische Calcitgänge, d) rotierter Sparitkristall mit 1) früh- und 2) synkinematischer Verzwilligung, e) und f) Asymmetrien der Calcit-Achsenregelung bei gelängten rekristallisierten Kristalliten (e, synthetisches Schräggefüge) und bei Fossilien (f, Cr: Crinoiden). Beachte die zum Teil uneinheitliche Scherrichtung der Scherbänder in bezug zum Hauptschersinn.

Intensivere Deformation durch Scherbänder führt zur Ausbildung asymmetrischer Schräggefüge (Taf. 4b u. 5a). Einige Schräggefüge weisen eine für S/C-Gefüge übliche antithetische Neigung der Kornform zur Foliation und Scherrichtung auf (Taf. 6b). Dagegen entspricht das in Abb. 20e dargestellte Beispiel sinistral (synthetisch) gescherten Schräggefügen (vgl. Taf. 4b u. 5a). Bemerkenswert ist außerdem, daß sich bei diesem "synthetischen" Schräggefüge eine c-Achsenverteilung ergibt, die in Scherrichtung ausgelängt ist (Probe F1-S, Abb. 19d, Diagramm 3). Das ist deshalb bemerkenswert, weil normalerweise die c-Achsen entgegengesetzt zur Scherrichtung rotiert werden (bei Verzwilligung, SCHMID et al., 1987; WENK et al., 1987). Aus den Polfiguren der U-Tischmessungen sparitischer Kristalle (Abb. 19d, Diagramm 1) wurde eine solche entgegengesetzte Rotation der c-Achsen abgeleitet (Abb. 20f).

### 2.3.5 Schlußfolgerungen

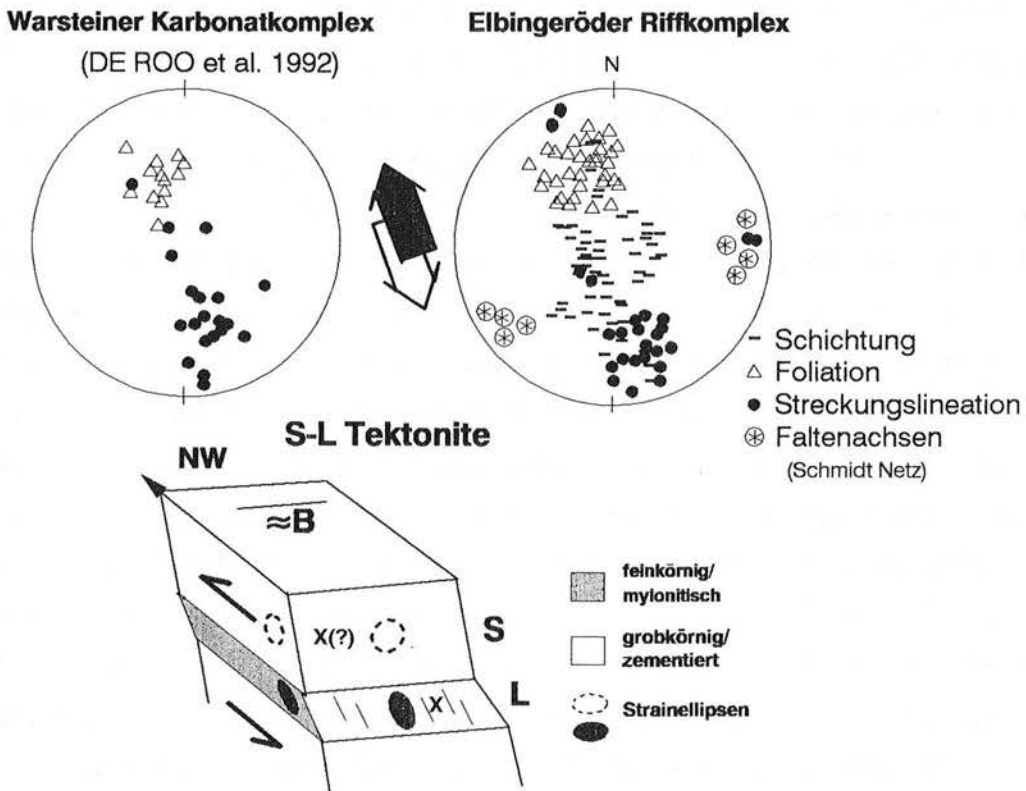
Unterschiede im Strain, im Scherwinkel (Scherstrain) und in der strukturellen Ausbildung der Elbingeröder Riffkalksteine dokumentieren eine heterogene Deformation im Riffkomplex. Strukturell handelt es sich um einen S-L-Tektonit mit geringer deformierten "S"-Bereichen und stärker deformierten, oft mylonitischen Gesteinanteilen, in denen es zur Ausbildung annähernd NW-SE bis NNW-SSE gerichteter Streckungslineation kam ("L"-Bereiche, s. Abb. 21). Die heterogene Deformation im Riffkomplex ist ein wesentlicher Grund dafür, daß sedimentäre Komponenten und diagenetische Gefüge noch weitgehend erhalten geblieben sind. Die Vorzugsregelung der Komponenten (am besten sichtbar in ac) ist in den Elbingeröder Riffkalksteinen stets ein Effekt der tektonischen Deformation. Sedimentär verursachte Regelungsgefüge treten nicht auf.

Die Differenzen in den Strainbeträgen zwischen den feinkörnigen Peloiden und grobkörnigen Sparitkristallen (Crinoiden) sind Ausdruck korngößenbedingter Unterschiede in der Fließfestigkeit des Calcits (z.B. SCHMID, 1982). Sie weisen hier auf die Bedeutung primärer Korngrößenunterschiede für die Deformation der Riffkalke. Lithofaziell bedingte Korngrößenunterschiede beeinflussten und verstärkten die heterogene Deformation im Riffkomplex. Erschwert wird die Bewertung lithofazieller Einflüsse u.a. durch die komplexe lithologische Zusammensetzung (polykristalline Calcitaggregate) sowie durch Schwierigkeiten bei der Unterscheidung "primärer" von "sekundären", durch dynamische Rekristallisation erzeugten mikrokristallinen Korngefügen (s. auch DE ROO et al. 1992). Kalkmylonite erscheinen als feinkörnige "Lithotypen", doch nicht alle feinkörnigen Anteile im Riffkomplex sind im Ergebnis einer Mylonitisierung entstanden. Das belegen u.a. gut erhaltene diagenetische Gefügemuster in weniger stark deformierten Anteilen (vgl. JANSSEN et al., 1990). Auch in Myloniten sind in unterschiedlichem Maße noch Relikte sedimentärer Komponenten und diagenetischer

tischer Gefüge erhalten, die Anhaltspunkte auf die ursprünglichen lithologischen Ausbildung liefern (Taf. 5a u. 6a). Wahrscheinlich liegt als mikrokristalline Gesteinsmatrix jetzt ein Korngefüge vor, das sich aus durch Kornwachstum vergrößerten "primären" Körnern und durch Mylonitisierung entstandenen Körnern zusammensetzt.

Die mylonitischen Gefüge entwickelten sich durch progressive Deformation im Regime NW-gerichteter Hauptdeformation (D1-Regime, s. 2.4). In diesem fortgeschrittenen Deformationsstadium bilden sich für duktile Scherzonen typische Gefüge wie stark gestreckte und gescherte Komponenten aus (Abb.20). Dann tritt auch entlang der Hauptfoliation verstärkt nicht-koaxiales Fließen auf (simple shear). Diese Deformationskomponente äußert sich in den Straindiagrammen durch höhere k-Werte (vgl. 2.2.1).

DE ROO et al. (1992) hoben die Beteiligung von Lösungsprozessen während der Deformation hervor. Die syntektonische Wirksamkeit von Lösungsvorgängen wird hier u.a. in mergeligen Horizonten und in stärker deformierten Gesteinsanteilen durch Fe-calcitische Neubildungen in Streckungsrichtung faserig ausgebildeter Calcite und entlang von Scherbändern deutlich (Taf. 8, s. auch Taf. 2a u.6a). Gegenüber der kristallplastischen Deformation kommt Lösungsvorgängen in den hochreinen Calcitkarbonaten aber nur eine untergeordnete Bedeutung zu (s. JANSSEN et al., 1988).



**Abb. 21.** Vergleich der wesentlichsten Deformationsmerkmale des Warsteiner Karbonatkomplexes (nördliches Rheinisches Schiefergebirge, DE ROO et al., 1992) und Elbingeröder Riffkomplexes (Harz). Beide Riffkomplexe wurden im Regime eines NW-gerichteten tektonischen Fließens heterogen duktil deformiert (S-L-Tektonite, s. Schema unten und Text).

Mikrostrukturen und Texturmerkmale der Elbingeröder Riffkalksteine sind denen anchi- bis epizonaler Calcittektonite vergleichbar (SCHMID et al., 1981; DIETRICH & DURNEY, 1986; HEITZMANN, 1987; BURKHARD, 1990, 1993; DE ROO et al., 1992). Der Warsteiner und der Elbingeröder Riffkomplex sind auch unter gleichem tektonischen Regime deformiert worden (NW-gerichtetes tektonisches Fließen, Abb. 21). Die mikrostrukturelle Ausbildung in stärker deformierten Anteilen weist auf Veränderungen hinsichtlich der wirksamen Deformationsmechanismen. Im finalen Deformationsstadium tritt verstärkt intrakristalline Gleitung (r- und f-Gleitung) und dynamische Rekristallisation auf. Ein wesentlicher Teil der Deformation wurde durch Verzwillingung realisiert. Der Deformation und Texturbildung in der primären feinkörnigen Matrix ging vermutlich ein thermisch induziertes Kornwachstum durch Korngrenzenmigration voraus. Insgesamt hat die Deformation unter erhöhten Temperaturbedingungen und in einem Deformationsregime stattgefunden, das noch überwiegend durch Verzwillingung charakterisiert ist (Zwillingsregime, SCHMID et al., 1987).

#### **2.4 Zur Tektonik und Kinematik der Deformation im Bereich des Elbingeröder Komplexes**

Die Elbingeröder Massenkalksteine sind wie die Rahmengesteine penetrativ duktil deformiert worden (2.3). Lithologische Einflüsse äußern sich vor allem durch disharmonische Faltung (vgl. ZÖLLICH, 1939; SCHWAN, 1961; SCHWAB, 1976), wobei die massigen Riffkalke in der Regel geringer verfaltet sind (vgl. Abb. 13 und FRIEDEL & JANSSEN, 1988). Das Ausmaß der internen Deformation der Kalksteine ist aber durchaus mit der vulkanischen und pelitischen Gesteine vergleichbar (Abb. 16, vgl. BANKWITZ & BANKWITZ, 1987, 1992).

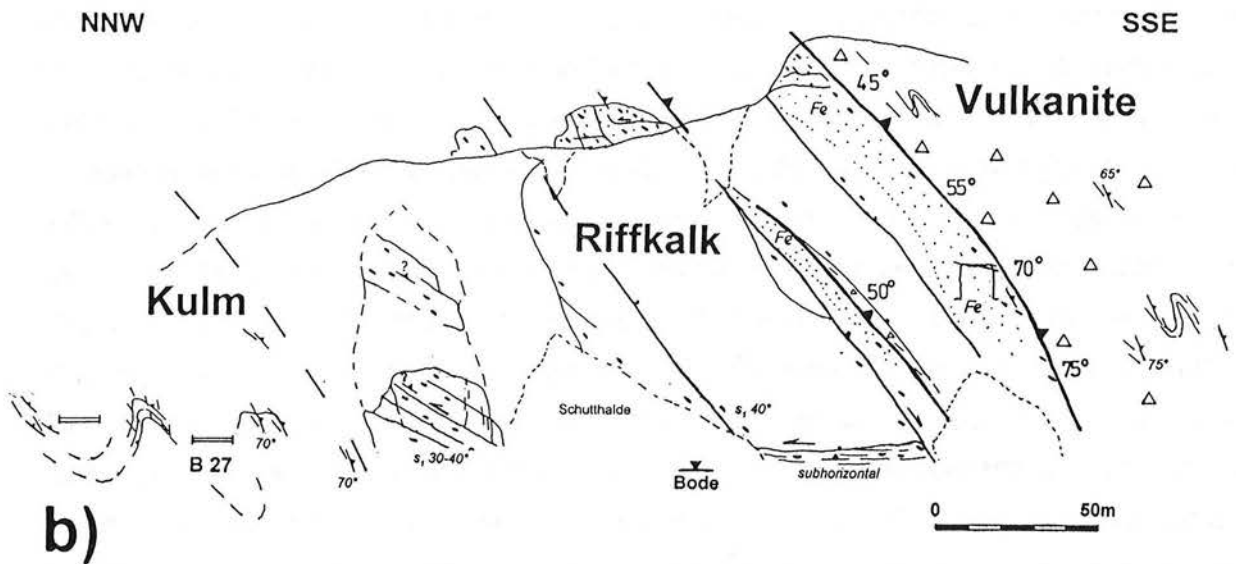
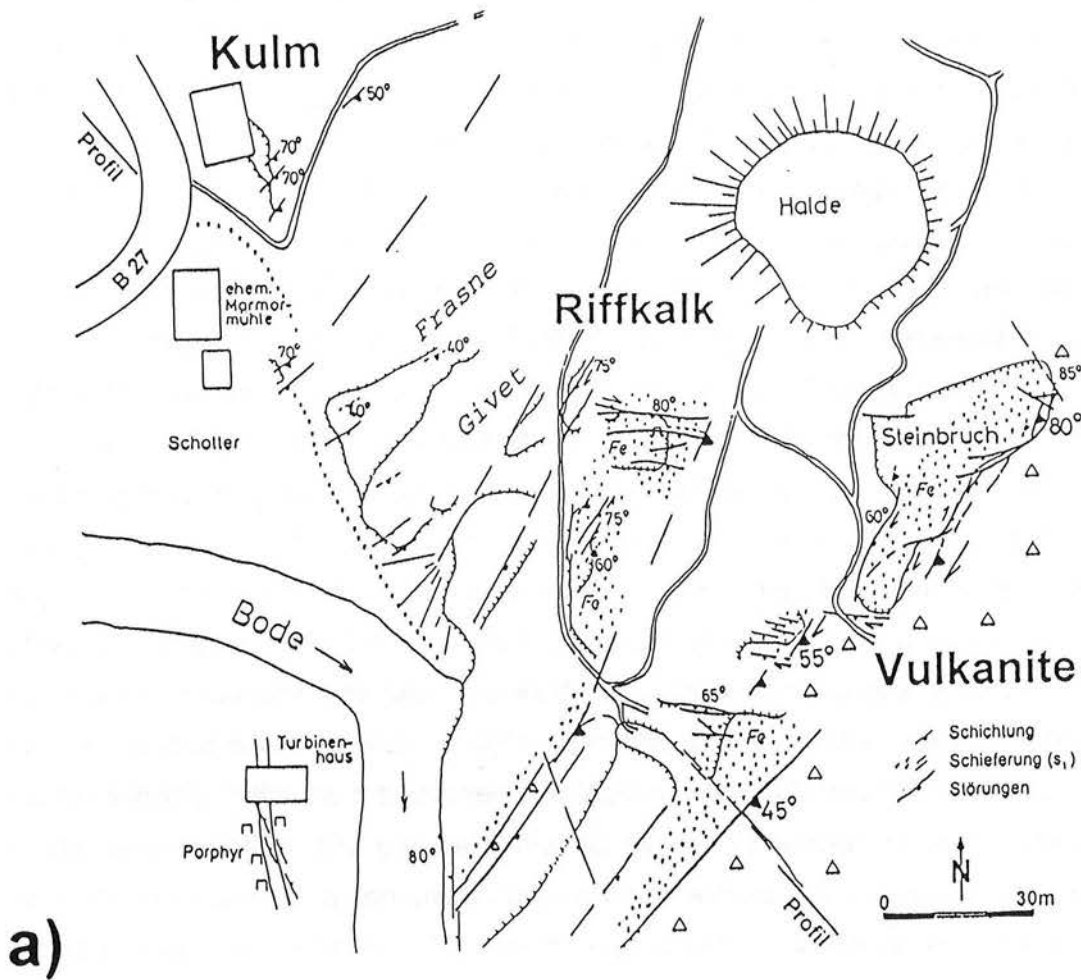
Faltung und Schieferung erfolgten im Regime NW-gerichteter Überschiebungstektonik, die zur tektonischen Stapelung führte (s. 1.2). Dem entsprechen auch der generelle Baustil und die Lagerungsverhältnisse im Elbingeröder Komplex. Es treten regionale Veränderungen auf, die sich u.a. durch Unterschiede in der Faltungsintensität der Vulkanite bemerkbar machen. So sind die Vulkanite im Neuwerker Sattel nahezu isoklinal verfaltet (s. unten, Abb. 22), wohingegen im Nordwesten am Büchenberg eher ein flacher Sattelbau vorliegt (ZÖLLICH, 1939). Die Faltung ist entlang erzgebirgisch streichender Störungszonen verstärkt (s. LUTZENS, 1979, Abb. 5). Die Wirksamkeit störungsgebundener Tektonik ist im Elbingeröder Komplex am deutlichsten an den Nordwestflanken der Vulkanit-Antiklinalen und innerhalb des Komplexes in der Hüttenröder Mulde feststellbar. Übertage werden die tektonischen Verhältnisse besonders am Krockstein im Bodetal deutlich (Abb. 22).

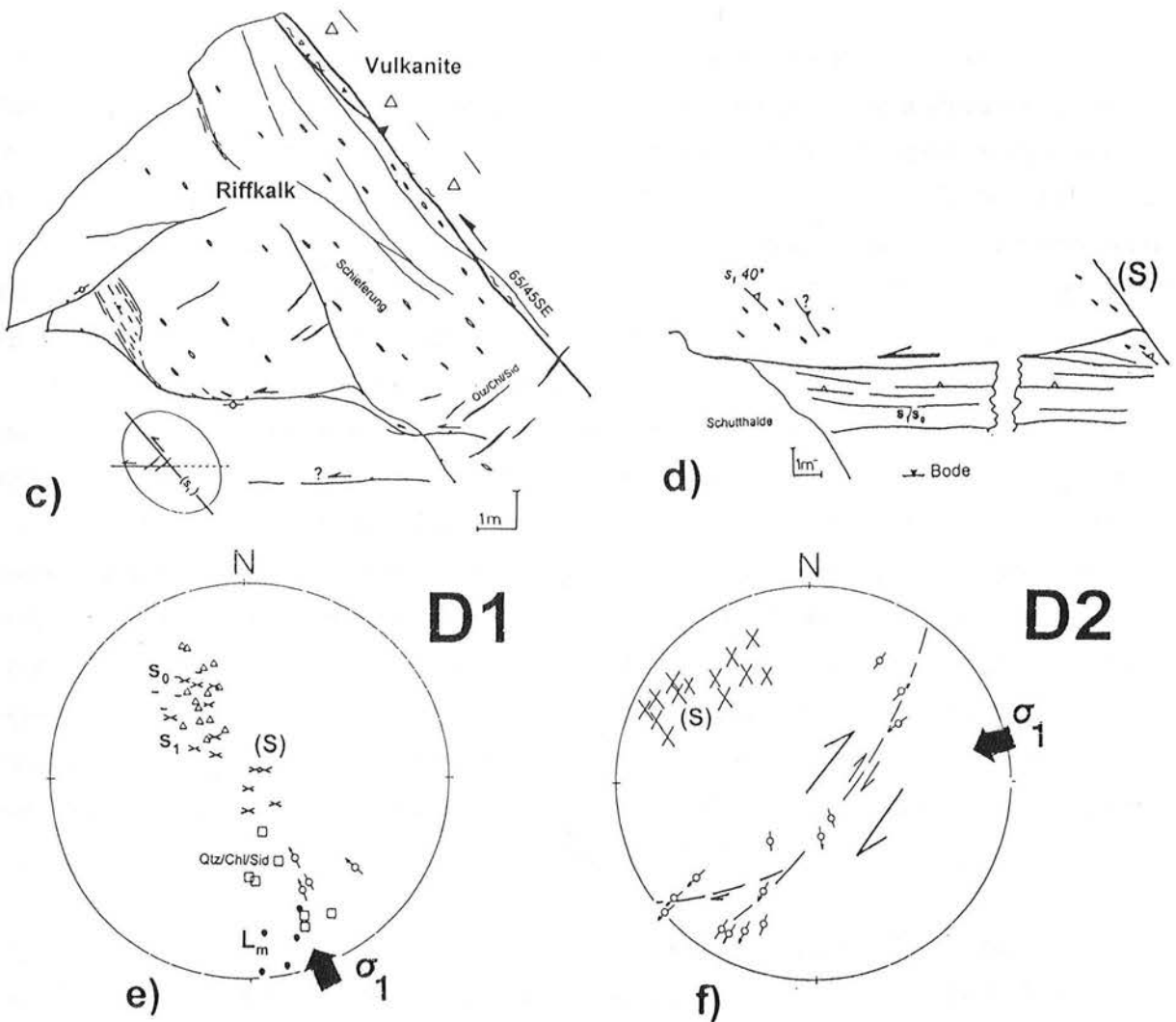
Am Krockstein ist die überkippte NW-Flanke des Neuwerker Sattels in einem längeren Querprofil aufgeschlossen (Aufschluß 2 in Abb. 13). Das Profil umfaßt im Norden Gesteine des Kulms (Tonschiefer und Grauwacken), daran schließen sich Riffkalke (Frasne,



Givet) und im Südosten der Vulkanitkomplex an (Abb. 22b). Weiter SE-lich ist durch den Bodeneinschnitt ein vollständiges Profil durch den Neuwerker Vulkanitsattel aufgeschlossen. Die nach SE einfallende Grenze zwischen Vulkanitkomplex und Riffbasis verläuft vermutlich subparallel zur Schichtung. In den massigen Riffkalken (blockiger Riffschutt der Außenriff-Fazies) ist die Schichtung jedoch nahezu unkenntlich. Auf überkippte Lagerung weisen u.a. die stratigraphische Abfolge sowie die Beziehung zwischen Schichtung und Schieferung im Kulm und in den Vulkaniten ( $s_1$  flacher als  $s_0$ ). Die Vulkanite sind außerdem hier und weiter SE-lich im Bodetal nahezu isoklinal verfaltet. Im nördlichen Teil des Profils wird die Lagerung des Kalksteins etwas flacher (ca.  $35^\circ$ ). Auch auf der gegenüberliegenden Talseite fällt der Kalkstein in überkippter Lagerung mit ca.  $35-40^\circ$ SE relativ flach ein (am und im Tunnel der ehemaligen Bahnlinie nach Neuwerk). Die Riffkalke werden von mehreren SE-einfallenden Scherzonen durchsetzt. Daß es sich um Scherzonen handelt, zeigt vor allem eine geringmächtige Vulkanitscholle (ca. 2m) mit eisenveretztem Kalkstein, die in überkippter Lagerung im Riffkalk eingeschuppt ist (Abb. 22b). Im Grundriß bilden sich dadurch zwei parallel angeordnete Erzlager ab, die eine "Lagerverdoppelung" der veretzten Riffbasis anzeigen (Abb. 22a). Auf diese tektonischen Verhältnisse haben RUCHHOLZ & WELLER (1991b) hingewiesen. Es liegt eine gestapelte Kalkstein-Vulkanit-Folge vor. Vermutlich infolge zunehmender Überschiebung fällt das Schieferungsgefüge im Norden etwas flacher ein. Die Grenzfläche zwischen Riff und Vulkanit war möglicherweise selbst als schichtparallele Überschiebungsbahn wirksam gewesen oder die Scherung vollzog sich entlang subparalleler Scherflächen. Auf kompressive Scherdeformation (Aufschiebung) weisen subhorizontal liegende Scherflächen mit sinistralen Bewegungssinn (Abb. 22c). Syntektonisch dazu sind mit Quarz-Chlorit-Siderit-Calcit mineralisierte Klüfte aufgerissen, die vereinzelt auch die Grenzfläche zum Vulkanit durchsetzen. Subhorizontale Überschiebungen sind hier sowohl in den bergmännischen als auch in natürlichen Aufschlüssen mehrfach aufgeschlossen. Sie entwickeln sich aus SE-fallenden Scherflächen, durch die sie begrenzt werden (Duplex-Strukturen). Am Fuß des Krocksteins unmittelbar im Bodenniveau befindet sich ein weiterer flach liegender Horizont (Abb. 22d). Die flache Lagerung war Anlaß für die Deutung normaler (flacher) Lagerungsverhältnisse der Riffkalke am Krockstein (s. unten). Es handelt sich um einen mehrere Meter mächtigen Kalkmylonithorizont. Die mylonitische Foliation verläuft nahezu subhorizontal. Aus der Rotation der Schieferung ergibt sich auch hier ein sinistraler Schersinn (Taf. 5a). Die im Foto erkennbare Reihe calcizementierter Poren markiert vermutlich der ursprünglichen Schichtung, so daß hier tatsächlich wieder normale Lagerung vorzuliegen scheint ( $s_0$  flacher als  $s_1$ ). Wie die anderen subhorizontalen Scherflächen wird dieser Mylonithorizont im SE von einer steileren (schichtparallelen) Scherfläche begrenzt, die Nordgrenze ist nicht aufgeschlossen. Aus dem rapiden Wechsel der Lagerungsverhältnisse

ergibt sich eine deckenartige Struktur, wobei der Mylonithorizont vermutlich als größere Überschiebungsbahn gedient hat.





**Abb. 22.** NW-Flanke des Neuwerker Sattels am "Krockstein" östlich Rübeland. a) Grundriß, b) Profil, c) Detailbild vom Grenzbereich Riffkalk-Vulkanit, d) Detail vom Mylonithorizont im Bodenniveau (b zum Teil nach RUCHHOLZ & WELLER 1991b, S.64 und WELLER & WEYER, 1991, Abb. 4.14). D1, D2: Gefügediagramme der Deformationsregime (D1, Überschiebungstektonik; D2, dextrale Scherdeformation, s. Text).

Diese Überschiebungstektonik läßt sich der NW-gerichteten duktilen Hauptdeformation zuordnen (Abb. 22e). Jünger ist eine subhorizontale dextrale Scherdeformation entlang SE-fallender Schicht- und Scherbahnen (Abb. 22f). In diesem Scherregime bildeten sich E-W bis WNW-ESE streichende Zweigstörungen aus, an denen die Gesteinsgrenze zwischen Riff und Vulkanit mehrfach versetzt wurde (vgl. Abb. 22a).

Nach den beschriebenen Lagerungsverhältnissen ist unsere frühere Deutung flacher Lagerung am Krockstein zu korrigieren (vgl. FRIEDEL & JANSSEN, 1988). Auch SW-lich des Krocksteins ist die NW-Flanke des Neuwerker Sattels fast überall überkippt. Nur am Nordhang des Weißen Stahlbergs (Nebelshölzer Sägemühle) ist ein Bereich mit normalem, aber steilem Schichteinfallen vorhanden (Einfallen ca.  $80^\circ$  NW, s. Abb. 13). Hier sind weitere Störungszonen zu vermuten. In kleineren Aufschlüssen entlang der Grenze zwischen Vulkaniten und Riffkalk ist auch wieder eine subhorizontale dextrale Scherung nachweisbar.

Die tektonischen Verhältnisse an der NW-Flanke des Neuwerker Sattels sind im Prinzip mit denen vergleichbar, wie sie an der NW-Flanke des Büchenbergs festgestellt worden sind (Überschiebungstektonik mit Lagerverdoppelung, jüngere subhorizontale Scherdeformation, z.B. SCHWAN, 1961; TRÜMPER, 1961). Der Richtungssinn der subhorizontalen Scherdeformation ist aus diesen Angaben nicht klar erkennbar (dextral nach KNAUER, 1956; uneinheitlich bei TRÜMPER, 1961, Abb. 11). Nach der Geometrie der Störungen, die die Schichtgrenzen versetzten (WNW-ESE bzw. flachherzynisch, vgl. Abb. 8), und dem regional vorherrschenden Versatz ist insgesamt ein dextraler Schersinn abzuleiten.

Es lassen sich danach mindestens zwei Deformationsstadien unterscheiden: 1) die überwiegend NW-gerichtete variszische Hauptdeformation (D1) und 2) ein jüngeres Regime dextraler Scherdeformation (D2). Dieses jüngere Deformationsregime ist unter nahezu E-W-gerichteter Stresskonfiguration entstanden (vgl. Abb. 22f). Versetzte und rotierte Mittelharzer Gänge (vgl. PATZELT, 1963) sprechen für ein intra- bis postpermisches Alter des D2-Regimes. Die ebenfalls flachherzynisch verlaufende Scherzone im Aufschluß Garkenholz (Abb. 14) belegt, daß WNW-ESE streichende Störungen bereits variszisch (spätkinematisch) aktiv waren. Auf Hebung geht vermutlich die abschiebende Bewegungstendenz zurück, die auf allen Störungsrichtungen ausgebildet ist und das Bewegungsbild der Störungen weiter modifizierte (vgl. Abb. 11a, Diagramm 3).

## 2.5 Diskussion und Schlußfolgerungen

Die Massenkalke sind wie die nichtkarbonatischen Rahmengesteine unter NW-gerichtetem kompressiven Regime penetrativ duktil deformiert. Die geringere Verfaltung der Riffkalke ist nicht notwendigerweise ein Indiz für eine geringere Deformation. Sie wird zumindest teilweise durch Internverformung ausgeglichen, die der nichtkarbonatischer Gesteine vergleichbar ist. Es besteht kein Grund, die Massenkalke oder den Elbingeröder Komplex insgesamt als "starren Körper" innerhalb der Pelitfolgen der Blankenburger Zone aufzufassen (z.B. KRZYWICKI, 1954). Wesentlich ist weiterhin, daß sich das duktile Deformationsgefüge der Kalksteine gleichfalls dem regionalen tektonischen Regime angepaßt hat (erzgebirgisches Streichen der Foliation, Abb. 11). Für das abweichende, N-S gerichtete Streichen der Schichtung und Schieferung südwestlich Blankenburg (s. Abb. 7) ist als Ursache ein "Umfließen" des Komplexes weitgehend ausgeschlossen, da sich nirgendwo sonst an den Komplexrändern eine solche Veränderung zeigt. Als Ursache ist eher eine Tiefenstörung zu vermuten, die morphologisch noch als "Sporn" westlich Blankenburg hervortritt.

RUCHHOLZ & WELLER (1991a, b) unterstrichen die Bedeutung herzynisch streichender Störungen für die Riffsedimentation und Tektonik des Elbingeröder Komplexes (vgl. 1.2.3 und 2.1). Die vorgeschlagene blockartige Untergliederung des Komplexes (Abb. 8) ist eine sinnvolle Ergänzung, insbesondere deshalb, weil diese Strukturierung vermutlich bereits dem spätvariszischen Strukturbild im Komplex entspricht, das schon im Autun von den

Mittelharzer Gängen durchschlagen wurde (vgl. Abb. 3). Für die strukturelle Formung des Elbingeröder Komplexes bedeutsamer waren allerdings erzgebirgische Strukturrichtungen (Faltenbau, Störungszonen, vgl. LUTZENS, 1979; JANSSEN et al. 1988; s. auch Abb. 7). Der von o.g. Autoren vorgenommene Vergleich des Baustil des Elbingeröder Komplexes mit germanotypen (saxonischen) Bauformen sollte dagegen vermieden werden, da er dem duktilen Charakter der Deformation dieser anchimetamorphen Schiefergebirgseinheit widerspricht (s. 3.). Inwieweit herzynische Strukturen im Elbingeröder Komplex bereits synsedimentär wirksam waren (Bodelineament, vgl. 1.2.3), läßt sich aus der Verbreitung und Mächtigkeit der Riff-Fazies m. E. nicht ausreichend belegen. Präorogene dextrale Transformstörungen, wie sie RUCHHOLZ (1989) vermutete, würden eine entsprechende Beckenkonfiguration erfordern (N-S bei dextraler transtensionaler Deformation), die u.a. aus der Mächtigkeitsverteilung der Riffkarbonate nicht hervorgeht (vgl. LUTZENS, 1979, Abb. 7). GROSS (1995) wies außerdem darauf hin, daß die große Mächtigkeit der Riffkalke in der Umgebung von Elbingerode möglicherweise tektonisch erhöht wurde. Eine langlebige lineamentäre Struktur sollte auch das duktile Deformationsgefüge beeinflusst haben, die Schieferung ist davon nicht betroffen. Geophysikalisch werden im östlichen Mittelharz eine Reihe herzynischer Strukturrichtungen angezeigt, jedoch ohne daß sich ein "lineamentärer" Charakter für die herzynischen Strukturen im Bodetal ableiten ließe (FIEBIG, 1990, S. 103).

Kritisch zu bewerten ist die Frage nach der Zeitlichkeit des Deckentransports. Nach LUTZENS (1979, 1991) handelt es sich um Deckenstrukturen, die vor der Verfaltung abgeglitten sind (Gleitdecken, s. 2.1). Die veröffentlichten Anschliff-Fotos zeigen jedoch durchweg deutlich tektonische Deformationsgefüge, die zum Teil mylonitischen Gefügen entsprechen, wie sie aus den Kalksteinen beschrieben worden sind ("pinch and swell"-Gefüge, Druckschattenmineralisation, vgl. Abb. in LUTZENS, 1967, 1972). Aus diesen Gefügen kann nicht auf synsedimentäre Gleitung geschlossen werden (gleiches gilt für die Gefügebilder bei REICHSTEIN, 1965). Es erweist sich als Nachteil, daß olisthostromale Gefüge und vermeintlich synsedimentäre Gleitgefüge gleichsam gleichgesetzt werden (LUTZENS, 1972, S. 84). Eine Verfaltung der Deckenbahn, als Indiz früher Gleitung (vgl. SCHWAB, 1976), läßt sich aus den Profildarstellungen von LUTZENS (1979, Abb. 5) für die Zillierbachdecke und Trogfurter Mulde nicht erkennen.

Es wurden zwei Deformationregime unterschieden. Die getroffene zeitliche Zuordnung und der Bewegungssinn des jüngeren Deformationsregimes (D2) ist im Detail noch unzureichend dokumentiert. Darüber hinaus zeigt auch die variszische Hauptdeformation Stadien der Entwicklung. Aus herzynisch streichenden Schieferungsgefügen und Faltenstrukturen ergibt sich im Harz eine dextrale Rotation, die zur "Querfaltung" führte (schräge Scherdeformation, BANKWITZ & BANKWITZ, 1992). Das deutet sich hier in annähernd N-S gerichteten Streckungslineationen an (vgl. Abb. 21), und duktile Scherzonen vom Typ Garkenholz dürften unmittelbar damit verbunden sein.

### 3. METAMORPHOSE

#### 3.1 Zielstellung und Methodik

Bereits zu Beginn dieser Arbeit lagen verschiedene Angaben zur Metamorphose aus dem Arbeitsgebiet vor. FUCHS (1987) hatte in den Riffkalken die Farbwerte der Conodonten (Conodontenfarbindex, CAI) gemessen. Von FEHLÄUER (1991) wurden Inkohlungsdaten (Vitrinitreflexionsmessungen, 50 Proben) aus dem Gebiet um Altenbrak-Mägdesprung (Gebiet des "Hauptquarzits") vorgelegt. P. HOTH hatte begonnen, die Illitkristallinität zu ermitteln und ebenfalls Inkohlungsmessungen durchgeführt (FRIEDEL et al., 1992; HOTH, 1993). Weitere Metamorphoseangaben konnten einem unveröffentlichten Bericht des ehemaligen Zentralen Geologischen Instituts (ZGI), Berlin, entnommen werden, der im Rahmen der Tiefenerkundung im Osthartz in den achtziger Jahren angefertigt worden war (SCHUST et al., 1985; vgl. SCHUST et al., 1991; BORSDORF et al., 1992). Dieser Bericht enthält Angaben zur Illitkristallinität (<63 µm-Fraktion), zur Vitrinitreflexion und Conodontenfarbwerte von Oberflächenproben und aus Tiefbohrungen. Die vorhandenen Angaben wurden zusammengefaßt, z.T. erweitert und durch neue Metamorphoseparameter ergänzt.

In vorliegender Arbeit sind folgende Untersuchungen durchgeführt worden:

- Bestimmung der Illit- und Chloritkristallinität
- Ermittlung der  $b_0$ -Werte (SASSI & SCOLARI, 1974)
- Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen
- Mineralchemische Untersuchungen

Die mineralchemischen Untersuchungen wurden durch Gesamtgesteinsanalysen (Röntgenfluoreszenzanalysen, RFA) ergänzt.

Ziele der Untersuchungen waren:

- den Grad der Metamorphose möglichst an verschiedenen, unabhängigen Kriterien zu bestimmen
- strukturelle, regionale und/oder stratigraphisch bedingte Unterschiede im Metamorphosegrad herauszuarbeiten
- Anhaltspunkte über die PT-Bedingungen während des Hauptdeformationsstadiums zu gewinnen.

Dabei wird im Arbeitsgebiet einerseits eine stratigraphisch bezogene Analyse der Metamorphoseparameter durch den olisthostromalen Charakter der klastisch-pelitischen Sedimentfolge behindert (Hüttenröder Olisthostrom, s. 1.2). Andererseits war bei der Rekonstruktion des regionalen Metamorphoseregimes der mögliche Einfluß der benachbarten postkinematischen Magmatite (Brocken- und Ramberggranit) zu berücksichtigen. Auch aus diesen Gründen erschien es notwendig, die gebräuchlichen Indikationen (Illitkristallinität, Vitrinitreflexion) durch weitere Methoden zu ergänzen (Mineralchemismus).

### 3.1.1 Illit- und Chloritkristallinität

Die Probenaufbereitung und Auswahl der Meßbedingungen der Kristallinitätsbestimmungen folgte weitgehend den Empfehlungen von KISCH & FREY (1987) und KISCH (1991a). Zur Bestimmung der Illit- und Chloritkristallinität (IC bzw. ChC) wurden Texturpräparate verwendet. Die Aufbereitung der Proben und Herstellung der Texturpräparate entspricht im wesentlichen dem von HOTH (1993, Abb. 6) verwendeten Vorgehen (Tab. 3). Die verwendete Belegungsdichte von  $1 \text{ mg/cm}^2$  ("dünne" Präparate) ist als Kompromiß anzusehen, die zwischen der Empfehlung von KISCH (1991a,  $3 \text{ mg/cm}^2$ ) und den Ergebnissen von KRUMM & BUGGISCH (1991) vermittelt. Letztere hatten bei Präparatdicken unter  $0,3 \text{ mg/cm}^2$  sowohl bezüglich der Intensität als auch hinsichtlich der Bestimmung der Peakbreiten die besten Resultate erzielt (s. auch KRUMM, 1992). Abweichend zu HOTH (1993) wurde die  $<2\mu\text{m}$ -Suspension mit Mikrofiltern der Porengröße  $0,45 \mu\text{m}$  entwässert, d.h., daß die hier verwendeten Texturpräparate (4/5 der gesamten Proben) etwa ein Korngrößenspektrum von  $2 \mu\text{m} - 0,45 \mu\text{m}$  umfassen. Der Vergleich mit den Ergebnissen von HOTH (1993) zeigte, daß dieses Vorgehen bei den vorliegenden Proben kaum Einfluß auf die IC-Werte hatte (s. unten).

Zum Nachweis expandierfähiger (quellfähiger) Anteile im Illit- und Chloritgitter wurde ein Teil der Proben einer Glykolbehandlung unterzogen ( $60^\circ\text{C}/24\text{h}$  im Exsikkator, HOTH, 1993, S. 13). Aufgrund der nur geringen Abweichungen der generell gut kristallisierten Hellglimmer und Chlorite ( $\text{IC}_{\text{luffttrocken}}: <0,40 \Delta^2\Theta$ , Anchizone, s. 3.2.1) wurde nach eigener Überprüfung auf eine Fortführung dieser Behandlung verzichtet.

Alle röntgendiffraktometrischen Messungen (IC, ChC,  $b_0$ ) wurden mit einem Philips-Zählrohrdiffraktometer (Typ 1050/25, Cu-K $\alpha$ -Strahlung) durchgeführt. Die Illit- und Chloritreflexe wurde in einem Meßgang gemessen, beim Chlorit wurde die Halbhöhenbreite vom  $14\text{\AA}$ -Reflex ( $\text{ChC}_{(001)}$ ) und vom  $7\text{\AA}$ -Reflex ( $\text{ChC}_{(002)}$ ) ermittelt. Zum Messen der Kristallinitätswerte wurden im allgemeinen die in Tabelle 3.2 angegebenen Meßbedingungen verwendet. Sie entsprechen annähernd den von KISCH (1990, 1991a) für IC-Messungen empfohlenen bzw. genutzten Meßbedingungen (Goniometergeschwindigkeit:  $0,5^\circ 2\Theta/\text{min}$ ,  $\text{TC}=2\text{s}$ , "dünne" Präparate,  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion u.a.). Etwa die gleichen Meßbedingungen sind auch von P. Hoth verwendet worden ( $0,5^\circ 2\Theta/\text{min}$ ,  $\text{TC}:1\text{s}$ , Papiervorschub:  $10 \text{ mm/min}$  ( $20 \text{ mm}/1^\circ 2\Theta$ ),  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion, s. HOTH, 1993, Abb. 6). Bei geringer Peakhöhe (geringer Glimmer- oder Chloritgehalt) und/oder bei Messung des intensitätsschwächeren ersten Chloritreflexes ( $\text{ChC}_{(001)}$ ) mußten die Meßbedingungen manchmal etwas variiert werden (Intensität, Dämpfung), insgesamt wurde versucht, die angegebenen Meßbedingungen einzuhalten.

- 
- 1) Säubern und Trocknen der Probe
  - 2) Vorzerkleinern (mit Fäustel, Probe in Plastiktüte), weitere Zerkleinerung mittels Scheibenmühle (keine Scheibenschwingmühle)
  - 3) Sieben, die Fraktion <0,09 mm wurde verworfen
  - 4) Aufbrechen von ca. 250g Probenmehl der Fraktion 1 mm - 0,09 mm mit 10%er H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Lösung (mehrere Tage stehen lassen)
  - 5) Gewinnung der <2 µm-Fraktion mittels Atterberg-Zylinder (Dispersionslösung 0,01n NH<sub>4</sub>OH)
  - 6) Entwässerung der Suspension mittels Vakuumfilter (Zellulose-Nitrat-Filter, Porengröße 0,45 µm)  
Korngrößenspektrum der verwendeten Meßproben ca. 2 µm - 0,45 µm
  - 7) Belegungsdichte der Texturpräparate: ca. 1 mg/cm<sup>2</sup>  
(Suspension aus 10 mg/ml pipettiert auf Standardobjektträger, 24\*36 mm)
- 

**Tabelle 3.** Aufbereitungsschema zur Gewinnung der Texturpräparate für die Kristallinitätsmessungen ("dünne" Präparate, Korngrößenspektrum der verwendeten Fraktion ca. 2 µm - 0,45 µm). Die von HOTH (1993) im Arbeitsgebiet bestimmten IC-Werte wurden an Texturpräparaten der Fraktion <2 µm ermittelt (s. Text).

Die Texturpräparate wurden unter gleichen Meßbedingungen jeweils dreimal gemessen. Die mittlere Abweichung der IC-Werte innerhalb einer Probe betrug 7,2% (40 Proben, IC-Wert  $\bar{0},30 \Delta^{\circ}2\ominus$ ). Das entspricht etwa dem Fehler ("intrasample error"), der bei Messungen von Proben mit anchizonalem Metamorphosegrad zu erwarten ist (5-7%, BLENKIN-SOP, 1988, Abb. 9). Bei den ChC-Werten betrug der Meßfehler im Durchschnitt beim ersten Reflex (ChC<sub>(001)</sub>) ca. 10,1% und beim zweiten Chloritpeak (ChC<sub>(002)</sub>) 5,7% (25 Proben, lufttrocken gemessen). Zur Überprüfung der eigenen IC-Messungen wurden von zehn der von P. Hoth hergestellten Pulverpräparate (<2 µm-Fraktion) erneut Texturpräparate angefertigt und die Meßergebnisse miteinander verglichen. Die Abweichungen der IC-Werte waren bei fünf Proben gering (<5%). Bei den restlichen Proben erreichten die Abweichungen bis zu 15%, wobei die Nachmessung zumeist etwas kleinere IC-Werte erbrachte. Werden die möglichen Fehlerquellen bei dieser Methode u.a. infolge der Verwendung verschiedener Diffraktometer berücksichtigt, liegt auch dieser Fehler noch in einem für Illitkristallinitätsmessungen vertretbaren Bereich (vgl. WEBER, 1972a; BLENKINSOP, 1988; ROBINSON et al., 1990). Traten bei den IC-Werten Unregelmäßigkeiten oder größere Abweichungen zu benachbarten Proben auf (z.B. durch Verwitterung), wurden zur Überprüfung der



Meßergebnisse weitere Texturpräparate von denselben Pulverpräparaten oder von neuen Proben hergestellt.

	IC, ChC	$b_0$
Spannung:	40 KV	40 KV
Strahlstromstärke:	20 mA	20 mA
Divergenz- und Austrittsblende:	1°	1°
Goniometergeschwindigkeit:	0,5° 2 $\Theta$ /min	0,25° 2 $\Theta$ /min
Papiervorschub:	10 mm/min	10 mm/min
Zeitkonstante (TC, in Sec.):	1 (z.T. 4)	4 od. 10
Intensität (c.p.s.):	1*10 <sup>3</sup> (z.T. 4*10 <sup>2</sup> )	2*10 <sup>2</sup>
Meßbereich:	5-15° 2 $\Theta$	59-62,5° 2 $\Theta$

**Tabelle 4.** Allgemein verwendete Meßbedingungen zur Ermittlung der Illit- und Chloritkristallinität (IC bzw. ChC, Texturpräparate) und der  $b_0$ -Werte (Dickschliffe). Eine Zeitkonstante (Dämpfung) von 2s (vgl. KISCH, 1991a) stand beim verwendeten Diffraktometer nicht zur Verfügung.

An acht Proben ist exemplarisch die Polytypie der Illite/Hellglimmer untersucht worden (Meßbereich 20-40° 2 $\Theta$ , Goniometergeschwindigkeit 1° 2 $\Theta$ /min oder 0,5° 2 $\Theta$ /min). Zur Messung dienten mit Vaseline vermischte "texturfreie" Präparate. Zum Nachweis des 1M-Polytyps (einlagig monokline Glimmer) dienten die Reflexionen bei 3,66 Å, und 3,06 Å. Als Indiz für zweilagige Hellglimmer (2M<sub>(1)</sub>-Polytyp) wurden die Peaks bei 3,73 Å, 3,20 Å, 2,98 Å und 2,80 Å verwendet. Insbesondere der 2,80 Å-Reflex erlaubt eine relativ sichere Identifizierung, da er nicht mit den Reflexen anderer Polytypen und mit Feldspat interferiert (z.B. HESSE & DALTON, 1991). Der in der Regel hohe Chloritgehalt führte jedoch zu Peaküberlagerungen. Dadurch und wegen der für eine genauere Ermittlung aufwendigeren Probenvorbereitung (AUSTIN et al., 1989) wurde nur eine qualitative und keine quantitative Aussage erreicht (s. 3.2.3).

### 3.1.2 $b_0$ -Werte

Die  $b_0$ -Werte sind überwiegend an Tonschieferproben aus der oberen Anchizone gemessen worden. Die Auswahl der Proben erfolgte unter Berücksichtigung der Empfehlungen von SASSI & SCOLARI (1974) (keine eisenerz- und karbonatreiche oder stark chloritische Proben, s. auch GUIDOTTI & SASSI, 1976, S.124 f). Zur Messung wurden senkrecht

zur Schieferung geschnittene geglättete Dickschliffe verwendet (SASSI & SCOLARI, 1974, S. 144). Gegenüber der Verwendung von Pulverpräparaten vermindern sich dadurch vor allem durch Peaküberlagerungen eintretende Fehler (GUIDOTTI & SASSI, 1986, S. 374). Die Meßbedingungen sind in Tabelle 4 angegeben. Annähernd gleiche Meßbedingungen hatte auch SIEDEL (1989) in der Wippraer Zone verwendet (36 KV, 24 mA,  $0,25^\circ 2\Theta/\text{min}$ , Blendenöffnung  $1^\circ$ , Papiervorschub 10 mm/min, SIEDEL & THEYE, 1993, S. 123; H. SIEDEL, pers. Mitt., 1993). Zur Ermittlung der Position des "(060)"-Reflexes wurde der Winkelbereich zwischen  $59-62,5^\circ 2\Theta$  jeweils zweimal gemessen. Zur Kalibrierung der  $2\Theta$ -Werte diente als interner Standard der (211)-Reflex von Quarz ( $1,5415 \text{ \AA}$ ,  $\text{Cu}_{K\alpha 1}$ , BORG & SMITH, 1969). Die größte Abweichung betrug nach mehrmaliger Messung ca.  $\pm 0,03^\circ 2\Theta$  ( $\pm 0,005 \text{ \AA}$ ). In einigen Fällen ergaben sich durch unscharfe Peaks Schwierigkeiten bei der Auswahl der Peakmaxima, auch waren Einflüsse durch Verwitterung zu berücksichtigen (s. 3.10.2). Durch Verwendung mehrerer Dickschliffe von denselben Proben oder von Proben derselben Aufschlüsse wurde versucht, die Unsicherheiten bei der Bestimmung der Position des Peakmaximums zu vermindern.

### 3.1.3 Mineralchemismus

Der Mineralchemismus (i.w. Chlorite und Hellglimmer) wurde mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) des Typs Camebax an der Zentraleinrichtung für Elektronenmikroskopie (ZELMI) der TU Berlin gemessen. Es wurde mit einem Strahlstrom von 15-20 nA und einer Beschleunigungsspannung von 15 keV gearbeitet. Die Korrekturen erfolgten mit dem PAP-Korrekturprogramm. Die Zählzeit für die Elemente K und Na betrug 20sec., für die anderen Elemente in der Regel 10sec. Soweit möglich wurde mit leicht defokussiertem Meßstrahl und zumeist unter Nutzung des Sekundärelektronenbildes gemessen. Als Standards wurden Orthoklas (K), Albit (Na), Wollastonit (Ca, Si), Andalusit (Si), Olivin (Fe, Mg), Pyrop (Mg), reiner Quarz sowie reines Al- und Fe-Oxid verwendet. Die methodisch bedingten Analysenfehler betragen für die Hauptkomponenten  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{SiO}_2$  etwa  $\pm 0,5$  Gewichtsprozent, für Elemente mit niedrigeren Gehalten sind sie höher und erreichen etwa 10%. Um Verluste im Alkaligehalt der Glimmer während des Meßvorgangs möglichst zu vermeiden, sind K und Na zumeist zuerst gemessen worden.

Einige Proben wurden zusätzlich unterm Rasterelektronenmikroskop (REM) mittels energiedispersiver Spektralanalyse (EDAX-System) und unter Verwendung von Rückstreuelektronenbildern untersucht. Die Ergebnisse dieser Analysen blieben weitgehend unberücksichtigt. Sie verdeutlichten aber die oft enge Verwachsung zwischen Chlorit und Glimmer oder mit anderen Mineralen (Calcit, Quarz u.a.). Bei den Chloriten wurden Einzelanalysen mit erhöhten K- und Na-Gehalten ( $>0,1 \text{ Gew\% K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ) und höherem Ca-Gehalt ( $>0,2$

Gew.% CaO), soweit sie als Fremdeinlagerung erkennbar waren, ausgesondert (vgl. FOSTER, 1962; EYSEN, 1985; BETTISON-VARGA et al., 1991). Die Glimmeranalysen wurden anhand der Verteilung der verschiedenen Elementverhältnisse ebenfalls auf mögliche Verunreinigungen (Verwachsungen) überprüft. Eine generelle Aussonderung "verfälschter" Chloritanalysen ist jedoch nicht immer gerechtfertigt. Insbesondere regelmäßig erhöhte Si- und Ca-Gehalte wären ein Hinweis auf quellfähige Mineralanteile, deren Gehalt (Smectitgehalt) selbst ein Indiz der Temperaturbedingungen sein kann (vgl. 3.9.1.3).

Die aus den Analysen berechneten Strukturformeln sind für Hellglimmer auf 11 Sauerstoffe und für Chlorite auf 14 Sauerstoffe normalisiert worden. Der  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt am Gesamteisen der Chlorite wurde an fünf Proben von Dr. C. Pietzsch, TU Bergakademie Freiberg, mittels Mössbauer-Spektroskopie ermittelt. Die Wassergehalte dieser Proben sind von R. Naumann, GFZ Potsdam, bestimmt worden.

## 3.2 Illit- und Chloritkristallinität

### 3.2.1 Illitkristallinität (IC)

Die Veränderungen (Form, Breite) des ersten Basisreflexes von Illit bzw. Hellglimmer (10Å-Peak) werden seit WEAVER (1960) und KÜBLER (z.B. 1967, 1968) zur Charakterisierung der thermischen Veränderungen im Bereich der Diagenese bis zum Beginn epizonaler Metamorphosebedingungen eingesetzt. Die Konzeption der anchimetamorphen Zone (Anchimetamorphose bzw. Anchizone) basiert im wesentlichen auf den Untersuchungen zur Illitkristallinität (KÜBLER, 1968). Annähernd synonym zum Begriff "Anchimetamorphose" (u.ä.) werden die Begriffe "very low-grade metamorphism", "low-T metamorphism" oder "Subgrünschieferfazies" verwendet (FREY & KISCH, 1987).

Aus kristallographischen und röntgenographischen Gründen sind die Begriffe "Kristallinität" und "Illit" jedoch unangemessene bzw. ungenaue Bezeichnungen, so daß der gebräuchliche Begriff "Illitkristallinität" und ähnliche Begriffe mit Anführungszeichen verwendet werden sollten (FREY, 1987, S.16). Zur Vereinfachung der Schreibweise wird hier dieser Empfehlung nicht gefolgt.

Als Meßgröße für die Illitkristallinität wird gewöhnlich der Kübler-Index bzw. Kubler-Index (K.I.) verwendet (nach B. KÜBLER bzw. KUBLER in originaler französischer Schreibweise). Der Kübler-Index gibt die Halbhöhenbreite des 10Å-Reflexes an. Je nach Polytyp entspricht dieser Reflex dem (001)-Basisreflex (1M-Polytyp) bzw. dem (002)-Reflex zweilagiger Hellglimmer (2M-Polytypen). Der Kübler-Index wird in mm oder in Grad  $2\theta$  angegeben ( $\Delta^{\circ}2\theta$ : Differenzbetrag des  $2\theta$ -Winkelwertes). Andere, zur Quantifizierung der Illitkristallinität ebenfalls gebräuchliche Größen (Weaver-Index, Weber-Index) sind in vorliegender Arbeit

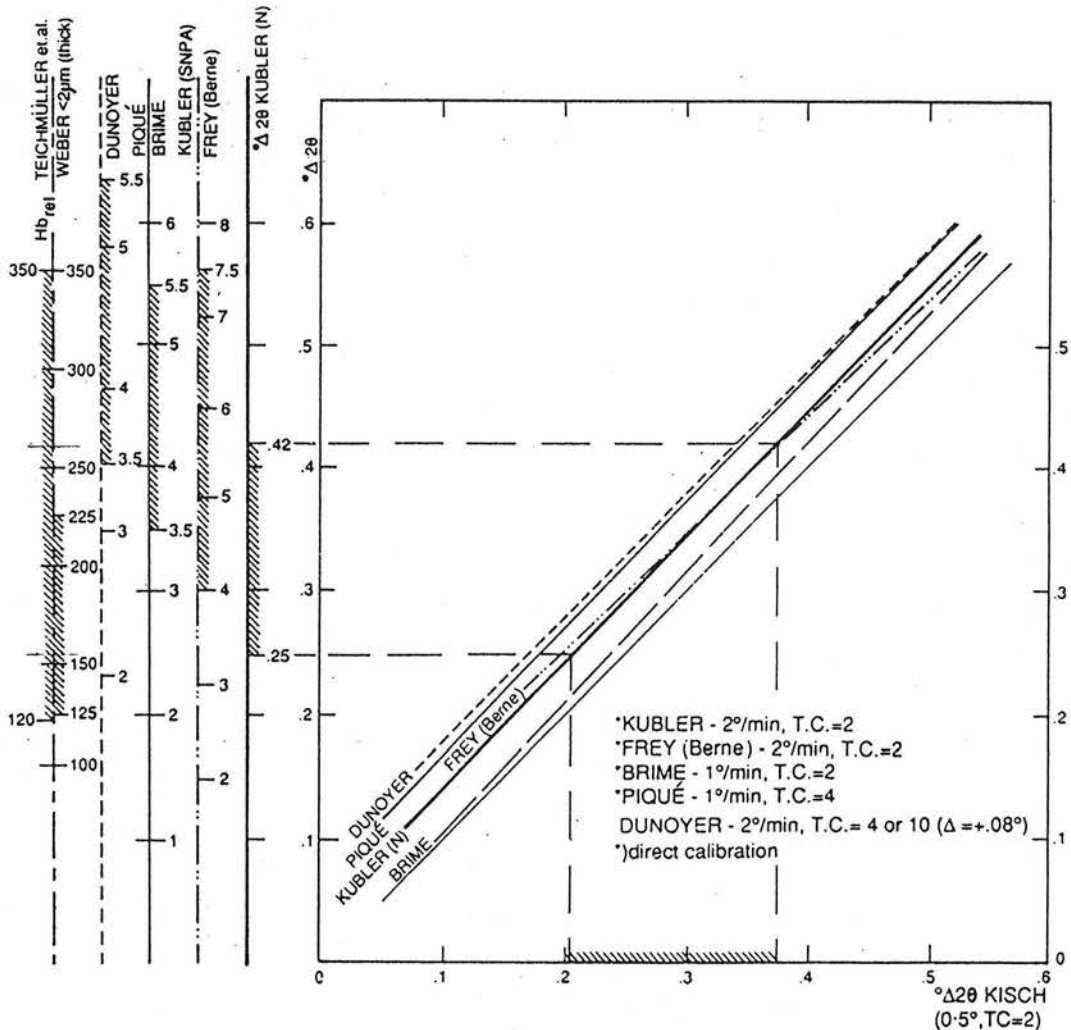
nicht ermittelt worden. Der Weaver-Index und der vor allem von deutschen Autoren verwendete Weber-Index ( $Hb_{rel}$ , relative Halbwertsbreite, s. WEBER, 1972a) wurde von HOTH (1993) an den von ihm untersuchten Proben bestimmt (mittlere Halbhöhenbreite,  $Hb$ , des benutzten externen Quarzstandards:  $Hb_{(100)}=0,150 \Delta^2\Theta$  (3 mm),  $n=100$ ,  $s=0,006 \Delta^2\Theta$ , HOTH 1993, S. 14). Im Vergleich zu diesen Parametern ergeben sich bei Verwendung des Kübler-Index im Bereich der Anchizone etwas geringere Fehler, so daß die Anwendung des Kübler-Index empfohlen wird (BLENKINSOP, 1988; MERRIMAN et al., 1990).

Für die Illitkristallinität bestimmend ist die Temperatur, doch können noch andere Faktoren die Illitkristallinität beeinflussen (Gehalt an organischer Substanz, die Korngröße, die Lithologie und der Gesteinschemismus, s. FREY, 1987, S.18 ff). Mit steigenden Metamorphosetemperaturen verkleinern sich die Halbhöhenbreiten der Basisreflexe der Hellglimmer (bessere Kristallinität bzw. kleiner IC-Werte). Eine Verbesserung der Kristallinität der Illite mit steigenden Temperaturen ist zu Beginn, im Bereich der Diagenese, hauptsächlich mit einer Abnahme des Gehalts quellfähiger Zwischenlagen im Illitgitter verbunden. Diese "Illitierung" vollzieht sich unter Abgabe von Zwischenschichtwasser und durch Aufnahme von K-Ionen in den Zwischenschichten (DUNOYER DE SEGONZAC, 1970; FREY et al., 1980; SRODON & EBERL, 1987; KISCH, 1987, s. 3.6.3.2). Bereits mit dem Einsetzen anchizonaler Metamorphosebedingungen ist der Gehalt quellfähiger mixed-layer-Mineralen nur noch gering. Mit den mineralogischen Veränderungen der Illite tritt eine Kornvergrößerung ein. Für die Kristallinität bzw. Peakbreite ist dann die Größe röntgenographisch kohärenter Domänen von wesentlicherer Bedeutung ("Scherrer Beziehung"), indem mit abnehmender Breite der Illitpeaks auch die Größe derartiger Domänen bzw. "Kristallite" zunimmt (ÁRKAI & TÓTH, 1983; MERRIMAN et al., 1990). Der Prozeß dieses Kornwachstums läßt sich als "Ostwald-Reifung", also als Prozeß zur Verminderung der Oberflächenenergie auffassen (MERRIMAN et al., 1990, S. 38).

Zur Festlegung der Grenzen der Anchizone (Anchizone KÜBLERs) wurde entsprechend den hier verwendeten Meßbedingungen (Goniometergeschwindigkeit  $0,5^\circ 2\Theta/\text{min}$ ,  $TC=1s$  oder  $4s$ , s. Tab. 4) der Grenzziehung von KISCH (1990) gefolgt (Abb. 23). Die Untergrenze der Anchizone wird danach bei IC-Werten von  $0,38 \Delta^2\Theta$  (7,6mm) und die Obergrenze bei etwa  $0,21 \Delta^2\Theta$  (4,2mm) erreicht (gültig für Durchschnittswerte, KISCH, 1991a, S. 665). Zur einfacheren Beschreibung wird in vorliegender Arbeit bei  $0,30 \Delta^2\Theta$  eine Unterteilung in untere und obere Anchizone vorgenommen und bei IC-Werten kleiner  $0,25 \Delta^2\Theta$  von oberster Anchizone gesprochen.

Eine Korrelation dieser Grenzen mit bestimmten Temperaturen ist nur näherungsweise möglich. Nach KISCH (1987, S. 296) entspricht die Untergrenze der Anchizone etwa Temperaturen von ca.  $200^\circ\text{C}$  ( $-250^\circ\text{C}$ ) und die Obergrenze etwa Temperaturen um  $300^\circ\text{C}$ .

Die Illitkristallinität läßt sich selbst nicht zur quantitativen Temperaturbestimmung verwenden (FREY 1987, S. 55). Angaben zur Temperatur bzw. zu dem innerhalb dieser Grenzen gültigem Temperaturbereich müssen durch andere Temperaturindikationen gestützt werden (vgl. TEICHMÜLLER et al., 1979; FREY et al., 1980; KISCH, 1987, 1991a; ÁRKAI 1991).



**Abb. 23.** Vergleich der IC-Skalierungen und Grenzen der Anchizone (schattiert) verschiedener Autoren (aus KISCH, 1991b, Abb. 1). Entsprechend der verwendeten Meßbedingungen (0,5°/min, TC=1s) wird zur Festlegung der Grenzen der Anchizone KÜBLERs der Grenzziehung von KISCH (1990) gefolgt. Untergrenze: 0,21  $\Delta^2\Theta$  (4,2mm), Obergrenze: 0,38  $\Delta^2\Theta$  (7,6 mm), Kübler-Index, s. Abszisse (vgl. KISCH, 1990, Abb. 5).

### 3.2.2 Chloritkristallinität (ChC)

Weniger gebräuchlich als die Illitkristallinität ist die Verwendung der Chloritkristallinität (vgl. FREY, 1987; ÁRKAI, 1991). Mit steigender Metamorphose verkleinert sich auch beim Chlorit die Halbhöhenbreite der Basisreflexe, wobei besonders der erste (14 Å bzw. (001)) und zweite Basisreflex (7 Å bzw. (002)) geeignet sind (FREY, 1987, S. 22f; ÁRKAI, 1991). Die mineralogisch-kristallographischen Veränderungen, die damit verbunden sind,

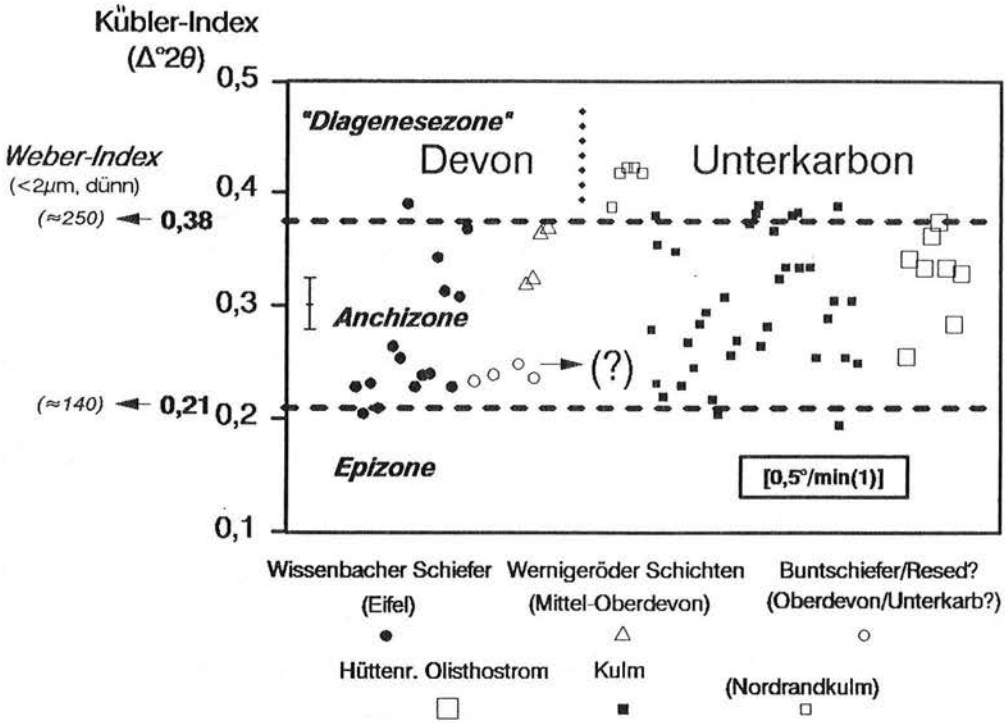
sind noch nicht vollständig geklärt, doch wird eine ähnliche Abhängigkeit von der Domänengröße wie bei der Illitkristallinität erwartet (ÁRKAI, 1991, S. 731). Wie bei den IC-Werten setzt auch der Vergleich der Chloritkristallinitätswerte annähernd gleiche Meßbedingungen voraus. Wegen den größeren Schwankungen bei den Peakbreiten der Chloritreflexionen und des geringeren Untersuchungsgrades der Chloritkristallinität ist ein Vergleich der Ergebnisse bisher am ehesten bei gleichzeitiger Angabe der Illitkristallinität möglich. Durch die Anwendung der Chloritkristallinität sollte hier vor allem eine zusätzliche Kontrolle der mittels Chloritthermometrie erzielten Ergebnisse erreicht werden (s. 3.9.1).

### 3.2.3 Ergebnisse (IC, ChC)

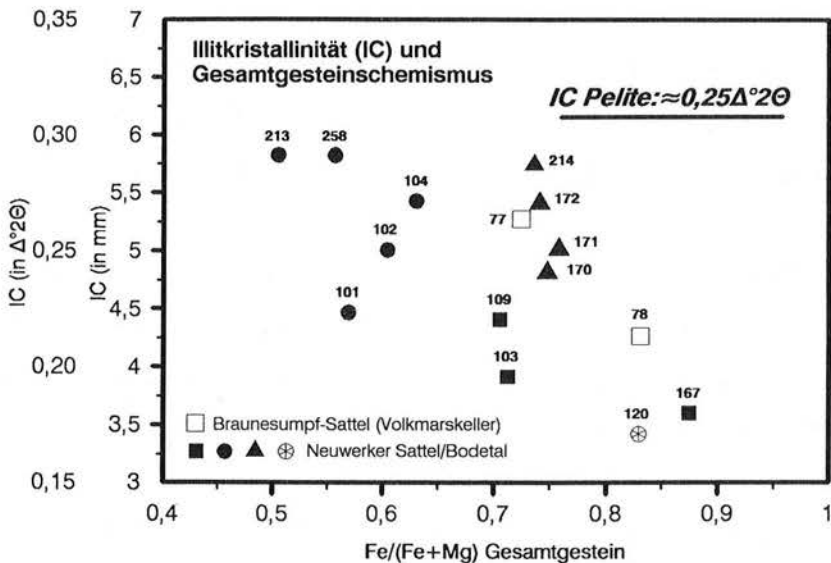
Zusammen mit den von HOTH (1993) untersuchten Proben wurde die Illitkristallinität an 85 Pelitproben (überwiegend Tonschiefer) und an 20 Vulkanitproben ("Spilite" der Schalestein-Serie) aus ca. 70 Aufschlüssen ermittelt (s. Anlagen 1-3). Die IC-Werte der pelitischen Gesteine schwanken überwiegend zwischen 0,22 und 0,35  $\Delta^2\Theta$  (Abb. 24). Die entsprechenden Werte des Weber-Index ( $Hb_{rel}$ ) variieren etwa zwischen 145 und 235 (20 Proben, <2 $\mu$ m-Fraktion, dünne Präparate; HOTH, 1993). Bei den Vulkanitproben ist die Schwankung der IC-Werte geringer (0,18-0,30  $\Delta^2\Theta$ ,  $\bar{\Delta}^2\Theta$  0,23  $\Delta^2\Theta$ ). Damit lassen sich die Gesteine im Ostteil der Blankenburger Zone insgesamt der Anchizone KÜBLERs zuordnen, d.h., es liegen anchizonale Metapelite und Metavulkanite vor.

Trotz einiger Unsicherheiten in der stratigraphischen Zuordnung durch unterkarbonische Resedimente (Olisthostrome) besteht kein Zusammenhang zwischen dem stratigraphischen Alter der Gesteine und der Illitkristallinität (Abb. 24). Die Schwankungen der IC-Werte resultieren im wesentlichen aus regionalen Veränderungen (s. 3.5.1). Lokal wirkten sich auch Einflüsse durch Kontaktmetamorphose, z.B. durch Diabase, sowie Verwitterung auf die IC-Werte aus. Verwitterung führt zu einer Verbreiterung der Peaks (größere IC-Werte). Ein solcher Einfluß ist bei einzelnen IC-Werten nahe der Grenze zur "Diagenesezone" zu vermuten. Im Nordteil des Arbeitsgebietes (Nordrandkum der Wernigeröder Einheit) wurden relativ einheitlich größere IC-Werte gemessen ("Diagenesezone",  $\bar{\Delta}^2\Theta$  0,42  $\Delta^2\Theta$ , 5 Proben, Abb. 24, vgl. Abb. 31a).

Besonders bei den Vulkaniten der ernahen Bereiche, die sehr variable Fe/Mg-Verhältnisse aufweisen, deutet sich auch ein Einfluß des Gesteinschemismus auf die IC-Werte an. In vererzten, eisenreichen Proben (höheres Fe/Mg-Verhältnis) wurden zumeist etwas kleinere IC-Werte gemessen als an unvererzten Proben derselben Aufschlüsse (Abb. 25). Dieser Trend deutet auf einen "hemmenden" Einfluß erhöhter Mg-Gehalte auf die Kristallinitäten (ESQUEVIN, 1969) bzw. auf Peaküberlagerungen bei stärker phengitischen Hellglimmern (AHRENDT et al., 1983, S. 325; vgl. 3.6.3). In der Streuung der IC-Werte äußern



**Abb. 24.** Vergleich zwischen Illitkristallinität und dem stratigraphischem Alter pelitischer Gesteine (Fraktion  $<2\mu\text{m}$ - $0,45\mu\text{m}$ , Fehlerbalken:  $\pm 7,2\%$  für IC  $\varnothing$   $0,30 \Delta^{\circ}2\theta$ ). Grenzen der Anchizone nach KISCH (1990), Meßbedingungen:  $0,5^{\circ} 2\theta/\text{min}$ ,  $TC=1\text{s}$ . Der für diese Grenzen angegebene Weber-Index ( $H_{b,rel}$ ) von 140 bzw. 250 ("dünne" Präparate, Fraktion  $<2\mu\text{m}$ ) wurde nach Werten aus HOTH (1993) berechnet (s. auch Abb. 23). Der Pfeil weist auf Unsicherheiten in der stratigraphischen Zuordnung (Resedimente/Olisthostrom, s. Text).



**Abb. 25.** IC-Werte und Gesteinschemismus von Metavulkanitproben ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Gehalte, in Oxid%, Analysen und Probenbeschreibung s. Anlagen RFA und PB). Mit steigendem Fe/Mg-Verhältnis ist ein Trend zu kleineren IC-Werten vorhanden. Gleiche Signatur weist auf gleiche Aufschlußpunkte. IC benachbarter pelitischer Gesteine  $\varnothing$   $0,25 \Delta^{\circ}2\theta$ .

sich vermutlich weitere Faktoren (u.a. Meßfehler, weitere Unterschiede im Chemismus). Insgesamt wird die Variation der IC-Werte dieser Proben vor allem auf diese chemischen Einflüsse und weniger auf Temperaturunterschiede zurückgeführt. Bei einheitlicheren Lithotypen (z.B. Kulmpelite) können lithochemische Einflüsse als Ursache unterschiedlicher IC-Werte dagegen weitgehend ausgeschlossen werden. Vernachlässigbar sind auch Einflüsse durch Phyllosilikate, die zu Peakverbreiterungen der Basisreflexe der Illite führen können (Paragonit, Paragonit-Illit-Mixedlayer u.a., z.B. FREY, 1987, S. 21). Derartige Phyllosilikate waren röntgenographisch nicht und chemisch nur sehr selten nachweisbar (überwiegend K-reiche Hellglimmer, s. 3.6.3).

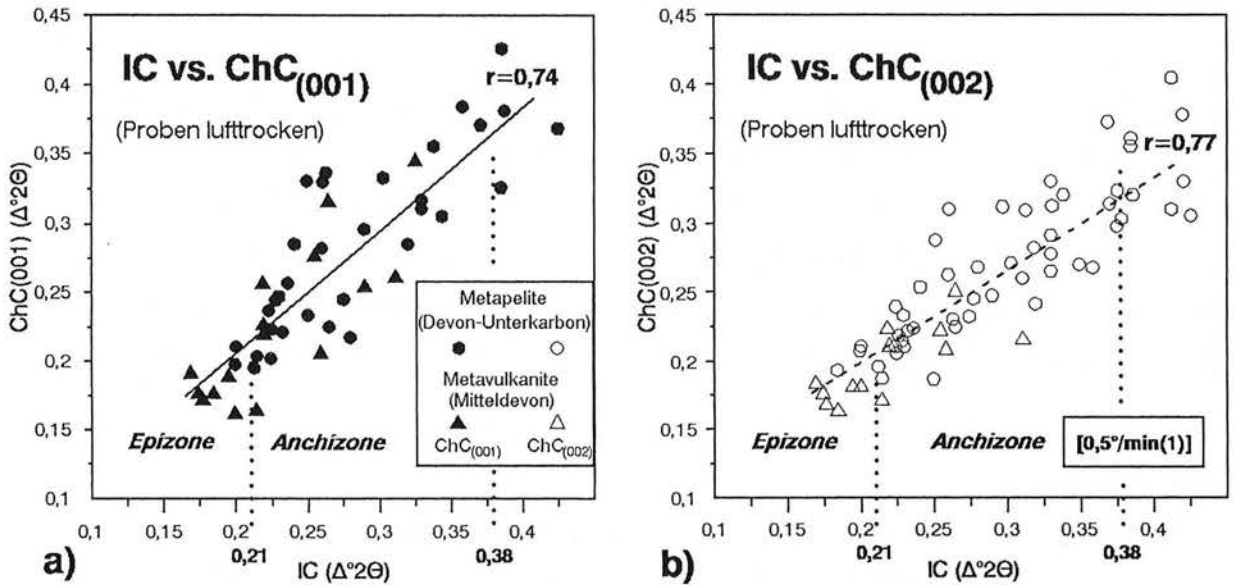
Die Glykolbehandlung an insgesamt 25 Proben führte bei IC-Werten um  $0,35 \Delta^{\circ}2\Theta$  nur zu geringen Veränderungen der Peakbreiten ( $\pm 0,03 \Delta^{\circ}2\Theta$ ). Bei den Proben aus der obersten Anchizone waren die Abweichungen noch geringer ( $< 0,01 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), so daß sich nahezu keine Veränderungen mehr feststellen ließen. Der Anteil quellfähiger Wechsellagerungsminerale ("Smectite") ist demnach gering und liegt nach den IC-Werten vermutlich unter 10% (vgl. NÖTH, 1991, Abb.30). Geringe Smectitgehalte ( $< 10\%$ ) werden auch durch den Chemismus der Chlorite angezeigt (vgl. 3.6.2 und 3.9.1.3).

In allen auf Polytypie untersuchten Proben (8 Pelit- und Vulkanitproben, IC zwischen  $0,22$  und  $0,39 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) wurden Hellglimmer vom 1M- und 2M-Polytyp festgestellt. Auch in den Proben aus der obersten Anchizone (IC  $< 0,25 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) traten noch Glimmer vom 1M-Polytyp auf, und zwar sowohl in den Pelit- als auch in den Vulkanitproben. Obwohl diese in den Pelitproben von detritischen Hellglimmern herrühren könnten, weist das gemeinsame Vorkommen beider Polytypen in den Pelit- und Vulkanitproben eher auf einen durch die Metamorphose bedingten Übergang vom 1M- zum 2M<sub>1</sub>-Polytyp (MAXWELL & HOWER, 1967; DUNOYER DE SEGONZAC, 1970; HUNZIKER et al., 1986). Offenbar ist dieser Übergang auch in den höhermetamorphen Proben noch unvollständig geblieben (s. auch FREY et al., 1980).

Zwischen der Illitkristallinität und der Chloritkristallinität besteht ein relativ deutlicher Zusammenhang. Das zeigt sich sowohl beim ersten ( $14 \text{ \AA}$ ) als auch beim zweiten ( $7 \text{ \AA}$ ) Chloritreflex ( $\text{ChC}_{(001)}$  bzw.  $\text{ChC}_{(002)}$ ). Die Korrelation ( $r$ ) zwischen lufttrocken gemessenen IC-ChC-Wertepaaren ist annähernd gleich. Für die IC-ChC<sub>(001)</sub>-Meßpaare wurde ein Korrelationskoeffizient von  $0,74$  ermittelt, für die IC-ChC<sub>(002)</sub>-Wertepaare beträgt der Korrelationskoeffizient  $0,77$  (Abb. 26, jeweils lineare Regression). Diese Korrelationskoeffizienten liegen nur gering unter den Werten, wie sie von ÁRKAI et al. (1995) bei einer Goniometergeschwindigkeit von  $0,5^{\circ}/\text{min}$  für entsprechende, ebenfalls lufttrocken gemessene Wertepaare ermittelt worden sind ( $r=0,85$  bzw.  $0,76$ , ÁRKAI et al., 1995, Tab. 2). Bei Verwendung glykolisierter Proben könnte sich die Korrelation noch geringfügig verbessern (ÁRKAI, 1991).



Die Streuung der ChC-Werte gegenüber den IC-Werten resultiert einerseits aus Verwitterungseinflüssen (anomale Peakverbreiterung), von denen die Hellglimmer und Chlorite in unterschiedlichem Maße betroffen werden können. Andererseits ergeben sich Unsicherheiten bei der Messung des ersten Chloritpeaks infolge geringer Peakhöhen und/oder einer schlechte Peakausbildung im Meßbereich kleiner  $2\Theta$ -Winkel.



**Abb. 26.** Korrelation zwischen Illitkristallinität (IC) und Chloritkristallinität (ChC), jeweils dargestellt für den ersten (14 Å bzw. (001)) und zweiten (7 Å bzw. (002)) Basisreflex der Chlorite). a) IC-ChC<sub>(001)</sub>, 49 Proben, b) IC-ChC<sub>(002)</sub>, 64 Proben. Gemessen wurde an luftgetrockneten Texturpräparaten der Fraktion 2 µm - 0,45 µm, Meßbedingungen s. b). Kristallinitätsangaben (Kübler-Index) in  $\Delta^2\Theta$ , Grenzen der Anchizone der IC-Skalen nach KISCH (1990).

Wie zu erwarten, besitzen die 7Å-Reflexe der Chlorite im Vergleich zu den Illitpeaks durchschnittlich etwas kleinere Halbhöhenbreiten (geringere Neigung der Regressionsgeraden, Abb. 26b). Diese Abweichung nimmt im Diagenesebereich noch zu (BRAUCKMANN, 1984, s. auch FREY, 1987, S.22). Mit steigendem Metamorphosegrad werden die Abweichungen zwischen den IC- und ChC-Werte geringer. Nahe der Grenze zur Epizone besitzen dann auch beide Chloritpeaks nahezu übereinstimmende geringe Halbhöhenbreiten von etwa 0,23 bis 0,17  $\Delta^2\Theta$ . An reinen Chloritpräparaten (Mineralseparate) metamorpher Kluffchlorite wurden noch kleinere Kristallinitätswerte ermittelt (ChC<sub>(001)</sub> bis 0,12-0,13  $\Delta^2\Theta$ ). Zur Messung wurde dazu allerdings die unverhältnismäßig grobe Fraktion  $<35$  µm verwendet, die sich aufgrund des Korngrößeneinflusses auf die Peakbreiten nicht mit den anderen Werten vergleichen lassen (vgl. z.B. WEBER, 1972a; REUTER, 1985).

Die von ÁRKAI (1991) in Peliten untersuchten Chlorite (Fraktion  $<2 \mu\text{m}$ ) erreichten in der Epizone Peakbreiten von etwa  $0,15 \Delta^{\circ}2\Theta$ , also Werte nahe den hier für die Fraktion  $2\mu\text{m} - 0,45 \mu\text{m}$  ermittelten Minimalwerten (ca.  $0,17 \Delta^{\circ}2\Theta$ ). Da ÁRKAI eine höhere Goniometergeschwindigkeit von  $2^{\circ} 2\Theta/\text{min}$  verwendete, sind diese Angaben und die von diesem Autor für ChC-Werte (lufttrocken) angegebenen Grenzen der Anchizone nicht direkt vergleichbar (IC-Obergrenze:  $0,25 \Delta^{\circ}2\Theta$ , Obergrenzen für  $\text{ChC}_{(001)}$  und für  $\text{ChC}_{(002)}$ : ca.  $0,31 \Delta^{\circ}2\Theta$  bzw.  $0,26 \Delta^{\circ}2\Theta$ , ÁRKAI, 1991, Abb. 4 u. 5). Auch die von ÁRKAI et al. (1995) für  $0,5^{\circ} 2\Theta/\text{min}$  gewonnenen Obergrenzen der ChC ( $0,261$  bzw.  $0,242 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) sind nur näherungsweise, unter Berücksichtigung der Angaben von KISCH (1990) anwendbar (vgl. Abb. 23). Für die hier durchgeführten Messungen ergibt sich als oberer Grenzwert der Anchizone für den ersten und zweiten Chloritreflex ca.  $0,22 \Delta^{\circ}2\Theta$  bzw.  $0,205 \Delta^{\circ}2\Theta$  (vgl. Abb. 26).

Insgesamt bestätigen die Ergebnisse der Chloritkristallinitätsbestimmung den aus der Illitkristallinität abgeleiteten relativ hohen, anchizonalen Grad der Metamorphose im Arbeitsgebiet, der auch auf der Basis der ChC-Werte bis an die Grenze der Epizone reicht.

### 3.3 Inkohlung

Im Arbeitsgebiet sind in den letzten Jahren auch Untersuchungen zum Inkohlungsgrad (Vitrinitreflexion) durchgeführt worden. Neben neueren Daten (FEHLAUER, 1991; HOTH, 1993) konnten bisher nicht veröffentlichte Ergebnisse von Inkohlungsuntersuchungen genutzt werden, die bereits in den achtziger Jahren gewonnen worden sind (SCHUST et al., 1985; vgl. 3.1).

#### 3.3.1 Grundlagen

Organische Partikel (Mazerale) zeigen unter thermischen Einfluß chemische Veränderungen, die sich im Entweichen der flüchtigen Anteile äußern ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , Kohlenwasserstoffe), wobei das Ausmaß dieses Verlustes weitgehend von der Temperatur, in geringerem Maße auch von der Zeit bestimmt wird (TEICHMÜLLER, 1987, S.121). Vitrinite (Holzreste) zeigen unter den Mazeralen die stetigsten Veränderungen mit zunehmender Temperatur und sind daher für die Bestimmung des Inkohlungsgrades besonders geeignet (MURCHISON et al., 1985; TEICHMÜLLER, 1987). Gemessen wird das Reflexionsvermögen dieser organischen Partikel (Vitrinitreflexion, in %), und zwar unter definierten Bedingungen (monochromatisches Licht bestimmter Wellenlänge, Brechungsindex der Immersionsflüssigkeit, Eichsubstanzen u.a.; zur Meßmethodik s. HOTH 1993, S. 16 f). Bei geringem Inkohlungsgrad wird häufig nur die mittlere Reflexion im unpolarisierten Licht gemessen ( $R_m$ - bzw.  $R_o$ -Werte, mean random reflexion). Mit höherer Inkohlung tritt dagegen eine stärkere

strukturelle Anisotropierung der Aromatlamellen ein, so daß bei vorgeschaltetem Polarisator das maximale ( $R_{\max}$ ) und das minimale Reflexionsvermögen ( $R_{\min}$ ) bestimmt wird. Die Parameter  $R_m$  und  $R_{\max}$  lassen sich zur Charakterisierung der thermischen Veränderungen im Bereich der Diagenese und niedriggradigen Metamorphose verwenden. Zu höheren Temperaturen ist diese Methode durch die zunehmende Graphitisierung, mit den Vorstufen Anthrazitisierung und Semigraphitisierung, begrenzt, die unter wesentlicher Beteiligung von Druck und Scherspannungen stattfinden. In diesem Stadium stellen sich stark schwankende Reflexionswerte ein (TEICHMÜLLER, 1987, S. 144 ff).

Zur Beschreibung des Temperatur-Zeit-Einflusses auf die Vitritreflexion existieren verschiedene Modelle, die auf der Basis empirischer Zusammenhänge oder chemisch-kinetischer Reaktionen entwickelt worden sind (s. Zusammenstellungen in ROBERT, 1988; SWEENEY & BURNHAM, 1990; SACHSENHOFER & LITCKE, 1993). Bei den meisten Inkohlungsmodellen werden Gesetze der chemischen Kinetik angewendet (Arrhenius-Modell). Das jüngste Vitrit-Reifemodell (EASY% $R_o$ -Modell) von SWEENEY & BURNHAM (1990) basiert ebenfalls auf dem Arrhenius-Modell chemisch-kinetischer Reaktionsgleichungen. Es berücksichtigt zeit- und temperaturabhängige Veränderungen der Vitritzusammensetzung und der Aktivierungsenergien (BURNHAM & SWEENEY, 1989). Die Berechnung des Inkohlungsgrades (mittlere Reflexion, % $R_o$  bzw. % $R_m$ ) erfolgt anhand paralleler Reaktionsgleichungen bei Verwendung des gleichen Häufigkeitsfaktors ( $10^{13}\text{sec}^{-1}$ ) aber unterschiedlicher Aktivierungsenergien (34-72 kcal/Mol). Dadurch werden einige Anforderungen an derartige Modelle besser erfüllt (SWEENEY & BURNHAM, 1990; s. auch ONCKEN, 1989, S. 23). Auch erwies sich dieses Modell bei komplizierter Versenkungs- und Wärmeflußgeschichte geeigneter als andere Modelle (SACHSENHOFER & LITCKE, 1993). Das EASY% $R_o$ -Modell ist bis zu Vitritreflexionswerten von 4,5%  $R_m$  definiert. Dieses Modell wurde im wesentlichen zur Temperaturberechnung und zur Modellierung der thermischen Entwicklung verwendet (s. 3.9.3).

### 3.3.2 Umrechnung $R_m$ - $R_{\max}$

Die aus verschiedenen Quellen im Arbeitsgebiet vorliegenden Inkohlungswerte lassen sich nicht unmittelbar miteinander vergleichen, da sie mit unterschiedlichen Meßverfahren ermittelt worden sind. Aus apparativen Gründen sind die Inkohlungsmessungen früher nur im unpolarisierten Licht durchgeführt worden (H. Wintrich, pers. Mitt., 1993), was für die Werte in SCHUST et al. (1985) und FEHLAUER (1991) zutrifft. Nur HOTH hatte, dem hohen Inkohlungsgrad entsprechend, die Vitritreflexion im polarisierten Licht gemessen ( $R_{\max}$ -,  $R_{\min}$ -Werte, s. HOTH, 1993, Tab. 2). Ein Vergleich besonders mit den Werten aus SCHUST

et al. (1985) wird außerdem durch fehlende Zusatzangaben, wie Anzahl und Qualität der Messungen, Einflüsse durch Verwitterung oder Oxidationserscheinungen, erschwert.

Um die mit unterschiedlichen Methoden gemessenen Inkohlungswerte vergleichen zu können, mußten die  $R_m$ -Werte in  $R_{max}$  umgerechnet werden. Für die rechnerische Übertragung der Inkohlungswerte sind verschiedene Gleichungen aufgestellt worden:

$$R_{max} = R_m * 1,066 \text{ (THING, 1978)} \quad (1)$$

$$R_m = (2R_{max} + R_{min})/3 \text{ (RAGOT, 1977, für willkürliche Schnitte)} \quad (2)$$

(zitiert in TEICHMÜLLER, 1987, S. 127 und S. 130).

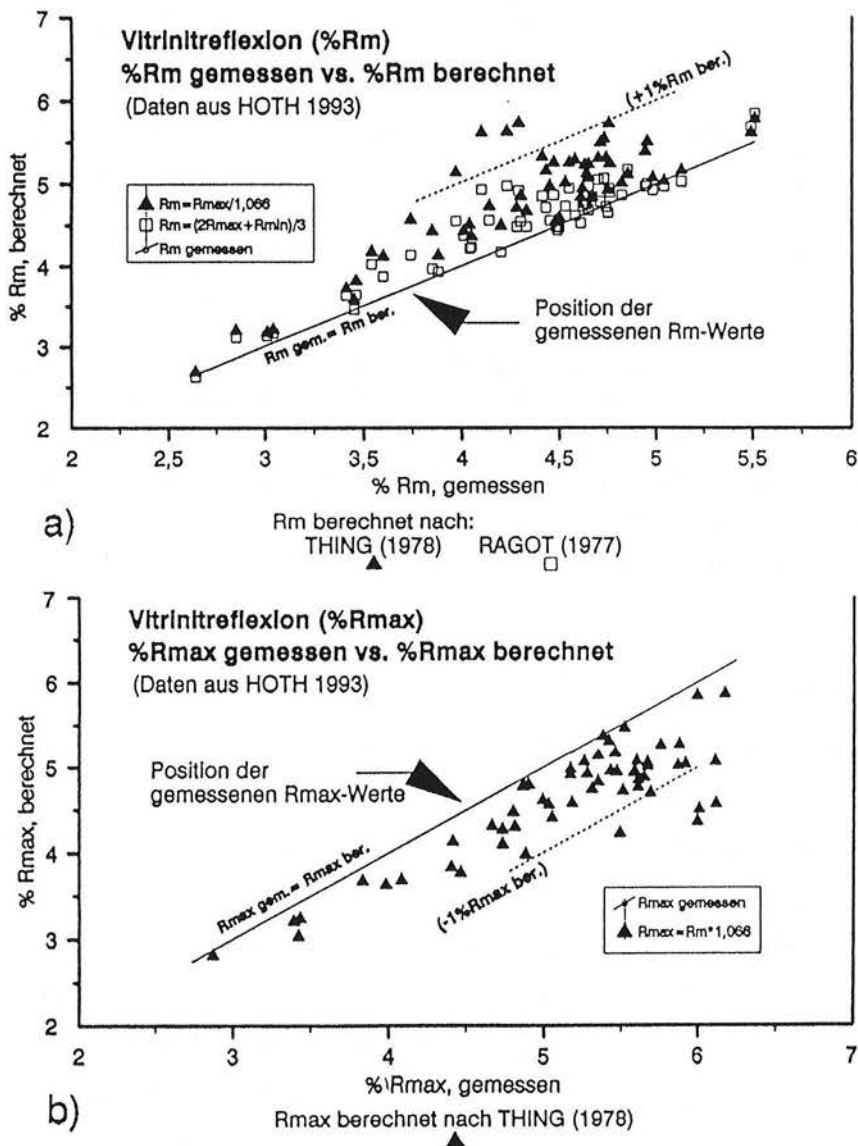
Mit diesen Gleichungen wurden Berechnungen an einem nach Lithologie und Inkohlungsgrad etwa vergleichbaren Datensatz durchgeführt (Präperm von Tiefbohrungen im NE-deutschen Becken, überwiegend gefaltetes Oberkarbon, Meßwerte aus HOTH, 1993). Dabei zeigten sich häufig Abweichungen zwischen den gemessenen und den berechneten Werten (Abb. 27). Besonders die für die Umrechnung von  $R_m$  in  $R_{max}$ -Werte angegebene Gleichung (1) lieferte gegenüber den Meßwerten durchschnittlich zu niedrig berechnete  $R_{max}$ -Werte (Abb. 27b). Diese Differenzen sowie lokale Abweichungen resultieren möglicherweise aus tektonisch induzierten Einflüssen (vgl. STACH et al., 1975; TEICHMÜLLER et al., 1979, S.269). Hinzu kommt, daß in deformierten regionalgeologischen Einheiten mit einem Einfluß des Stressfeldes auf das optische Verhalten der Vitrinite zu rechnen ist (s. TEICHMÜLLER, 1987).

Da im vorliegenden Fall eine Übertragung der  $R_m$ -Werte in  $R_{max}$ , also eine der Gleichung (1) entsprechende Beziehung erforderlich war, wurde das Verhältnis zwischen  $R_m$  und  $R_{max}$  an einem dem regionalgeologischen Regime entsprechenden Datensatz für den hier interessierenden Inkohlungsbereich von 2 bis 5,5%  $R_{max}$  neu berechnet. Neben den Werten aus HOTH (1993) sind dazu Inkohlungswerte aus FREY et al. (1980, Tab. 1, nur Tonschieferanteile) und aus TEICHMÜLLER et al. (1979) ausgewertet worden (insgesamt 168  $R_m$ - $R_{max}$ -Meßwertpaare, Abb. 28). Nach Gleichung (1) wurden weiterhin durchschnittlich zu niedrige  $R_{max}$ -Werte berechnet, die Regressionsanalyse vom verwendeten Datensatz ergab folgende Gleichung:

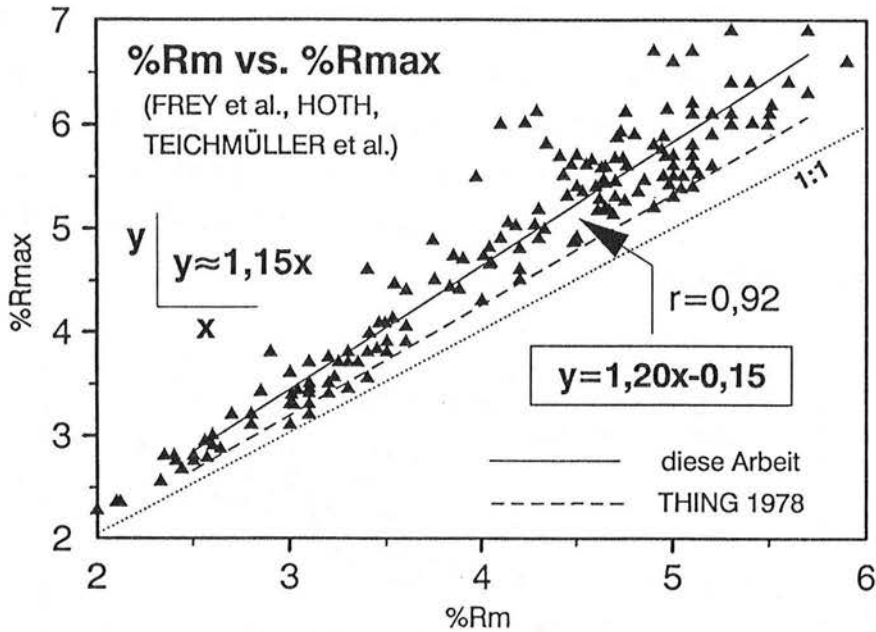
$$R_{max} = 1,20 * R_m - 0,15 \quad (3),$$

mit  $r=0,92$  als Korrelationskoeffizienten (lineare Regression, Abb. 28). Die potentielle Regression dieser Werte führte nur zu einer etwas höheren Genauigkeit ( $y = 1,077x^{1,051}$ ,  $r=0,95$ ), so daß zur Umrechnung der  $R_m$ -Werte in  $R_{max}$  die Verwendung der Gleichung (3)

oder näherungsweise auch  $R_{\max} \approx 1,15 \cdot R_m$  als ausreichend erscheint (Abb. 28). Obwohl jede Umrechnung Unsicherheiten beinhaltet, dürfte die ermittelte Beziehung den vorliegenden geologischen Rahmenbedingungen (Inkohlungsbereich 2,5-5,5%  $R_{\max}$ , Schiefergebirgseinheit) besser angepaßt sein als eine für einen größeren Inkohlungsbereich aufgestellte Formel. Nach Gleichung (3) erfolgte die Umrechnung aller in FEHLAUER (1991) und SCHUST et al. (1985) enthaltenen  $R_m$ -Werte (s. Abb. 31b). Die originalen Meßwerte ( $R_m$ -Werte) der Tiefbohrungen sind in Abb. 29 angegeben, die Originalwerte von FEHLAUER (1991) sind als Anlage beigefügt (Anlage 4).



**Abb. 27.** Vergleich zwischen gemessenen und berechneten  $R_m$ - $R_{\max}$ -Wertepaaren (Meßwerte aus HOTH, 1993). Die nach THING (1978) aus  $R_{\max}$  berechneten  $R_m$ -Werte liegen bis 1%  $R_{\max}$  und die nach RAGOT (1977) berechneten bis etwa 0,5% über den tatsächlich gemessenen  $R_m$ -Werten (a), die aus  $R_m$ -Meßwerten berechneten  $R_{\max}$ -Werte sind gegenüber den gemessenen Werten entsprechend zu niedrig (b). (Formeln, s. Schemas, aus TEICHMÜLLER, 1987, S. 127 und 130).

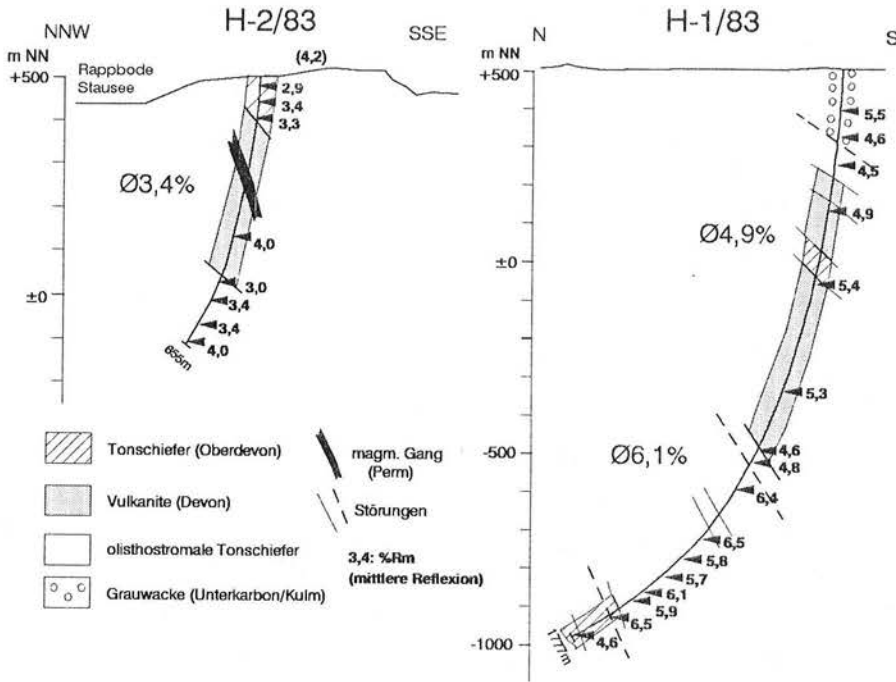


**Abb. 28.** Regressionsanalyse gemessener und berechneter  $R_m$ - und  $R_{max}$ -Werte (Meßwerte aus TEICHMÜLLER et al., 1979; FREY et al., 1980; HOTH, 1993; 168  $R_{max}$ - $R_m$ -Meßwertpaare). Bei zunehmendem Inkohlungsgrad vergrößern sich die Abweichungen zwischen den nach THING berechneten  $R_{max}$ -Werten (gestrichelte Linie) und den tatsächlich gemessenen  $R_{max}$ -Werten (durchgezogene Linie). Die lineare Regression ergab  $y=1,20x-0,15$  (Gleichung 3, s. Text). Vereinfacht kann im angegebenen Inkohlungsbereich auch mit dem Faktor 1,15 gerechnet werden ( $y \approx 1,15x$ ).

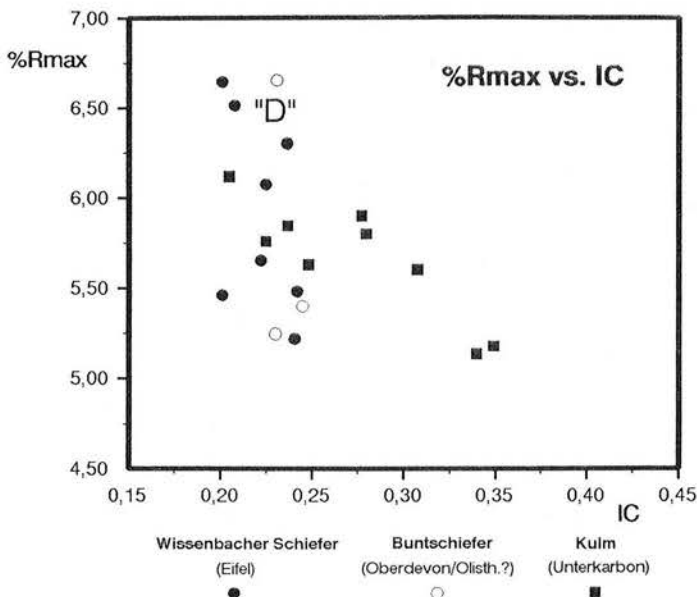
### 3.3.3 Inkohlungsgrad ( $R_{max}$ )

In der östlichen Blankenburger Zone schwanken die Vitrinitreflexionswerte hauptsächlich zwischen 4,5% und 6%  $R_{max}$ , überwiegend liegen die  $R_{max}$ -Werte im Bereich von 5 bis 5,5% (ohne durch Verwitterung und Kontaktmetamorphose beeinflusste Werte, s. unten). Diese Inkohlungswerte entsprechen der Meta-Anthrazitstufe der deutschen kohlenpetrographischen Klassifikation (TEICHMÜLLER, 1987, Tab. 4.2). In der nördlichen Blankenburger Zone fehlen allerdings noch weitgehend Inkohlungsmessungen. Ausreichend durch Proben belegt ist nur das Gebiet um Altenbrak und Treseburg ("Hauptquarzit") sowie der Südostrand des Elbingeröder Komplexes (s. 3.5.2). Am Harznordrand (Nordrandkulum) sind die Inkohlungswerte geringer und schwanken zwischen 2,0 und 3,5 % $R_{max}$ .

Die Inkohlungswerte (%  $R_m$ ) der Tiefbohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83 (H-1/83 bzw. H-2/83) zeigt Abb. 29. Obwohl beide Bohrungen nur ca. 3,5 km voneinander entfernt sind, unterscheiden sich die Inkohlungswerte deutlich (H-1/83: >4,5 %  $R_m$ , H-2/83: Ø 3,4 %  $R_m$ , vgl. Abb. 31b). In der Bohrung Hasselfelde 1/83 lassen sich außerdem zwei Bereiche



**Abb. 29.** Schematische Profile der Bohrungen Hasselfelde 1 und 2 (H-1/83 bzw. H-2/83) mit Vitrinitreflexionswerten ( $R_m$ , mittlere Reflexion, nach pers. Mittl. von E. SCHWANDTKE und S. ESTRADA, 1993). Geologie nach BORSDORF et al. (1992, Abb. 3 und 4); gestrichelt: vermutete Störungen, z.T. nach Differenzen im Inkohlungsgrad (s. Kap. 3.5.1).



**Abb. 30.** Vergleich zwischen IC- und  $R_{max}$ -Werten. Zum größten Teil an denselben Proben ermittelt (nach HOTH, 1993). Die Untergrenze der Anchizone ist im Arbeitsgebiet nicht ausreichend durch Inkohlungsmessungen belegt. "D": Durch Kontaktmetamorphose beeinflusste IC- und  $R_{max}$ -Werte

unterschiedlichen Inkohlungsgrads aushalten. Bis zu einer Tiefe von ca. 1100 m betragen die Reflexionswerte im Durchschnitt 4,9 %  $R_m$  ( $\varnothing$  5,7 %  $R_{max}$ ), darunter liegen stärker inkohlte phyllitische Tonschiefer vor ( $\varnothing$  6,1 %  $R_m$  bzw.  $\varnothing$  7,2 %  $R_{max}$ ).

Wie bei den Kristallinitätswerten sind auch bei den Inkohlungswerten sekundäre Veränderungen z.B. durch Verwitterung (Verringerung der Werte) und durch Kontaktmetamorphose zu berücksichtigen. Ganz lokal haben vor allem Diabase eine Erhöhung der Inkohlungswerte hervorgerufen (z.B. die lokal deutlich erhöhten Werte im Bodetal/Hauptquarzitgebiet; "D" in Abb. 31b). Weitere Schwankungen ergeben sich durch die Verwendung von Inkohlungswerten aus verschiedenen Quellen, den abweichenden Meßbedingungen ( $R_m$  und  $R_{max}$ -Werte) sowie durch die Schwankungen, die sich bei diesem hohen Grad der Inkohlung infolge der zunehmenden strukturellen Anisotropie einstellen können. Für Proben der oberen Anchizone ( $IC < 0,30 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) außerhalb kontaktmetamorpher Einflüsse variieren die  $R_{max}$ -Werte etwa zwischen 5,3 und 6,1% (Abb. 30). Die anhand der IC-Werte angezeigte Untergrenze der Anchizone ist im Arbeitsgebiet nicht ausreichend durch Inkohlungsmessungen belegt (vgl. Abb. 31a, b).

### 3.4 Conodontenfarbindex

Die Farbänderung der Conodonten geben im wesentlichen thermische Veränderungen wieder. Sie wurden von EPSTEIN et al. (1977) kalibriert und seither als Geothermometer verwendet (8-stufige Temperaturskala, color alteration indices, CAI 1-8, s. 3.9.2). Im Elbingeröder Riffkomplex sind die CAI-Werte von FUCHS (1986, 1987) bestimmt worden. Sie liegen im Durchschnitt zwischen 4 und 5 (FUCHS, 1987). Lokal erhöhte Werte (CAI 5-6) wurden im Riff in unterkarbonischen Sedimentgängen (s. unten) und im Bereich der Erzlager u.a. im Gebiet des Mandelholzes (westl. Königshütte), am Krockstein (östlich Rübeland) und am Schöth SE-lich Hüttenrode festgestellt (FUCHS, 1986, 1987). Weitere, regionale Unterschiede scheinen innerhalb der Riffstruktur nicht zu bestehen (A. FUCHS, pers. Mitt., 1994). Im Schieferrahmen SE-lich des Elbingeröder Komplexes wurden im Bereich der Rappbode-Talsperre CAI-Werte über 5 ermittelt (5 bis ca. 5,5, 15 Proben, SCHUST et al., 1985).

Im Riffkomplex traten in Sedimentgängen erhöhte CAI-Werte (Conodonten mit Farbwerten zwischen 4 und 6) ausschließlich in Gängen mit unterkarbonischer (Tournai), nicht aber mit oberdevonischer Gangfüllung auf. Das könnte ein tiefunterkarbonisches (hydro-)thermisches Ereignis anzeigen, das möglicherweise im Zusammenhang mit dem unterkarbonischen Vulkanismus steht (FUCHS, 1987, S. 42). Auf thermische Einflüsse durch den mitteldevonischen Vulkanismus wurden auch die erhöhten CAI-Werte in einigen Eisenerzhorizonten zurückgeführt (FUCHS, 1986, S. 67). Dagegen zeigt sich im Schieferrahmen, daß



etwas höhere CAI-Werte auch ohne derartige lokale thermische Einflüsse auftreten. Abgesehen von lokalen Kontakterscheinungen (Diabase) sind Einflüsse durch den mitteldevonischen Vulkanismus als Ursache höherer CAI-Werte weitgehend ausgeschlossen, da entsprechende Metamorphosebedingungen in diesen Gesteinen erst während der Regionalmetamorphose erreicht wurden (s. 3.6).

### 3.5 Regionale Veränderungen (IC und $R_{max}$ )

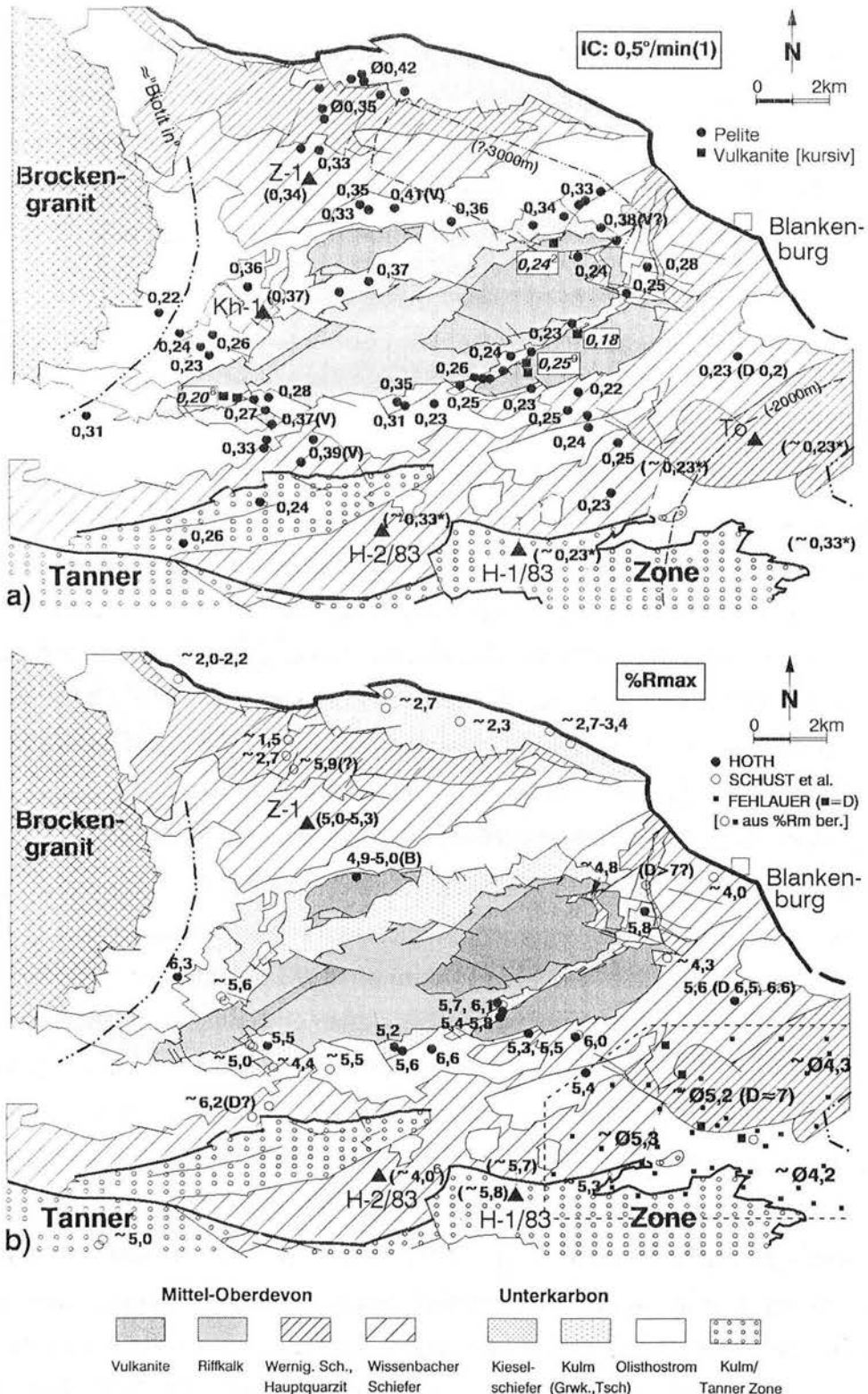
#### 3.5.1 Illitkristallinität

Im Ost- und Südostteil des Arbeitsgebietes zeichnet sich ein Bereich einheitlich niedriger Kristallinitätswerte ab (Abb. 31a). Die IC-Werte von  $0,22-0,26 \Delta^{\circ}2\Theta$  entsprechen der obersten Anchizone. Dieser Bereich erhöhter Metamorphose erstreckt sich nach Süden mindestens bis zur Tanner Zone. In nördlicher Richtung reicht er vermutlich bis an den Nordrand des Vulkanit-Riff-Komplexes. Im SE-Teil sind in bezug zur Lithologie und Stratigraphie keine größeren Unterschiede bei den IC-Werten vorhanden. Das gilt auch für die Tonschiefer des vergleichsweise jungen Kulms der Hüttenröder Mulde (Elbingeröder Grauwacke, cdl-II, vgl. 2.1). Die Vulkanitproben erbrachten in diesem Bereich ebenfalls nahezu übereinstimmende IC-Werte ( $0,20-0,28 \Delta^{\circ}2\Theta$ ,  $\bar{\varnothing} 0,25 \Delta^{\circ}2\Theta$ , 9 Proben, Abb. 31a).

Kristallinitäten mit IC-Werten nahe der Untergrenze der Anchizone ( $0,33-0,37 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) treten bereits innerhalb des Elbingeröder Komplexes in den nordwestlichen Kulmvorkommen auf (Elbingeröder Mulde, Ostteil der Ahrendfeld Mulde, Abb. 4). Solche Werte herrschen auch in den olisthostromalen und deckenartigen Gesteinsserien der nördlichen Komplexumrandung vor (Hüttenröder Olisthostrom, Zillierbach-Decke vgl. Abb. 7). Zum Devon der Wernigeröder Einheit (Wernigeröder Schichten) ist keine Differenz feststellbar ( $\bar{\varnothing} 0,35 \Delta^{\circ}2\Theta$ , 4 Proben). Erst im Kulm am Harznordrand wurden IC-Werte gemessen, die der höheren "Diagenesezone" zuzuordnen sind ( $\bar{\varnothing} 0,42 \Delta^{\circ}2\Theta$ , 5 Proben, Abb. 31a).

Insgesamt sind die Schwankungen der IC-Werte in der nördlichen Blankenburger Zone relativ gering. Nur in Annäherung an den Brockengranitpluton verbessert sich die Kristallinität deutlich (Ahrendfeld-Mulde). Dagegen zeichnet sich ein im Nordosten aus dem Schwerebild abgeleiteter verdeckter Granitpluton (BEIN, 1966; FIEBIG, 1990, S.94) nicht durch Veränderungen der Illitkristallinität ab (Abb. 31a).

In der südlichen Blankenburger Zone vergrößern sich die IC-Werte vom höhermetamorphen Ost- und Südostteil in westliche Richtung ebenfalls bis auf Werte der unteren Anchizone. Die IC-Werte sind hier aber uneinheitlicher. So wurden in dem zur Tanner Zone gehörenden nördlich vorgelagerten Kulmvorkommen (Troglurter Mulde, Decke des Tanner Kulms, s. 2.1) etwas kleinere IC-Werte gemessen als unmittelbar nördlich davon.



**Abb. 31.** Übersicht über die Illitkristallinitätswerte (a) und Vitrinitreflexion (b) im östlichen Mittelharz.  $R_{\max}$  z.T. aus  $\%R_m$  berechnet (s. Text). D: durch Diabas beeinflusste Werte, V: vermutlich durch Verwitterung verbreiterte Illitpeaks, in Klammern: oberflächennahe Werte aus Bohrungen (bis 0 m NN), IC\*: <math>63\mu\text{m}</math>-Fraktion (SCHUST et al., 1985). Meßbedingungen für IC-Bestimmung: 0,5°/min(1), zumeist Fraktion 2  $\mu\text{m}$  - 0,45  $\mu\text{m}$ . Gepunktete Linie in b: Probenahmegebiet von FEHLAUER (1991), 50 Proben (s. Anlage 4), Strich-Punkt-Linien: Grenzen der äußeren Kontaktzonen der Granite (etwa Biotit-Isograde), gestrichelte Linie in a: Tiefenlinien geophysikalisch angezeigter Granithochlagen (nach FIEBIG, 1990).

Die in SCHUST et al. (1985) enthaltenen Kristallinitätsmessungen von Oberflächenproben und aus den Tiefbohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83 sind kaum mit den sonstigen IC-Werten vergleichbar, da diese Werte an der unverhältnismäßig groben Fraktion  $<63 \mu\text{m}$  ermittelt worden sind (Abb. 31a, vgl. 3.2.1).

Der im Westteil des Elbingeröder Komplexes in der westlichen Ahrendfeld-Mulde durch kleinere IC-Werte angezeigte Kontakteinfluß des Brockenmassivs scheint entlang der durch Proben belegten Profilzone relativ weit nach Südosten zu reichen (Abb. 31a). Ursache für die vermutete stärkere Kontaktwirkung dürfte ein Dioritstock sein, der in geringer Tiefe dem aufgeschlossenen Granitrand ca. 1,5-2 km vorgelagert ist (FIEBIG, 1990, Abb. 28, Profil XII). Durch divergentes Einfallen der Faltenachsen deutet sich in diesem Gebiet auch eine Hebung (Aufwölbung) an, die im Zusammenhang mit dieser Intrusion stehen könnte (vgl. ZÖLLICH, 1939, Abb. 24 und 25). Von Kontaktmetamorphose beeinflusst sind vermutlich noch die IC-Werte der Vulkanite an der SE-Flanke des Elbingeröder Sattels ( $0,20 \Delta^{\circ}2\Theta$ , 8 Proben, Abb. 31a). Im südöstlich angrenzenden Kulm sind die IC-Werte wieder etwas größer ( $0,28 \Delta^{\circ}2\Theta$ , 3 Proben). Die größere Peakbreite im unmittelbar benachbarten Steinbruch am Katzenberg ( $0,37 \Delta^{\circ}2\Theta$ , 2 Proben) wurde sehr wahrscheinlich durch sekundäre Veränderungen (Verwitterung) hervorgerufen. In diesem Aufschluß ist auch der Wert der Vitrinitreflexion auffallend niedrig ( $4,4 \% R_{\text{max}}$ , Abb. 31b).

Den IC-Werten im Arbeitsgebiet vergleichbare Werte werden im Westharz nur im Nordosten im Oberharzer Devonsattel erreicht ( $IC \text{ } \delta 250 \text{ Hb}_{\text{rel}}$ , DOHERR, 1983). In der Wippraer Zone herrschen etwas höhere, epizonale Metamorphosebedingungen vor ( $\text{Hb}_{\text{rel}} < 120$ , 2-6  $\mu\text{m}$ -Fraktion, SIEDEL, 1989; SIEDEL & THEYE, 1993). In den epizonalen Serien (Serien 2 bis 7) treten außerdem verstärkt Pyrophyllit, Paragonit und Paragonit-Illit-Wechselagerungen auf. Vergleichsmessungen von HOTH (1993) an Texturpräparaten der Fraktion  $<2\mu\text{m}$  ergaben für die Wippraer Zone IC-Werte, wie sie auch in der östlichen Blankenburger Zone auftreten (Serie 1 der Wippraer Zone:  $0,29 \Delta^{\circ}2\Theta$ , sonst  $0,24 \Delta^{\circ}2\Theta$ , jeweils für Proben mit geringer Paragonitbeeinflussung, HOTH, 1993, Tab. 1). Vermutlich haben geringe Gehalte an Paragonit u.ä. besonders die Peakbreiten der  $<2\mu\text{m}$ -Fraktion beeinflusst (vgl. WEBER, 1972b, Abb. 9). Die Illitkristallinität der etwas geringer metamorphen Serie 1, wo derartige Phyllosilikate fehlen, dürfte weitgehend der im höhermetamorphen Ost- und SE-Teil des Arbeitsgebietes entsprechen (s. 4.2).

### 3.5.2 Vitrinitreflexion

Gegenüber den regionalen Veränderungen der Illitkristallinität sind Schwankungen der Vitrinitreflexionswerte im Arbeitsgebiet bisher weniger deutlich. In der Hüttenröder Mulde und entlang des Südostrandes des Elbingeröder Komplexes erreichen sie im Durchschnitt

5,5%  $R_{\max}$ , nur etwas geringer sind sie weiter südöstlich im Gebiet des Hauptquarzits (ca. 5,2%  $R_{\max}$ , Mittelwert, FEHLAUER, 1991, s. Umriß in Abb. 31b). Nahe der Tanner Zone scheinen die Inkohlungswerte der Oberflächenproben etwas anzusteigen (FEHLAUER, 1991, S.92). Nach Nordosten und Südosten deutet sich dagegen eine Abnahme der Reflexionswerte bis auf Werte von ca. 4,0%  $R_{\max}$  an ( $\bar{\varnothing}$  4,2%  $R_{\max}$ , Abb. 31b). Diese Abnahme erfolgt bemerkenswerterweise auch in Richtung des äußeren Kontakthofs des Ramberggranits. Der Granit ist etwa 2,5 km weiter östlich aufgeschlossen. Die -2000 m(NN)-Tiefenlinie der steil nach Westen einfallenden Granitflanke unterquert unmittelbar das Verbreitungsgebiet des Hauptquarzits (Abb. 31a, vgl. FIEBIG, 1990, Abb. 20). Entsprechende Veränderungen sind bei den Inkohlungswerten der Oberflächenproben jedoch nicht erkennbar (Abb. 31b). Aufgrund der geophysikalisch angezeigten Granitnähe ist ein kontaktmetamorpher Einfluß jedoch nicht völlig auszuschließen und in der im Hauptquarzitgebiet niedergebrachten Tiefbohrung Todtenrode (To, s Abb. 31) teilweise auch festgestellt worden (BORS-DORF, 1975).

Auffallend sind die Unterschiede der Inkohlungswerte zwischen den eng benachbarten Bohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83 (H-1/83 und H-2/83, Abb. 31b). Den niedrigen Inkohlungswerten in der 655m tiefen Bohrung Hasselfelde 2/83 ( $\bar{\varnothing}$  3,4%  $R_m$  bzw. 4,2  $R_{\max}$ , 8 Proben) stehen im gleichen Teufenbereich in der Bohrung Hasselfelde 1/83 mit 4,9%  $R_m$  bzw.  $\bar{\varnothing}$  5,8%  $R_{\max}$  deutlich höhere Inkohlungswerte gegenüber (5 Proben, Abb. 29). Nach der Probenzahl sind sekundäre Veränderungen (Oxidation, Verwitterung) als Ursache der niedrigeren Inkohlungswerte in der Bohrung Hasselfelde 2/83 wenig wahrscheinlich.

Im Nordteil des Arbeitsgebietes und entlang des Harznordrandes nehmen die Inkohlungswerte am deutlichsten ab. Die  $R_m$ - bzw.  $R_{\max}$ -Werte in den Devonschichten schwanken aber sehr, was auf sekundäre Veränderungen bei den verwendeten Inkohlungsproben schließen läßt (Abb. 31b). Zumindest in dem Bereich, wo Kristallinitätswerte vorliegen, wurde eine Abnahme des Metamorphosegrades nicht im Devon, sondern erst im Kulm festgestellt (Nordrandkulm, vgl. Abb. 31a). Trotz möglicher Unsicherheiten bei den Inkohlungswerten kann eine Verminderung der Metamorphosetemperaturen am Harznordrand als sicher gelten. Das wird zusätzlich durch eine Abnahme der Schieferungsintensität gestützt (Kulmpelite, Aufschlüsse im Mühlental/Wernigerode, vgl. z.B. KISCH, 1991b).

Die Vitritreflexionswerte im östlichen Mittelharz entsprechen etwa denen im Nordostteil des Westharzes (Oberharzer Devonsattel, >4-5,5%  $R_{\max}$ , JORDAN & KOCH, 1975; LÜTKE & KOCH, 1983, 1987). Im Ostteil der Blankenburger-, Tanner- und Harzgeröder Zone ist der Inkohlungsgrad relativ einheitlich (4,5 bis 5,5%  $R_{\max}$ ) und sind ähnlich hohe Werte nahezu im gesamten Ostharz zu erwarten (s. 4.2). Dagegen tritt im Mittelharz in westlicher Richtung eine deutliche Abnahme der Inkohlungswerte ein. Im streichenden Verlauf der

Blankenburger und Tanner Zone vermindern sich die Reflexionswerte auf Werte von  $\emptyset$  3,15%  $R_{\max}$  bzw.  $\emptyset$  2,7%  $R_{\max}$  (LÜTKE & KOCH, 1983, 1987; s. 4.2, Abb. 50). Derartig niedrige Inkohlungswerte treten im östlichen Mittelharz nur am Harznordrand auf (2-3,5%  $R_{\max}$ , Abb. 31b).

### 3.5.3 Interpretation

Nach den Kristallinitätswerten besteht eine Differenzierung im Metamorphosegrad, die bereits innerhalb des Elbingeröder Komplexes feststellbar ist. Von besonderem Interesse sind dabei an tektonische Strukturen (Störungen) gebundene Unterschiede, da sie eine Bewertung des relativzeitlichen Alters der Störungsbewegungen bezogen auf die Metamorphose erlauben. Bei Verwendung der Illitkristallinität sollten quer zum Streichen tektonischer Strukturen auftretende Unterschiede allerdings groß genug sein (ca.  $0,1 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), um daraus tatsächlich geologisch relevante Veränderungen ableiten zu können (ROBINSON et al., 1990). Hier sind die Differenzen eher geringer. Hinzu kommen lithologische Unterschiede (Vulkanite, Riffe), die eine Lokalisierung entsprechender Strukturen erschweren.

Ein derartiger, tektonisch kontrollierter Unterschied der IC-Werte ist am Nord- und NE-Rand der Vulkanit-Riffstruktur erkennbar. In diesem Bereich ist der Elbingeröder Komplex entlang NE-SW und NW-SE verlaufender Störungen herausgehoben (Nord- und Ost-randstörungssysteme, LUTZENS, 1979, Abb. 5, vgl. 2.1). Hier bestehen relativ deutliche Differenzen zwischen den IC-Werten im Kulm und vorgelagerten Olisthostrom (untere Anchizone) und dem südlich angrenzenden Bereich mit einheitlich niedrigen IC-Werten der oberen Anchizone (Abb. 31a). Weitere, durch NE-SW streichende Störungen begrenzte Unterschiede der IC-Werte deuten sich im Südwesten und Westen z.B. im Bereich der Trogfurter Mulde an.

In den Tiefbohrungen gibt es ebenfalls Anzeichen für tektonisch bedingte Metamorphoseunterschiede. So werden in der Bohrung Hasselfelde 1/83 die hochinkohlten phyllitischen Tonschiefer ( $\emptyset$  6,1%  $R_m$  bzw.  $\emptyset$  7,2%  $R_{\max}$ ) oberhalb von ca. 1100m übergangslos von geringer inkohlter Komplexfazies (devonische Vulkanite) und Tanner Kulm überlagert ( $\emptyset$  4,9 %  $R_m$  bzw. 5,7%  $R_{\max}$ , vgl. Abb. 29). Ähnliche Inkohlungsdifferenzen zeigen sich auch in anderen Tiefbohrungen des Osthazes (Bohrung Stiege 1/84, vgl. BORSDORF et al., 1992). Ohne tektonischen Versatz sind solche Differenzen nicht erklärbar. Diese Differenzen weisen auf die Wirksamkeit spät- bis postmetamorpher tektonischer Bewegungen (z.B. FREY et al., 1980; ONCKEN, 1989).

Die im Ost- und Südostteil relativ einheitlichen niedrigen Kristallinitätswerte setzen dagegen sowohl über stratigraphische als auch über tektonische Grenzen hinweg (Mitteldevon und Kulm, Hüttenröder- und Südrandstörung), ohne daß größere Veränderungen bei

den IC-Werten auftreten. Einheitlichkeit trifft hier auch für die Inkohlungswerte zu. Da weitreichende magmatische Einflüsse nahezu ausgeschlossen sind (s. unten), könnten die in diesem Bereich enthaltenen Störungen bereits vor der Metamorphose wirksam gewesen sein. Das würde eine relativ frühe, prämetamorphe (synsedimentäre) Abschiebungstektonik am SE-Rand des Elbingeröder Komplexes unterstützen (SCHWAB, 1976; LUTZENS, 1979, vgl. 2.1) oder die Verschiebungsbeträge sind geringer (nach dem stratigraphischen Alter liegt auch SE-lich der Vulkanite hauptsächlich Devon vor, s. Abb. 3).

In der südlichen Blankenburger Zone zeichnet sich mit dem verstärkten Auftreten (par)autochthoner devonischer Einheiten im Osten (z.B. "Hauptquarzit") eine stärkere Heraushebung älterer Serien ab (LUTZENS 1979, S.62 f; vgl. FEHLAUER, 1991; SCHWANDTKE et al., 1991; LUTZENS, 1991). Es scheint ein Zusammenhang zwischen der erhöhten Metamorphose und dem Auftreten älterer Einheiten zu bestehen (Elbingeröder Komplex, Hauptquarzit). Dem stratigraphischen Alter kommt dabei allerdings keine Bedeutung zu, da kleine IC- bzw. hohe Vitrinitreflexionswerte auch im Kulm auftreten (Hüttenröder Mulde, Tanner Kulm).

Ein kontaktmetamorpher Einfluß auf die Metamorphoseparameter ist lokal feststellbar oder zu vermuten. Als Ursache für die erhöhte Metamorphose im östlichen Mittelharz ist ein plutonischer Einfluß aber weitgehend ausgeschlossen. Darauf weist auch der geophysikalische Befund, nach dem bis in größere Tiefe keine Verbindung zwischen den beiden Granitplutonen Ramberg und Brocken bestehen soll (FIEBIG, 1990, S. 94).

Innerhalb und am Randbereich des Elbingeröder Komplexes ergeben sich Anhaltspunkte sowohl für prämetamorphe als auch für postmetamorph wirksame tektonische Strukturen. Neben NE-SW streichenden Strukturen haben vermutlich auch NW-SE verlaufende Störungen zur Entstehung des jetzigen Metamorphosebildes mit beigetragen. Das deutet sich am NE-Rand des Elbingeröder Komplexes an und könnte die Inkohlungsunterschiede der benachbarten Bohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83 erklären. Deutlich wird dieser Einfluß erst in der größeren regionalen Übersicht (s. 4.2).

### 3.6 Mineralchemismus

Die dominierenden metamorphen Mineralphasen im Arbeitsgebiet sind Chlorite und K-reiche Hellglimmer. Sie bilden auch den überwiegenden Teil der Druckschattenmineralisation (syntektonische bzw. synkinematische Mineralisation). Fazieskritische Minerale bzw. Paragenesen, wie sie am ehesten in den basischen Metavulkaniten zu erwarten wären, fehlen oder konnten bisher nicht nachgewiesen werden (vgl. MÜLLER & STRAUSS, 1985). Durch eine gefügeorientierte Auswahl der zu untersuchenden Minerale wurde eine kinematische Zuordnung der aus dem Mineralchemismus abgeleiteten Metamorphosebedingungen ange-

strebt, wie sie mit den bisher genannten Methoden (IC, Vitritreflexion) nur eingeschränkt möglich ist.

### 3.6.1 Probenauswahl

Fast alle Proben wurden im Gebiet des Elbingeröder Komplexes entnommen (s. Anlagen 1-3). Die Proben sind hinsichtlich ihrer Lithologie sehr unterschiedlich (Metavulkanite, tonmineralreiche Anteile im Riffkomplex, Tonschiefer, Grauwacken, Tab. 5). Sie besitzen außerdem sehr schwankende Eisengehalte, da auch Proben vererzter Riffkarbonate und Vulkanite ausgewählt worden sind, die ihre erhöhte Eisenführung bereits vor der Regionalmetamorphose durch nachvulkanische hydrothermale Vorgänge erworben haben (Lahn-Dill-Typ-Vererzung, s. 1.2.3).

Bei den untersuchten **Metavulkaniten** (Mitteldevon, Schalstein-Serie, s. 1.2.3) handelt es sich um glasreiche Laven und Tuffe, die sich hinsichtlich des Anteils ursprünglicher Glaspartikel, Blasenfüllungen und Feldspatphänokristalle sowie im Eisengehalt unterscheiden (Tab.3.3). Durch den Anteil rigider Gesteinskomponenten (Blasenfüllungen, Feldspäte u.a.) ist die Druckschattenmineralisation in diesen Gesteinen sehr ausgeprägt (Tafel 9). Das Gestein ist stark chloritisiert und häufig auch serizitisiert (Glaspartikel, Feldspäte). Die Feldspäte bestehen überwiegend aus Albit, in den Proben 103 und 213 konnte auch Kalifeldspat nachgewiesen werden (vgl. Anlage 6), der insbesondere in Probe 103 stark albitisiert ist. Magnetit und Hämatit ist besonders in den Fe-reichen Proben enthalten. In einigen Proben treten verstärkt Ti-Oxide auf (Anatas, Titanit, Proben 258, 213, 214). Im TAS-Diagramm (LE BAS et al., 1986) belegen die untersuchten Proben das Basaltfeld und entsprechen damit den "Spiliten" in MUCKE (1973). Entsprechend WINCHESTER & FLOYD (1976) handelt es sich überwiegend um Alkalibasalte (geringes  $Zr/P_2O_5$ -Verhältnis, s. Anlage 5).

Die Proben wurden überwiegend östlich von Rübeland entlang des Bodetaleinschnitts bei Neuwerk (Neuwerker Sattel) und nahe der Vulkanit-Riff-Grenze am Krockstein entnommen (Aufschluß 2, s. Abb. 13 u. 22). Weitere Proben wurden aus benachbarten Vorkommen am Weißen Stahlberg SW-lich vom Krockstein entnommen. Innerhalb dieser Probengruppe sind die Proben 213 und 258 am weitesten von der Grenze zum Riff entfernt, sie stammen aus dem inneren Teil der Neuwerker Antiklinalstruktur (lt. GK 25 Bereich eines Keratophyrstocks). Diese Proben besitzen auch die niedrigsten Fe-Gehalte. Die Probe 167 stammt direkt aus der stark vererzten Grenze zwischen Vulkanitmassiv und Riffbasis am Krockstein (vgl. Abb. 22a). Sie ist von den Vulkanitproben am eisenhaltigsten und hat einen hohen Karbonatanteil. Aus einem stark chloritisierten Karbonat-Quarz-Gang in Vulkaniten vom Bocksberg bei Königshütte stammt Probe 215 (Aufschluß 5 in Abb. 13).

Lokalität	Probennr.	Beschreibung	Fe/Mg
<b>Metavulkanite:</b>			
• NW-Flanke Neuwerker Sattel, östl. Rübeland (2)			
Krockstein	103, 109	blasen-, glasreich (103 mit albit. Kfsp)	2,41
	167	vererzt, karbonatreich	6,9
Weißer Stahlberg	214	glasreich, mit Chloritkluft (214b)	2,87
• Neuwerker Sattel, östl. Rübeland (SE´ 2)			
Bodetaleinschnitt bei	213	feldspatreich (mit Kalifeldspat)	1,03
Neuwerk	258 Lok. wie 213	glasreich, mit Chloritkluft (258b)	1,27
• Westteil des Elbingeröder Komplexes (5)			
Westhang Bocksbg.	215	Chlorit-Calcit-Quarz-Gang	
<b>Riffkomplex:</b>			
• Schwefeltal, östl. Elbingerode, Rückriff-Bereich (3)			
Klippen am Westhang	R136	stark chloritisierter Sedimentgang	
NW-Steinbruch	R18	peloidaler Ooidkalk (DI.)	0,9
NE-Steinbruch (S-Rand)	R39, R55	hämatitführender, tonreicher Horizont	1,1
	R146b	Quarzsegregation (Lok.wie R39)	
• NW-Flanke Neuwerker Sattel, östl. Rübeland (2) (Aussenriff-Bereich, stark Fe-haltige Kalksteine nahe der Riffbasis)			
Weißer Stahlberg	R29	eisenhaltiger Bioklastit (DI.)	
Krockstein	R110	Chlorit-Karbonat-Gang	12,5
	R178	Chlorit-Quarz-Calcit-Gang	
	R155	Chlorit-Calcit-Kluft (Vulkanitschuppe im Riff)	19,6
<b>Metapelite:</b>			
• Kulm (Elbingeröder Grauwacke) (2)			
alte Marmormühle, am Krockstein	143	sandiger Tonschiefer, mit Faserquarz	2,53
Weißer Stahlberg	257	Grauwacke	3,35
	118	Quarzsegregation ( Störung)	
• Mitteldevon (Wissenbacher Schiefer), SE-lich Neuwerk (6)			
Schieferberg	9	Tonschiefer	2,28

**Tabelle 5.** Beschreibung und Lokalität der Proben, an denen mineralchemische Untersuchungen (Mikrosonde) vorgenommen wurden (Hellglimmer- und Chloritchemismus). Zur Lokalität s. Abb. 13 (Ziffern in Klammern) und Anlagen 1-3. Fe/Mg: Oxid-Verhältnis, in Gew.%, des Gesamtgesteins bzw. Nebengesteins mineralisierter Klüfte (s. Anlage 5). DI.: chloritisierete Drucklösungsfasern.

Innerhalb der **Riffstruktur** ist das Auftreten von Chlorit und Hellglimmer auf ursprünglich tonmineralreiche Anteile beschränkt, die überwiegend in Form von Sedimentgängen (neptunische Gang- und Hohlraumfüllungen, Probe R136), als synsedimentäre Sedimentanreicherungen (R39, R55, äolische Sedimenthorizonte) und als Drucklösungssäume (R18, R29) im Riffkomplex vorliegen. Die Proben R39 und R55 wurden im Schwefeltal öst-



lich Elbingerode vom S-Rand des westlichen Steinbruchgebietes entnommen (Aufschlußbereich 3 in Abb. 13). Bei diesen stark tonhaltigen Proben ist die Druckschattenmineralisation sehr deutlich ausgebildet (Taf. 8a). Aus dem gleichen Vorkommen stammt auch die Probe R146 (Quarzsegregation). Die restlichen Proben sind wieder am Krockstein aus mineralisierten Klüften der eisenerzhaltigen Riffanteile in unmittelbarer Nähe zu den unterlagernden Vulkaniten entnommen worden (R110, R178, R155, Fiedergänge, Störungsmineralisation, vgl. Abb. 22c). Diese Proben zeichnen sich durch hohe Eisengehalte aus (Tab. 5).

Von den **pelitischen Proben** besitzen drei ein unterkarbonisches Alter (Elbingeröder Grauwacke, 257, 143, 118). Die Probe 118 (Quarzsegregation) wurde unmittelbar aus dem Bereich einer Störung entnommen. Die Entnahmepunkte dieser Proben befinden sich an der SE-Flanke der Hüttenröder Mulde unmittelbar benachbart zu den Aufschlüssen am Krockstein (143, alte Marmormühle, vgl. Abb. 22a) und Weißen Stahlberg (257, 118; Tab. 5). Bei der Probe 9 handelt es sich um mitteldevonischen Wissenbacher Schiefer aus den Steinbrüchen vom Schieferberg südöstlich von Neuwerk (Aufschluß 6 in Abb. 13).

Die untersuchten Proben umfassen damit, wenn auch in unterschiedlichem Maße, die wesentlichsten Lithologien und stratigraphischen Einheiten des Elbingeröder Komplexes. Zum überwiegenden Teil stammen sie aus einem relativ eng begrenzten Gebiet im Ostteil des Arbeitsgebietes östlich Rübeland (Krockstein/Bodetal, Weißer Stahlberg, vgl. Tab. 5 und Abb. 13). In diesem Gebiet herrschten nach den IC-Werten relativ einheitliche Metamorphosetemperaturen (obere Anchizone, IC: 0,30-0,18  $\Delta^2\Theta$ , mittlere IC-Werte etwa um 0,25  $\Delta^2\Theta$ , Tab. 6, vgl. Abb. 31a). Ein kontaktmetamorpher (granitischer) Einfluß kann für dieses Gebiet ausgeschlossen werden (3.5.3).

Entsprechend der Zielstellung sind im wesentlichen Chlorite und Hellglimmer analysiert worden, für die anhand ihrer strukturellen Position eine Beziehung zur variszischen Deformation (D1) hergestellt werden konnte (vgl. 2.5). Durch die deutlich entwickelte Schieferung (Transversalschieferung) war eine gezielte Auswahl deformationsbezogener Mineralbildungen in orientierten Schliften (senkrecht zur Schieferung geschnitten, ac-Schnittlage) zu meist ausreichend sicher möglich. Es wurden insbesondere Chlorite und Hellglimmer analysiert, die im Bereich von Druckschattenhöfen gewachsen sind (synkinematisches Mineralwachstum, Taf. 9). Zusätzlich wurden Proben aus mineralisierten Klüften bzw. Gängen und metamorphen Segregationen untersucht (s. Tab. 5). Rotierte Schieferungsgefüge u.a. Merkmale weisen diese Strukturen in bezug zur Schieferung als syn- bis spätkinematische Bildungen aus. Insgesamt ist damit gewährleistet, daß tatsächlich regionalmetamorphe Mineralanteile analysiert worden sind, was besonders bei den Vulkaniten wegen des Einflusses submarin-hydrothermalen Alterationsvorgänge ("spilitisierte" Basalte, z.B. SUNKEL, 1990;

NESBOR et al., 1993) und in den klastisch-pelitischen Gesteinen zur Abgrenzung von detritischen Mineralanteilen (Hellglimmer) wesentlich erschien.

Durch die unterschiedlichen Lithologien, vor allem durch die stark schwankenden Eisengehalte der Gesteine (prämetamorph vererzte Metavulkanite und Riffkarbonate) konnte außerdem geprüft werden, inwieweit sich unter relativ einheitlichen Metamorphosebedingungen lithologische bzw. lithochemische Einflüsse auf den Mineralchemismus auswirkten.

Probennr.	IC	(MW <sup>(n)</sup> )	ChC <sub>(001)</sub>	ChC <sub>(002)</sub>	(%R <sub>max</sub> )
<b><u>Metavulkanite</u></b>					
213	0,29		0,26	0,21	
258	0,29	0,26 <sup>(5)</sup>	0,25	0,23	
214	0,28	0,26 <sup>(4)</sup>			
103	0,20		0,19	0,18	
109	0,22	0,20 <sup>(3)</sup>	0,22	0,21	
167	0,18		0,18		
215 (NG)		0,22 <sup>(4)</sup>			
<b><u>Metapelite</u></b>					
9 (WBS)	0,22		0,20	0,2	(6,0)
257 (Kulm)	0,28	0,25 <sup>(5)</sup>	n.b.	n.b.	(5,5)

**Tabelle 6.** Kristallinitätswerte (IC, ChC, in  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ) und R<sub>max</sub>-Werte der mittels Mikrosonde untersuchten Proben (MW: Mittelwerte, n: Probenanzahl, NG: Nebengestein bei Probe 215, Chloritgang). Die meisten Proben stammen aus einem relativ kleinen Gebiet östlich Rübeland (vgl. Tab. 5).

### 3.6.2 Chlorite

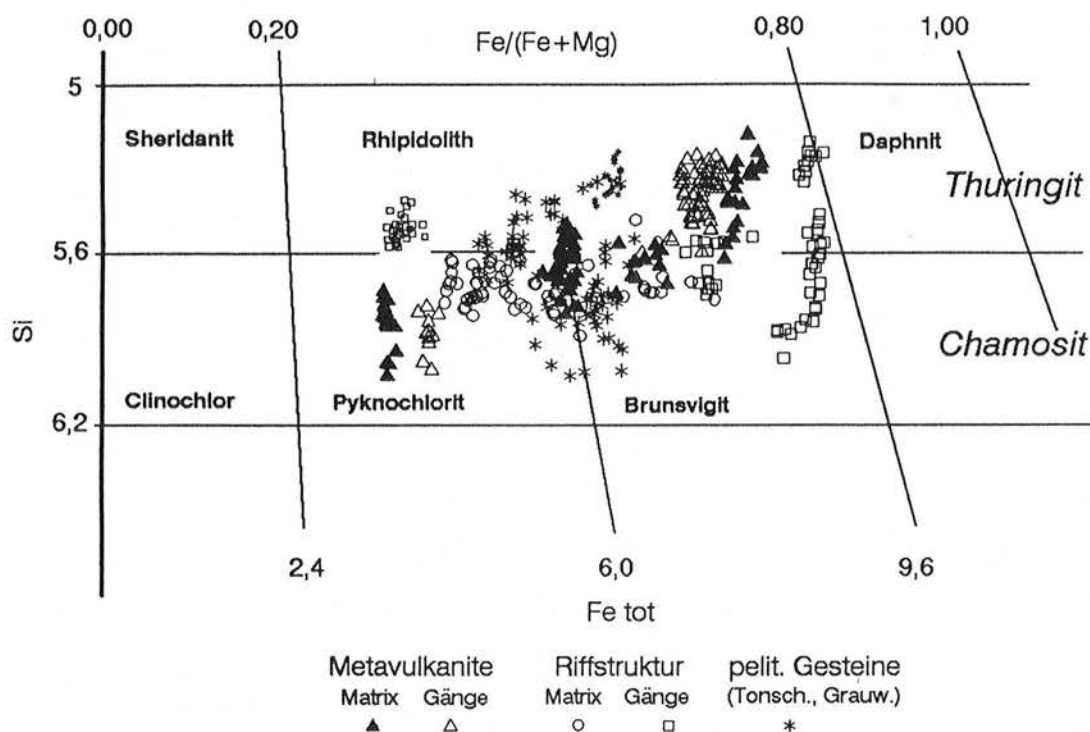
Erste (naß-)chemische und röntgenographische Untersuchungen an Chloriten des Elbingeröder Komplexes wurden von KNAUER (1960, 1965) und DAVE (1963) durchgeführt. Sie konnten nachweisen, daß es sich um "echte" Chlorite mit ca. 14 Å breitem Basisabstand handelt (14Å-Chlorite,  $d_{(001)}=c*\sin\beta=14,0-14,2$  Å, 7 Proben, nach KNAUER, 1965, und eigenen Messungen). Von KNAUER (1965) stammen auch Angaben zur Polytypie der Chlorite. Er stellte in erzeichen Partien sowohl Chlorite mit hexagonaler Ib-Struktur ( $\beta=90^{\circ}$ ) als auch monokline Chlorite des IIb-Polytyps ( $\beta=97^{\circ}$ ) fest. Letztere traten als gröberkörnige Chloritbildungen innerhalb feinschuppiger Chloritaggregate vom Ib-Typ auf.

Der Chloritchemismus ist von 20 Proben untersucht worden. Der überwiegende Teil sind Chlorite, die in der Gesteinsmatrix vor allem im Druckschatten auftreten. Zusätzlich

wurden Chlorite aus metamorphen Segregationen (118, R146b) und mineralisierten Klüften analysiert, die aus struktureller Sicht von Interesse waren (Fiedergänge, Störungsbeläge, R110, R155, R178). Manchmal konnten in derselben Probe sowohl Chlorite der Matrix als auch aus Klüften analysiert werden (z.B. Proben 214, 258).

### 3.6.2.1 Ergebnisse

**Nomenklatur, Strukturformeln:** Die metamorphen Chlorite sind Al-reich und nahezu reine Fe-Mg-Chlorite. Sie besitzen im allgemeinen sehr niedrige Mn-Gehalten und geringe bis vernachlässigbare Cr- und Ti-Gehalte und eine nahezu vollständige oktaedrische Besetzung (trioctaedrische Fe-Mg-Chlorite, Tab. 7). Die Chlorite besetzen ein Mischkristallfeld, das nach der Klassifikation von HEY (1954) vom Pyknochlorit- bis zum Rhipidolith-Feld reicht (Abb. 32). Nach der vereinfachten, auf Mikrosondenanalysen zugeschnittenen Klassifikation (BAILEY, 1980, AIPEA Nomenklatur-Subkomitee) schwankt der Chemismus der untersuchten Chlorite zwischen Klinochlor und Chamosit bzw. liegen Fe-Klinochlore und Mg-Chamosite vor.



**Abb. 32.** Chlorit-Mischkristallfeld metamorpher Chlorite des Elbingeröder Komplexes (Diagramm nach HEY, 1954; Einzelanalysen,  $Fe^{2+}=Fe_{tot}$ ). Die Chlorite reichen vom Pyknochlorit bis zum Rhipidolith-Feld und queren die Grenze zwischen "Chamosit" ( $Si > 5,6$ ) und "Thuringit" ( $Si < 5,6$ ) der älteren Klassifikation (s. Text).

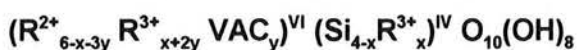
Mittelwerte Probe Nr. Bemerkungen	Chlorite			Vulkanite			215	258 Kluft ält. Chl.	Riffstruktur			
	109	103	213	167	214 DS	Kluft			R55,39	R29	R18	
Na2O	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.05
K2O	0.07	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.08	0.06	0.04
CaO	0.10	0.09	0.07	0.27	0.09	0.10	0.03	0.16	0.40	0.13	0.27	0.33
SiO2	25.63	25.82	27.62	23.42	25.05	24.23	23.80	27.77	30.41	26.42	26.30	25.89
Al2O3	19.66	19.83	18.41	19.83	18.56	19.02	21.14	18.05	16.67	19.62	18.69	18.47
TiO2	0.04	0.07	0.07	0.09	0.04	0.03	0.01	0.04	0.04	0.04	0.07	0.04
FeO	29.37	29.22	20.43	37.27	34.00	35.60	34.83	22.41	21.07	26.42	27.73	29.13
MgO	12.15	12.32	19.43	6.19	9.50	8.15	7.37	18.21	18.49	14.74	14.31	12.53
MnO	0.05	0.08	0.23	0.08	0.05	0.07	0.22	0.25	0.22	0.03	0.05	0.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02
Summe	87.08	87.46	86.32	87.23	87.37	87.28	87.43	86.96	87.34	87.52	87.51	86.55
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04
Si	2.78	2.79	2.88	2.67	2.79	2.73	2.66	2.90	3.13	2.80	2.82	2.83
AlIV	1.22	1.21	1.12	1.33	1.21	1.27	1.34	1.10	0.87	1.20	1.18	1.17
AlVI	1.30	1.31	1.14	1.33	1.22	1.26	1.44	1.13	1.15	1.26	1.18	1.21
Al tot.	2.52	2.52	2.26	2.66	2.44	2.53	2.78	2.23	2.02	2.45	2.36	2.38
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.67	2.64	1.78	3.55	3.17	3.35	3.25	1.96	1.87	2.35	2.49	2.66
Mg	1.97	1.98	3.02	1.05	1.57	1.37	1.23	2.84	2.83	2.33	2.28	2.04
Mn	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Kat. total	9.96	9.95	9.99	9.99	9.99	10.01	9.95	9.98	9.86	9.98	10.00	9.98
Vac	0.06	0.07	0.03	0.06	0.03	0.01	0.06	0.05	0.19	0.06	0.04	0.07
Fe/(Fe+Mg)	0.57	0.57	0.37	0.76	0.67	0.71	0.72	0.41	0.39	0.50	0.52	0.56
Si/Al	1.10	1.11	1.27	1.00	1.14	1.08	0.96	1.30	1.55	1.14	1.19	1.19

Mittelwerte Probe Nr. Bemerkungen	Pelite (Kulm, WBS)					9(WBS)				
	R136	R178	R110	R155	R146b (Segr.)	118 (Segreg.)	143	257 normal	Ti-reich	
Na2O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
K2O	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
CaO	0.81	0.14	0.23	0.03	0.06	0.29	0.03	0.05	0.02	0.07
SiO2	25.45	24.61	24.57	22.95	23.90	24.49	26.46	24.43	24.51	26.04
Al2O3	18.15	18.99	17.20	20.66	18.76	17.10	22.15	22.56	21.18	18.71
TiO2	0.08	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.08
FeO	33.19	36.57	37.90	39.92	41.35	40.48	19.75	29.55	34.55	30.56
MgO	9.44	7.58	7.44	4.13	3.91	4.38	17.55	9.97	7.36	11.78
MnO	0.10	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.86	0.35	0.17	0.29
Cr2O3	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03
Summe	87.37	87.98	87.45	87.79	88.06	86.86	86.89	86.97	87.88	87.59
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.10	0.02	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01
Si	2.83	2.76	2.80	2.63	2.75	2.85	2.73	2.66	2.71	2.83
AlIV	1.17	1.24	1.20	1.37	1.25	1.15	1.27	1.34	1.29	1.17
AlVI	1.20	1.27	1.12	1.42	1.30	1.20	1.43	1.55	1.47	1.23
Al tot.	2.38	2.51	2.31	2.79	2.55	2.35	2.70	2.89	2.76	2.40
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr3+	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.08	3.43	3.62	3.83	3.98	3.96	1.71	2.69	3.20	2.78
Mg	1.56	1.27	1.27	0.71	0.67	0.76	2.70	1.62	1.21	1.91
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.02	0.03
Kat. total	9.98	9.99	10.04	9.97	9.97	9.97	9.92	9.90	9.91	9.97
Vac	0.13	0.04	0.00	0.04	0.04	0.07	0.09	0.11	0.10	0.05
Fe/(Fe+Mg)	0.66	0.73	0.74	0.84	0.86	0.84	0.39	0.62	0.72	0.59
Si/Al	1.19	1.10	1.21	0.94	1.08	1.21	1.01	0.92	0.98	1.18

**Tabelle 7.** Mikrosondenanalysen metamorpher Chlorite (Mittelwerte, Gesamteisen als FeO). Strukturformeln berechnet für 14 Sauerstoffe (Vac: Leerstellen = 6 -  $\Sigma$  okt. Kationen). 1.(feinkörnig) und 2.(grobkörnig) weist auf Abfolgen des Chloritwachstums, s. Text; Probenbezeichnung wie Tab. 5 (Einzelanalysen s. Anlage 7).

An fünf Proben sind die  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte bestimmt worden (Mößbauerspektroskopie, Tab. 8). Die  $\text{Fe}^{3+}$ - und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte sind nach dem spektroskopisch bestimmten  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis aus den chemisch analysierten  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ -Gehalten berechnet worden. Die  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte schwanken zwischen 4 und 7,6 Gew.%, mit Gehalten um 7% sind sie bei vier Proben sogar ziemlich einheitlich. Bemerkenswert ist, daß auch in der Probe mit geringem Gesamteisengehalt der  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt nahezu diesen Wert erreicht (Probe 258: 6,97 Gew.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) und bei relativ hohem Gesamteisengehalt der niedrigste Wert ermittelt worden ist (Probe R178: 3,99 Gew.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Tab. 8). Die von DAVE (1963) und KNAUER (1960, 1965) naßchemisch untersuchten zwei Mineralseparate aus den Erzlagern der Riffbasis entsprechen u.a. bezüglich ihrer Gesamteisengehalte den vergleichbarer Proben aus der vererzten Riffbasis (R110 und R178). Von KNAUER (1965) wurde auch etwa der gleiche  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt ermittelt (6,9 Gew%). Dagegen ist der  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt bei DAVE (1963) mit fast 17 Gew% im Vergleich zu den anderen Proben sehr hoch. Die von KNAUER (1965) vorgenommene Korrektur der Analysenergebnisse (Umrechnung auf 100%, hoher  $\text{Al}^{\text{IV}}$ -Gehalt) weist auf Probleme bei der Gewinnung reiner Mineralseparate für die naßchemische Analyse. Die etwas niedrigen Summen der hier vorgestellten Analysen deuten ebenfalls auf geringe Fehler unterschiedlicher Ursache (Verunreinigungen, Variationen im Chloritchemismus durch verschiedene Generationen, s. unten). Die zugehörigen Strukturformeln sind in Tab. 8 angegeben. Im Vergleich zur allgemeinen Zusammensetzung für Chlorite



(nach BAILEY, 1988, VAC: Leerstellen)

ergab sich beispielsweise für Probe R178 (Riffstruktur) die Formel



und für die Vulkanitprobe 214



Bei den auf der Basis der  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte berechneten Strukturformeln besteht gegenüber dem dreiwertigen tetraedrischen Kationen ( $\text{Al}^{3+\text{IV}}$ ) ein Überschuß an oktaedrischen Kationen ( $\text{R}^{3+\text{VI}}$ ), erhöht sich der Gehalt des tetraedrischen Al ( $\text{Al}^{\text{IV}}$ ) und ist der Anteil an Leerstellen ( $\text{VAC} = 6 - \sum \text{Kat}^{\text{VI}}$ ) größer als bei den mit zweiwertigem Gesamteisen berechneten Formeln (vgl. Tab. 7 und Abb. 33b). Die Abweichungen von der idealen Zusammensetzung resultieren u.a. aus Problemen der Strukturformelberechnung der nicht-stöchiometrisch zusammengesetzten Chlorite (LAIRD, 1988; SIDLER, 1993). Die erzielten Analysenergebnisse und die zugehörigen Strukturformeln stimmen insgesamt aber recht gut mit den von FOSTER (1962) angegebenen Durchschnittswerten überein (vgl. FOSTER, 1962, S. A-12 f).

ProbeNr.	R110	214	215	258	R178	DAVE	KNAUER	
Bemerkungen	(feink.,1.)	(feink.,1.)					gem.	ber. (100)
Na <sub>2</sub> O	0.007	0.049	0.016	0.006	0.010	0.22	0.01	
K <sub>2</sub> O	0.009	0.024	0.010	0.006	0.026	0.05	0.01	
CaO	0.030	0.097	0.025	0.041	0.192		0.71	
SiO <sub>2</sub>	22.951	24.061	23.803	27.653	24.589	23.38	26.73	21.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.658	19.075	21.139	17.974	17.917	15.79	19.76	20.70
TiO <sub>2</sub>	0.059	0.032	0.012	0.047	0.037		0.22	
FeO	33.723	29.050	28.910	16.805	33.850	24.40	31.50	33.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.676	7.280	6.580	6.978	3.990	16.95	6.66	6.90
MgO	4.129	8.060	7.373	18.077	7.498	7.33	7.65	8.00
MnO	0.025	0.070	0.223	0.265	0.032		0.01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.02	0.000	0.064	0.000			
Zw.Su.	89.27	87.82	88.09	87.92	88.14	88.12	(93.26)	90.10
H <sub>2</sub> O-	0.24	0.26	0.26	n.b.	0.06			
H <sub>2</sub> O+	10.07	11.12	10.90	n.b.	11.02			Gv. 9.8
Glühverl. (Gv)	1.24	0.33	0.28	n.b.	0.51			
Summe	100.82	99.53	99.53		99.73			100.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00			
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02			
Si	2.56	2.66	2.61	2.84	2.75	2.61		2.36
Al <sup>IV</sup>	1.44	1.34	1.39	1.16	1.25	1.39		1.64
Al <sup>VI</sup>	1.27	1.14	1.34	1.01	1.11	0.69		1.04
Al tot.	2.71	2.49	2.73	2.18	2.36	2.08		2.68
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00			
Fe <sup>2+</sup>	3.14	2.69	2.65	1.44	3.17	2.28		3.04
Fe <sup>3+</sup>	0.64	0.61	0.54	0.54	0.34	1.42		0.58
Mg	0.69	1.33	1.20	2.77	1.25	1.22		1.30
Mn	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00			
Kationen tot.	9.76	9.80	9.76	9.80	9.90	9.61		9.96
VAC=6-Su.VI	0.25	0.23	0.25	0.21	0.13	0.39		0.04
Fe/(Fe+Mg)	0.85	0.71	0.73	0.42	0.74	0.75		0.74

**Tabelle 8.** Chemismus und Strukturformeln berechnet auf der Basis der mittels Mößbauer-spektroskopie ermittelten Fe<sup>3+</sup>- bzw. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte und gemessener Wassergehalte (Mineralseparate von Chloritklüften, zur Berechnung der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte s. Text). Die mittlere Abweichung der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte beträgt ±1,2 Gew.%. Zum Vergleich sind die Ergebnisse naßchemischer Analysen von DAVE (1963, Tab. 12) und KNAUER (1960, 1965) angegeben.

**Variationen im Chloritchemismus:** Die Veränderungen im Chloritchemismus sind in den Diagrammen der Abbildungen 33 bis 37 dargestellt. Da nahezu reine Fe-Mg-Chlorite vorliegen (Tab. 7), geben sie die wesentlichsten Substitutionen innerhalb der Chloritstruktur wieder. Nach FOSTER (1962) treten bei Fe-Mg-reichen Chloriten folgende Substitutionen auf (dargestellt als Austauschvektoren, s. LAIRD, 1988):

a)  $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{Mg}_{,1}\text{Si}_{,1}$ , Tschermak-Austausch (gekoppelte Substitution zwischen der Oktaeder- und Tetraederposition);

bei dieser Substitution ändert sich die Ladung, die Gesamtzahl der Al-Ionen bleibt gleich, ebenso bleibt die Besetzung der Oktaederschichten unverändert (ideal 6,00);

(zusammen mit  $\text{TiAl}_2\text{Mg}_{,1}\text{Si}_{,2}$  und  $\text{CrAlMg}_{,1}\text{Si}_{,1}$ : TK-Substitution bei LAIRD, 1988),

b)  $\text{Fe}^{2+}\text{Mg}_{,1}$ -Substitution in der Oktaederposition, ohne Veränderung der Ladung und damit ohne Einfluß auf die Besetzung der Tetraederposition

(FM-Substitution bei LAIRD, 1988),

c)  $\text{Al}_2\text{Mg}_{,3}$  (AM-Substitution bei LAIRD, 1988). Zweidrittel-Ersatz von  $\text{R}^{+2}$  in der Oktaederposition durch einen Überschuß an dreiwertigen oktaedrischen Kationen, die nicht zum Ausgleich der negativen Ladung der Tetraederschichten erforderlich sind und daher durch oktaedrische Leerstellen kompensiert wird (FOSTER, 1962).

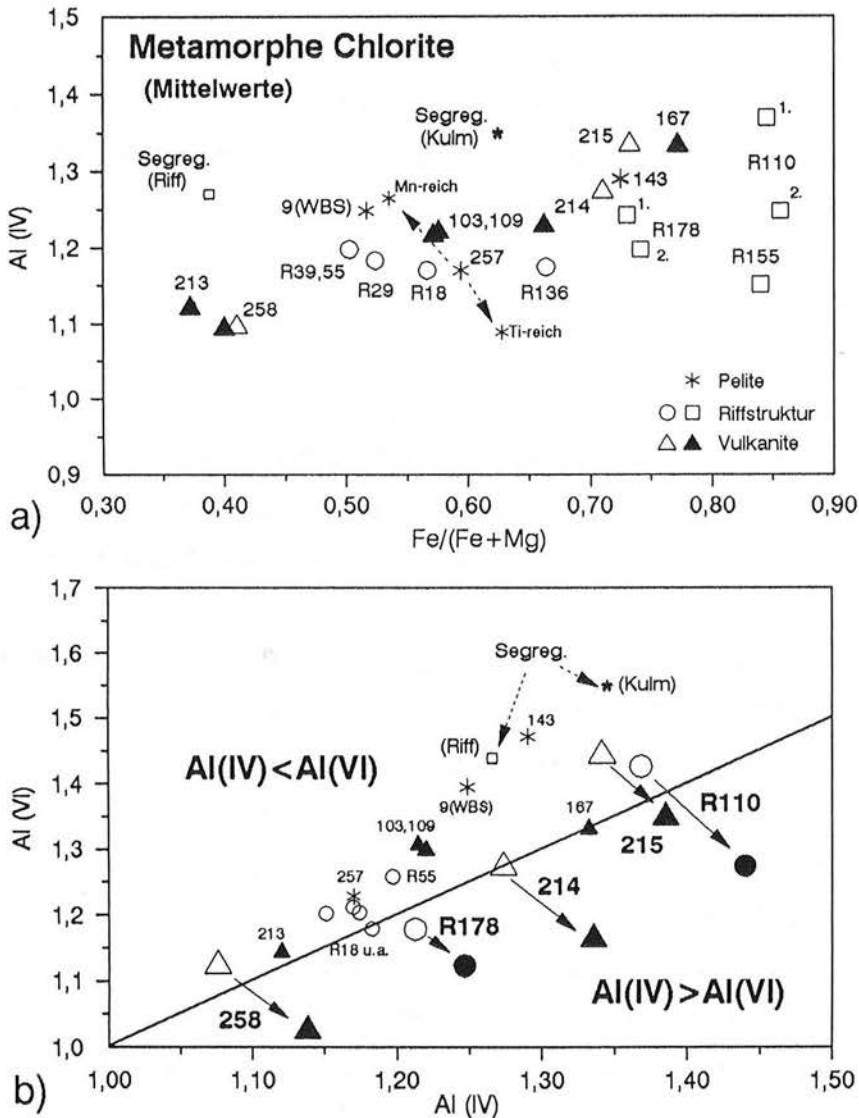
Das  $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnis (Abb. 33a) verdeutlicht die Veränderungen in der Oktaederposition durch die kombinierte Substitution a) und c) (TK/AM-Substitution) relativ zu b) (FM-Substitution). Veränderungen im tetraedrischen Al ( $\text{Al}^{\text{IV}}$ , TK) relativ zu FM werden durch die Diagramme in Abb. 35 wiedergegeben. Das  $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Al}^{\text{IV}}$ -Diagramm (Abb. 33b) zeigt den gekoppelten Austausch zwischen den Oktaeder- und Tetraederplätzen (TK und AM).

Der Chloritchemismus zeichnet sich durch eine breite Schwankung im Fe/Mg-Verhältnis aus. Die  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Gehalte variieren zwischen 0,37 und 0,85 (Abb. 33a). Chlorite mit den höchsten Eisengehalten (höchstes  $X_{\text{Fe}}$ ) treten in den eisenvererzten Riffkarbonaten und Vulkaniten auf. Das äußert sich auch in den Interferenzfarben der Chlorite, die anomale blaue Interferenzfarben in den eisenreichen und anomale braunviolette Farben in Mg-reicheren Proben zeigen. Nur gelegentlich wurden unterschiedliche Interferenzfarben in derselben Probe festgestellt.

Entsprechende Schwankungen treten auch im Chemismus der zugehörigen Gesteinsproben auf. Bis auf zwei karbonatreiche Proben (R18, R39) besteht weitgehend Übereinstimmung zwischen den Fe/Mg-Verhältnissen der Chlorite und dem Gesamtgestein (Abb. 34a). Diese Korrelation weist auf eine Abhängigkeit des  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Gehalts der Chlorite vom Gesteinschemismus. Weitere Beziehungen, z.B. im Si/Al-Verhältnis, scheinen nicht vorzuliegen (Abb. 34b).

Innerhalb des Chlorit-Mischkristallfeldes sind außerdem Schwankungen im Al-Gehalt vorhanden, die sich sowohl im Gehalt des oktaedrisch koordinierten Aluminium ( $\text{Al}^{\text{VI}}$ ) als auch beim tetraedrisch koordinierten Aluminium ( $\text{Al}^{\text{IV}}$ ) äußern (Abb. 34 und Abb. 36). Die auf der Basis zweiwertiger Eisengehalte berechneten Al-Werte liegen zumeist nahe der Linie  $\text{Al}^{\text{VI}}=\text{Al}^{\text{IV}}$  (Abb. 33b). Werte oberhalb dieser Linie ( $\text{Al}^{\text{IV}}<\text{Al}^{\text{VI}}$ ) deuten auf das Vorhandensein

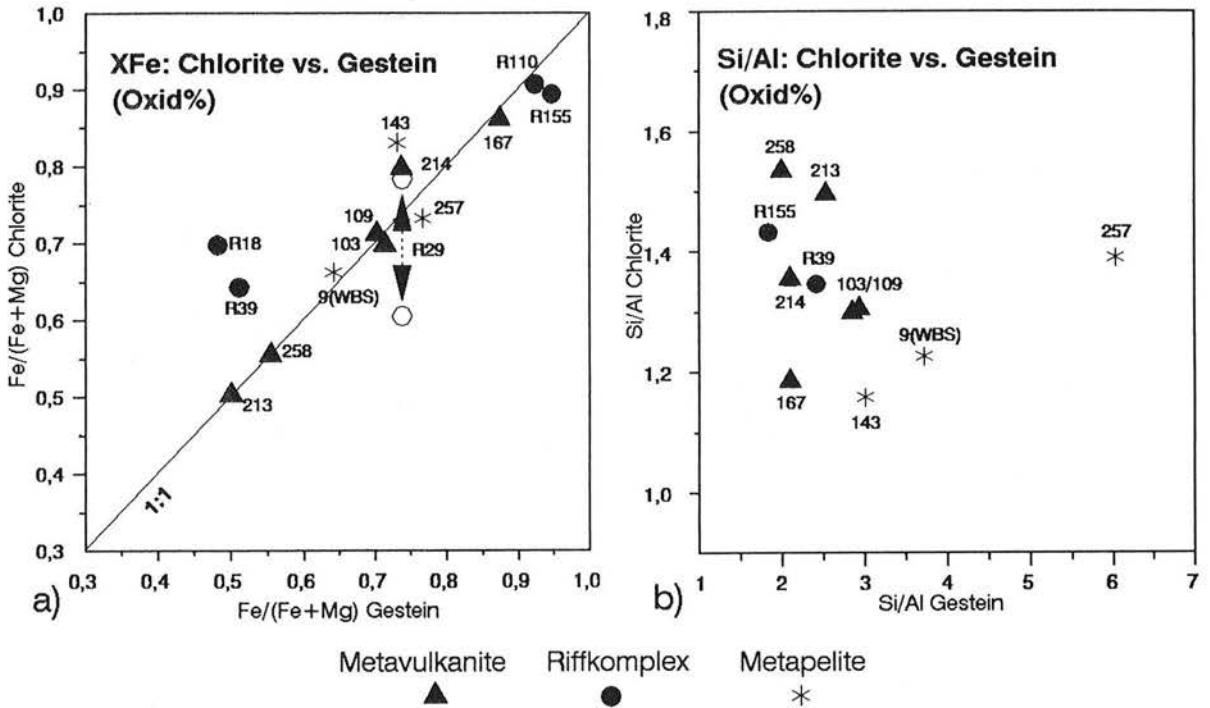
von Leerstellen (AM-Substitution, LAIRD, 1988, S.405, s. oben). Der Anteil an Leerstellen ist hier aber insgesamt gering (zumeist unter 0,1 Formeleinheiten, Tab. 7), er lässt sich jedoch aus Mikrosondenanalysen nur ungenau bestimmen (LAIRD, 1988; SIDLER, 1993). Bei Berücksichtigung der analysierten  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte ergibt sich eine Verschiebung zu niedrigeren  $\text{Al}^{\text{VI}}$ -Gehalten in den Bereich  $\text{Al}^{\text{IV}} > \text{Al}^{\text{VI}}$  (Abb. 33b), gleichzeitig nehmen die Leerstellen zu (vgl. Tab. 8).



**Abb. 33.** Chemismus metamorpher Chlorite dargestellt a) für das oktaedrisch koordinierte Aluminium ( $\text{Al}^{\text{VI}}$ ) relativ zum Fe/Mg-Verhältnis ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = X_{\text{Fe}}$ ,  $\text{Fe} = \text{Fe}^{2+}$ ), b) im Verhältnis zwischen oktaedrisch und tetraedrisch koordiniertem Al ( $\text{Al}^{\text{VI}}$  bzw.  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ). Die Berechnung auf der Basis der  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte (Proben 214, 215, 258, R110, R178, große Symbole) führt zu einer Verschiebung in den Bereich  $\text{Al}^{\text{IV}} > \text{Al}^{\text{VI}}$  (vgl. Tab. 8). Variationen der Werte entlang der Linie  $\text{Al}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}$  werden im wesentlichen durch den Tschermak-Austausch bestimmt. R110 u.a.: Probennummern wie Tab. 5, M: Matrix, G: Gänge, 1., 2.: Abfolgen im Chloritwachstum. Für weitere Erläuterungen s. Text.



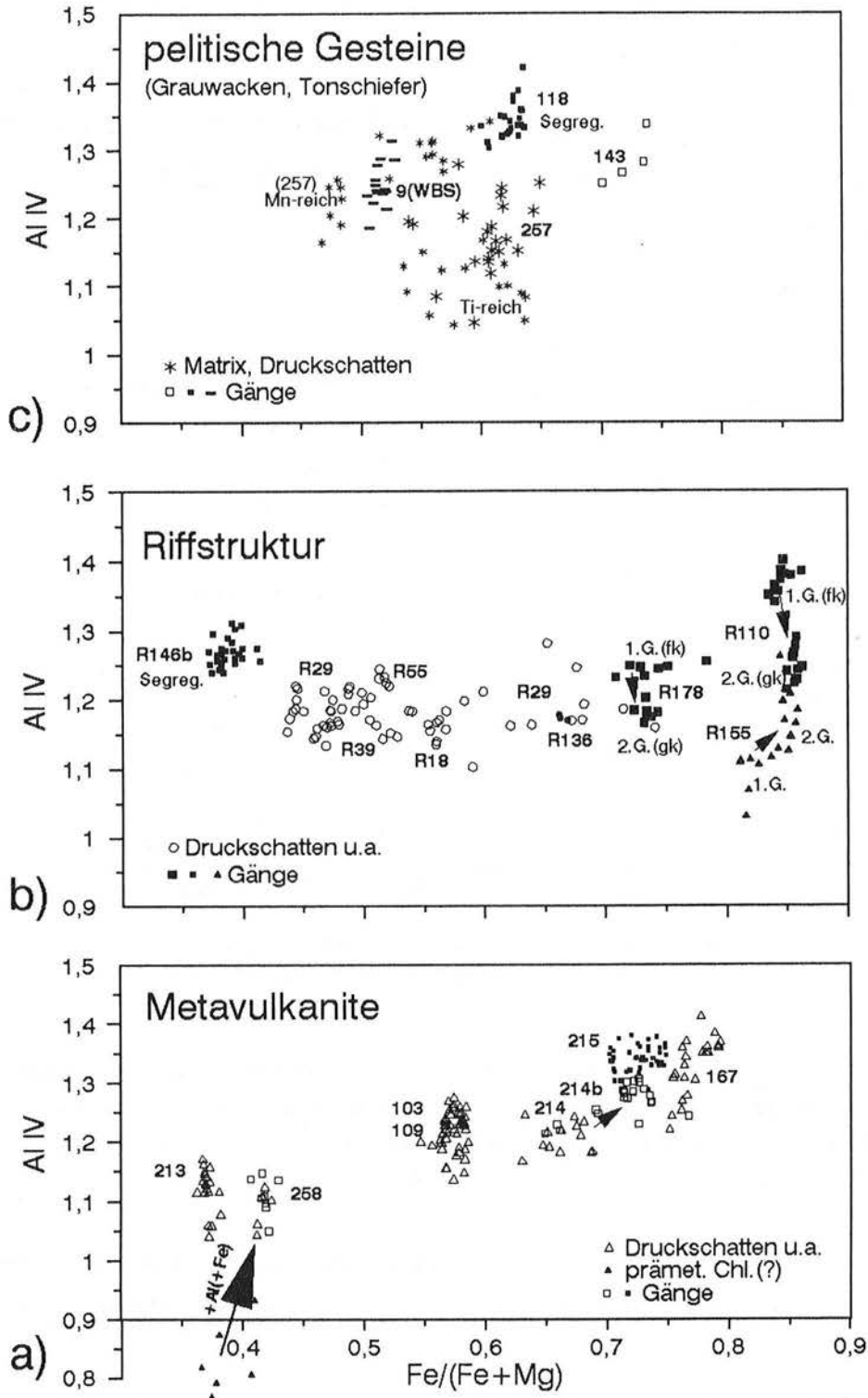
Im Bereich  $Al^{IV} > Al^{VI}$  sind zusätzlich  $Fe^{3+}$ -Ionen zur Bewahrung des Ladungsgleichgewichts erforderlich (FOSTER, 1962). Die Zunahme an Leerstellen weist auf die Wirksamkeit der unter c) genannten Substitution (AM-Substitution). Der größte Teil der von FOSTER (1962) ausgewerteten Chloritanalysen lag im Bereich  $Al^{IV} > Al^{VI}$ . Wie bei den vorliegenden Proben so besetzen auch die naßchemisch analysierten Chlorite in den Metavulkaniten der Lahn-Mulde überwiegend diesen Bereich (EYSEN, 1985).



**Abb. 34.** Vergleich zwischen Gesteins- und Chloritchemismus (jeweils Oxidverhältnisse). a) Fe/Mg-Verhältnisse des Gesamtgesteins und der Chlorite (Mittelwerte). b) Si/Al-Verhältnis (nur silikatreiche Gesteine). Zur Probenbeschreibung s. Tab. 5, Ergebnisse der RFA-Gesteinsanalysen s. Anlage 5.

Die Veränderungen der  $Al^{IV}$ -Gehalte in bezug zum Fe/Mg-Verhältnis sind für die jeweiligen Lithologien in Abbildung 35 dargestellt. Anhand der Einzelanalysen ergibt sich folgendes Bild:

In den deutlich geschieferten **Metavulkaniten** überwiegen nach den Gefügemerkmalen synkinematische, zumeist im Druckschatten der Glaspartikel, Mandelfüllungen und Feldspatphänokristalle gewachsene Chlorite (Tafel 9a u. b). Diese Chlorite verdrängen vom Rand her die Mandel- und Blasenfüllungen, z.T. haben sie sie sogar vollständig ersetzt (Taf. 9b). Im Druckschatten und innerhalb der Glaspartikel besitzen die Chlorite weitgehend den gleichen Chemismus. Nur in einigen Fällen waren in den Glaspartikeln Chlorite erhalten, die



**Abb. 35.** Einzelanalysen metamorpher Chlorite im  $Al^{IV}$ -Fe/(Fe+Mg)-Diagramm, unterteilt nach lithologischen Einheiten a) mitteldevonische Metavulkanite (in 258 vermutlich mit prämetamorphen Chloritanteilen), b) tonreiche Einlagerungen im Riffkomplex, c) Metapelite (118, 143, 257: Kulm/Unterkarbon, 9(WBS): Wissenbacher Schiefer/Mitteldevon, vgl. Tab. 5). Die Pfeile weisen auf Abfolgen im Chloritwachstum. Weitere Erläuterungen im Text.

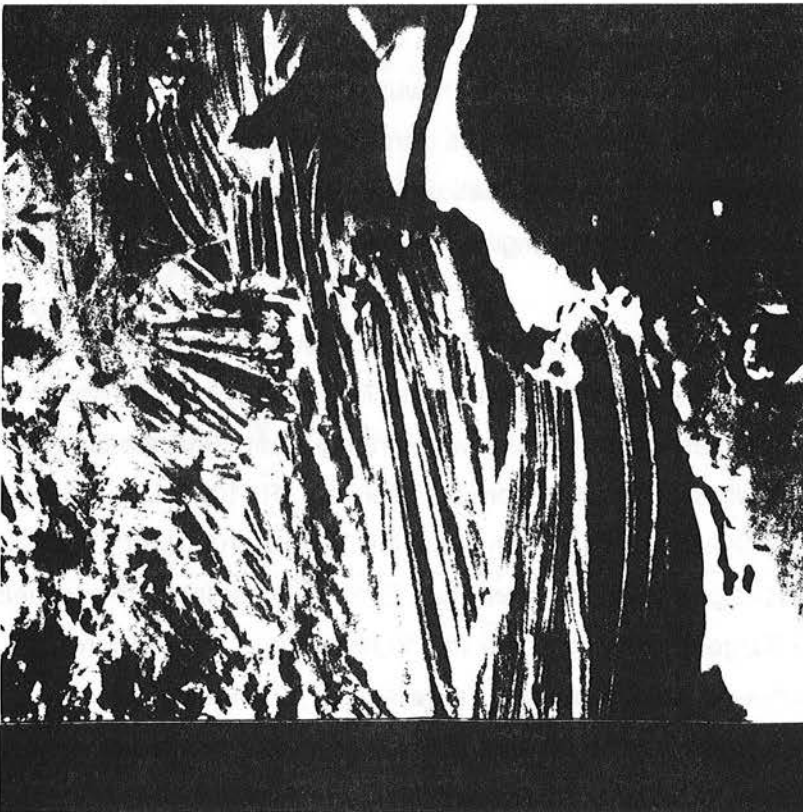
sich gegenüber den Chloriten in Druckschattenbereichen durch niedrigere Al-Gehalte und etwas geringere Fe-Gehalte auszeichnen (Probe 258, Abb. 35a). Diese Chlorite werden ebenfalls randlich von synkinematisch gewachsenem Chlorit verdrängt und stellen vermutlich ältere, prämetamorphe bzw. präkinematische Chloritanteile dar. Gegenüber den schieferungsparallelen, faserigen Chloriten in der Gesteinsmatrix bilden die Chlorite in den Klüften und Gängen eher feinkörnige filzige Chloritaggregate. Bei Anwesenheit von Quarz und Calcit bilden sich darin geldrollenförmige Chloritkristalle aus (sogenannte Helminth-Strukturen). Zwischen den Chloriten der Gesteinsmatrix und den Klüftchloriten sind kaum Unterschiede im Chemismus feststellbar (z.B. 214, 258, Abb. 35a). In Probe 214 ist ein leichter Anstieg der Fe- und Al-Gehalte beim Klüftchlorit vorhanden (s. 214b). Insgesamt nehmen bei dieser Probengruppe mit steigendem Fe/Mg-Verhältnis auch die Al<sup>IV</sup>-Gehalte deutlich zu.

Im **Riffkomplex** treten Chlorite vor allem in den tonig-mergeligen Anteilen auf. Stärkere Chloritisierung kann zu einer deutlichen, auch makroskopisch sichtbaren Vergrünung dieser Gesteinsanteile führen ("grüne Internsedimente", WELLER, 1991a). Stilpnomelan, der aus erzeichen Partien von KNAUER (1960) und DAVE (1963) beschrieben wurde, konnte in vorliegender Untersuchung nicht nachgewiesen werden. Trotz großer Streuung im Fe/Mg-Verhältnis sind die Al<sup>IV</sup>-Gehalte der Chlorite relativ einheitlich (1,15-1,3, Abb. 35b). Mittlere Gehalte um 1,2 sind auch in denjenigen Proben bzw. Probenbereichen vorhanden, in denen nicht unmittelbar im Druckschatten gemessen wurde (R136, R29). Der höchste Al<sup>IV</sup>-Gehalt mit ca. 1,35 ist auch hier bei einer Probe aus den eisenerreichen basalen Partien des Riffkörpers ermittelt worden (R110, ältere, feinkörnige Generation, s. unten). In der Quarzsegregation (R146) ist wiederum bei niedrigem Fe-Gehalt der Al<sup>IV</sup>-Gehalt mit ca. 1,27 ebenfalls relativ hoch.

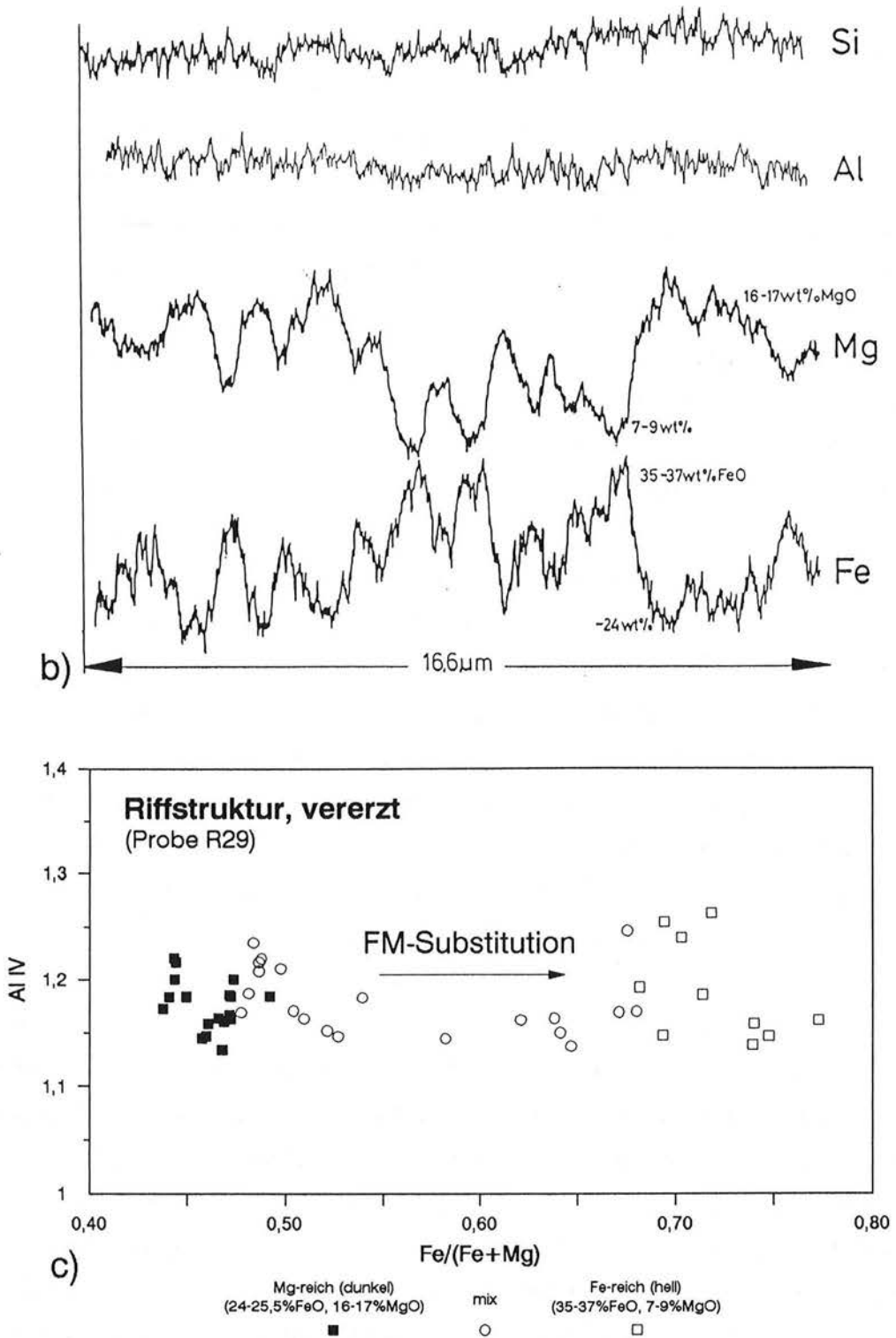
In Probe R29 treten entlang eines chloritisierten Drucklösungssaums zwei innig verwachsene Chloritpopulationen auf, die sich deutlich im Fe/Mg-Verhältnis, nicht aber im Al<sup>IV</sup>-Gehalt unterscheiden (Abb. 36). Besonders bei einigen Gängen treten stärkere Schwankungen im Al<sup>IV</sup>-Gehalt bei gleichbleibenden Fe/Mg-Verhältnissen auf (R110, R155, R178, Abb. 35b). Die Unterschiede der Al<sup>IV</sup>-Gehalte sind mit habituellen Veränderungen der Chlorite verbunden und repräsentieren Abfolgen (Generationen) des Chloritwachstums. Unterscheidbar sind ältere, eher feinkörnige filzige Chloritaggregate (fk, 1.Generation) von jüngeren gröberkörnigen Chloriten mit büschel- bis spießförmigen Kristallen (gk, 2.Generation, Abb. 35b). Diese jüngeren Generationen sind unregelmäßig und daher vermutlich postkinematisch entstanden. In den Proben R110 und R178 tritt bei den jüngeren Chloriten eine Abnahme im Al<sup>IV</sup>-Gehalt ein, ansonsten sind die an Abfolgen gebundenen Veränderungen aber eher uneinheitlich (s. Pfeile).

In pelitischen Gesteinen sind vor allem sandige bzw. gröberkörnige Partien bevorzugte Bereiche des Chloritwachstums. Die Chlorite treten als Druckschattenmineralisation auf. Noch häufiger sind Chlorite, die einzelne Kristalle älterer, detritischer Minerale ersetzt haben. Eine kinematische Zuordnung ist dann kaum möglich. Durch zusätzliche Merkmale dieser Proben (IC,  $R_{max}$ ), die Verwendung einer metamorphen Segregation (Probe 118) und von Chloriten in Klüften (Proben 9 und 143) ist die Zugehörigkeit der meisten Chlorite zur Regionalmetamorphose aber weitgehend gesichert.

In Probe 257 (Grauwacke) weisen der Schichtsilikathabitus reliktsicherer Wirtskristalle und höhere Ti-Gehalte (-1Gew%) auf chloritisierte Glimmer (Ti-reicher Biotit?, vgl. McDO-  
WELL & ELDERS, 1983, S. 1153). Die Chlorite anderer Wirtskristalle (Phyllosilikate?) zeichneten sich wiederum durch hohe Mn und Al-Gehalte aus. Vermutlich durch den Chemismus der Wirtskristalle bedingte Schwankungen im Chloritchemismus führten innerhalb dieser Probe zu einer erheblichen Streuung im  $Al^{IV}$ -Gehalt (1,05 bis 1,3, Abb. 35c). Auch zwischen den Proben bestehen größere Unterschiede in den  $Al^{IV}$ -Gehalten, obwohl die Schwankungen im Fe/Mg-Verhältnis gegenüber den anderen Probengruppen deutlich geringer sind.



**Abb. 36a**  
(Erläuterung  
s. nächste Seite).



**Abb. 36.** Chloritaggregate der Probe R29. a) Rückstreuelektronenbild, b) Intensitätsprofil, c) Chemismus. Entlang eines chloritisierten Drucklösungssaums treten eng verwachsen zwei Chloritpopulationen auf, die sich durch helle (Fe-reicher) und dunkle Bereiche (Mg-reicher) abbilden. Obwohl sich die  $Fe/(Fe+Mg)$ -Gehalte beider Populationen recht deutlich unterscheiden ( $X_{Fe}$  ca. 0,5 bzw. 0,7,  $X_{Fe}$  des Gesamtgesteins: ca. 0,7, vgl. Abb. 34) sind die  $Al^{IV}$ -Gehalte annähernd gleich (FeMg<sub>1</sub>-Substitution, s. Text). Die geringe Amplitude beim Si und Al in b) wird durch die geringe Zählrate hervorgerufen, Konstanz oder Änderungen dieser Gehalte sind daraus nicht zu entnehmen (vgl. c).

### 3.6.2.2 Diskussion

Der Chloritchemismus wird durch den Gesteinschemismus und die Bildungsbedingungen (Temperatur, Druck, Redoxzustand, Schwefelfugazität) beeinflusst (z.B. WALSHE, 1986; CATHELINÉAU, 1988; LAIRD, 1988; TERABAYASHI, 1988; VELDE & MEDHIOUB, 1988). Als Indikationen zunehmender Metamorphose bzw. Temperatur lassen sich - als genereller Trend - ansteigende Al-Gehalte und eingeschränkt auch Veränderungen im Fe/Mg-Verhältnis bewerten. Insbesondere die Al<sup>IV</sup>-Gehalte zeigen eine Zunahme mit ansteigender Temperatur (z.B. WEAVER et al. 1984, BEVINS et al., 1991a, LAIRD, 1988, s. 3.9.1.1).

Unabhängig von der Lithologie und stratigraphischen Zugehörigkeit der Proben ist der Gehalt des tetraedrisch koordinierten Aluminiums bei den untersuchten metamorphen Chloriten insgesamt relativ hoch. Er schwankt bei den Chloriten aus der Gesteinsmatrix allgemein zwischen 1,1 und 1,3, der Hauptteil der Werte liegt etwa bei 1,2 Al<sup>IV</sup>. Erhöhte Al<sup>IV</sup>-Gehalte wurden in den Segregationen (Proben R146, 118) und in den Proben aus eisenerzhaltigen Gesteinen festgestellt. Die Al-Gehalte (Al<sup>IV</sup>, Al<sup>VI</sup>) der metamorphen Chlorite sollten insgesamt den durch die Illit- und Chloritkristallinität angezeigten Metamorphosegrad, also die Temperaturbedingungen der oberen Anchizone, wiedergeben (vgl. 3.9.1.3). Auf entsprechende Metamorphosebedingungen weist eine Gegenüberstellung mit Analysen metamorpher Chlorite aus vergleichbaren, anchi- und epizonalen Vulkanit- und Riff-Komplexen des Harzes und östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Abb. 37). Die Streuung der Al<sup>IV</sup>-Gehalte ist allerdings groß. Besonders in der Lahn-Mulde (naßchemische Analysen) und im Elbingeröder Komplex treten infolge der Eisenerzföhrung außerdem größere Schwankungen im Fe/Mg-Verhältnis auf (s. unten).

Die metamorphen Chlorite besetzen einen relativ großen Bereich des Chlorit-Mischkristallfeldes (Abb. 32). Die in den Erzlagern des Elbingeröder Komplexes auch mit genetischen Vorstellungen verbundene Unterteilung der Chlorite in Chamosit und Thuringit (s. KNAUER, 1960; DAVE, 1963) hat aufgrund des kontinuierlichen Übergangs zwischen diesen beiden Bereichen des ursprünglichen HEY-Diagramms keine Bedeutung mehr. Nach den textuellen Merkmalen und chemischen Kriterien ist der überwiegende Teil der Chlorite der untersuchten Proben regionalmetamorphen Ursprungs. Das gilt insbesondere für die Metavulkanite. Hier sind mögliche Anzeichen früherer Chloritisierungsphasen (submarin-hydrothermale Alteration, s. 3.6.1) weitgehend überprägt oder fehlen sogar völlig.

Nach der Korrelation der Fe/Mg-Verhältnisse zwischen dem Gesteins- und Chloritchemismus wird die Schwankung der Fe-Mg-Gehalte der Chlorite im wesentlichen durch prämetamorphe Unterschiede im Fe/Mg-Verhältnis des Wirtsgesteins hervorgerufen (z.B. durch Lahn-Dill-Typ-Vererzung). Andere Zusammenhänge zwischen dem Gesteins- und Chloritchemismus wurden nicht festgestellt oder werden nicht durch den Gesamtgesteins-

chemismus wiedergegeben. Die Korrelation weist auf die Einstellung eines chemischen Gleichgewichts während des Chloritwachstums (z.B. VELDE & MEDHIOUB, 1988; CATHELINÉAU, 1988). In einzelnen Proben auftretende Schwankungen im  $X_{Fe}$  (Probe R29) oder stärker abweichende Interferenzfarben deuten dagegen auf lokale Ungleichgewichte.

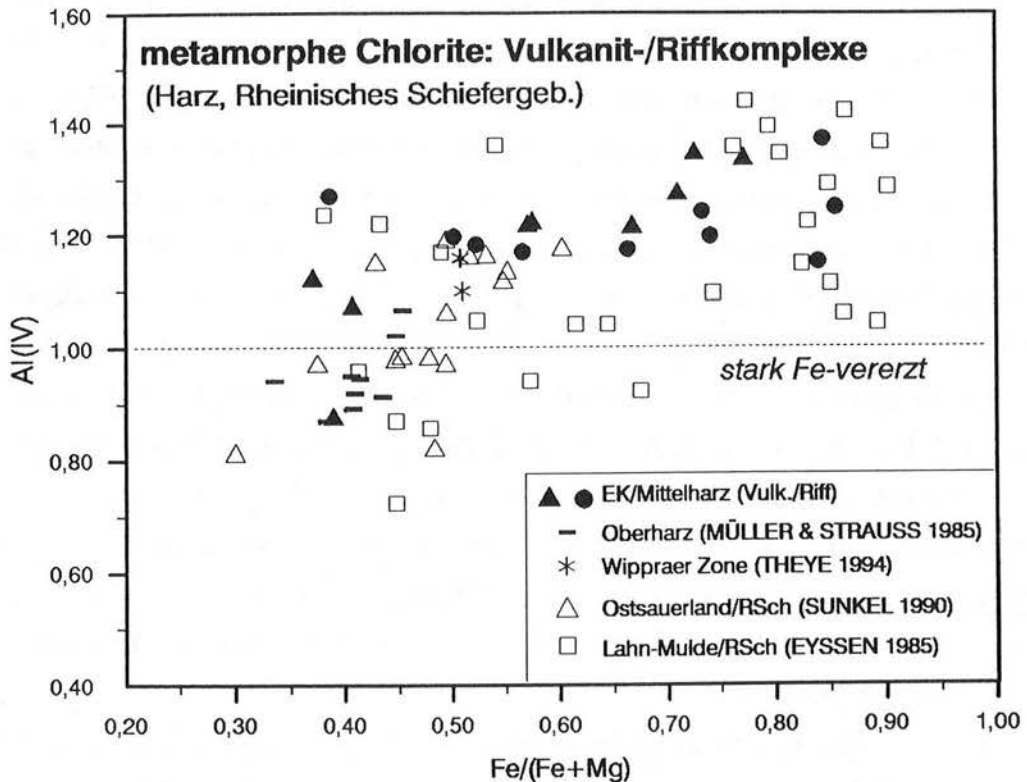
Ein Zusammenhang zwischen den Fe/Mg-Verhältnissen des Gesamtgestein und der Chlorite hat sich auch in anderen Vorkommen bestätigt (z.B. CATHELINÉAU & NIEVA 1985, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987; SUNKEL, 1990; BEVINS et al., 1991a; SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991). Ob sich auf die Fe/Mg-Verhältnisse auch die Metamorphose ausgewirkt hat, kann aus den vorliegenden Proben nicht entschieden werden. Zu erwarten wäre vor allem ein Anstieg im Mg-Gehalt mit zunehmender Metamorphose (BRAUCKMANN, 1984; WEAVER et al., 1984; WYBRECHT et al., 1985; LAIRD, 1988; VOGTMANN-BEKKER, 1990; SPRINGER et al., 1992).

Auf die Einstellung chemischer Gleichgewichtsbedingungen weisen auch die Schwankungen der Al-Gehalte ( $Al^{IV}$ ,  $Al^{VI}$ ) bei nahezu gleichbleibendem Fe/Mg-Verhältnis. Diese Schwankungen können durch veränderte Bildungsbedingungen (Temperatur u.a., s. oben), durch lokale Reaktionspartner oder durch Verwachsungen mit anderen Mineralen (Hellglimmer, Smektit u.a.) hervorgerufen werden. Hier wurden die  $Al^{IV}$ -Gehalte jedoch weder durch Verwachsungen noch durch erhöhte Smektitgehalte wesentlich beeinflusst.

Nach den röntgenographischen Merkmalen und den relativ geringen Si-Gehalten (<3,0) ist der Smektitanteil bei den meisten Chloriten gering oder vernachlässigbar (BETTISON & SCHIFFMAN, 1988; SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991, s. 3.9.1.3). Nur die vermutlich älteren Chlorite in Probe 258 scheinen Smektite zu enthalten (höhere Ca- und Si-Gehalte, Si: 3,13, Tab. 7). Der Einfluß lokaler Reaktionspartner bzw. Reaktionsphasen zeigte sich besonders in Probe 257, wo die Wirtskristalle zu größeren Schwankungen der  $Al^{IV}$ -Gehalte führten (Abb. 35c). In Abhängigkeit vom vulkanischen Ausgangsmaterial auftretende Schwankungen im  $Al^{IV}$ - bzw. Si-Gehalt bei gleichem  $X_{Fe}$  wurden von SUNKEL (1990) im Ostsauerland festgestellt. Im Vergleich dazu sind hier die Schwankungen zwischen den Proben etwas geringer (Abb. 37).

Die innerhalb der Proben auftretende Variation im tetraedrischen Al wurde im wesentlichen durch das gemeinsame Auftreten unterschiedlich alter Chlorite hervorgerufen (prä- bis postkinematisch). Die Trends der beobachteten Abfolgen sind jedoch uneinheitlich und die Abfolgen nicht in jedem Fall ausreichend sicher kinematisch zuordenbar. So ist unklar, ob darin Änderungen in der Temperatur (prograd, retrograd) oder andere Einflüsse, wie Änderungen im Strukturtyp (vgl. KNAUER, 1965) oder Veränderungen im Chemismus der chloritbildenden Lösungen zum Ausdruck kommen (KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987). Hinzu kommt, daß entgegen der allgemein beobachteten Zunahme im Al-Gehalt mit zunehmender Metamorphose auch ansteigende Si-Gehalte auftreten können (TERABAYASHI, 1988).

Die im wesentlichen durch das Ausgangsgestein bestimmten Fe/Mg-Verhältnisse der Chlorite haben offenbar auch die Al-Gehalte beeinflusst. Bei den Metavulkaniten ist eine Zunahme der  $Al^{IV}$ -Gehalte mit steigendem Fe/Mg-Verhältnis am deutlichsten erkennbar (Abb. 35a), obwohl die Proben zumeist aus einem eng begrenzten Aufschlußbereich stammen (Krockstein, Bodetal, Tab. 5) und ähnliche Kristallinitätswerte besitzen (Tab. 6). Ein Trend zunehmender  $Al^{IV}$ -Substitution mit steigendem Fe/Mg-Verhältnis zeigt sich auch in Abb. 37 und wurde u.a. von FOSTER (1962), KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987) und BAILEY (1988, Abb. 2) festgestellt. Als mögliche Ursache für diesen Trend werden ansteigende Temperaturen oder Veränderungen der Kristallstruktur diskutiert (KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, S.1906; BAILEY, 1988, S. 351). Für die Proben aus dem Elbingeröder Komplex wird angenommen, daß dieser Anstieg weniger Änderungen in der Temperatur, sondern in erster Linie Einflüsse des Gesteinschemismus (Fe/Mg-Verhältnis) wiedergibt (vgl. 3.2.3).



**Abb. 37.**  $Al^{IV}-X_{Fe}$ -Diagramm metamorpher Chlorite devonischer Vulkanit- und Riffkomplexe des Harzes (MÜLLER & STRAUSS, 1985; THEYE, 1995, Serie 6) und des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (EYSSSEN, 1985; SUNKEL, 1990), jeweils Mittelwerte. Stark Fe-vererzt: Roteisenstein, Lahn-Mulde und Lagerhorizont im Elbingeröder Komplex. Alle Vorkommen weisen einen anchizonalen (z.B. Lahn-Mulde) oder epizonalen (Wippraer Zone, Ostsauerland/Westteil) Metamorphosegrad auf (s. Originalarbeiten und BUGGISCH, 1986, Lahn-Mulde). Die Chloritanalysen aus der Lahn-Mulde (naßchemische Analysen, IIb-Chlorite) sind für  $FeO$ -Gesamteisen neu berechnet ( $Fe_2O_3 \cdot 0,8998 = FeO_{\text{äquiv.}}$ ).



### 3.6.3 Hellglimmer

Der Chemismus neugebildeter, metamorpher Hellglimmer wurde an 10 Proben ermittelt. Die ausgewählten Proben entsprechen den für die Chloritanalysen verwendeten Proben (Metavulkanite: 103, 109, 167, 213, 214; Riffstruktur: R39, R55, R18, R146 (Quarzsegregation); Kulm: 143, vgl. Tab. 5) und schließen auch Proben aus stark eisenhaltigen Horizonten ein (z.B. 167). Alle Proben stammen aus der oberen bis obersten Anchizone (IC ca. 0,30-0,20  $\Delta^{\circ}2\ominus$ , Tab. 6).

Wie bei den Chloriten wurden bevorzugt diejenigen Glimmer untersucht, die synkinematisch, während der Hauptdeformation (Schieferung) im Bereich von Druckschattenhöfen und entlang der tektonischen Vorzugsregelung (Schieferung) gewachsen sind. Ein Neuwachstum entlang der Schieferung wird bspw. in Probe 103 (Metavulkanit) durch ca. 250  $\mu\text{m}$  lange Hellglimmerneubildungen (Phengitidioblasten) angezeigt, deren Wachstum auf den Bereich stärkster Kompression beschränkt ist (Tafel 9c). Nach der Abfolge der Druckschattenmineralisation bilden die Hellglimmer gegenüber Chlorit häufig den jüngeren Mineralanteil.

Der Hellglimmerchemismus wird entsprechend der wesentlichsten Substitutionen dioktaedrischer Hellglimmer bezogen auf idealen Muskovit ( $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ ) und Seladonit ( $\text{KAlR}^{2+}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ , mit  $\text{R}^{2+} = \text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}}$ ) dargestellt und diskutiert (vgl. GUIDOTTI, 1984, Tab. 1). Die hier zu berücksichtigenden wesentlichsten Substitutionen sind:

a) der Ionenaustausch Na für K innerhalb der Zwischenschicht:  $\text{K}=\text{Na}$   
(Muskovit-Paragonit-Substitution)

b) der gekoppelte Austausch zwischen Zwischenschicht (I) und Tetraederposition:  $\text{K}^{\text{I}}\text{Al}^{\text{IV}}=\text{Si}$   
(Muskovit-Pyrophyllit-Substitution, z.B. CATHELINEAU, 1988)

c) Tschermaks-Austausch:  $\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}=(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}_{-1}\text{Si}^{\text{IV}}_{-1}$   
(Muskovit-Phengit/Seladonit-Substitution); bei zusätzlicher oktaedrischer  $\text{Fe}^{3+}$ -Al-Substitution von GUIDOTTI et al. (1989) als Seladonitsubstitution bezeichnet.

Die Substitution von Si durch KAl (s. b) charakterisiert die Entwicklung von illitischer zu muskovitischer Zusammensetzung der Hellglimmer (z.B. SRODON & EBERL, 1984). Sie ist daher vor allem unter niedriggradigen Temperaturbedingungen wirksam (s. Diskussion).

#### 3.6.3.1 Ergebnisse

Die metamorphen Hellglimmer sind K-reich (9,5-11 Gew.%  $\text{K}_2\text{O}$ ) und besitzen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 47 bis 52,5 Gew.% (Tab. 9). Die normierten Gehalte (11 Sauerstoffe) des Kaliums schwanken zwischen ca. 0,8 und 0,95. Sie liegen damit oberhalb des Durch-

schnittsgehaltes von 0,75 für smectitfreien "reinen" Illit ("Illit-Endglied", SRODON & EBERL, 1984; Abb. 38a). Entsprechend hoch ist auch die Besetzung der Zwischenschichtposition (>0,8 bis 1,0, Abb. 38b). Die Hellglimmer der Vulkanite besitzen etwas höhere K-Gehalte als die Glimmer der pelitischen Gesteine. Die besonders bei Probe 109 (Metavulkanit) vorhandenen Schwankungen der K-Gehalte resultieren zum größten Teil aus analytischen Problemen bei der Bestimmung des Alkaligehaltes (vgl. 3.1.3). Die mittleren Si-Gehalte variieren bei den Hellglimmern der Metavulkanite zwischen 3,25 und ca. 3,5. Die Hellglimmer der pelitischen Gesteine sind Al-reicher, hier schwanken die Si-Gehalte im Durchschnitt zwischen 3,13 und 3,28 (Riffstruktur und Kulm, Tab. 9, s. auch Abb. 39).

Die hohen Kalium- und Siliziumgehalte weisen die untersuchten Hellglimmer insgesamt als phengitische Hellglimmer aus (GUIDOTTI, 1984; VELDE, 1985). Der phengitische Charakter der Hellglimmer wird auch durch die hohe Besetzung der Oktaederposition unterstrichen (2,03 bis ca. 2,1, Tab. 9, vgl. VELDE, 1967; WEAVER & BROECKSTRA, 1984; MASSONNE & SCHREYER, 1986, 1987).

Die Na<sub>2</sub>O-Gehalte liegen allgemein unter 0,2 Gew.% (Tab. 9). Nur in Probe R146 (Quarzsegregation im Riff) wurden durchschnittlich relativ hohe Natriumgehalte festgestellt (0,5 bis ca. 1,2 Gew. % Na<sub>2</sub>O,  $\bar{X}$  0,83). Die erhöhte Paragonitkomponente dieser Hellglimmer ( $X_{Na}$  ca. 0,12, Tab. 9, vgl. Abb. 38) ist vermutlich an Muskovit-Paragonit-Mixedlayer gebunden (FREY, 1969). Die CaO- und TiO<sub>2</sub>-Gehalte sind in der Regel ebenfalls niedrig (CaO <0,1 Gew.%, TiO<sub>2</sub> <0,3 Gew.%, Tab. 9). Manchmal treten innerhalb einer Probe etwas erhöhte TiO<sub>2</sub>-Gehalte auf (bis ca. 1,3 Gew.%, Probe R18). Diese sind wie Schwankungen anderer Elemente (z.B. Fe, Mg, Na) auf Einflüsse durch lokale Reaktionsphasen zurückzuführen (detritische Phyllosilikate, einschl. Altglimmer). Erhöhte Na- und Ti-Gehalte wirken sich erniedrigend auf den Si-Gehalt aus (Proben R146b, R18), insgesamt ist die Variation der Si-Gehalte innerhalb einer Probe aber gering (Si  $\leq$  0,15, Abb. 39a).

Die Si- und Al-Gehalte verändern sich systematisch entlang der Muskovit-Seladonit-Austauschlinie (Abb. 39a). Entsprechend des Tschermaks-Austauschs nimmt mit ansteigenden (Mg+Fe)-Gehalten auch der Si-Gehalt zu (Abb. 39b). Daß die Analysenwerte allgemein unterhalb der idealen Muskovit-Seladonit-Austauschlinie (ideale Tschermaks-Substitution) liegen, ist vermutlich auf Fe<sup>3+</sup>-Gehalte zurückzuführen ((Al-Fe<sup>3+</sup>)<sup>VI</sup>-Substitution, s. oben). Durch das Auftreten von Hämatit und Magnetit in eisenerzreichen Proben (z.B. 167) und nach den Fe<sup>3+</sup>-Gehalten metamorpher Chlorite ist mit einer Ferrimuskovit- bzw. Ferriphengitkomponente bei den analysierten Hellglimmern zu rechnen (vgl. GUIDOTTI & SASSI, 1976; HUNZIKER et al., 1986). Andererseits scheint sich auch der Einfluß der Paragenese bemerkbar zu machen, da die höchsten Si-Gehalte in der Probe gemessen worden sind, die sehr viel Feldspat, insbesondere große, gering albitisierte Kalifeldspatphänokristalle enthält (Probe 213, Abb. 39, vgl. Tab. 5).

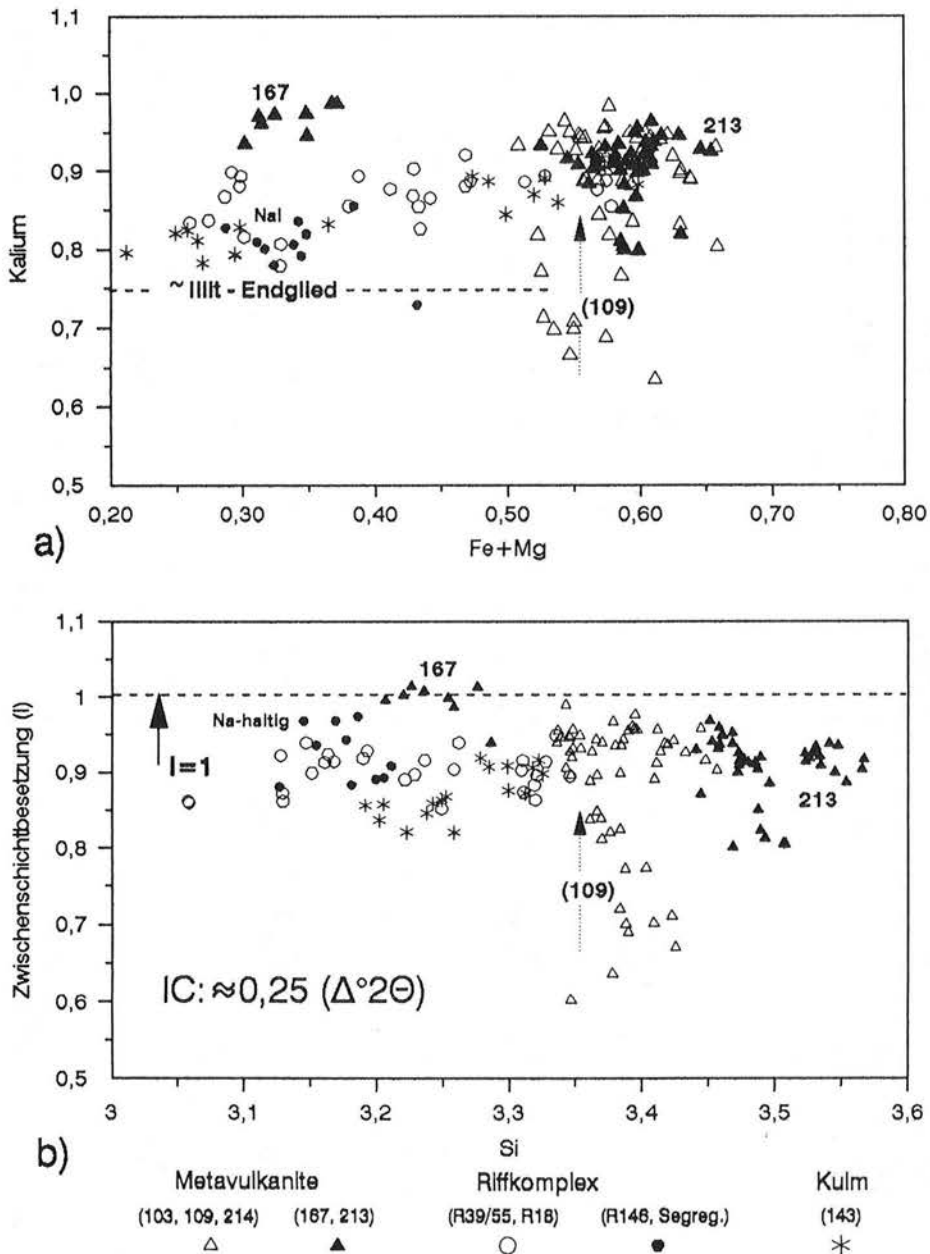
Mittelwerte Probe Nr. Bemerkungen	Hellglimmer		Vulkanite		DS	grobe Gli.	214	167
	109	103	213 total					
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.05	0.04		0.04	0.06	0.10	0.18
K <sub>2</sub> O	8.90	10.55	10.46		10.66	10.50	10.53	11.12
CaO	0.02	0.03	0.00		0.00	0.00	0.00	0.06
SiO <sub>2</sub>	50.15	48.92	51.67		52.38	52.62	50.12	47.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.26	26.18	24.59		24.15	23.89	25.31	30.35
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.24	0.21		0.19	0.25	0.30	0.15
FeO	5.22	5.38	3.75		3.65	3.63	5.75	4.10
MgO	2.77	2.68	3.77		3.61	3.61	2.73	1.01
MnO	0.01	0.02	0.03		0.02	0.10	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.00		0.00	0.00	0.02	0.04
<b>Summe</b>	<b>94.62</b>	<b>94.05</b>	<b>94.52</b>		<b>94.70</b>	<b>94.66</b>	<b>94.87</b>	<b>94.68</b>
Na	0.00	0.01	0.01		0.01	0.01	0.01	0.02
K	0.77	0.93	0.90		0.92	0.90	0.92	0.97
Ca	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Su. Zwsch.</b>	<b>0.77</b>	<b>0.94</b>	<b>0.91</b>		<b>0.92</b>	<b>0.91</b>	<b>0.93</b>	<b>0.99</b>
Si	3.38	3.37	3.49		3.53	3.55	3.42	3.25
AlIV	0.62	0.63	0.51		0.47	0.45	0.58	0.75
AlVI	1.55	1.49	1.46		1.45	1.45	1.46	1.68
Al tot.	2.17	2.12	1.96		1.92	1.90	2.04	2.44
Ti	0.01	0.01	0.01		0.01	0.01	0.02	0.01
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.29	0.31	0.21		0.21	0.20	0.33	0.23
Mg	0.28	0.27	0.38		0.36	0.36	0.28	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00		0.00	0.01	0.00	0.00
<b>okt. Besetzung</b>	<b>2.14</b>	<b>2.09</b>	<b>2.06</b>		<b>2.03</b>	<b>2.03</b>	<b>2.08</b>	<b>2.03</b>
Na/(Na+K)	0.01	0.01	0.01		0.01	0.01	0.01	0.02
Mg/(Mg+Fe)	0.49	0.47	0.64		0.64	0.64	0.46	0.31
XMuskovit	0.49	0.58	0.57		0.58	0.57	0.57	0.71
XParagonit	0.00	0.01	0.00		0.00	0.00	0.01	0.02
XPhengit	0.36	0.37	0.37		0.36	0.36	0.37	0.25
XPyrophyllit	0.15	0.05	0.06		0.05	0.06	0.05	0.02

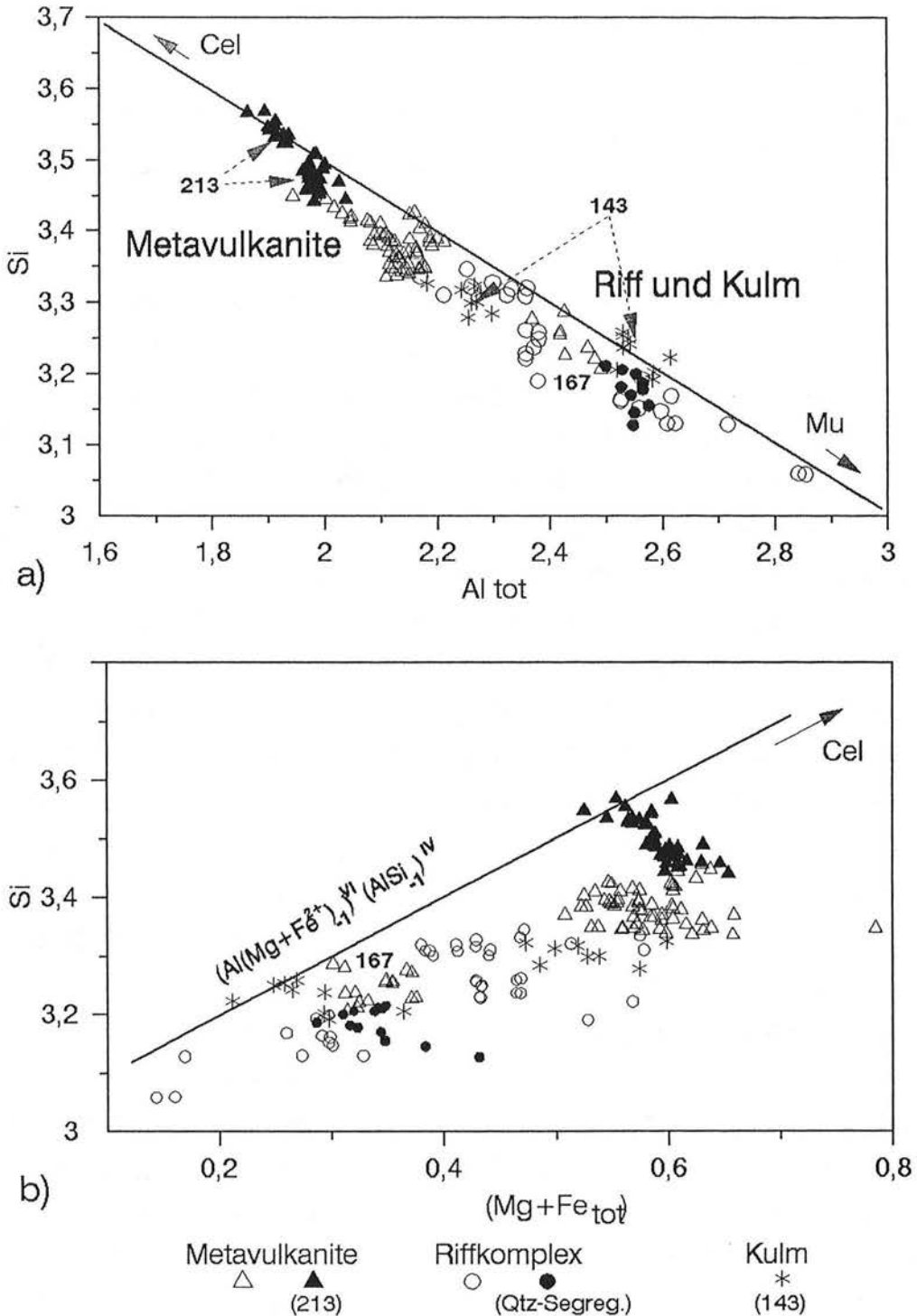
Mittelwerte Probe Nr. Bemerkungen	pelitische Gesteine (Riff, Kulm)			R18 Ti-reich	R146b 143 (Kulm) (Segreg.)	
	R55	R39	R18 normal			
Na <sub>2</sub> O	0.64	0.21	0.40	0.20	0.83	0.24
K <sub>2</sub> O	9.46	10.04	9.64	10.29	9.41	9.73
CaO	0.19	0.08	0.00	0.00	0.06	0.00
SiO <sub>2</sub>	47.04	48.68	47.34	47.60	46.82	48.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.05	30.16	30.29	32.08	31.87	30.80
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.12	0.49	1.00	0.23	0.15
FeO	1.90	3.76	3.83	2.75	3.40	3.09
MgO	1.44	2.17	2.05	1.66	1.53	2.02
MnO	0.00	0.01	0.02	0.11	0.03	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02
<b>Summe</b>	<b>95.06</b>	<b>95.10</b>	<b>94.10</b>	<b>95.69</b>	<b>94.10</b>	<b>94.61</b>
Na	0.08	0.03	0.05	0.03	0.11	0.03
K	0.80	0.87	0.84	0.88	0.81	0.84
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Su. Zwsch.</b>	<b>0.90</b>	<b>0.90</b>	<b>0.89</b>	<b>0.90</b>	<b>0.93</b>	<b>0.87</b>
Si	3.13	3.28	3.22	3.17	3.18	3.26
AlIV	0.87	0.72	0.78	0.83	0.82	0.74
AlVI	1.80	1.67	1.65	1.69	1.73	1.67
Al tot.	2.67	2.40	2.43	2.52	2.55	2.41
Ti	0.02	0.01	0.03	0.05	0.01	0.01
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.11	0.19	0.22	0.15	0.19	0.19
Mg	0.14	0.20	0.21	0.16	0.15	0.21
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>okt. Besetzung</b>	<b>2.06</b>	<b>2.07</b>	<b>2.10</b>	<b>2.07</b>	<b>2.09</b>	<b>2.08</b>
Na/(Na+K)	0.09	0.03	0.06	0.03	0.12	0.04
Mg/(Mg+Fe)	0.59	0.51	0.47	0.52	0.45	0.55
XMuskovit	0.60	0.56	0.57	0.65	0.50	0.53
XParagonit	0.08	0.02	0.04	0.02	0.08	0.02
XPhengit	0.18	0.25	0.26	0.24	0.21	0.24
XPyrophyllit	0.15	0.08	0.10	0.09	0.12	0.10

**Tabelle 9.** Mikrosondenanalysen metamorpher Hellglimmer (Mittelwerte, Gesamteisen als FeO). Strukturformeln berechnet für 11 Sauerstoffe. Probenbezeichnung wie Tab. 5 (Einzelanalysen s. Anlage 8). Molfraktionen berechnet nach CATHELINÉAU (1988), s. 3.9.1.2.

Die (Mg+Fe)-Gehalte schwanken etwa zwischen 0,3 und 0,6. Das Mg:Fe-Verhältnis beträgt in Probe 213 etwa 2:1, ansonsten ist es gleich oder kleiner 1, d.h., es liegen überwiegend eisenreiche Hellglimmer vor ( $Fe \geq Mg$ ). Die Mg/(Mg+Fe)-Gehalte der Hellglimmer liegen zwischen 0,31 und 0,64 (Abb. 40). Koexistierende Chlorite und Hellglimmer besitzen überwiegend vergleichbare Mg/(Mg+Fe)-Verhältnisse (Abb. 40a). Die Unterschiede in den Mg/Fe-Verhältnissen zeigt auch Abb. 40b. Sie verdeutlicht außerdem, daß die Hellglimmer der Metavulkanite allgemein etwas höhere Si-Gehalte besitzen als die pelitischen Gesteine (vgl. Abb. 39a).



**Abb. 38.** K-Gehalte (a) und Besetzung der Zwischenschicht (b) metamorpher Hellglimmer im Verhältnis zu den Mg/(Mg+Fe)- und Si-Gehalten (Einzelanalysen, berechnet für 11 Sauerstoffe). K-Gehalt des "Illit-Endglieds" nach SRODON & EBERL, 1984, S. 515. Der Pfeil weist auf analytisch bedingte Schwankungen im Alkaligehalt (Probe 109).



**Abb. 39.** Hellglimmerchemismus im Si-Al<sub>tot</sub>-Diagramm (a) und im Si-(Mg+Fe)-Diagramm (b). Die Linien repräsentieren den idealen Muskovit (Mu)-Seladonit (Cel)-Austausch (Tschermaks-Austausch). Die Hellglimmer der Metavulkanite besitzen gegenüber den pelitischen Gesteinen (Riffkomplex, Kulm) zumeist etwas höhere Si-Gehalte (vgl. Abb. 40b). Die mit Pfeilen gekennzeichneten Einzelanalysen der Proben R143 und 213 kennzeichnen die Schwankungen der Si-Gehalte innerhalb dieser Proben (<0,15 Si).

Besonders bei den Hellglimmern der Metavulkanite ist ein deutlicher Anstieg der Si-Gehalte mit steigendem Mg/(Mg+Fe)-Gehalt erkennbar (Abb. 40b). Die FeO-Gehalte der zugehörigen Gesteinsproben sind innerhalb dieser Probengruppe annähernd gleich (8-11,6% Gew.), deutlich verschieden sind dagegen die MgO-Gehalte. Am niedrigsten sind sie in Probe 167 (1,7 Gew.%), den höchsten MgO-Gehalt besitzt Probe 213 (8,5 Gew.%, vgl. Anlage 5).

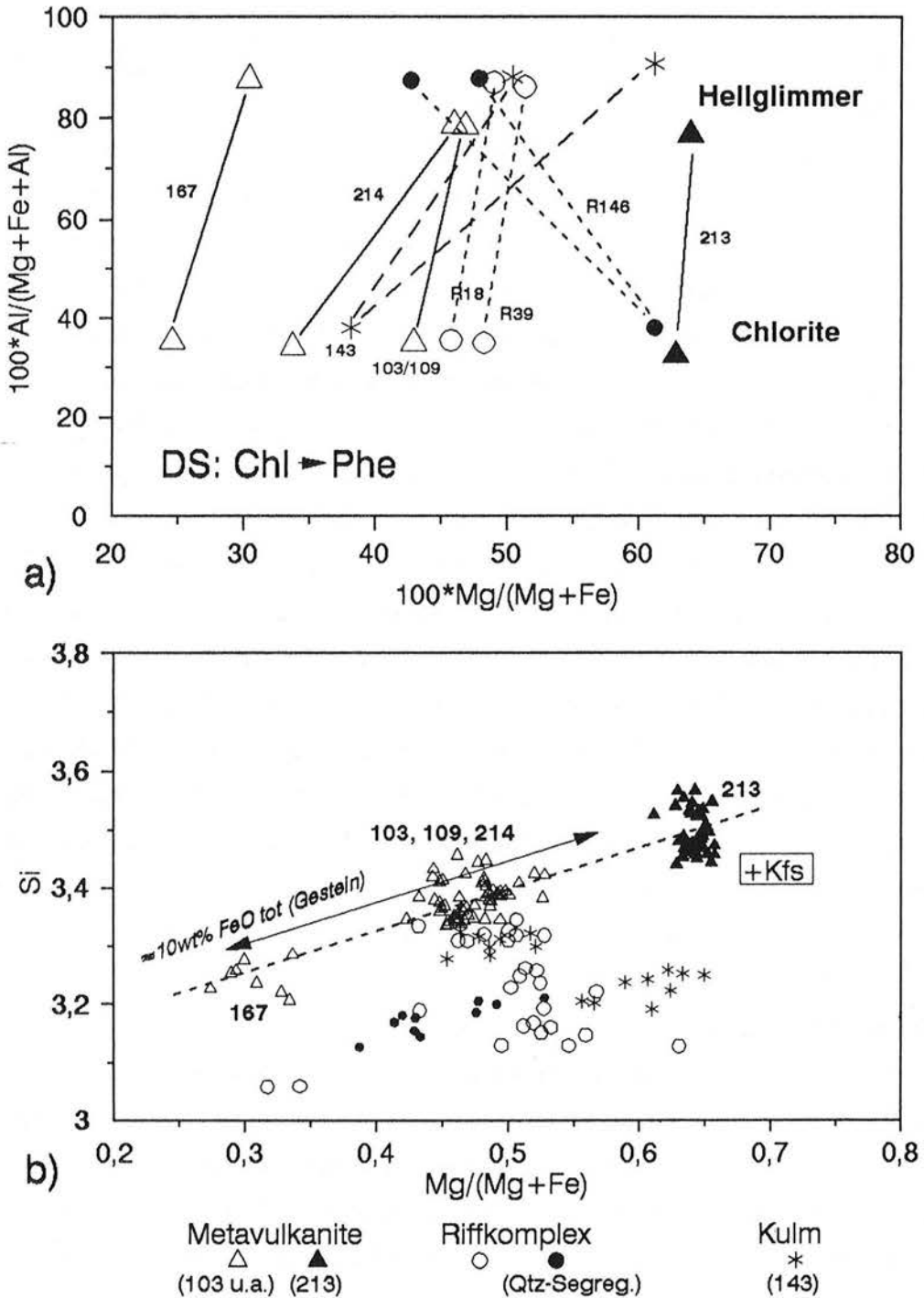
### 3.6.3.2 Diskussion

Temperatur- und druckabhängige Veränderungen im Hellglimmerchemismus sind vor allem im Bereich zwischen Grünschieferfazies und höherer Amphibolithfazies festgestellt worden (z.B. GUIDOTTI, 1984). Unter niedriggradigeren Metamorphosebedingungen ist, neben strukturellen Veränderungen (Illitkristallinität), die wesentlichste temperaturbedingte Veränderung im Chemismus illitischer Hellglimmer der Anstieg im K-Gehalt bei gleichzeitiger Abnahme der Si-Gehalte (Muskovit-Pyrophyllit-Substitution, s. oben, b). In Geothermalsystemen wurde bei Temperaturen zwischen 200 und 300°C eine systematische Zunahme dieser Substitution mit ansteigender Temperatur festgestellt (CATHELINEAU, 1988, s. 3.9.1.2). In regionalmetamorphen Einheiten treten entsprechende chemische Veränderungen von der Hochdiagenese bis zum Einsetzen epizonaler Metamorphosebedingungen auf (BRAUCKMANN, 1984; WEAVER & BROEKSTRA, 1984; WYBRECHT et al., 1985; HUNZIKER et al., 1986). Mit zunehmendem Metamorphosegrad erhöhen sich nicht nur die K-Gehalte. Vor allem mit Beginn der Epizone kann die weitere Entwicklung der Hellglimmer wieder mit einer Zunahme der Si-Gehalte verbunden sein, gleichzeitig verringert sich die chemische Variabilität der Hellglimmer innerhalb der Proben (Si- und Al-Gehalte, DUNOYER DE SEGONZAC, 1970; VELDE, 1985; HUNZIKER et al., 1986).

Bei den untersuchten Hellglimmern besteht weder eine Abhängigkeit der K-Gehalte von den Fe- und Mg-Gehalten noch läßt sich ein Zusammenhang zwischen Kalium- und Siliziumgehalten feststellen (Abb. 38). Die für sehr niedriggradige illitische Glimmer charakteristische Substitution von Si durch KAl ist bei diesen Hellglimmern weitgehend abgeschlossen. Gering oder vernachlässigbar sind außerdem die K-Na-Substitution (Muskovit-Paragonit-Substitution, s. a) sowie weitere Substitutionen (z.B. Ti und Cr für Al<sup>IV</sup>). Der Hellglimmerchemismus zeigt bereits eine Entwicklung an, wie sie in regionalmetamorphen Einheiten mit einsetzenden epizonalen Bedingungen erreicht werden.

Die K<sub>2</sub>O-Gehalte der Hellglimmer der pelitischen Proben lassen sich mit den von HUNZIKER et al. (1986) für ähnliche pelitische Gesteine in der Anchizone ermittelten K<sub>2</sub>O-Gehalten vergleichen (K<sub>2</sub>O: 8-10,5 Gew%, Protolith: Mergel und Tonsteine). Die hier gemessenen mittleren K<sub>2</sub>O-Gehalte von 9,5-10,2 Gew.% liegen danach bereits im oberen Bereich der Anchizone. Anchi- bis epizonalen Metamorphosebedingungen entspricht auch

die geringe Schwankung der Si-Gehalte innerhalb der Proben ( $\leq 0,15$  Si; vgl. HUNZIKER et al., 1986).



**Abb. 40.** a) Chemismus koexistierender metamorpher Chlorite und Hellglimmer (Mittelwerte, DS: Abfolge der Druckschattenmineralisation). b) Hellglimmer im Si-Mg/(Mg+Fe)-Diagramm. Der Anstieg im Si-Gehalt mit steigendem  $X_{\text{Mg}}$  ist vor allem mit einem Anstieg im MgO-Gehalt des Gesteinschemismus verbunden, die FeO-Gehalte sind nahezu gleich (ca. 10 Gew.% FeO). Zur weiteren Erläuterung siehe Text.

Für die Hellglimmer der vulkanischen Gesteine liegen nach Lithologie und Metamorphosegrad unmittelbar vergleichbare Analysen aus dem Ostsauerland vor (Metavulkanite aus dem Grenzbereich der Anchi-/Epizone). Diese Hellglimmer sind ebenfalls phengitisch und besitzen überwiegend  $K_2O$ -Gehalte zwischen 10,0 und 10,7 Gew.% (SUNKEL, 1990, Tab. A5b; s. auch 3.10.1). Durch meßbedingte Verluste im Alkaligehalt sind die  $K_2O$ -Gehalte einzelner Proben zum Teil erniedrigt (bis 8,2 Gew.%, SUNKEL, 1990, S. 103), ein Effekt, der sich auch hier manchmal auswirkte (z.B. Probe 109).

Die nahezu übereinstimmenden  $Mg/(Mg+Fe)$ -Gehalte koexistierender metamorpher Chlorite und Hellglimmer zeigen, daß nicht nur der Chloritchemismus, sondern auch die Zusammensetzung der Hellglimmer vom Fe-Mg-Gehalt des Ausgangsgesteins beeinflusst worden ist. Abgesehen von lokalen Abweichungen (Proben R146, 143) ist bei den Hellglimmern allgemein eine Tendenz zu etwas höheren und weniger schwankenden  $Mg/(Mg+Fe)$ -Gehalten vorhanden (Abb. 40a). Da die Hellglimmer häufig den jüngeren Teil der Druckschattenmineralisation bilden, deutet sich insgesamt eine Zunahme im Mg-Gehalt und eine Vereinheitlichung gegenüber dem Chloritchemismus an (vgl. LAIRD, 1988, Abb. 28).

Die wesentlichsten Variationen im Hellglimmerchemismus der untersuchten Proben wurde durch den Tschermaks-Austausch hervorgerufen (Si- bzw. Al-Gehalte). Besonders bei den Metavulkaniten vergrößern sich mit zunehmenden  $(Mg+Fe)$ -Gehalten die Si-Gehalte. Die zugehörigen Gesteinsproben zeigen ebenfalls höhere  $(FeO+MgO)$ -Gehalte, doch sind die Unterschiede der FeO-Gehalte relativ gering. Die höchsten Si-Gehalte wurden in derjenigen Probe gemessen, die den höchsten MgO-Gehalt besitzt (Probe 213). Darüber hinaus ist in dieser und in Probe 103 Kalifeldspat vorhanden. Durch die Anwesenheit von Kalifeldspat erfüllen diese Proben am ehesten die Voraussetzungen, die für eine quantitative Druckbestimmung erforderlich sind (limitierende Paragenese, s. 3.10.1).

### 3.6.4 Zusammenfassung

Die Zusammensetzung sowohl der Chlorite als auch der Hellglimmer wird vom Gesteinschemismus beeinflusst. Das zeigt sich insbesondere in den übereinstimmenden Fe/Mg-Verhältnissen zwischen Mineral- und Gesteinschemismus. Das Wachstum beider Minerale erfolge unter Bedingungen chemischen Gleichgewichts zwischen den mineralbildenden metamorphen Lösungen und dem Wirtsgestein (vgl. 3.6.2.2). Der Einfluß der Fe/Mg-Verhältnisse der Wirtsgesteine wirkte sich jedoch unterschiedlich aus, bei den Chloriten beeinflusst er den temperatursensitiven Al-Gehalt und bei den Hellglimmern den Gehalt der Phengitkomponente (Druckindikation, s. 3.10). Nach dem Vergleich mit Literaturdaten und gestützt durch die Ergebnisse der Illit- und Chloritkristallinität ergibt sich insgesamt eine gute Übereinstimmung zwischen den chemischen Merkmalen der Chlorite und Hellglimmer und den



nach den Kristallinitätswerten angezeigten Metamorphosegrad (obere bzw. oberste Anchizone). Für die überwiegend synkinematisch gewachsenen Minerale kann weitgehend als gesichert gelten, daß sie im Gleichgewicht mit den Metamorphosebedingungen (P, T) während der Regionalmetamorphose gewachsen sind (s. 4.1).

### 3.7 Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen

#### 3.7.1 Methodik und Apparatur

Aus reversiblen Phasenübergängen in Flüssigkeitseinschlüssen kann auf die Bildungsbedingungen (Temperatur, Druck) und die Zusammensetzung der Lösungen zur Zeit des Einschließens in die Wirtskristalle und damit im günstigsten Fall während des Mineralwachstums geschlossen werden. Diese nur unterm Mikroskop erkennbaren Phasenübergänge werden durch Kühlen und Heizen der Proben erreicht (z.B. ROEDDER, 1984).

Die Einschlußmessungen wurden an einem LINKAM Heiz- und Gefriertisch durchgeführt. Die Eichung der Apparatur erfolgte anhand der Phasenübergänge synthetischer Flüssigkeitseinschlüsse (u.a. reine CO<sub>2</sub>-Einschlüsse, s. HEINRICH et al., 1992).

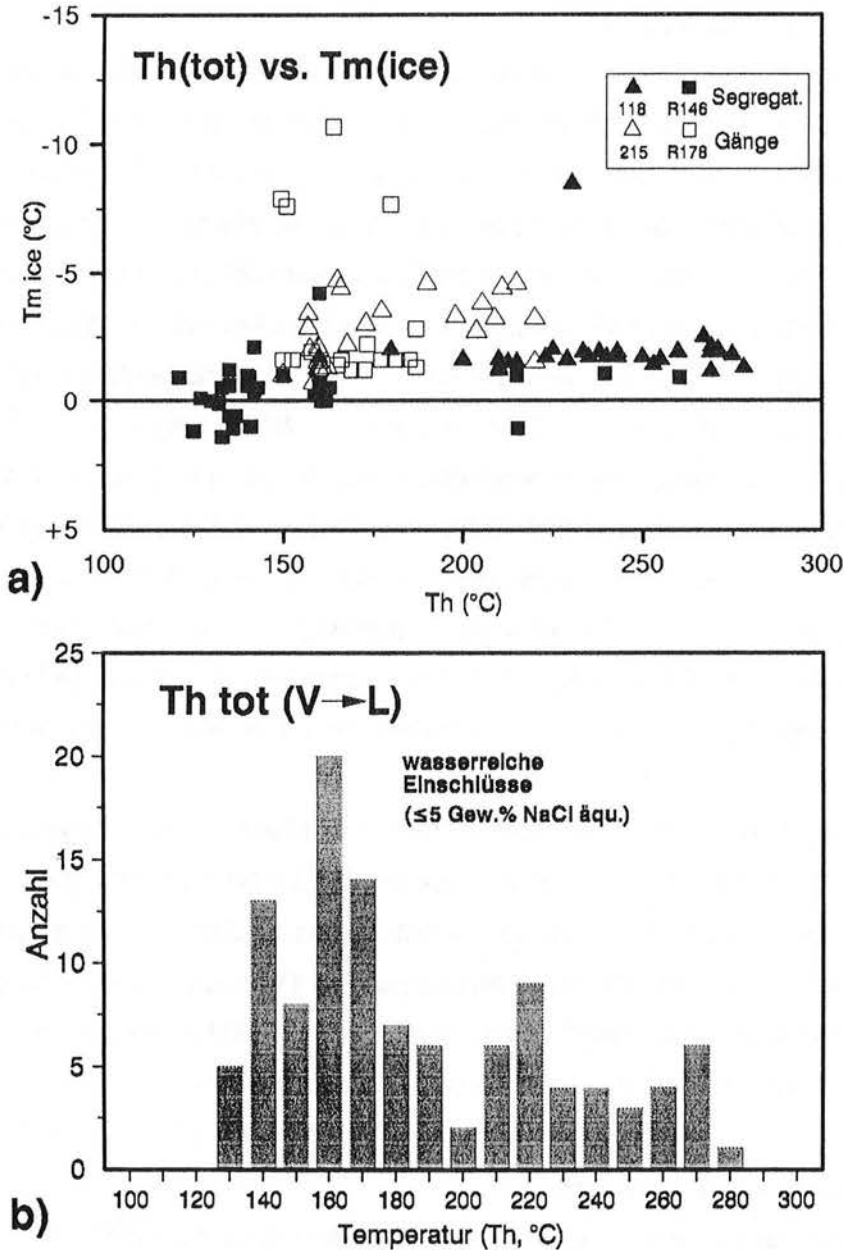
Untersucht wurden Flüssigkeitseinschlüsse in metamorphen Quarz-Segregationen (Proben R146 und 118) und mineralisierten, Quarz-Calcit-Chlorit-führenden Gängen (R178, 215). An diesen vier Proben ist auch der Chemismus der Chlorite und Hellglimmer untersucht worden (vgl. 3.6). Gemessen wurden überwiegend Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzen, seltener Einschlüsse im Calcit. In den karbonathaltigen Proben gehört Quarz zu den späten Bildungen. Er ist randlich aber noch mit Chlorit verwachsen (Helminth-Gefüge, vgl. 3.6.2).

Die Einschlüsse sind insgesamt sekundär, in einigen Fällen möglicherweise pseudo-sekundär. Dazu werden isolierte Einschlüsse sowie Einschlußbahnen gerechnet, bei denen der Quarz randlich einen einschlußfreien Anwachsraum aufweist (in Segregationen). Relativ gut zu messen waren die Keimbildungstemperatur (T<sub>n</sub>), die Schmelztemperatur (finales Schmelzen, T<sub>m</sub>) und die Homogenisierungstemperaturen (Th). Schwieriger war die Bestimmung des ersten Abschmelzens (eutektische Temperatur, T<sub>e</sub>).

#### 3.7.2 Ergebnisse und Diskussion

Die Einschlüsse sind überwiegend zweiphasig (Lösung mit Gasblase, L+V-Typ, bei Raumtemperatur), alle homogenisieren in die flüssige Phase (Th V → L). Die Größe der Einschlüsse ist gewöhnlich geringer als 10 µm, der Füllgrad ist hoch (ca. 0,85-0,95, Einschlüsse hoher Dichte). Die nur an größeren Einschlüssen meßbaren eutektischen Temperaturen (T<sub>e</sub>) schwanken zwischen ca. -25°C und -21°C (bis -18°C, 215). Die Eisabschmelztempera-

turen ( $T_m$  Eis) liegen zumeist oberhalb  $-5^\circ\text{C}$ . In Probe R146 wurden vermutlich durch Hydratbildungen metastabile Schmelztemperaturen bis ca.  $+1,5^\circ\text{C}$  gemessen (Abb. 41a). Nach den Eisabschmelztemperaturen dominieren wasserreiche niedrigsalinare Einschlußpopulationen eines NaCl-betonten Systems (vgl. SHEPHERD et al., 1985). Die aus der Gefrierpunktserniedrigung ( $T_m$  Eis) ableitbare Salinität entspricht etwa  $\leq 5$  Gew.%  $\text{NaCl}_{\text{äquiv}}$  (POTTER et al., 1978).



**Abb. 41.** Ergebnisse der Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen. a) Eisabschmelztemperaturen ( $T_m$  Eis) und Homogenisierungstemperaturen ( $T_h$  tot) der Einzelproben, b) synoptisches Histogramm der Homogenisierungstemperaturen (insgesamt 120 Einschlüsse). Die dichten, niedrigsalinaren wasserreichen Einschlüsse homogenisieren in die flüssige Phase ( $T_h$  V → L). Zur Probenbeschreibung s. Tab. 5.

Vereinzelt traten salzreiche Einschlüsse auf ( $T_n > -60^\circ\text{C}$ ), in einigen größeren Einschlüssen waren sogar Tochterkristalle (Salzkristalle) erkennbar. Diese hochsalinaren, mehrphasigen Einschlüsse gehören vermutlich zu jüngeren (postvariszischen) Einschlußpopulationen (vgl. z.B. HEIN, 1993; LÜDERS et al., 1993). In einigen Einschlüssen tritt möglicherweise eine weitere Gasphase innerhalb der niedrigrsalinaren Einschlüsse auf ( $\text{CO}_2$ ?). Ob tatsächlich  $\text{CO}_2$  vorliegt, konnte durch die mikrothermometrischen Messungen nicht geklärt werden.

Die Homogenisierungstemperaturen ( $T_h$ ) schwanken zwischen  $130\text{-}270^\circ\text{C}$ , mit einer Häufung um  $140\text{-}170^\circ\text{C}$  (Abb. 41b). In den beiden Quarzsegregationen wurden die höchsten und die niedrigsten Homogenisierungstemperaturen gemessen (118:  $210\text{-}270^\circ\text{C}$  bzw. R146:  $125\text{-}160^\circ\text{C}$ , vgl. Abb. 41a). In Probe 118 war bei zahlreichen Einschlüssen ( $T_h$  200-230) ein rasches Dekrepitieren (mit Flüssigkeitsaustritt, leakage) bereits kurz nach Erreichen der  $T_h$ , noch vor Abschluß der gesamten Homogenisierung, zu beobachten (Dekrepitationstemperatur,  $T_d$ , ca.  $20\text{-}30^\circ\text{C}$  oberhalb  $T_h$ ). Einige Einschlüsse sind vermutlich durch subsequente Kristalldeformation verändert worden. Darauf weisen Rißbildungen am Rand der Einschlüsse (bei Raumtemperatur). Soweit erkennbar, blieben solche Einschlüsse unberücksichtigt. Satellitenartig angeordnete sekundäre Einschlüsse, typisch für dekrepitierte Einschlüsse der epizonalen Wippraer Zone, wurden nicht festgestellt.

Wasserreiche, niedrigrsalinäre Einschlußpopulationen sind unter Metamorphosebedingungen der höheren Anchizone zu erwarten (MULLIS, 1987) und mit schwankenden, aber vergleichbaren Homogenisierungstemperaturen charakteristisch für variszische Fluide niedriggradig metamorpher Einheiten (z.B. BEHR et al., 1987; HEIN, 1993). Im Harz zeigten niedrigrsalinäre (spät-)variszische Einschlüsse in der epizonalen Wippraer Zone im Mittel  $T_h$ -Werte von ca.  $150^\circ\text{C}$  ( $T_h$ : 110 bis  $200^\circ\text{C}$ , LÜDERS & MÖLLER, 1992; LÜDERS et al., 1993), in den Unterharzer Gangrevieren (Anchizone) variierten die Homogenisierungstemperaturen variszischer Einschlußgenerationen zwischen  $150$  und  $300^\circ\text{C}$  (AUGUSTIN, 1993).

Die Merkmale der untersuchten Einschlüsse entsprechen insgesamt den unter variszischen Fluidbedingungen entstandenen Einschlüssen vergleichbarer Vorkommen. Aus den gemessenen Homogenisierungstemperaturen sind jedoch nur Mindesttemperaturen ableitbar, eine Druckkorrektur konnte nicht durchgeführt werden. Da unter regionalmetamorphen Bedingungen die Homogenisierungstemperaturen gewöhnlich unter den tatsächlichen Einschlußtemperaturen liegen (z.B. Wippraer Zone), ist ein direkter Vergleich mit den aus dem Mineralchemismus abgeleiteten Metamorphosetemperaturen nicht möglich (vgl. 3.9.1).

### 3.8 Radiometrische Altersbestimmung

An zwei Tonschieferproben (Proben 1 und 13, Kulmtonschiefer) und einer Vulkanitprobe (Probe 103, Schalstein, Mitteldevon) sind K-Ar-Altersbestimmungen vorgenommen worden (Tab. 10). Die Datierung wurde von Dr. H. Ahrendt am IGDL Göttingen durchgeführt. Zur Altersbestimmung wurden Illitpräparate der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  verwendet, die mittels Atterberg-Verfahren gewonnen worden sind (s. 3.1.1). Nach den Illitkristallinitätswerten weisen alle Proben einen anchizonalen Metamorphosegrad auf (Probe 13: untere Anchizone, Proben 1 und 103: obere Anchizone, Tab. 10). Einflüsse durch detritischen Hellglimmer sind zumindest für die Tonschieferprobe der oberen Anchizone nicht mehr zu erwarten. In der Vulkanitprobe überwiegen nach dem Gefügebefund synkinematisch gewachsene Phengit-idioblasten (Taf. 9c, Si-Gehalt ca. 3,4; s. 3.6.3), so daß weitgehend gewährleistet ist, daß mit der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion metamorphe Mineralanteile datiert worden sind (Metamorphosealter, vgl. AHRENDT et al., 1983).

An den beiden Tonschieferproben sind K-Ar-Alter von ca. 321 bzw. 307 Mill. Jahren ermittelt worden, demgegenüber ergab die Vulkanitprobe ein vergleichsweise junges Alter von ca. 286,7 Mill. Jahren (Tab. 10).

Proben	K-Ar-Alter (Fehler)	IC	Gestein/Lokalität
13	320,8 Ma (6,6 Ma)	0,34/224	Tonschiefer (Kulm) nördl. Susenburg, Bodetal (Bl. Elbing.)
1	307,1 Ma (6,6 Ma)	0,24/157	Tonschiefer (Kulm) östl. Rübeland, B 27 Einfahrt n. Neuwerk (Bl. Blankenburg)
103	286,8 Ma (5,9 Ma)	0,20/138	Metavulkanit, Krock- stein, (Bl. Blankbg.)

**Tabelle 10.** Ergebnisse der K-Ar-Datierung (Illitpräparate, Fraktion  $<2 \mu\text{m}$ ). IC: Illitkristallinität, in  $\Delta^{\circ}2\Theta$  (Kübler-Index) und  $Hb_{rel}$  (Weber-Index), Ma: Millionen Jahre). Originalwerte s. Anlage 9.

**Diskussion:** Das Alter der "Hauptfaltung" (Deformation und Regionalmetamorphose) des Harzes läßt sich nach geologischen Kriterien etwa zwischen oberem Namur und unterem Westfal eingrenzen. Dieser Zeitraum ergibt sich aus dem Alter der jüngsten Flyschsedimentation (cdIII, evtl. Namur A) und dem Beginn der Molassesedimentation im höheren

Westfal am SE-Rand des Harzes (Grillenberger Schichten, z.B. SCHUST et al., 1991). Unsicherheiten ergeben sich einerseits dadurch, daß sich ein Namur-Alter im Westharz nicht bestätigt hat (HORN et al., 1989). Andererseits ist das Westfalalter der Molasse am SE-Rand des Harzes nicht notwendigerweise als Alterskriterium auf den gesamten Harz übertragbar ("Wandern" der Faltung, vgl. AHRENDT et al., 1983). Nach dem regionalen Befund (z.B. gefaltetes Namur A in der benachbarten Flechtinger Scholle und in Tiefbohrungen) sind vermutlich auch im Harz ehemals mächtigere Namurablagerungen vorhanden gewesen (HOTH, 1993, S.141). Aus geologischen Gründen kann Namur A als untere Altersgrenze der variszischen Faltung und Metamorphose im Harz zumindest außerhalb der Wippraer Zone akzeptiert werden (s. unten).

Nach den verwendeten numerischen Zeitskalen werden die Untergrenze des Namur bei ca. 325 bis 330 Ma, die Grenze Namur/Westfal bei 315-317 Ma, die Westfal/Stefan-Grenze bei ca. 305 Ma und die Grenze Karbon/Perm bei 300 bzw. 296 Ma festgelegt (MENNING, 1989, 1991, 1993; ODIN & ODIN, 1990; vgl. 1.2.3.1). Hinsichtlich des oben genannten oberkarbonischen "Faltungsalters" (etwa 320-310 Ma, vgl. MENNING, 1989) würden nur die an den beiden Tonschieferproben ermittelten K-Ar-Alter ein geologisch vertretbares Metamorphosealter ergeben (320,8 Ma: höheres Namur, 307,1 Ma: Grenze Westfal/Stefan). Das K-Ar-Alter der Metavulkanitprobe (286,8 Ma) entspricht dagegen bereits dem tiefsten Perm. Der Grund für die Abweichungen zwischen den Proben ist unklar. Einflüsse durch präparative Effekte sind dabei nicht auszuschließen (z.B. REUTER, 1985; REUTER & DALLMEYER, 1987).

Weitere Datierungen (<2µm-Fraktion) ergaben im Mittel- und Oberharz K-Ar-Alter um 320-310 Mill. Jahre (D. MARHEINE, pers. Mitt., 1994). Wiederholt wurden auch Alter nahe der Permigrenze festgestellt. Nach AHRENDT (pers. Mitt., 1995) sind für die <2µm-Fraktion Alter von ca. 320-300 Ma als zuverlässig anzusehen. Im südöstlichsten Teil des Harzes (Wippraer Zone) weisen K-Ar-Datierungen dagegen auf ein älteres, überwiegend unterkarbonisches Metamorphosealter (etwa 350-320 Ma, MARHEINE et al., 1995).

Da es zunehmend Hinweise gibt, daß ein diffusiver Argonverlust auch unterhalb von 300 °C auftreten kann (bis ca. 250°C, HUNZIKER et al., 1986; HAMMERSCHMIDT & STÖCKERT, 1987; HAMILTON et al., 1989), könnten besonders mit den jüngeren K-Ar-Altern (kleinere IC-Werte bzw. höhere Temperaturen) eher Abkühlalter als das Alter der Peakmetamorphose datiert worden sein. Die K-Ar-Alter würden dann mit dem Unterschreiten der Schließtemperaturen eine unterkarbonische Hebung in der Wippraer Zone und eine spätere, hochoberkarbonische Hebung im übrigen Harz anzeigen. Wesentlich ist hier vor allem, daß gemäß dem Gefügebefund auch die Altersdaten ein relativ junges Bildungsalter des metamorphen Mineralbestandes anzeigen (s. 4.1).

### 3.9. Temperaturbestimmung

#### 3.9.1 Mineralthermometrie

Zur Bestimmung der Bildungstemperaturen des metamorphen Mineralbestandes (Chlorite, Hellglimmer) dienten in Geothermalsystemen entwickelte Geothermometer (Chlorit- und Illit-Geothermometer). Grundlage der Temperaturberechnungen bildet der mittels Mikrosonde bestimmte Mineralchemismus.

##### 3.9.1.1 Chlorit-Thermometrie

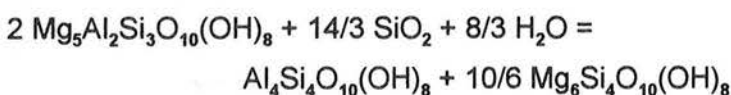
Mit verschiedenen Versionen des Chloritgeothermometers wurde versucht, die Bildungstemperaturen der metamorphen Chlorite zu berechnen. Anwendbar ist diese Methode auf den Chemismus trioktaedrischer Fe-Mg-Chlorite. Es sind im wesentlichen zwei Versionen dieses Thermometers vorgeschlagen worden:

Das von CATHELINÉAU & NIEVA (1985) und CATHELINÉAU (1988) entwickelte Geothermometer basiert auf empirisch ermittelten temperaturabhängigen Veränderungen im Chloritchemismus. Diese Zusammenhänge wurden zuerst im hydrothermal alterierten Andesit-(Rhyolith)-Komplex von Los Azufres (Los Azufres-Geothermalfeld, Mexiko) festgestellt. Die Chlorit-Bildungstemperaturen sind u.a. anhand von Bohrlochtemperaturmessungen und durch Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen bestimmt worden. Mit steigender Tiefe bzw. Temperatur wurde ein Anstieg des Gehaltes an tetraedrisch koordiniertem Aluminium ( $Al^{IV}$ ), eine Abnahme der Leerstellen sowie ein geringer Anstieg im Fe-Gehalt festgestellt. Andere Faktoren wie der Gesamtgesteinschemismus ( $X_{Fe}$  ca. 0,3) und die Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen zeigten keine wesentlichen Veränderungen, so daß die Änderungen im Chemismus der authigenen Chlorite vor allem auf die Temperaturerhöhung zurückgeführt werden konnten. Die beste Korrelation zur Temperatur (130-300°C) zeigten die  $Al^{IV}$ -Gehalte und die Leerstellen (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985; s. Tabelle 11). Diese systematischen Beziehungen sind als potentiell Geothermometer vorgeschlagen worden. Später wurde eine revidierte und durch Daten aus anderen Geothermal- bzw. Hydrothermalfeldern ergänzte, verallgemeinerte Fassung der Temperaturberechnung vorgelegt und deren Anwendung für den Temperaturbereich von etwa 150-300°C empfohlen (CATHELINÉAU, 1988; Tab. 11).

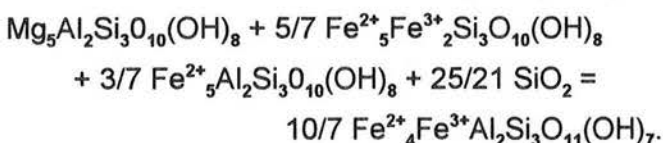
WALSHE (1986) wählte dagegen einen thermodynamischen Ansatz, um die Bildungsbedingungen (Temperatur, Redoxzustand, Schwefelfugazität) aus dem Chloritchemismus berechnen zu können. Grundlage bildet ein Mischkristallmodell aus sechs idealen Chlorit-Endgliedern, welche als unabhängige molekulare Komponenten betrachtet werden (C1 bis C6):

- C1:  $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  (Chrysotil)  
 C2:  $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  (7Å-Clinochlor)  
 C3:  $\text{Fe}_5^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  (Chamosit)  
 C4:  $\text{Fe}_5^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$   
 C5:  $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  (Kaolinit)  
 C6:  $\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{11}(\text{OH})_7$ .

Der Chemismus und die Bildungstemperaturen authigener Chlorite aus mehreren Geothermal- und Hydrothermalfeldern (Salton Sea, Broadland u.a.) dienen zur Berechnung der thermodynamischen Daten der Reaktionen zwischen diesen Komponenten und führten zur Kalibrierung zweier Austauschreaktionen



und



Sie bilden unter Voraussetzung bekannten oder angenommenen Druckes bei Anwesenheit von Quarz und Wasser zwei unabhängige Geothermometer (WALSHE & SOLOMON, 1981; WALSHE, 1986, Gleichungen 43 und 44). Die Temperaturberechnung ist aufwendig und erfolgte anhand eines rechnergestützten iterativen Berechnungsmodus der thermodynamischen Gleichungssysteme, in die u.a. die Aktivitäten dieser Komponenten und ein berechneter  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt eingehen. Berechnet werden maximale Chloritbildungstemperaturen. Die berechneten  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte, basierend auf den üblichen Normalisierungsschemas, sind allerdings ungenau (SIDLER, 1993). Verwendet wurden nur Chlorite mit Eisengehalten bis etwa 32 Gew.% FeO (FeO=Gesamteisen), ein Limit, das sich durch die Unsicherheiten bei der Berechnung der Sauerstoffugazität bei höherem Eisengehalt ergibt. Die Berechnungen, druckkorrigiert für 1kbar, wurden an der RWTH Aachen von Frau Dr. A. KONTNY durchgeführt.

Die Ergebnisse der Temperaturberechnung nach WALSHE (1986) werden im wesentlichen durch die Si- und Al-Gehalte der Chlorite bestimmt, wohingegen das Fe/Mg-Verhältnis nahezu ohne Einfluß bleibt (s. unten). So läßt sich auch für das WALSHE-Temperaturmodell ein Zusammenhang zwischen den  $\text{Al}^{\text{IV}}$ -Gehalten und den berechneten

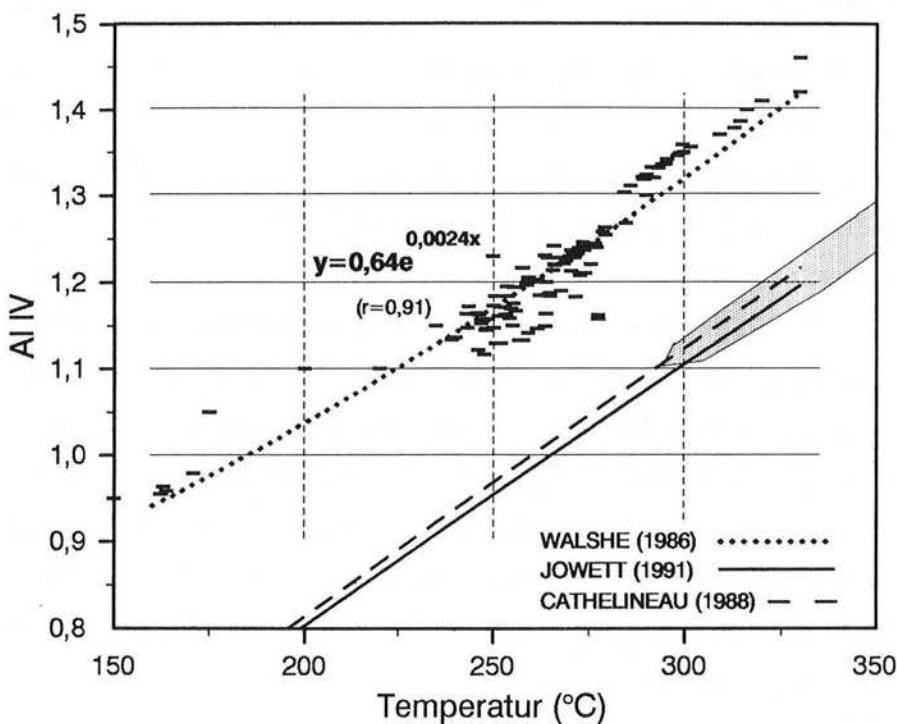
Temperaturen herstellen (s. auch KAVALIERIS et al., 1990, Abb. 14). Durch Regressionsanalyse wurde daraus eine vereinfachte Formel zur Temperaturberechnung abgeleitet (Abb. 42). Sie ist aufgelöst nach T (Temperatur) in Tabelle 11 angegeben. Der Vergleich mit Literaturdaten (KAVALIERIS et al., 1990; VOGTMANN-BECKER, 1990; REDECKE, 1992, HEIN, 1993 und pers. Mitt., 1992) ergab für  $Al^{IV}$ -Werte zwischen 1 und 1,5 nahezu übereinstimmende Ergebnisse. Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten dieser Thermometer ermöglicht diese Formel im angegebenen Bereich ( $Al^{IV}$ : 1-1,5 bzw. T ca. 200-350°C) eine dem WALSHE-Modell folgende ausreichend genaue Temperaturberechnung. Bei  $Al^{IV}$ -Gehalten  $<1$  wird die Berechnung mit dieser Formel, wie auch die Anwendung dieser Geothermometer, zunehmend unsicherer (s. 3.9.3.4).

Autoren	Formeln	Bemerkungen
CATHÉLINEAU & NIEVA 1985		
$(Al^{IV}/14Ox)$ :	$T(^{\circ}C) = (Al^{IV} + 0,0826) / 0,00471$	<b>130-300°C</b>
$(VAC/14Ox)$ :	$T(^{\circ}C) = (VAC^{VI} - 2,41) / -0,00857$	VAC <sup>VI</sup> : okt. Leerstellen ( $VAC = 6 - \sum (Al + Mg + Fe + Mn)^{VI}$ )
KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987		
$(Al^{IV}/28Ox)$ :	$T(^{\circ}C) = (106 * Al_c^{IV}) + 18$	$Al_c^{IV} = Al_M^{IV} + 0,7(0,3 - X_{Fe})$ $Al_M$ : gemessen, $Al_c$ : $X_{Fe}$ -korrigiert
WALSHE 1986	$T(^{\circ}C) = (\ln Al^{IV} - \ln 0,64) / 0,0024$ (Regressionsanalyse, $Al^{IV}/14Ox > 1$ )	<b>ca. 200-350°C</b>
CATHÉLINEAU 1988		
$(Al^{IV}/14Ox)$ :	$T(^{\circ}C) = (321,977 * Al^{IV}) - 61,923$	<b>ca. 150-300°C</b>
JOWETT 1991		
$(Al^{IV}/14Ox)$ :	$T(^{\circ}C) = (319 * Al_c^{IV}) - 69$	<b>150-325°C, <math>X_{Fe} &lt; 0,6</math></b> $Al_c^{IV} = Al_M^{IV} + 0,1 X_{Fe}$ $Al_M, Al_c$ : s. oben

**Tabelle 11.** Vorgeschlagene Formeln zur Temperaturberechnung aus dem Chloritchemismus, z.T verändert, vgl. angegebene Literaturzitate. Kursiv: empfohlene Temperaturbereiche, 14 Ox und 28 Ox: normalisiert auf 14 bzw. 28 Sauerstoffe,  $X_{Fe} = Fe / (Fe + Mg)$ . Die von KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987) vorgelegte Formel ( $X_{Fe}$ -korrigiert) basiert noch auf den Temperaturangaben von CATHÉLINEAU & NIEVA (1985), die später revidiert worden sind (CATHÉLINEAU, 1988). Die unter WALSHE angegebene Formel wurde durch Regressionsanalyse abgeleitet (exponentielle Regression, s. Abb. 42). Zur weiteren Erläuterung siehe Text.



In beiden Versionen des Chloritthermometers vergrößern sich mit steigender Temperatur die  $Al^{IV}$ -Gehalte (Abb. 42). Bereits von KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987) und später von JOWETT (1991) wurde jedoch darauf hingewiesen, daß auch in den neueren Versionen nicht ausreichend berücksichtigt wurde, daß der  $Al^{IV}$ -Gehalt von Chloriten unabhängig von der Temperatur vom Fe-Mg-Gehalt beeinflusst werden kann (u.a. Einfluß des Gesteinschemismus, s. 3.6.2). Anhand der jeweiligen Originaldaten führte JOWETT (1991) eine isothermale Korrektur der gemessenen  $Al^{IV}$ -Gehalte ( $A_M$ ) in bezug zum Fe-Mg-Gehalt durch (normalisiert auf  $X_{Fe}=0$ ) und beschränkte die Anwendung der von ihm angegebenen Berechnungsformel auf Fe/(Fe+Mg)-Gehalte  $< 0,6$  (Tab. 11). Die Differenz zu den Ergebnissen von CATHELINEAU (1988) ist allerdings so gering, daß eine derartige Korrektur nicht nachvollziehbar ist (vgl. Abb. 42, s. auch DE CARITAT et al., 1993). Der im Chloritmischkristallfeld auftretenden Tendenz, daß mit zunehmendem  $X_{Fe}$  auch die  $Al^{IV}$ -Gehalte ansteigen, wird die von KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987) vorgenommene Korrektur besser gerecht (vgl. Abb. 43b).



**Abb. 42.** Vergleich der Ergebnisse der Temperaturberechnungen nach WALSHE (1986) (Striche, Einzelanalysen), CATHELINEAU (1988) und JOWETT (1991). Letztere nur dargestellt durch Regressionsgeraden (schattierter Bereich: Temperaturwerte im östlichen Mittelharz, vgl. Tab. 12). Zwischen den beiden linearen Berechnungsvorschriften von CATHELINEAU (1988) und JOWETT (1991) ist kaum eine Differenz vorhanden, dagegen beträgt die Temperaturdifferenz zum WALSHE-Modell ca. 60 °C. Die exponentielle Regression der WALSHE-Temperaturen, berechnet für 1 kbar, ergab für eigene, durch einige Literaturdaten ergänzte Werte  $y=0,64e^{0,0024x}$  (Korrelationskoeffizient  $r=0,91$ ; s. Text und Tab. 11).

### 3.9.1.2 Illit-Thermometrie

Wie für die Chlorite sind von CATHELINEAU (1988) auch temperaturabhängige Veränderungen im Illitchemismus aus verschiedenen Geothermalsystemen zusammengefaßt und verallgemeinert worden. Insbesondere die K-Gehalte zeigten übereinstimmend eine deutliche Erhöhung mit ansteigender Temperatur. Zur Darstellung der temperaturbedingten Veränderungen im Illitchemismus verwendete CATHELINEAU (1988) ein aus sechs Endgliedern bestehendes Illit-Mischkristallmodell. Die beste Korrelation zur Temperatur zeigte der molare Anteil eines als "Pyrophyllit" definierten theoretischen Endglieds. (Dieses Endglied hat nichts mit dem Auftreten des Minerals Pyrophyllit zu tun.) Die Molfraktion dieses Endglieds ("X<sub>pyr</sub>") wird im wesentlichen vom KAl-Si-Austausch bestimmt (Muskovit-Pyrophyllit-Substitution, s. 3.6.3). Für die Illite der untersuchten Geothermalfelder verminderte sich die Molfraktion dieser Pyrophyllitkomponente im Temperaturbereich von 200 bis 300°C von 0,4-0,35 bis auf Werte nahe 0. Die lineare Regression ergab folgende Beziehung (CATHELINEAU, 1988, Abb. 5, r: Korrelationskoeffizient):

$$T(^{\circ}\text{C}) = (0,7928 - X_{\text{pyr}})/0,0025 \quad r=0,82$$

Die Berechnung der Molfraktionen der Endglieder (X<sub>pyr</sub> u.a.) erfolgte in der Originalarbeit anhand einer Dreiecksmatrix. Vereinfacht wurden hier nur vier Komponenten berücksichtigt (Muskovit (K), Paragonit (Na+Ca), Phengit (Fe+Mg), Pyrophyllit (1-K)) und deren Molfraktionen auch nur auf der Basis der Kationenanteile errechnet (z.B. "X<sub>pyr</sub>"=X<sub>(1-K)</sub>, s. Tab. 9). Da nur K-reiche Hellglimmer vorliegen (geringe Ca- und Na-Substitution, Na-Gehalte zumeist <0,05/11 Ox), für die die Substitution von Si durch KAl keine Bedeutung mehr hat (3.6.3.2) sowie hinsichtlich der begrenzten Aussagekraft eines solchen Temperaturmodells erscheint diese Vereinfachung vertretbar (s. Diskussion). Die Gehalte der auf diese Weise berechneten Pyrophyllitkomponente schwanken hauptsächlich zwischen 0,05 und 0,1 (Tab. 9). Vereinzelt auftretende höhere Gehalte (bis 0,15) sind auf meßbedingte Schwankungen der K-Gehalte (Probe 109) oder leicht erhöhte Na-Gehalte zurückzuführen (Probe R146, Na 0,12, s. Tab. 9). Bei Na-Gehalten über 0,1 (11 Ox) ist diese Form der Temperaturberechnung nicht mehr anwendbar (vgl. 3.9.1.4).

### 3.9.1.3 Ergebnisse

Für die Mehrzahl der Chloritproben mit X<sub>Fe</sub>-Gehalten von 0,35 bis ca. 0,6 schwanken die nach CATHELINEAU (1988) und JOWETT (1991) berechneten Temperaturen zwischen 290 und 340°C. Die nach WALSHE (1986) berechneten Chlorittemperaturen, druckkorrigiert für 1 kbar, variieren zwischen 230 und ca. 300°C (Tab. 12). Beide Thermometer liefern keine übereinstimmenden Werte (Differenz ca. 60°C), demgegenüber sind die Differenzen zwischen den nach CATHELINEAU (1988) und JOWETT (1991) berechneten Temperaturen

gering (vgl. Abb. 42). Die nach diesen Autoren berechneten Temperaturwerte liegen jedoch bereits an oder über der Obergrenze der empfohlenen Temperaturbereiche dieser Thermometer (z.T.  $>350^{\circ}\text{C}$ , vgl. Tab. 11). Unberücksichtigt blieben die Ergebnisse der älteren Berechnungsvorschriften (z.B. CATHELINÉAU & NIEVA, 1985). Sie entsprechen etwa den nach WALSHE (1986) berechneten Temperaturen ( $\pm 20^{\circ}\text{C}$ ).

Probennummer	CATH. Chlorite ( $X_{\text{Fe}}$ bis ca. 0,6)	JOWETT	WALSHE	CATH. Hellglimmer ( $\text{Na} < 0,05$ )
<b>Vulkanite:</b>				
109	330	(338)	267	260 [24,5]
103	329	(336)	265	298 [9,4]
213	298	300	256	293 [10,4]
258	289	291	230*	
214( $X_{\text{Fe}}$ 0,67)	328	(339)	243	297 [3,6]
167				307 [5,3]
<b>Pelitische Gesteine:</b>				
<u>Riffstruktur</u>				
R39/R55	323	328	261	280 [8,0]
R29	318	325	257	
R18	314	322	253	274 [19,5]
R136( $X_{\text{Fe}}$ 0,66)	315	326	255	
R146/Segr.	(346)	(348)	285*	(264)
<u>Tonschiefer</u>				
9(WBS)	(339)	(345)	280*	
143( $X_{\text{Fe}}$ 0,72)	(>350)	(>350)	288	271 [14,4]
257	315	323	254*	
118/Segr.	(>350)	(>350)	298	

**Tabelle 12.** Ergebnisse der Temperaturberechnungen für metamorphe Chlorite und Hellglimmer (Mittelwerte der Einzelproben). Temperaturen in  $^{\circ}\text{C}$  (in eckigen Klammern: Standardabweichung für Illittemperaturen). Die in Klammern gesetzten kursiven Werte liegen deutlich außerhalb der empfohlenen Meßbereiche (Chlorite) oder den Vorgaben der Berechnung (Na-Gehalte der Hellglimmer,  $<0,1/11 \text{ O}_x$ , Probe R146, s. Text). Die mit Stern gekennzeichneten Temperaturen sind nach der in Tabelle 11 unter WALSHE (1986) angegebenen Formel berechnet worden.

Als durchschnittliche Temperaturwerte aller Proben ergaben sich nach CATHELINÉAU (1988) und JOWETT (1991)  $320^{\circ}\text{C}$  bzw.  $325^{\circ}\text{C}$  und für die nach WALSHE (1986) berechneten Chloritanalysen ca.  $260^{\circ}\text{C}$  (Tab. 13). Die nach dem Illitthermometer berechneten

Temperaturen schwanken bei den Einzelproben zwischen ca. 260 und 300°C (Tab. 12). Erhöhte Na-Gehalte und meßbedingte Schwankungen der K-Gehalte wirken sich erniedrigend auf die berechneten Temperaturwerte aus. Der Durchschnittswert liegt bei 280°C (Tab. 13).

Aus der Illit- und Chloritthermometrie ergeben sich ähnlich hohe Temperaturwerte. Im direkten Vergleich zwischen den nach CATHELINEAU (1988) berechneten Chlorit- und Illitbildungstemperaturen sind die Temperaturangaben für die Illite derselben Proben im Durchschnitt etwas niedriger und die Schwankungen insgesamt geringer (Tab. 13). Letzteres ist vor allem auf den unterschiedlichen Einfluß des variablen Fe/(Fe+Mg)-Gehaltes zurückzuführen, der sich kaum auf den K-Gehalt der Hellglimmer, deutlicher dagegen auf den Al<sup>IV</sup>-Gehalt der Chlorite ausgewirkt hat (vgl. 3.6.4).

	CATHELINEAU (1988)	JOWETT (1991)	WALSHE (1986)
<b>Chlorite:</b>			
Temperatur (°C)	290-340	290->325	~240-290 (1kb)
Al <sup>IV</sup> : 1,1-1,3	Ø320	Ø325	Ø260
X <sub>Fe</sub> : 0,35-0,6			
<b>Hellglimmer:</b>			
Temperatur (°C)	260-300		
K <sub>2</sub> O-Gehalte: 9,5-10,7 Gew. %	Ø280		

**Tabelle 13.** Zusammenfassung der Ergebnisse der Mineralthermometrie im Elbingeröder Komplex (Durchschnittswerte aller Proben). Die mittleren Al<sup>IV</sup>- und X<sub>Fe</sub>=Fe/(Fe+Mg)-Gehalte der berechneten Chlorite und die K<sub>2</sub>O-Gehalte der Hellglimmer sind angegeben.

Die mit diesen Thermometern berechneten mittleren Temperaturwerte von ca. 260-320°C für Chlorite und ca. 280°C für Illite (Tab. 13) entsprechen insgesamt den nach den Kristallinitätswerten zu erwarteten Temperaturbedingungen im Bereich der oberen Anchizone KÜBLER's (~250 bis ca. 300°C, KISCH, 1987, S. 96 f.; ÁRKAI, 1991, s. 3.2.1). Im Vergleich zu anderen Temperaturindizien, wie dem Fehlen neugewachsenen Biotits (ab ca. 320°C für Drücke <5kbar, MASSONNE 1991, S.104), der geringen Paragonitkomponente und nach den Inkohlungswerten (R<sub>max</sub>), sind die nach CATHELINEAU (1988) und JOWETT (1991) zumeist an der Obergrenze dieser Thermometer berechneten Chloritbildungstemperaturen insgesamt etwas zu hoch (s. 3.9.3). Realistischer erscheinen die nach WALSHE (1986) berechneten Temperaturen (ca. 240-300°C), auch wenn der Durchschnittswert von ca. 260°C eher an der Untergrenze der Temperaturen liegen dürfte (s. HEIN, 1993, S. 458; DE CARITAT et al., 1993, Abb. 6). Nach neueren Ergebnissen könnten die nach dem

WALSHE-Modell berechneten Temperaturen durchschnittlich um ca. 20-30°C höher liegen (KAVALIERIS et al., 1990).

Auf erhöhte Temperaturen (ca. 250-300°C) weisen auch die aus den Mikrosondenanalysen berechenbaren geringen Smectit- bzw. hohen Chloritgehalte (%Chlorit bezogen auf Chlorit-Smectit-Wechselagerungen). Dieser "Chloritgehalt" wurde aus

$$[\Sigma \text{Kationen}_{\text{tot}} - (\text{K} + \text{Na} + \text{Ca})] / 2,18 * 100$$

berechnet (normalisiert auf 28 Ox, s. SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991). Für die metamorphen Chlorite aus dem Arbeitsgebiet ergeben sich danach Chloritgehalte von 90-99% (Ø96%). Es liegen damit "echte" Chlorite vor, die als smectitfreie Wechselagerungsminerale verstärkt etwa ab Temperaturen zwischen 230°C und 270°C auftreten (FREY, 1987; BETTISON & SCHIFFMAN, 1988; SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991).

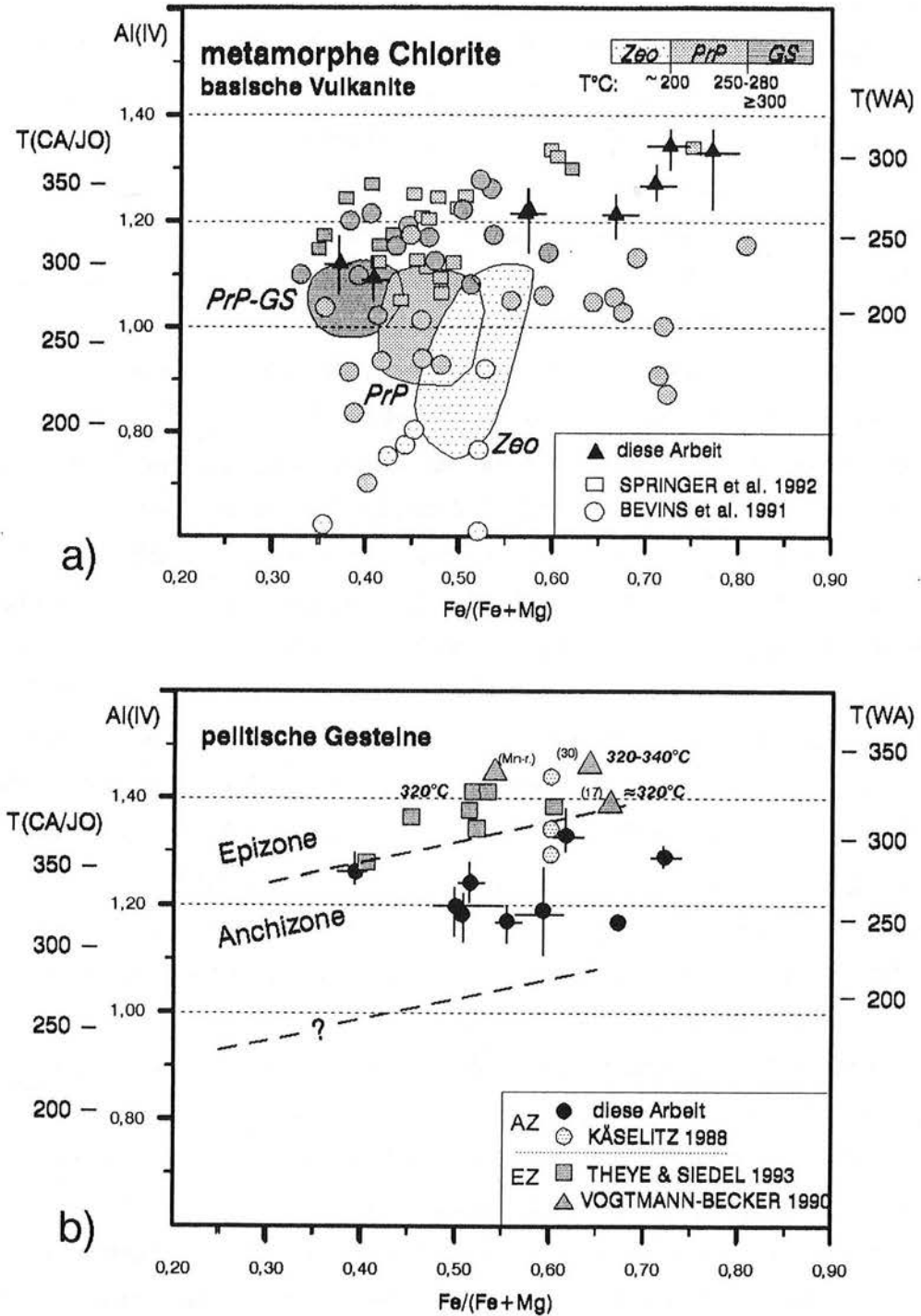
Alle am Mineral direkt bestimmbaren Indikationen, der sehr geringe Smektitgehalt, der Chemismus und die Ergebnisse der Mineralthermometrie - gestützt durch die Ergebnisse der Illit- und Chloritkristallinitätsbestimmung - weisen übereinstimmend auf erhöhte Temperaturen während des Wachstums der metamorphen/synkinematischen Chlorite und Helliglimmer. Trotz bestehender Probleme bei der Anwendung der verwendeten Thermometer (s. unten, 3.9.1.4) lagen die maximalen Mineralbildungstemperaturen für die Proben aus dem höhermetamorphen Ostteil sehr wahrscheinlich über 250°C, vermutlich bei ca. 270-300°C. Diese Temperaturen repräsentieren Peaktemperaturen während der Hauptgefügeprägung (Schieferung) und sind ein wesentliches Indiz dafür, daß peakmetamorphe Bedingungen im Mittelharz erst im Spätstadium der erreicht wurden (s. 4.1).

#### 3.9.1.4 Anmerkungen zur Methodik

Eine kritische Bewertung der verschiedenen Chloritthermometer wurde von Walshe selbst vorgelegt (DE CARITAT et al., 1993). Die Autoren wiesen nachdrücklich auf die Unsicherheiten bei der Anwendung des Chloritthermometers (s. unten). Darüber hinaus gibt es bisher nur wenige Arbeiten, in denen die im wesentlichen in Geothermalsystemen festgestellten temperaturabhängigen Veränderungen mit Ergebnissen in regionalmetamorphen Einheiten verglichen bzw. auf diese übertragen worden sind (WEAVER & BROECKSTRA, 1984; VOGTMANN-BECKER, 1990; BEVINS et al., 1991a,b; HEIN, 1993). WEAVER & BROECKSTRA (1984) verglichen ihre Ergebnisse mit den Temperaturen im Salton Sea-Geothermalfeld (Sandsteine) und gaben für äquivalente Mineralzonen im Conasauga-Schiefer bis ca. 50°C höhere Temperaturen an (WEAVER & BROECKSTRA, 1984, S. 149). Gezielte Untersuchungen zur Anwendbarkeit der Chloritthermometrie in regionalmetamorphen Einheiten führten BEVINS et al. (1991a) in basischen Metavulkaniten durch. Anhand von

Indexmineralen konnten diese Autoren mit einem Anstieg der  $Al^{IV}$ -Gehalte von der Zeolith- bis zur Grünschieferfazies insgesamt auch die nach dem Chlorit-Temperaturmodell von CATHELINEAU (1988) ableitbaren Temperaturen bestätigen (Abb. 43a). HEIN (1993) fand dagegen eher eine Übereinstimmung zwischen den nach WALSHE (1986) berechneten Chlorittemperaturen und anderen Temperaturindikationen (Mikrothermometrie, Karbonatchemismus). Im epizonalen Venn-Massiv zeigte sich ebenfalls eine solche Übereinstimmung mit den WALSHE-Temperaturen (VOGTMANN-BECKER, 1990, s. Abb. 43b).

Die Analysenergebnisse dieser und weiterer Autoren sind in bezug auf die genutzten Chloritthermometer in Abbildung 43 zusammengestellt. Ein Trend ansteigender  $Al^{IV}$ -Gehalte mit zunehmendem Metamorphosegrad ist erkennbar. Besonders die repräsentativen Chloritanalysen der vulkanischen Proben weisen jedoch auf größere Schwankungen innerhalb der Metamorphosebereiche (Abb. 43a, vgl. auch Abb. 37 und LAIRD, 1988, Abb. 19). Im Vergleich zu diesen Analysen liegen die metamorphen Chlorite der Elbingeröder Vulkanite etwa im höheren Bereich der Prehnit-Pumpellyit-Fazies (PrP), ein Metamorphosebereich, der auch durch die Kristallinitätswerte unterstützt wird (vgl. KISCH, 1987). Die wenigen durch IC-Werte und andere Indikationen gestützten Chloritanalysen pelitischer Gesteine aus der Anchi- und Epizone zeigen zwar ebenfalls einen Anstieg der  $Al^{IV}$ -Gehalte, erlauben aber keine Aussage über die möglichen Schwankungen innerhalb dieser Metamorphosebereiche (Abb. 43b). Die anhand anderer Mineralgeothermometer bestimmten Temperaturen (kursiv) aus den epizonalen Bereichen (Wippraer Zone, Venn-Massiv) entsprechen etwa den nach WALSHE (1986) berechneten Chlorittemperaturen. Dagegen sind die nach CATHELINEAU (1988) und JOWETT (1991) berechneten Temperaturen zu hoch. Auf der Basis der zitierten Angaben wurde in Abb. 43b eine Unterteilung in Epi- und Anchizone vorgenommen. Chlorite grünschieferfazieller pelitischer Gesteine besitzen allgemein  $Al^{IV}$ -Gehalte von 1,4 bis 1,5 (vgl. LAIRD, 1988, Abb. 5), so daß die hier bei  $Al^{IV}$ -Werten von ca. 1,3-1,4 angegebene Obergrenze der Anchizone (Grenze Anchi-/Epizone) etwa zutreffen dürfte. Der eingetragene Anstieg dieser "Grenze" wurde KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987) und BAILEY (1988, Abb. 2) entnommen und soll einen möglicherweise isothermalen Anstieg der  $Al^{IV}$ -Gehalte mit steigendem  $X_{Fe}$ -Gehalt berücksichtigen (vgl. KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987, und 3.6.2). Bei Berücksichtigung eines solchen Anstiegs würden sich auch die Differenzen der Temperaturberechnungen der verwendeten Chloritthermometer vermindern. Die Untergrenze der Anchizone (Anchizone KÜBLERs) ist nicht durch entsprechende Analysen (EMS) belegt. Nach röntgenographischen Daten sind dann etwa  $Al^{IV}$ -Gehalte unterhalb von ca. 1,1 bis max. 1,3 zu erwarten (FREY, 1978; NÖTH, 1991, Abb. 41), wobei aber gleichzeitig die Schwankungen im Chloritchemismus zunehmen (s. unten).



**Abb. 43.** Verwendete Temperaturskalen ( $T$  °C) und Chemismus metamorpher Chlorite in basischen Metavulkaniten (a) und pelitischen Gesteinen (b).  $T(\text{CA/JO})$ : Temperaturen nach CATHELINÉAU (1988) und JOWETT (1991),  $T(\text{WA})$ : Temperaturen nach WALSHE (1986). a) Der Metamorphosegrad der Vulkanitproben umfaßt die Zeolith-Fazies (Zeo), die Prehnit-Pumpellyit-Fazies (PrP) und die Grünschieferfazies (GS). Zusammengestellt nach den zitierten Arbeiten (regionalmetamorphe Einheiten) und nach Angaben von CHO et al. (1986) und CHO & LIOU (1987) (kontaktmetamorphe Karmutsen-Metabasite, Vancouver Island, schattierte Bereiche). Fortsetzung s. nächste Seite.

Bezüglich der thermisch bedingten Veränderungen des Illitchemismus (Illitthermometrie) treten vergleichbare Trends wie in Geothermalfeldern auch in regionalmetamorphen Einheiten auf (s. 3.6.3.2). So stellten HUNZIKER et al. (1986) in pelitischen Gesteine einen Anstieg im  $K_2O$ -Gehalt von 6-8 Gew.% im Diagenesebereich (Diagenesezone, DZ) auf 8,5-10 Gew.% in der Anchizone (AZ) und auf 10,0-11,5 Gew.% in der Epizone (EZ) fest. Bei Anwendung der Illitthermometrie würden sich daraus etwa Temperaturen von 200-240°C (DZ), 240-280°C (AZ) bzw. 280-315°C (EZ) ergeben, was mit den zu erwarteten Temperaturen in diesen Zonen durchaus vereinbar ist (vgl. 3.2.1).

Es erscheint daher berechtigt, die Ergebnisse dieser Geothermometer auch auf regionalmetamorphe Einheiten zu übertragen. Besonders Abbildung 43a verdeutlicht, daß daraus Temperaturangaben innerhalb der von den Autoren angegebenen Genauigkeit (ca.  $\pm 20^\circ C$ , z.B. WALSHE, 1986, S. 702) nicht ableitbar sind. Es sind vor allem die bisher unzureichend berücksichtigten Einflüsse durch den Gesteinschemismus, die die Anwendung des Chloritthermometers einschränken (DE CARITAT et al., 1993). Hinzu kommen mögliche isothermale Veränderungen im Chemismus der chloritbildenden Lösungen (KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987) sowie Probleme der Kalibrierung und bei der Bestimmung des  $Fe^{3+}$ -Gehaltes (SIDLER, 1993). Daraus resultieren Unsicherheiten, die zu niedrigen Temperaturen noch durch größere Schwankungen im Chemismus der Chlorite (WYBRECHT et al., 1985; VELDE & MEDHIUOB, 1988) sowie durch das verstärkte Auftreten von Smektit erhöht werden (BETTISON & SCHIFFMAN, 1988; BEVINS et al., 1991a, b; SCHIFFMAN & FRIDLEIFSSON, 1991). Beides trifft auch für den Illitchemismus zu (z.B. HUNZIKER et al., 1986) und beeinträchtigt damit auch die Anwendung des vorgeschlagenen Illit-Thermometers. Auf der Basis eines entsprechenden Probenumfangs und bei Berücksichtigung des Gesteinschemismus lassen sich zumindest im oberen Temperaturbereich mittels Chloritthermometrie durchaus realistische Ergebnisse erzielen, erforderlich ist aber eine Kontrolle durch andere Temperaturindizes (DE CARITAT et al., 1993). Die Anwendung der Illitthermometrie ist im wesentlichen auf den Bereich unterhalb der Epizone begrenzt. Bei höherer, epizonaler Metamorphose würden mit dem Auftreten von Paragonit u.ä. zu niedrige Temperaturen berechnet. Im unteren Temperaturbereich ( $T < 200^\circ C$ ) bestehen vermutlich die größten Probleme

---

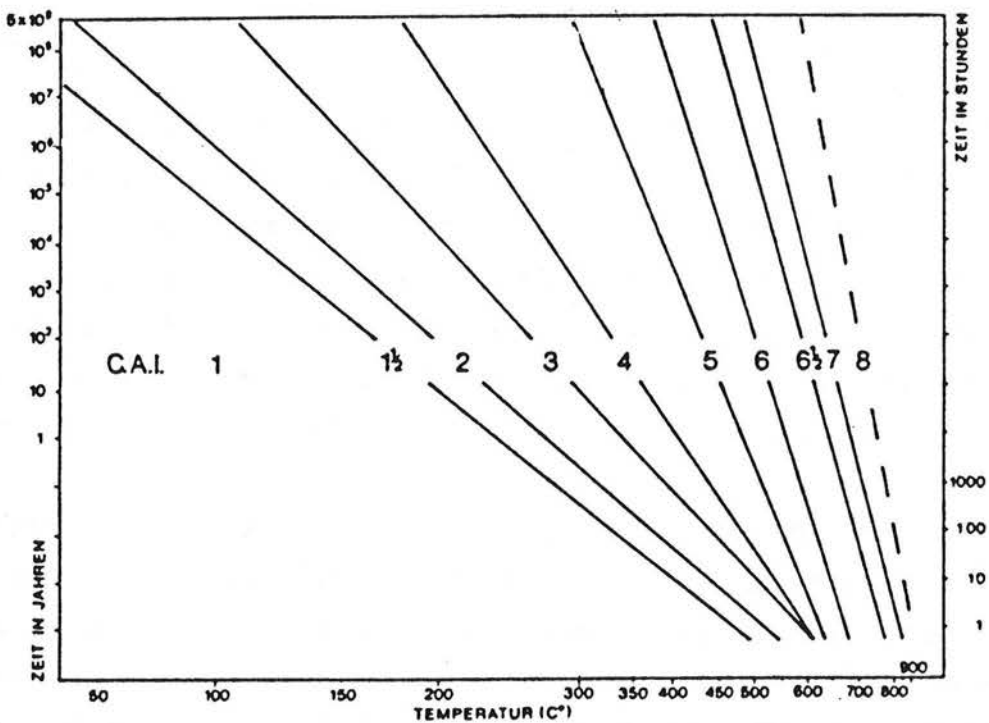
zu Abb. 43. Die nach den Indexmineralen abgeleiteten Temperaturen im Grenzbereich der Fazieszonen sind den Originalarbeiten und FREY et al. (1991) entnommen. Die Werte aus dem Elbingeröder Komplex liegen etwa im oberen Bereich der PrP-Fazies (schwarze Dreiecke, mit Schwankungsbreite). Die Chloritanalysen pelitischer Gesteine (b) stammen aus dem Bereich der oberen Anchizone (AZ) und der Epizone (EZ, Wippraer Zone, Serien 3 und 4; Venn-Massiv). Die angegebenen Metamorphosetemperaturen (kursiv) sind den zitierten Arbeiten entnommen worden. Die gestrichelten Linien geben die Tendenz ansteigender  $Al^{IV}$ -Gehalte mit höherem  $X_{Fe}$  wieder. Für weitere Erläuterungen siehe Text.



bei der Nutzung dieser Geothermometer (vgl. VELDE & MEDHIUOB, 1988) und bei Phyllosilikaten mit hohen Smektitgehalten ist die Chloritthermometrie nicht mehr anwendbar (BEVINS et al., 1991b).

### 3.9.2 Conodontenfarbindex

Die Farbänderungen von Conodonten werden seit der experimentellen Kalibrierung durch EPSTEIN et al. (1977) als Geothermometer verwendet. Unterschieden werden insgesamt 8 Farbstufen (color alteration indices, CAI 1-8) sowie einige Zwischenstufen (s. Abb. 44). Wie bei anderen Indizien der organischen Metamorphose (Vitrinitreflexion u.a.) sind auch bei den Farbänderungen der Conodonten nicht nur die Temperatur, sondern auch die Dauer der Temperatureinwirkung zu berücksichtigen (Arrhenius-Modell). Unter geologischen Bedingungen ist der Einfluß der Zeit auf die Farbwerte allerdings eher gering, so daß die hier verwendete Einwirkungszeit von ca. 30 Mill. Jahren (s. 3.9.3) auch bei größeren Abweichungen keinen Einfluß auf die Temperaturen hat.



**Abb. 44.** Zeit-Temperatur-Nomogramm definierter Conodontenfarbwerte (CAI: Conodont Color Alteration Index; nach EPSTEIN et al., 1977; REJEBIAN et al., 1987; aus NÖTH, 1991, Abb. 8).

Grundlage der Temperaturbestimmung bilden die durchschnittlichen CAI-Werte von 4-5 im Riffkomplex und 5-5,5 im südöstlichen Schieferrahmen (s. 3.4). Die aus diesen CAI-Werten ableitbaren Temperaturen schwanken zwischen 230°C (CAI: 4) und ca. 350°C (CAI: 5-5,5, Abb. 44). Aufgrund der Schwankungen der CAI-Werte ist auch der Temperaturbe-

reich relativ groß. Bei Verwendung anderer CAI-Temperatur-Modelle ergeben sich außerdem etwas abweichende Temperaturen (z.B. bei CAI-Werten von 5 ca. 270 °C, vgl. NÖTH, 1991, S. 98).

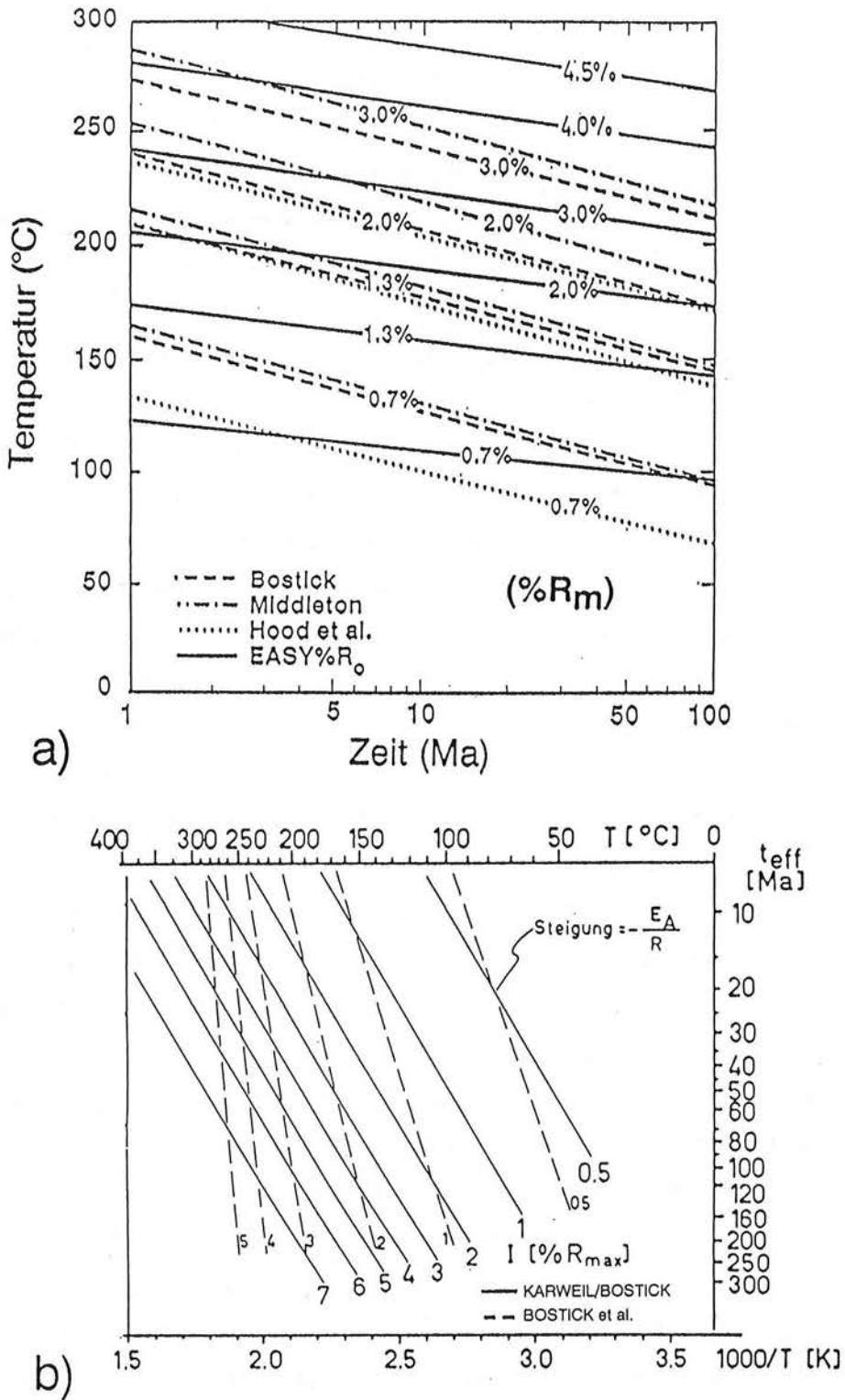
Die Schwankungen der CAI-Werte im Arbeitsgebiet dürften verschiedene Ursachen haben. Dazu gehören Probleme bei der Standardisierung (A. FUCHS, pers. Mitt., 1993) sowie lokale thermische Einflüsse (s. 3.4). Möglicherweise kommen in den Schwankungen der CAI-Werte auch die sich anhand der Illitkristallinität abzeichnenden Veränderungen im Metamorphosegrad zum Ausdruck (vgl. 3.5).

Bei Verwendung mittlerer CAI-Werte von ca. 4,5-5 (Riffkomplex und Schieferrahmen), wie sie auch nach der Illitkristallinität und den Vitritreflexionswerten zumindest im Ostteil des Arbeitsgebietes zu erwarten sind (vgl. BUGGISCH, 1986; ÁRKAI, 1991; NÖTH, 1991), erreichen die Temperaturen etwa 250 bis 300°C. Vergleichbare, aber durch genauere Angaben zum Probenumfang und zur lokalen Zuordnung wesentlich zuverlässigere Ergebnisse wurden anhand der Vitritreflexionswerte erzielt (s. 3.9.3).

### 3.9.3 Inkohlungsgrad

Der Inkohlungsgrad (Vitritreflexion) erreicht im Ostteil des Elbingeröder Komplexes durchschnittlich ca. 4,7%  $R_m$  ( $R_{max}$  5,0-6,0%,  $\emptyset$  5,5%). FEHLAUER (1991) ermittelte weiter südöstlich als Durchschnittswert ca 4,3%  $R_m$  (ohne durch Kontaktmetamorphose erhöhte Werte, s. 3.6.2). Ohne die niedrigeren Werte am Westrand des Ramberggranits ist der Durchschnittswert noch etwas höher (ca. 4,5%  $R_m$ ), so daß zur Berechnung der erreichten (maximalen) Temperatur im höhermetamorphen Ostteil des Arbeitsgebietes die mittleren gemessenen Vitritreflexionswerte von 4,6 %  $R_m$  bzw. 5,4 %  $R_{max}$  verwendet wurden (vgl. Abb. 31b).

Zur Berechnung wurde im wesentlichen das Vitrit-Reifemodell von SWEENEY & BURNHAM (1990) angewendet (EASY% $R_o$ -Modell, s. 3.3.1). Dieses Modell ist bis zu  $R_m$ -Werten von 4,5% definiert (0,3-4,5%, max. 4,7%  $R_m$ ). Die mit diesem Inkohlungsmodell berechenbaren Temperaturen ( $T_{max}$ ) reichen bis 300°C (Abb. 45a). Um Unsicherheiten im oberen Bereich dieses Modells zu berücksichtigen (SWEENEY & BURNHAM, 1990, S.1561), ist zur Temperaturermittlung auch das von ONCKEN (1989) aufgestellte Nomogramm verwendet worden (Abb. 45b). Durch die insgesamt höheren Aktivierungsenergien beim EASY% $R_o$ -Modell ist der Zeiteinfluß auf den Inkohlungsgrad gegenüber älteren Modellen geringer (geringere Steigung der Isoreflexionslinien), bei zunehmendem Inkohlungsgrad sind die Temperaturen auch etwas niedriger (vgl. Abb. 45a und b).



**Abb. 45.** Nomogramme (Arrhenius-Diagramme) der Vitrinitreflexion in Abhängigkeit von Inkohlungszeit (effektive Inkohlungszeit) und Temperatur (maximale Temperaturen,  $T_{\max}$ ).  
 a) EASY%Ro-Modell ( $\%R_m$ , mittlere Reflexion, SWEENEY & BURNHAM, 1990, Abb. 5), Linien gleicher  $R_m$ -Werte für 4,0 % und 4,5 %  $R_m$  ergänzt. b) Nomogramm auf der Basis von  $\%R_{\max}$  (maximale Reflexion), ONCKEN, 1989, Abb. 2.4; etwas vereinfacht ( $E_A$ : Aktivierungsenergie,  $R$ : universale Gaskonstante).

Das von SWEENEY & BURNHAM (1990) entwickelte Modell läßt sich zweckmäßig mit handelsüblichen Kalkulationsprogrammen (Lotus, Excel u. a.) auf Personalcomputer übertragen<sup>1)</sup>. Gegenüber Nomogrammen wird dadurch vor allem die Modellierung unterschiedlicher Temperaturgradienten erleichtert (s. unten, Tab. 14).

Die Berechnung von Inkohlungswerten und Temperaturen erfolgt unter Annahme isothermaler Reaktionsbedingungen für ein bestimmtes Zeitintervall der Temperatureinwirkung. Sie erfordert die Kenntnis oder Annahme der Einwirkungszeit bei einer bestimmten Temperatur ("exposure time" bzw. "effektive Inkohlungszeit",  $t_{\text{eff}}$ , HOOD et al., 1975). HOOD et al. (1975) verstehen darunter die Inkohlungszeit innerhalb einer Temperaturdifferenz von ca. 15°C. Von ONCKEN (1989, 1990) wird als "effektive Inkohlungszeit" die Zeit definiert, die nötig ist, um den Vitrinit bei konstanten Temperaturen vom Inkohlungsbeginn an vollständig auf einen bestimmten Umwandlungsgrad (Reifegrad) einzustellen (ONCKEN 1989, S.24:  $t_{\text{eff}}=x*t$ , mit  $x$  als Korrekturfaktor, bestimmt durch das Flächenintegral der Zeit-Temperaturgeschichte und  $t$  als gesamte bzw. "wahre" Inkohlungszeit, s. auch ONCKEN, 1990, S.142). ONCKEN (1989, 1990) betonte die Notwendigkeit der Ermittlung der effektiven Inkohlungszeit, die allerdings nur näherungsweise aus den Daten der Beckenentwicklung abgeleitet werden kann (z.B. durch Sedimentationsalter, Erosions- und Hebungsvorgänge, Zeitpunkt der Peakmetamorphose, ONCKEN, 1990, S.143). Mit geringerer Zeitabhängigkeit der Temperatur auf den Inkohlungsgrad, wie sie neuere Modelle voraussagen (s. SWEENEY & BURNHAM 1990), vermindern sich jedoch die Differenzen für die aus unterschiedlichen effektiven Inkohlungszeiten resultierenden Temperaturen und damit auch die Aussagekraft zur Ableitung von effektiven Inkohlungszeiten aus dem finalen Inkohlungsgrad (vgl. ONCKEN, 1990).

Die effektive Inkohlungszeit wurde aus dem Metamorphosealter und dem stratigraphischen Alter der jüngsten Flyschsedimente ermittelt (Elbingeröder Grauwacke, olisthostromale Sedimente, cdII-III, evtl. etwas jünger?, LUTZENS, 1991; SCHWAB, 1992, 1993). Wesentlich ist, daß auch die jüngsten Sedimente etwa den gleichen Inkohlungsgrad wie z.B. die devonischen Sedimente aufweisen, also keine Beziehung zum stratigraphischen Alter besteht. Das trifft vermutlich für den gesamten Osthaz zu (s. 4.2). Nach dem Metamorphosealter (ca. 310-320 Ma) und dem vergleichsweise jungen Alter der hochunterunterkarbonischen Sedimentserien (Sedimentationsalter ca. 350-330 Ma, s. 3.8) verbleibt im Harz als ef-

---

**1)** Die zur Übertragung auf PC's angegebene Anleitung ist an einer Stelle zu korrigieren: die Formel für die Zelle G13 ist für die Zelle F13 gültig und  $G13 = \log F13$ , vgl. SWEENEY & BURNHAM, 1990, Abb. 8).

effektive Inkohlungszeit nur ein relativ kurzer Zeitraum von ca. 30 Millionen Jahren, der neben rascher Absenkung der hochunterkarbonischen Flyschbecken (SCHUST et al., 1991) auch die regionalmetamorphen Prozesse (Deformation/Faltung) einschließt (s. auch LÜTKE & KOCH, 1983, S. 21). Diese Zeitangabe läßt sich für die hochunterkarbonischen Sedimente als effektive Inkohlungszeit im Sinne von ONCKEN (1989, 1990) auffassen (s. oben), für ältere Sedimente entspricht dieser Zeitraum der effektiven Inkohlungszeit nach HOOD et al. (1975), und zwar unter regionalmetamorphen T-Bedingungen. Die gesamte (wahre) Inkohlungszeit war größer, z.B. für die ältesten, mitteldevonischen Sedimente im Arbeitsgebiet über 90 Millionen Jahre. Für die älteren Sedimente ist eine der Regionalmetamorphose vorausgehende Inkohlung anzunehmen. Der Anteil dieser prämetamorphen Vorinkohlung dürfte die niedrigsten im gefalteten Harzpaläozoikum gemessenen Inkohlungswerte aber nicht überschritten haben (ca. 1,6%  $R_{\max}$ , s. unten, 3.9.3.1).

Für eine Beeinflussung der Inkohlungswerte durch spät- bis postvariszische (postmetamorphe) thermische Ereignisse, z.B. durch die postkinematischen Granite, ergeben sich nur lokal Hinweise (s. 3.5). Nach den niedrigen Inkohlungswerten im Zechstein des Harzrandes ( $R_{\max} < 1\%$ , LÜTKE & KOCH 1987) war die regionale Inkohlung der paläozoischen, variszisch deformierten Gesteine vermutlich bereits im oberen Perm nahezu abgeschlossen. Spaltspurendatierungen an magmatischen Zirkonen und Apatiten des Brockengranitmassivs weisen allerdings darauf hin, daß die 230°C-Isotherme erst in der oberen Trias (210 Ma) und die 120°C-Isotherme erst in der höheren Kreide unterschritten wurde (BRIX et al., 1995). Diese Angaben sollten speziell auf den benachbarten Schieferrahmen im östlichen Mittelharz übertragbar sein (s. auch 3.10.3). Sie bilden die Grundlage zur Festlegung der thermischen Bedingungen während der postmetamorphen Entwicklung (Nachinkohlung).

Unter Verwendung der effektiven Inkohlungszeit von ca. 30 Mill. Jahren erfolgte die Berechnung der Temperatur während der Regionalmetamorphose. Gleichzeitig wurden die Ergebnisse der Mineralthermometrie genutzt ( $T_{\max} > 250$  bis ca. 300°C), um daraus die zu erwartenden Inkohlungswerte unter peakmetamorphen Temperaturbedingungen zu berechnen. Die oben genannten Rahmenbedingungen ermöglichen darüber hinaus die Modellierung der thermischen Entwicklung über einen größeren Zeitraum (s. 3.9.3.1). Dazu wurde im Prinzip dem von ONCKEN (z.B. 1989, S. 22ff) vorgeschlagenen Vorgehen gefolgt, indem aus diesen Angaben abgeleitete unterschiedliche thermische Gradienten (Temperaturgradienten) für einzelne Entwicklungsetappen (prä-, syn-, postmetamorphe Etappen) verwendet wurden. Letzteres läßt sich mit den Inkohlungsmodellen einfach dadurch realisieren, daß einzelne Zeitsegmente unterschiedlicher, aber konstanter Heizraten verwendet werden (isothermale Segmente, SWEENEY & BURNHAM 1990, S. 1568, vgl. Tab. 14).

### 3.9.3.1 Ergebnisse

Bei einer effektiven Inkohlungszeit von 30 Mill. Jahren ergeben sich aus dem finalen Inkohlungsgrad (4,6%  $R_m$  bzw. 5,5%  $R_{max}$ ) nach den verwendeten Inkohlungsmodellen übereinstimmend Temperaturen ( $T_{max}$ ) von ca. 270-300°C (vgl. Abb. 45). Auch bei etwas längeren effektiven Inkohlungszeiten bis ca. 50 Ma unterscheiden sich die Ergebnisse kaum voneinander. Nur bei Verwendung der stärker ansteigenden Isoflexionslinien (Karweil/Bostick) in Abb. 45b treten größere Abweichungen auf ( $T < 250^\circ\text{C}$ ). Der für den Zeitraum der Regionalmetamorphose berechnete Temperaturbereich stimmt recht gut mit den aus anderen Kriterien gewonnenen Temperaturangaben überein. Er ist auch mit den IC-Werten vereinbar (s. unten). Bei Anwendung der von BARKER & PAWLEWICZ (1986) und BARKER & GOLDSTEIN (1990) vorgeschlagenen zeitunabhängigen Inkohlungsmodelle würden sich Temperaturen von ca. 350°C ergeben. Derartig hohe Temperaturen wurden hier sehr wahrscheinlich nicht erreicht. Diese Modelle scheinen generell etwas zu hohe Temperaturen anzuzeigen, so daß diese Angaben unberücksichtigt blieben (vgl. NÖTH, 1990; SACHSENHOFER & LITKE, 1993).

Mit dem EASY% $R_0$ -Programm sind verschiedene Versionen der Inkohlungsentwicklung modelliert worden (Tab. 14). In Version 1 wurden peakmetamorphe Temperaturbedingungen während der Regionalmetamorphose angenommen. Aus den maximalen Mineralbildungstemperaturen (275°C, Durchschnittswert, und max. 300°C) wurden bei gleicher Inkohlungszeit mit dem EASY% $R_0$ -Programm Vitritreflexionswerte von ca. 4,4 %  $R_m$  bzw. 4,7 %  $R_m$  berechnet (Tab. 14, Version 1a und 1b). Bei 300°C entspricht der berechnete  $R_m$ -Wert den gemessenen finalen Vitritreflexionswerten. Dieser Wert liegt aber bereits an der berechenbaren Obergrenze dieses Programms, doch führt auch das Nomogramm in Abb. 45b zu gleichen Ergebnissen.

In einer weiteren Version (Version 2) wurden in die Berechnung zusätzlich Angaben zur Vor- und Nachinkohlung aufgenommen (Tab. 14). Bei dieser Version werden die Inkohlungswerte nach dem für das Programm üblichen Berechnungsmodus aus kumulativen Temperaturen berechnet. Dagegen wurde in Version 1 wie bei der Berechnung der Isoflexionslinien des Nomogramms in Abb. 45a vorgegangen (Voreinstellung auf ausgewählten Temperaturwert, danach mit  $t_{eff}$   $R_m$ -Werte berechnet, s. SWEENEY & BURNHAM, 1990, S. 1565). Bei kumulativer Berechnung (ohne entsprechende Voreinstellung) ergeben sich dadurch gegenüber dem Nomogramm etwas abweichende Werte. Zur Berechnung der prämetamorphen Vorinkohlung wurde der Zeitraum ab dem ältesten Sedimentalter (oberes Mitteldevon, ca. 380 Ma) berücksichtigt (50 Ma) und eine Temperatur von ca. 150°C verwendet. Dieser Temperaturwert würde sich bei einem geothermischen Gradienten von 30°C/km bis 40°C/km aus der Gesamtmächtigkeit paläozoischer Sedimentserien im Westtharz er-

## Programm EASY%Ro

SWEENEY & BURNHAM (1990), Bull. AAPG, 74/10, p.1559-1570

Programm zur thermischen Modellierung mittels Inkohlungsdaten  
(installiert 4/93)

		(%Rm*1,2-0,15=%Rmax)						
Version 1a	Time	Temp.	Heat.-rate	Cum rxn	calc./ber.			
	My	°C	°C/sec	weight.sum	%Rm	log(%Rm)	%Rmax	
	0	20		0	0.201897	-0.69487	0.092276	
	0.001	274	8.0E-09	0.538423	1.480183	0.170315	1.62622	
<b>M: teff 30</b>		<b>275</b>	<b>1.1E-15</b>	<b>0.834717</b>	<b>4.43023</b>	<b>0.646426</b>	<b>5.166276</b>	
Version 1b	Time	Temp.	Heat.-rate	Cum rxn	calc./ber.			
	My	°C	°C/sec	weight.sum	%Rm	log(%Rm)	%Rmax	
	0	20		0	0.201897	-0.69487	0.092276	
	0.001	299	8.8E-09	0.611531	1.939956	0.287792	2.177947	
<b>M: teff 30</b>		<b>300</b>	<b>1.1E-15</b>	<b>0.849538</b>	<b>4.679966</b>	<b>0.670243</b>	<b>5.46596</b>	
Version 2a	Time	Time cum.	Temp.	Heat.-rate	Cum rxn	calc./ber.		
	My	My	°C	°C/sec	weight.sum	%Rm	log(%Rm)	%Rmax
	1	1	20		0	0.201897	-0.69487	0.092276
<b>V.I.: 50</b>	50	50	<b>150</b>	8.4E-14	0.431855	<b>0.997866</b>	-0.00093	<b>1.047439</b>
<b>M: +30</b>	80	80	<b>275</b>	1.3E-13	0.807974	<b>4.012863</b>	0.603454	<b>4.665436</b>
<b>N.I.: +90</b>	170	170	<b>230</b>	-1.6E-14	0.830897	<b>4.368065</b>	0.640289	<b>5.091678</b>
<b>+130</b>	300	300	<b>120</b>	-2.7E-14	0.83091	<b>4.36827</b>	0.640309	<b>5.091924</b>
Version 2b	Time	Time cum.	Temp.	Heat.-rate	Cum rxn	calc./ber.		
	My	My	°C	°C/sec	weight.sum	%Rm	log(%Rm)	%Rmax
	1	1	20		0	0.201897	-0.69487	0.092276
<b>V.I.: 50</b>	50	50	<b>150</b>	8.4E-14	0.431855	<b>0.997866</b>	-0.00093	<b>1.047439</b>
<b>M: +30</b>	80	80	<b>275</b>	1.3E-13	0.807974	<b>4.012863</b>	0.603454	<b>4.665436</b>
<b>N.I.: +90</b>	170	170	<u><b>250</b></u>	-8.8E-15	0.835352	<b>4.440664</b>	0.647448	<b>5.178797</b>
<b>+130</b>	300	300	<u><b>175</b></u>	-1.8E-14	0.835524	<b>4.443485</b>	0.647724	<b>5.182182</b>
Version 2c	Time	Time cum.	Temp.	Heat.-rate	Cum rxn	calc./ber.		
	My	My	°C	°C/sec	weight.sum	%Rm	log(%Rm)	%Rmax
	1	1	20		0	0.201897	-0.69487	0.092276
<b>V.I.: 50</b>	50	50	<u><b>180</b></u>	1.0E-13	0.542958	<b>1.505228</b>	0.177602	<b>1.656274</b>
<b>M: +30</b>	80	80	<b>275</b>	1.0E-13	0.811013	<b>4.058234</b>	0.608337	<b>4.719881</b>
<b>N.I.: +90</b>	170	170	<b>250</b>	-8.8E-15	0.835533	<b>4.443625</b>	0.647737	<b>5.18235</b>
<b>+130</b>	300	300	<b>175</b>	-1.8E-14	0.8357	<b>4.446387</b>	0.648007	<b>5.185664</b>

**Tabelle 14.** Ergebnisse der thermischen Modellierung nach dem EASY%Ro-Modell (berechnet nach SWEENEY & BURNHAM, 1990, Abb. 8, Originalausdruck des Programms, etwas verändert). M: Regionalmetamorphose (Peaktemperatur), V.I.: prämetamorphe Vorinkohlung, N.I.: postmetamorphe Nachinkohlung,  $t_{\text{eff}}$ : effektive Inkohlungszeit im Sinne von HOOD et al. (1975) (Version 1), ansonsten kumulative Zeitintervalle für definierte Maximaltemperaturen (Version 2, unterstrichen: jeweils geänderte Vorgaben). Zur Umrechnung von %R<sub>m</sub> in %R<sub>max</sub> ist die in vorliegender Arbeit ermittelte Gleichung verwendet worden (s. 3.3.2). Zur weiteren Erläuterung siehe Text.

geben (kumulativ ca. 4 km, WACHENDORF, 1986). Zur Festlegung der thermischen Bedingungen während der postmetamorphen Entwicklung dienten die Angaben von BRIX et al. (1995) (s. oben). Diese Zeit- und Temperaturangaben wurden entweder direkt übernommen (Version 2a) oder es wurden gemittelte Temperaturwerte verwendet (Version 2b, vgl. Abb. 49). Der auf der Basis von 150°C für die Vorinkohlung berechnete Inkohlungsgrad (1,0%  $R_m$  bzw. 1,05%  $R_{max}$ , Version 2a und 2b) liegt nur etwas unterhalb der niedrigsten im gefalteten Harzpaläozoikum gemessenen Inkohlungsgrade (ca. 1,6%  $R_{max}$ , Clausthaler Kulmfaltenzone, Westharz, JORDAN & KOCH, 1975). Trotz der gewählten hohen Temperaturen während der Nachinkohlung unterscheiden sich die finalen Inkohlungsgrade nur unwesentlich. Sogar eine hohe Vorinkohlung nahe der oben genannten Werte im Kulm des Westharzes (1,6 %  $R_{max}$  bzw. 180°C, Version 2c) bleibt nahezu ohne Einfluß auf den finalen Inkohlungsgrad.

### 3.9.3.2 Schlußfolgerungen

Die mit dem EASY% $R_0$ -Programm gewonnenen Ergebnisse resultieren aus der von diesem und von anderen Inkohlungsmodellen vorausgesagten geringen Zeitabhängigkeit der Inkohlung; entscheidend ist die erreichte Temperatur. Übertragen auf die vorliegenden Verhältnisse ist aus den Ergebnissen zu schließen, daß bei diesen hohen Temperaturen während der Regionalmetamorphose weder eine vororogene Inkohlung (prämetamorphe Vorinkohlung) noch eine längere Nachinkohlung zu wesentlichen Änderungen des Inkohlungsgrades führte (s. auch Abb. 49). Das unterstützen die Befunde im Osthartz, und zwar sowohl der fehlende Bezug der Reflexionswerte zum stratigraphischen Alter als auch die sedimentären Verhältnisse. Im durch Resedimentation geprägten Osthartz war die normale Beckenentwicklung und Versenkungsdiagenese der älteren Sedimente (Prä-Flysch und Flysch-Phase) im höheren Unterkarbon unterbrochen. Eine präorogene Vorinkohlung ("stratigraphische Diagenese", vgl. JORDAN & KOCH, 1979) hat hier entweder kaum stattgefunden oder deren Merkmale sind weitgehend überprägt worden, wobei letzteres wahrscheinlicher ist. Aus der vorgestellten Modellierung kann außerdem geschlossen werden, daß für eine nachträgliche Anhebung des Inkohlungsgrades (Nachinkohlung) z.B. durch postkinematische Granite Temperaturen erforderlich gewesen wären, die etwa gleich oder höher waren als zur Zeit der Regionalmetamorphose. Solche Bedingungen wurden im Arbeitsgebiet höchstens im unmittelbaren Bereich der Kontaktzonen erreicht. Ansonsten kann angenommen werden, daß die finalen Inkohlungsgrade weitgehend die Temperaturen während der (syntektonischen) Regionalmetamorphose wiedergeben (s. 4.1).



### 3.10 Druckindikationen

Um Anhaltspunkte über die Druckbedingungen zu gewinnen, wurde der Gehalt der Phengitkomponente K-reicher Hellglimmer genutzt, der indirekt ( $b_0$ -Werte) und direkt (Si-Gehalt) bestimmt wurde. Der Gehalt der Phengitkomponente wird vom Gesteinschemismus und den herrschenden Druckbedingungen beeinflusst (s. unten). Mineralogisch wird der Anstieg der Phengitkomponente im wesentlichen durch den Tschermaks-Austausch realisiert (vgl. 3.6.3). Mit zunehmender oktaedrischer Substitution des Al durch (Mg+Fe) vergrößern sich sowohl die Si-Gehalte als auch die  $b_0$ -Werte (FREY et al., 1983; HUNZIKER et al., 1986; MASSONNE & SCHREYER, 1986; GUIDOTTI et al., 1989, 1992). Als statistische Methode setzt die Bestimmung der  $b_0$ -Werte keine limitierende Paragenese voraus (z.B. GUIDOTTI & SASSI, 1986). Aus den analysierten Si-Gehalten lassen sich dann gegebenenfalls Mindestdrücke ableiten.

#### 3.10.1 Si-Gehalte der Hellglimmer

Untersuchungen zur Quantifizierung der Druckabhängigkeit des Si-Gehalts K-reicher Hellglimmer wurden u.a. von VELDE (1965, 1967) durchgeführt, zumeist beziehen sie sich aber auf den Temperaturbereich oberhalb 300°C (POWELL & EVANS, 1983; MASSONNE & SCHREYER, 1987). Auf der Grundlage weiterer experimenteller Untersuchungen und neuer thermodynamischer Daten hat MASSONNE (1991) den Phengitchemismus für den Temperaturbereich <350°C im System  $K_2O$ -MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  (KMASH) neu bewertet. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurden von MASSONNE PT-Diagramme für den Bereich der höheren Anchizone und Epizone vorgeschlagen, die unter Voraussetzung limitierender Paragenese bei Berücksichtigung des Gesteinschemismus für mittlere Fe/Mg-Verhältnisse aus dem Si-Gehalt auf die Druckbedingungen schließen lassen (ANDERLE et al., 1990; MASSONNE, 1995). Unterhalb der Biotit-Isograden (<350°C) wird bereits die Mineralassoziation Kalifeldspat + Chlorit (oder Stilpnomelan) + Quarz als limitierende Paragenese angesehen (MASSONNE, 1995).

In Gesteinen mit anchizonalem Metamorphosegrad erscheint die Verwendung des Si-Gehaltes problematisch, u.a. wegen der Schwierigkeiten, den Chemismus der Hellglimmer zu bestimmen, sowie durch mögliche Relikte metastabiler und/oder detritischer Glimmer. Da die Glimmeranalysen aus höhermetamorphen Bereichen (obere Anchizone) und bevorzugt aus der Druckschattenmineralisation stammen, kann zumindest ein detritischer Anteil ausgeschlossen werden. Auch waren die Hellglimmer zumeist ausreichend groß (z.T. bis zu 250 µm lange Phengitidioblasten, Tafel 9c). Die analysierten Hellglimmer erfüllen die chemischen Kriterien für "echte" Phengite, ebenso ist die Besetzung der Oktaederposition gewöhnlich hoch (s. 3.6.3.1, vgl. auch MASSONNE & SCHREYER, 1986). Auf Grund der Gefügemerkmale, der Kristallinitätswerte (IC) und des Chemismus besteht kein Zweifel, daß

die analysierten Hellglimmer ein zur Regionalmetamorphose bezogenes Mineralwachstum repräsentieren (3.6.4).

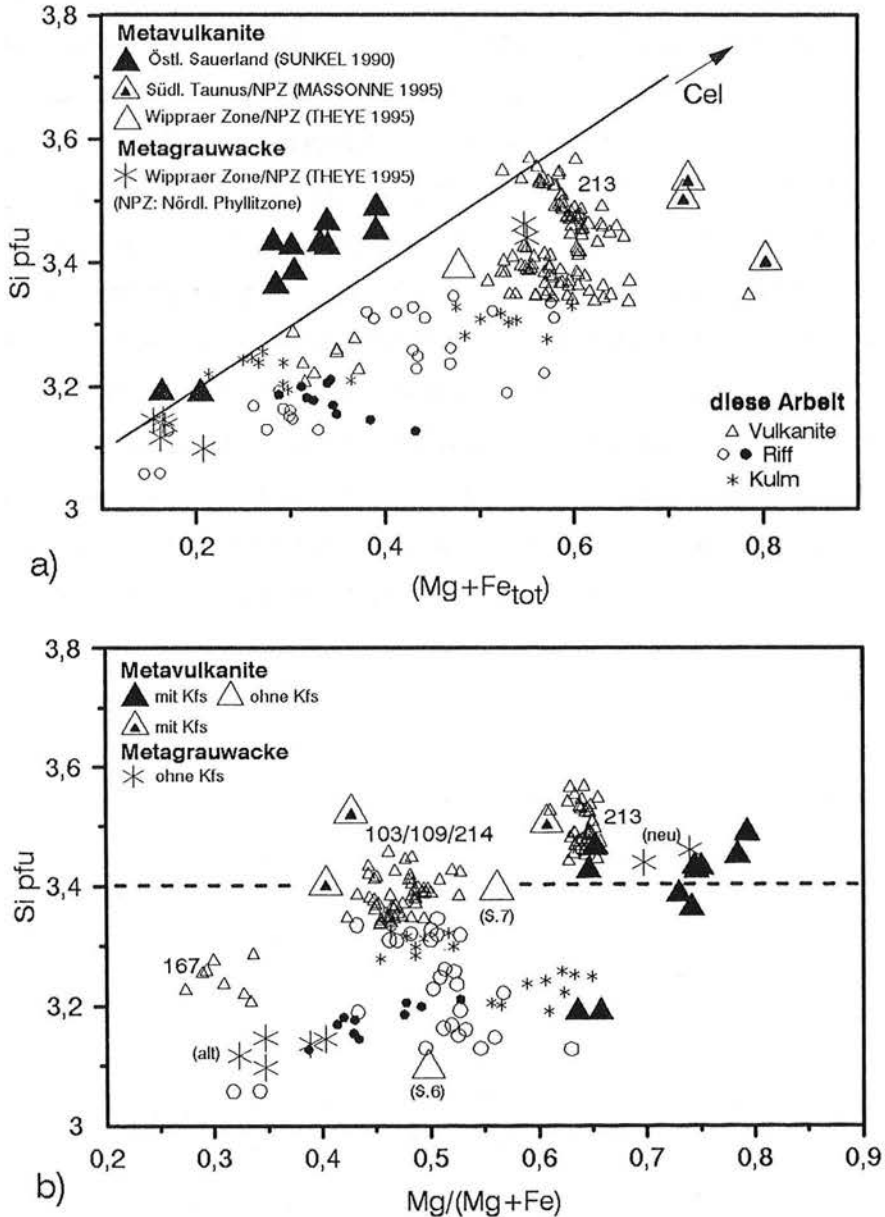
**Ergebnisse:** Nur in zwei Proben (103 und 213, Metavulkanite) konnte Kalifeldspat nachgewiesen werden. Kalifeldspat tritt zusammen mit Albit, Phengit, Chlorit, Quarz sowie Calcit und Ti-Oxid auf. Diese Proben erfüllen damit am ehesten die Voraussetzungen der oben genannten limitierenden Paragenese (KFMASH-Paragenese). Die Si-Gehalte der Hellglimmer schwanken in Probe 103 zwischen 3,34 und 3,43 ( $\bar{\text{O}}$  3,38) und in Probe 213 zwischen 3,45 und 3,55 ( $\bar{\text{O}}$  3,49), die Oktaederbesetzung beträgt im Mittel 2,09 bzw. 2,06 (Tab. 9). Bis auf Probe 167 (stark eisenvererzter Tuff) besitzen auch die Hellglimmer der anderen Metavulkanitproben relativ hohe Si-Gehalte (Proben 109, 214: Si-Gehalte ca. 3,4, Tab. 9).

Ähnlich hohe Si-Gehalte sind in kalifeldspathaltigen Metavulkaniten des Sauerlandes (SUNKEL, 1990) und in der Nördlichen Phyllitzzone ermittelt worden (Metabasalte, Metaandesite, MASSONNE, 1995). In Metagrauwacken und Metabasalten aus der Serie 7 der Wippraer Zone wiesen neugewachsene Hellglimmer in nichtlimitierender Paragenese ebenfalls vergleichbar hohe Si-Gehalte auf (Si ca. 3,4), in Metabasalten der Serie 6 wurden dagegen deutlich niedrige Si-Gehalte gemessen (Si ca. 3,1, SIEDEL & THEYE, 1993, THEYE 1995; s. Abb. 46). Die Phengite sind auch hinsichtlich der Fe- und Mg-Gehalte und der Fe/Mg-Verhältnisse mit denen des Arbeitsgebietes vergleichbar (Abb. 46b). Für Metavulkanite aus dem Westteil der Nördlichen Phyllitzzone (Südtaunus) sind Bildungsdrücke von ca. 6 kbar berechnet worden (MASSONNE, 1995; s. Abb. 47). Vergleichbar hohe Drücke und die aus diesem PT-Diagramm ableitbaren Druckbedingungen werden im Ostteil der Nördlichen Phyllitzzone durch die Ergebnisse von THEYE in der Wippraer Zone unterstützt (Serie 7: ca. 6-8 kbar; Serie 6: 1-2 kbar; THEYE, 1995).

Aus den Si-Gehalten der Hellglimmer der Proben 103 und 213 ergeben sich bei Temperaturen etwas unterhalb von 300°C nach diesem PT-Diagramm unter Modellbedingungen (Wasseraktivität = 1) Bildungsdrücke von ca. 4 bis 6 kbar (Abb. 47). Für die Hellglimmer der pelitischen Gesteine in nichtlimitierender Paragenese (Phengit + Chlorit + Quarz) würden die Si-Gehalte von 3,2-3,3 auf Mindestdrücke von ca. 2-3 kbar weisen.

Bei der Interpretation der Si-Gehalte sind Einflüsse durch den Gesteinschemismus zu berücksichtigen, und zwar auch bei Vorliegen limitierender Mineralparagenese (MASSONNE, 1991; SASSI et al., 1994). Die von SASSI et al. (1994) in Al-armen Protholithen (Metarhyolithe, Metapelite/Gneis) untersuchten Phengite wiesen in limitierender Paragenese (KFMASH-Paragenese) für "HP-Phengite" typische Si-Gehalte auf (Si 3,25 bis 3,47,  $\bar{\text{O}}$  3,34), sie sind jedoch bei Drücken nicht höher als 3-5 kbar entstanden. Der hohe Si-Gehalt wurde auf den niedrigen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt des Ausgangsgesteins zurückgeführt (Vorkommen Typ II, SASSI et al., 1994). Bei Drücken über 3-4 kbar sollten in Al-armen Gesteinen Fe-reicher

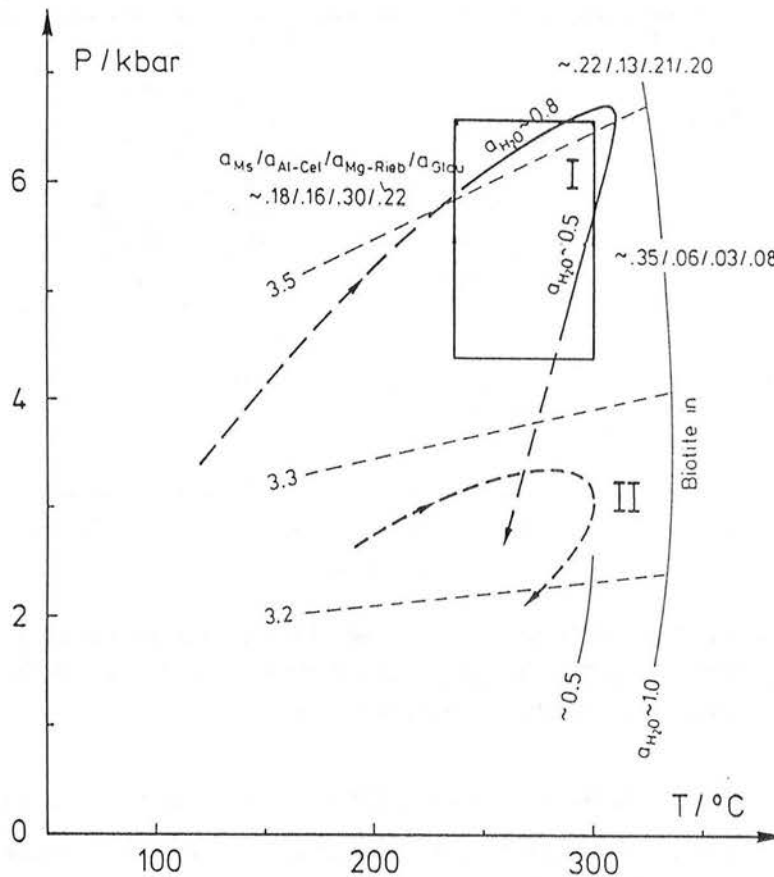
Zusammensetzung auch Stilpnomelan auftreten (MASSONNE, 1991, S. 105), dessen Vorkommen in vorliegender Arbeit nicht bestätigt werden konnte (vgl. 3.6.2.1).



**Abb. 46.** Vergleich des Phengitchemismus ausgewählter regionalmetamorpher Einheiten im Si-(Mg+Fe<sub>tot</sub>)-Diagramm (a) und Si-Mg/(Mg+Fe)-Diagramm (b). Nördliche Phyllitzone: Epizone, ansonsten etwa anchi-/epizonaler Metamorphosegrad.

Veränderungen des Si-Gehaltes durch Einflüsse des Gesteinschemismus sind auch bei den Hellglimmern aus dem Arbeitsgebiet festgestellt worden. Ein solcher Einfluß wurde besonders bei den Metavulkaniten anhand unterschiedlicher Fe/Mg-Verhältnisse deutlich (Abb. 46b, vgl. 3.6.3.1). Für die Hellglimmer der pelitischen Gesteine (Riffkomplex, Kulm) sind ebenfalls Einflüsse des Gesteinschemismus auf die Si-Gehalte zu erwarten. So entsprechen die Paragenese und die Si-Gehalte dieser Hellglimmer eher denen in "normalen"

Peliten (Si um 3,25), deren Si-Gehalte bei niedriggradiger Metamorphose vor allem vom Gesteinschemismus vorgegeben werden (MASSONNE, 1991, S. 97). Die aus dem Hellglimmerchemismus dieser Gesteine abgeleiteten Druckangaben sind daher wenig zuverlässig. Für die Metavulkanite lassen sich auf Grund ähnlicher Lithologie (Metabasalte) und des vergleichbaren Chemismus der Phengite (Si-Gehalte und Mg/Fe-Verhältnisse) keine signifikanten Unterschiede im Gesteinschemismus zu den Proben der in Abb. 46 zitierten Arbeiten vermuten (hier  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zumeist <20 Gew.%,  $\text{SiO}_2$  um 50 Gew.%, vgl. Anlage 5). Nach MASSONNE (1995, S. 132) sind Phengite mit Si-Gehalten über 3,4 in Paragenese mit Kalifeldspat + Chlorit oder Stilpnomelan + Quarz unter Druckbedingungen von mindestens 5 kbar entstanden. Entsprechend hoch wäre die synmetamorphe/syntektonische Versenkung im Arbeitsgebiet. Auf der Basis der hier durchgeführten Untersuchungen kann jedoch nicht eindeutig entschieden werden, ob daraus tatsächlich Drücke von bis zu 6 kbar ableitbar sind, oder ob z.B. die MgO-Gehalte des Protholiths der Probe 213 die hohen Si-Gehalte mit verursacht haben. Außerdem blieben die Aktivitäten der beteiligten Mineralphasen bei Anwendung dieses PT-Diagramms hier unberücksichtigt (vgl. MASSONNE, 1991).



**Abb. 47.** P-T-Diagramm für den Temperaturbereich <350°C mit Si-Isoplethen (Si pfu). Fettgedruckte Linien: PT-Pfade für Gesteine der Nördlichen Phyllitzone (Südtaunus), I: Metavulkanite, II: Metapelite,  $a_{\text{Ms}}$  usw.: Aktivitäten. Aus MASSONNE (1995, Abb. 2). Rechteck: Position der Proben 103 und 213 in diesem PT-Diagramm (Si-Gehalte: Ø 3,37 bzw. 3,49, KFMASH-Paragenese).

### 3.10.2 $b_0$ -Werte

Aus der Position des (060)-Reflexes K-reicher dioktaedrischer Hellglimmer kann ebenfalls auf den Phengitgehalt geschlossen werden ( $b_0$ -Parameter,  $d(060)$ ). Dieser Parameter wird zur semiquantitativen Druckabschätzung in Metapeliten angewendet. Es ist eine empirische Methode, die zur Charakterisierung des PT-Typs der Metamorphose unter grünschieferfaziellen/epizonalen Bedingungen entwickelt worden ist (SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI 1976, 1986). PADAN et al. (1982) erweiterten die Anwendung auf anchimetamorphe Bereiche, indem sie zeigen konnten, daß im Übergang zu niedriggradiger, anchizonaler Metamorphose in den Gesteinen noch vergleichbare  $b_0$ -Werte auftraten wie in den benachbarten höhermetamorphen Bereichen. Weitere Ergebnisse aus Gebieten mit anchi- bis epizonalem Metamorphosegrad scheinen das zu bestätigen (KEMP et al., 1985; ROBINSON & BEVINS, 1986; WARR et al., 1991).

Bei Beachtung der Kriterien für die Probenauswahl, der Verwendung von Dickschliffen (senkrecht zur Schieferung geschnitten) und bei statistischer Behandlung der Daten vermindern sich einige mit dieser Methode verbundenen Probleme (GUIDOTTI & SASSI, 1986; FREY, 1987, vgl. 3.1.3). Um Einflüsse durch detritische Glimmer und expandierfähige Wechsellagerungsminerale zu vermeiden, sind unter anchizonalen Bedingungen Proben aus der höheren Anchizone zu bevorzugen (PADAN et al., 1982; s. auch FREY, 1987).

Die Verwendung des  $b_0$ -Parameters erschien besonders deshalb interessant, da aus der epizonalen Wippraer Zone bereits  $b_0$ -Werte vorliegen (SIEDEL & THEYE 1993,  $\varnothing$  9,009 Å, 16 Proben, Tab. 15). Einige dieser Werte stammen aus der etwas geringer metamorphen Serie 1 ( $\varnothing$  9,008 Å), die hinsichtlich der Metamorphosetemperaturen am ehesten mit der oberen Anchizone im Arbeitsgebiet vergleichbar ist (vgl. 3.5.1).

**Ergebnisse:** An 45 Proben aus dem östlichen Mittelharz sind die  $b_0$ -Werte ermittelt worden (überwiegend Tonschiefer). Die meisten dieser Proben gehören nach ihren IC-Werten zur oberen bzw. obersten Anchizone (Tab. 15). Zum Vergleich sind die  $b_0$ -Werte an sechs Tonschieferproben aus dem Westharz (Oberharz) bestimmt worden, die dem Grenzbereich zwischen Anchi- und Diagenesezone zuzuordnen sind (Bockswieser Gangzug,  $R_{\max}$  ca. 3,6%, IC ca.  $0,39 \Delta^{\circ}2\Theta$ , Tab. 15). Bei den Proben aus dem östlichen Mittelharz ist ein Trend zu niedrigeren  $b_0$ -Werten mit größeren IC-Werten (abnehmenden Metamorphosetemperaturen) vorhanden. In Proben mit anomal vergrößerten IC-Werten ( $>0,40 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), bei denen Verwitterungseinflüsse zu vermuten sind, sind die  $b_0$ -Werte noch stärker erniedrigt (Abb. 48). Insgesamt ist die Abweichung zwischen den Proben der unteren und oberen Anchizone aber noch relativ gering, was innerhalb eines kleineren Gebietes auch zu erwarten ist (PADAN et al., 1982, S. 90). Wesentlicher wirkten sich Unterschiede aus, die an be-

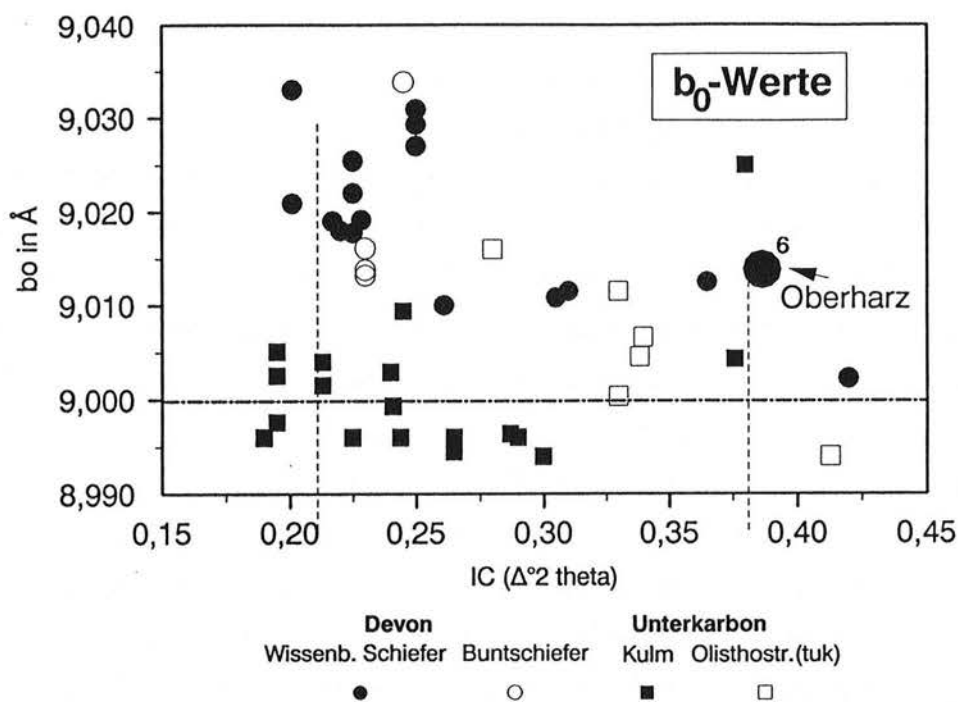
	Durchschnitt ( $b_0$ in Å)	Standard- abweichung	Anzahl	IC-Werte ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )
<b>östlicher Mittelharz:</b>				
alle Proben	9,0103	0,0117	45	Ø 0,265
obere Anchizone	9,0117	0,0127	33	Ø 0,236
untere Anchizone	9,0065	0,0083	12	Ø 0,350
<b>Unterkarbon</b>				
-nur Kulm	9,0009	0,0072	18	Ø 0,253
-Resedimente (tuk)	9,0055	0,0072	5	Ø 0,340
<u>M.- u. Oberdevon</u> (Wissenb. Schiefer, Buntschiefer)	9,0196	0,0082	21	Ø 0,252
<b>Westharz:</b>				
unt. M.-Devon (Wissenb. Schiefer)	9,0136	0,0034	6	Ø 0,39
<b>Wippraer Zone:</b>				
Serie 1 Epi/Anchizone	9,0080	0,010	6	Ø 119
Serien 2, 3, 5, 7 Epizone	9,0095	0,012	10	Ø 110

**Tabelle 15.** Zusammenstellung der  $b_0$ -Werte aus dem Harz (Wippraer Zone, nach SIEDEL & THEYE, 1993, Tabelle 4, restliche Werte diese Arbeit; jeweils Dickschliffe). IC: Illitkristallinität in  $\Delta^{\circ}2\Theta$ , Kübler-Index, bzw.  $H_{b_{rel}}$ , Weber-Index. Zur Erläuterung siehe Text.

stimmte Lithologien gebunden sind (Abb. 48). Bei nahezu gleichem Metamorphosegrad (gleiche IC-Werte) besteht eine deutliche Differenz zwischen den  $b_0$ -Werten der Kulmtonschiefer (Ø 9,001 Å) und den  $b_0$ -Werten der mittel- und oberdevonischen Schiefer (Ø 9,019 Å, Tab.15). Sogar bei stärker verminderten Metamorphosegrad weisen die Devonproben noch relativ hohe  $b_0$ -Werte auf (z.B. Devonproben vom Westharz, Ø 9,0136 Å). Auch die als hochunterkarbonische Resedimente interpretierten Tonschiefer (LUTZENS, 1979 u.a.) ergaben noch höhere  $b_0$ -Werte als die Kulmtonschiefer (Ø 9,0055 Å). Diese Unterschiede weisen auf einen lithologischen (lithochemischen) Einfluß auf die  $b_0$ -Werte. Durch diesen Einfluß wurde auch die relativ große Standardabweichung bei den Proben aus der höheren Anchizone hervorgerufen ( $s=0,0127$  Å), sie sollte kleiner 0,01 Å sein (FREY, 1987, S. 57).

Eine Abhängigkeit zwischen dem Gesteinschemismus und dem Chemismus der Hellglimmer haben FLEHMIG (1983) und GEHLKEN (1987) im Rheinischen Schiefergebirge festgestellt. Danach zeichnet sich der Chemismus mittel- und oberdevonischer Pelite und der zugehörigen Hellglimmer gegenüber dem Großteil der prä-Flysch- und Flyschsedimente

(einschließlich Unterkarbon/Kulm) durchschnittlich durch höhere Mg- und  $(Mg+Fe_{tot})$ -Gehalte und niedrigere Al-Gehalte aus (s. GEHLKEN, 1987, Abb. 13, 15 und 16). Auch im östlichen Mittelharz (Elbingeröder Komplex) besitzen mittel- und oberdevonische Tonschiefer sowie die unterkarbonischen Resedimente gegenüber den Kulmtonschiefern erhöhte MgO-Gehalte und durchschnittlich niedrigere Al-Gehalte (RABITZSCH, 1973). Für die Hellglimmer dieser Gesteine (Devon und Resedimente) können daher auch höhere  $b_0$ -Werte erwartet werden (s. oben und GUIDOTTI et al., 1989).



**Abb. 48.** Einzelanalysen der  $b_0$ -Werte aus dem östlichen Mittelharz und zugehörige IC-Werte. Der Unterschied der  $b_0$ -Werte zwischen den Kulm- und Devonproben wird auf einen lithologischen Einfluß zurückgeführt (s. Text). Großer Punkt:  $b_0$ -Mittelwert von sechs Proben aus dem Westharz (Oberharz, Wissenb. Schiefer). Die horizontale Linie bei 9,000 Å markiert etwa die Grenze zwischen niedrigen und mittleren Druckbedingungen (gültig für Durchschnittswerte, GUIDOTTI & SASSI, 1986; FREY 1987, S 57).

Die  $b_0$ -Werte aus dem östlichen Mittelharz entsprechen im Durchschnitt etwa denen aus der Wippraer Zone ( $\bar{\varnothing}$  9,0103 Å bzw.  $\bar{\varnothing}$  9,0089 Å, Tab. 15). Diese Werte weisen auf den unteren Bereich mittlerer Druckbedingungen (low intermediate-pressure facies, vgl. SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI, 1986; FREY, 1987). Für die  $b_0$ -Werte im epizonalen Anteil der Wippraer Zone sind anhand von Mineralgleichgewichten etwa Druckbedingungen von 3 kbar  $\pm$  1 kbar berechnet wurden (T: 320  $\pm$  30°C, Serien 3 und 4, THEYE & SIEDEL, 1993; THEYE, 1995). Das entspricht etwa den Drücken, wie sie für  $b_0$ -Werte unter diesen Metamorphosebedingungen erwartet werden (ca. 3 kbar, GUIDOTTI & SASSI,

1986, Abb. 1). Die innerhalb der Wippraer Zone auftretenden höheren Drücke (Serie 7 ca. 6-8 kbar, s. 3.10.1) werden durch die  $b_0$ -Werte jedoch nicht abgebildet (SIEDEL & THEYE, 1993; H. SIEDEL, pers. Mitt., 1994).

Für Temperaturen nahe der Sub-Grünschieferfazies ( $T$  ca.  $300^\circ\text{C}$ ) wäre nach GUIDOTTI & SASSI (1986) aus dem durchschnittlichen  $b_0$ -Wert für Proben der oberen Anchizone im östlichen Mittelharz ( $9,01 \text{ \AA}$ ) näherungsweise auf Drücke von ca. 3 kbar und aus dem mittleren  $b_0$ -Wert der Kulmproben ( $9,00 \text{ \AA}$ ) auf Drücke von ca. 2 kbar zu schließen.

### 3.10.3 Weitere Tiefenindikationen

Weitere Anhaltspunkten zur Abschätzung der erreichten Versenkungstiefe wurden indirekt aus Ergebnissen von Spaltspurenuntersuchungen an magmatischen Zirkonen und Apatiten vom Westrand des Brockenmassivs abgeleitet, nach denen diese Gesteine die  $230^\circ\text{C}$ -Isotherme (Zirkon-Schließtemperatur) erst in der höheren Trias (Abkühlalter ca. 210 Ma) und die  $120^\circ\text{C}$ -Isotherme (Apatit-Schließtemperatur) in der mittleren Oberkreide (Abkühlalter ca. 75 Ma) durchschritten haben (BRIX et al., 1995). Bei Verwendung eines mittleren geothermischen Gradienten von  $30^\circ\text{C}/\text{km}^1$  lagen die Granite in der höheren Trias noch in einer Tiefe von ca. 7-8 km und in der mittleren Oberkreide noch in einer Tiefe von 3-4 km (BRIX et al., 1995). Eine ähnliche Hebungsgeschichte wird für das gesamte Brockenmassiv erwartet (gleiches Intrusionsalter der Granite, Apatitabkühlalter vom S-Rand des Brockenmassivs). Da angenommen werden kann, daß ein den heutigen Verhältnissen etwa entsprechender Verband erhalten geblieben ist (s. 2.5), ist diese Hebungsgeschichte auf einen größeren Bereich, insbesondere auf den angrenzenden Schieferrahmen übertragbar.

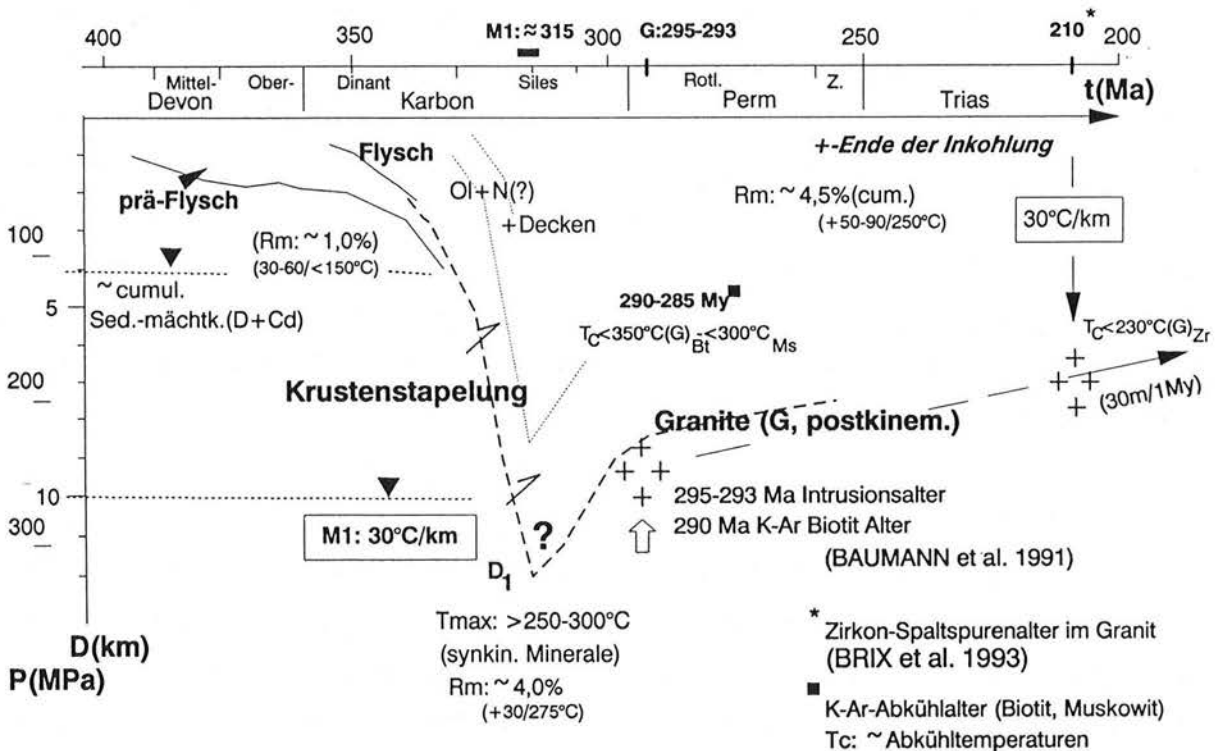
Die für die obere Trias ermittelte Tiefe von ca. 7-8 km ist bereits deutlich größer als bisherige Angaben zur Intrusionstiefe der postkinematischen Granite (0,5-1 kbar, ABRAHAM & SCHREYER, 1973) und den aus den Sedimentmächtigkeiten im NW-Harz rekonstruierten Versenkungstiefen (ca. 2000-3000 m, SCHMIDT et al., 1992). Aus dem Unterschied zwischen Zirkon- und Apatitalter ergibt sich eine mittlere Hebungsrates zwischen Trias und Unterkreide von  $30\text{m}/\text{Ma}$ . Bei Übertragung dieser Hebungsrates würden die Granite zum Zeitpunkt der Intrusion (295-293 Ma, BAUMANN et al., 1991) in einer Tiefe von ca. 9 km gelegen haben (Abb. 49). Diese aus der mittleren Hebungsrates abgeleitete Tiefe dürfte eine Mindesttiefe darstellen, da während und kurz nach der Intrusion mit einer höheren Hebungsrates

---

**1:** Der rezente geothermische Gradient beträgt im Unterharz ca.  $24^\circ\text{C}/\text{km}$  (Bohrung Götzensteiche, LUTZENS, 1972, S.51).



rate zu rechnen ist (Inversionsstadium). Nach der Mineralisation in der Kontaktzone des Ramberg-Granits lag das Intrusionsniveau vermutlich nicht tiefer als ca. 4 kbar (Andalusit, kein Disthen, s. STEINIKE, 1992). Drücke unter 5 kbar sind auch für die Intrusion des Brockengranits anzunehmen (L. FRANZ, pers. Mitt., 1993, vgl. FRANZ et al., 1992). FÖRSTER rechnet mit einer Intrusionstiefe der Harzgranite (z.T. Zweiglimmergranite) von über 5 km (H.-J. FÖRSTER, pers. Mitt., 1994). Danach könnte der Schieferrahmen während der Kontaktmetamorphose etwa im Bereich zwischen 2 und 4 kbar gelegen haben, so daß zumindest Drücke von ca. 3 kbar (300 MPa) während der Regionalmetamorphose im benachbarten Schieferrahmen, wie sie durch die  $b_0$ -Werte angezeigt werden, als durchaus realistisch erscheinen (Abb. 49; zur Diskussion s.4.1).



**Abb. 49.** Schematischer Versenkungsverlauf und thermische Entwicklung im östlichen Mittelharz/Brockenbereich. Die Versenkung wurde nach Ergebnissen der Druckbestimmung ( $b_0$ -Werte) und aus der Abkühlgeschichte des Brockengranitmassivs abgeleitet (Spaltspurenuntersuchungen, BRIX et al., 1993 bzw. 1995).  $D_1$ : variszische Hauptdeformation (Faltung, Schieferung),  $M_1$ :  $D_1$ -bezogene Regionalmetamorphose; % $R_m$ : mittlere Vitritreflexion (berechnet aus  $t_{eff}$ /°C, vgl. Tab. 14, Version 2b). Zur numerischen Zeitskala s. 3.8, zur Umrechnung der Druck-Tiefenangaben wurde mit einer Dichte von 2,74 g/cm<sup>3</sup> gerechnet (mittlere Gesteinsdichte im Schiefergebirge des Harzes, s. FIEBIG, 1990). Für weitere Erläuterungen siehe Text.

## 4. DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

### 4.1 PT-Bedingungen der Metamorphose

Nach verschiedenen, unabhängigen Kriterien ( $R_{\max}$ , CAI, Mineralthermometrie) erreichten die Temperaturen im östlichen Mittelharz etwa 300°C (>250-300°C). Diese Temperaturen ( $T_{\max}$ ) wurde für Proben ermittelt, die nach den IC-Werten der oberen bis obersten Anchizone zuzuordnen sind (IC 0,30-0,20  $\Delta^2\Theta$ ). Der Bereich der unteren Anchizone (IC >0,30  $\Delta^2\Theta$ ) ist nicht ausreichend durch IC-korrelierte Temperaturindikationen gestützt. Die niedrigste Temperatur lag im untersuchten Gebiet vermutlich bei ca. 200°C (Nordrandkum).

Es besteht weitgehend Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der Mineralthermometrie (Illit- und Chloritthermometrie) für die überwiegend synkinematisch gewachsenen metamorphen Chlorite und Hellglimmer, den aus der Vitritreflexion und CAI-Werten ermittelten Temperaturen und dem durch die Kristallinitätswerte (IC, ChC) angezeigten Metamorphosegrad (obere Anchizone). Eine grundlegende thermische Prägung vor der Faltung, wie sie SCHUST et al. (1991, S.632) im Ostharz vermuteten, kann aus den vorliegenden Daten nicht abgeleitet werden. Auch ist ein postkinematischer Wärmedom als Ursache der erhöhten Metamorphose im östlichen Mittelharz nahezu ausgeschlossen. Aus dieser Übereinstimmung wird gefolgert, daß im Arbeitsgebiet peakmetamorphe Bedingungen erst während der Hauptgefügeprägung (Transversalschieferung), also erst in einem fortgeschrittenen Stadium der Faltung erreicht wurden.

Die Ergebnisse der Chlorit- und Illitthermometrie wurden anhand der chemischen Merkmale der Minerale, der Kristallinitätswerte (IC, ChC) und durch Vergleiche mit Literaturdaten kritisch bewertet. Trotz bestehender methodischer Probleme lassen sich auf der Basis eines entsprechenden Probenumfangs und bei Berücksichtigung des Gesteinschemismus zumindest im höheren Temperaturbereich mit diesen Geothermometern brauchbare Ergebnisse erzielen. Durch die Möglichkeit einer gefügekонтроllierten Auswahl und kinematischen Zuordnung der zu untersuchenden Minerale besitzen diese Geothermometer in niedriggradigen, deformierten Einheiten deutliche Vorteile gegenüber anderen Methoden (IC, Inkohlung). Das ist insbesondere dann wesentlich, wenn diese Phyllosilikate Altersunterschiede aufweisen und/oder thermische Gleichgewichtsbedingungen nur unvollständig eingetreten sind (vgl. VELDE & MEDHIOUB, 1988).

Im Gegensatz zu den Metamorphosetemperaturen sind die Angaben über die erreichte synmetamorphe/syntektonische Versenkungstiefe weniger sicher. Beide Druckindikationen ( $b_p$ -Werte und Si-Gehalte) weisen übereinstimmend auf Druckbedingungen von mindestens 2-3 kbar, nach dem Phengitgeobarometer von MASSONNE (1991) ergeben sich

sogar Drücke von ca. 5 kbar ( $\pm 1$ kbar) während der Regionalmetamorphose. Durch Einflüsse des Gesteinschemismus und wegen des niedrigeren, anchizonalen Metamorphosegrads im östlichen Mittelharz bestehen jedoch Unsicherheiten bezüglich einer (semi-)quantitativen Druckbestimmung aus diesen Daten (s. auch FREY, 1987, S. 57), zumal weitere, unabhängige P-Indikationen fehlen.

Einschränkungen bestehen auch für die aus den Angaben von BRIX et al. (1995) getroffenen Folgerungen. Sie ergeben sich einerseits dadurch, daß die aus der Datierung und Schließtemperatur der Zirkonspaltspuren abgeleitete Tiefenangabe auch einen unbekanntem Sedimentanteil durch frühe postvariszische Erosion einschließt, auf die im Harz u.a. permische Erosionsflächen hinweisen (z.B. SCHUST et al., 1991). Andererseits kann sich zeitweilig (spätvariszisch) durch einen höheren geothermischen Gradienten die Lage und der Abstand der Isothermen verändert haben. Gegenüber dem heutigen Anschnittsniveau dürfte der Erosionsanteil im Brockenbereich bis zum Ende der Trias nach den bisher bekannten Sedimentmächtigkeiten nicht viel höher als ca. 2000 m betragen haben (nach Angaben aus MOHR, 1978; vgl. auch SCHMIDT et al., 1992), und ist der Granit frühestens zu Beginn der Oberkreide in die Erosion einbezogen worden (vgl. MOHR, 1978, S. 310). Daß die 230°C-Isotherme nicht vor Ende der Trias unterschritten wurde, erfordert während des gesamten Zeitraums eine Versenkungstiefe, die zu Beginn etwa in der Größenordnung gelegen haben könnte, wie sie durch die Druckindikationen angezeigt wird (Abb. 49). Genauere Angaben wären durch petrologische Untersuchungen unmittelbar aus den Kontaktzonen der Granite zu erhalten. Die bisher aus diesen Bereichen vorliegenden Druckangaben (0,5-1 kbar, ABRAHAM & SCHREYER, 1973) sind jedoch unsicher (Th. THEYE, pers. Mitt., 1994). Derartige Untersuchungen könnten einen wesentlichen Beitrag zur Rekonstruktion der (retrograden) geodynamischen Entwicklung des Harzes liefern.

Aus den PT-Indikationen und der Abkühlgeschichte des Brockengranits wurde ein Schema der tektononothermalen Entwicklung für den Mittelharz abgeleitet (Abb. 49). Die vorliegenden Ergebnisse (PT-Indikationen, regionale Verteilung der IC-Werte, fehlender stratigraphischer Bezug), die Deformationsmerkmale und die Altersdatierung sprechen für eine zur variszischen Deformation und Krustenstapelung syntektonische Regionalmetamorphose. Der Metamorphosehöhepunkt wurde vermutlich während des Hauptdeformationsstadium (D1) erreicht. Nach den (peak-)metamorphen Bedingungen (T: ca. 250-300°C, P:  $\geq 3$  kbar) betrug der geothermische Gradient während der Regionalmetamorphose ( $M_1$ ) etwa 30°C/km (Abb. 49), bei Annahme höherer Drücke (5 kbar) war er entsprechend niedriger (ca. 20°C/km). Für wesentlich höhere Gradienten (bis über 60°C/km), wie sie u.a. LÜTKE & KOCH (1987) diskutierten, gibt es weder im Westharz noch im Ostharz ausreichende Argumente. Sie lassen sich auch nicht aus den Tiefbohrungen ableiten, da deren Inkohlungs bild tektonisch gestört ist (vgl. BRINCKMANN et al., 1986; FRIEDEL et al., 1995).

## 4.2 Regionale Aspekte der Ergebnisse

Die Deformationsmerkmale in den Elbingeröder Riffkalksteinen entsprechen deformierten Karbonatkomplexen mit vergleichbar hohem Metamorphosegrad (3.5, s. auch KOVÁCS & ÁRKAI, 1987; FRIEDEL, 1995). Demgegenüber besteht ein deutlicher Unterschied zum benachbarten Iberg-Winterberger Riffmassiv im Westharz. Hier ist nicht nur die Deformation wesentlich schwächer (geringe Verzwillingung, fehlende dynamische Rekristallisation), sondern sind auch die Metamorphosetemperaturen deutlich niedriger. Nach den Inkohlungsdaten der pelitischen Rahmengesteine ( $R_{\max}$  ca. 2,0 %, JORDAN & KOCH, 1975) erreichten die Temperaturen hier wahrscheinlich nicht mehr als 170-200°C (vgl. Abb. 45). Durch die vergleichbare Lithologie und enge Nachbarschaft sind die Harzer Riffkomplexe ein ausgezeichnetes Beispiel für den bestimmenden Einfluß der Temperatur auf die Deformation.

Dem Arbeitsgebiet vergleichbare anchizonale Metamorphosebedingungen werden im Westharz nur im Nordostteil erreicht (Oberharzer Devonsattel, IC <250 Hb<sub>rel</sub>, DOHERR 1983,  $R_{\max}$  >4 bis ca. 5,5%, JORDAN & KOCH, 1975). Im SW-Teil ist der Grad der Metamorphose deutlich geringer (IC bis 400 Hb<sub>rel</sub>, DOHERR, 1983;  $R_{\max}$  ca. 1,5-2%; JORDAN & KOCH, 1975; LÜTKE & KOCH, 1983). Im Osthartz sind Vergleiche bisher am ehesten anhand der Vitritreflexionswerte möglich, da außerhalb der Wippraer Zone vergleichbare Kristallinitätsmessungen noch weitgehend fehlen.

Aus den verfügbaren Vitritreflexionswerten wurde eine Übersicht für den Osthartz zusammengestellt und ein schematisches Inkohlungsbild des gesamten Harzes entworfen (Abb. 50 und Abb. 51, aus FRIEDEL et al., 1995). Im Osthartz ist der Inkohlungsgrad mit 4,5-5,5%  $R_{\max}$  allgemein etwas höher als im Westharz. In der Wippraer Zone ist er nur wenig höher als im östlichen Mittelharz (ca. 5,5%  $R_{\max}$ , CAI 5; Abb. 50). Im Unterharz treten stärkere Abweichungen einerseits im Einflußbereich des nach SSW absinkenden Ramberggranitmassivs auf, die sich in dessen Topbereich durch eine deutliche Anhebung der Inkohlungswerte bemerkbar machen (z.B. im Straßberger Revier, STEDINGK et al., 1995). Andererseits zeichnet sich im Bereich der Selke-Mulde (Teil der Osthartzdecke) gegenüber der Umgebung ein niedrigerer Inkohlungsgrad ab ( $R_{\max}$  ca. 3-3,8%, CAI: 2 bis 3). Im Mittelharz tritt eine deutliche Verminderung der Inkohlungswerte nach Westen ein ( $\emptyset$  <3,2%  $R_{\max}$ , LÜTKE & KOCH, 1983, 1987; Abb. 50).

Unter Einbeziehung der Ergebnisse im Westharz (LÜTKE & KOCH 1983, 1987) lassen sich damit die Verhältnisse im gesamten Harz etwas besser beurteilen (Abb. 51a). Aus den regionalen Veränderungen der Reflexionswerte sind zwei Gradienten im Metamorphosebild des Harzes erkennbar: Erstens eine Zunahme der Metamorphosetemperaturen von NW nach SE, angezeigt durch die insgesamt höhere Inkohlung im Osthartz, und zweitens

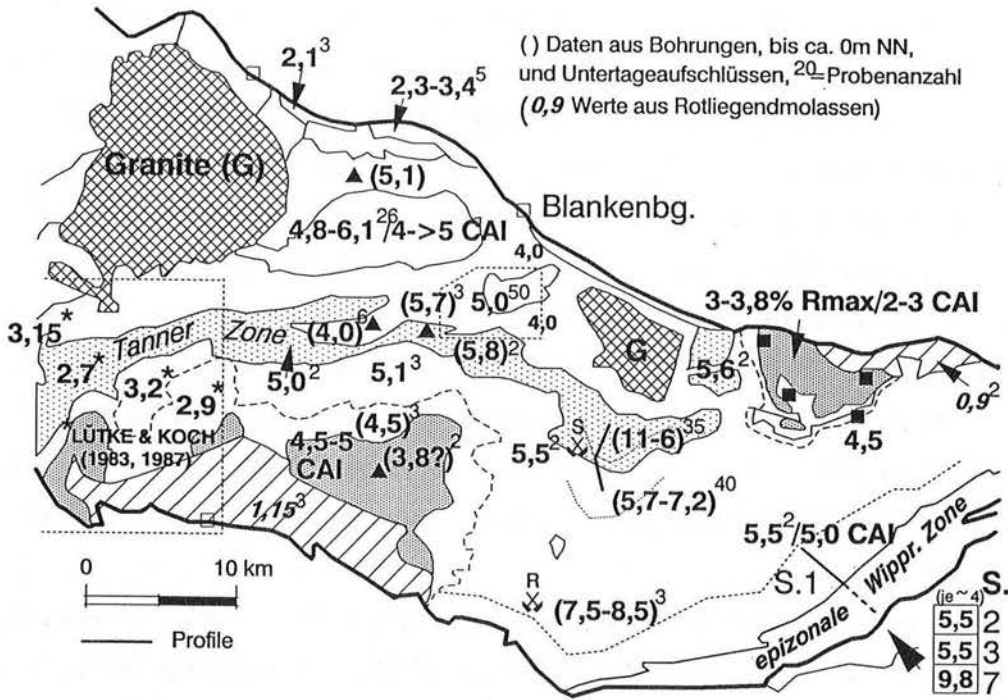
eine Zunahme von SW nach NE. Beide Gradienten bilden sich auch in Veränderungen der Illitkristallinität ab (s. oben und 3.5.1). Abgesehen von der epizonalen Wippraer Zone (Wippraer Zone s. str.) ist der erste Gradient im Harz weniger deutlich. Stärker ist der zweite, quer zum erzgebirgischen Streichen orientierte Gradient (dunklerer Pfeil in Abb. 51b).

Durch die Ergebnisse im östlichen Mittelharz ist ein NE-gerichteter Anstieg des Inkohlungsgrades auch außerhalb des Westharzes belegt (vgl. LÜTKE & KOCH, 1983, S. 30). Im Westharz wird dieser Anstieg auf den Wärmedom eines verdeckten Granitplutons zurückgeführt (JORDAN & KOCH, 1975; vgl. LÜTKE & KOCH, 1983). Dagegen ist im östlichen Mittelharz nach den Deformationsmerkmalen und den P-T-Indikationen ein postkinematisches thermisches Ereignis als Ursache dieses Anstiegs weitgehend ausgeschlossen. Die Metamorphose erfolgte hier syntektonisch. Ursache für den NE-gerichteten Anstieg der Metamorphosetemperaturen ist entweder ein erhöhter synorogener Wärmefluß oder eine tiefere synmetamorphe Versenkung.

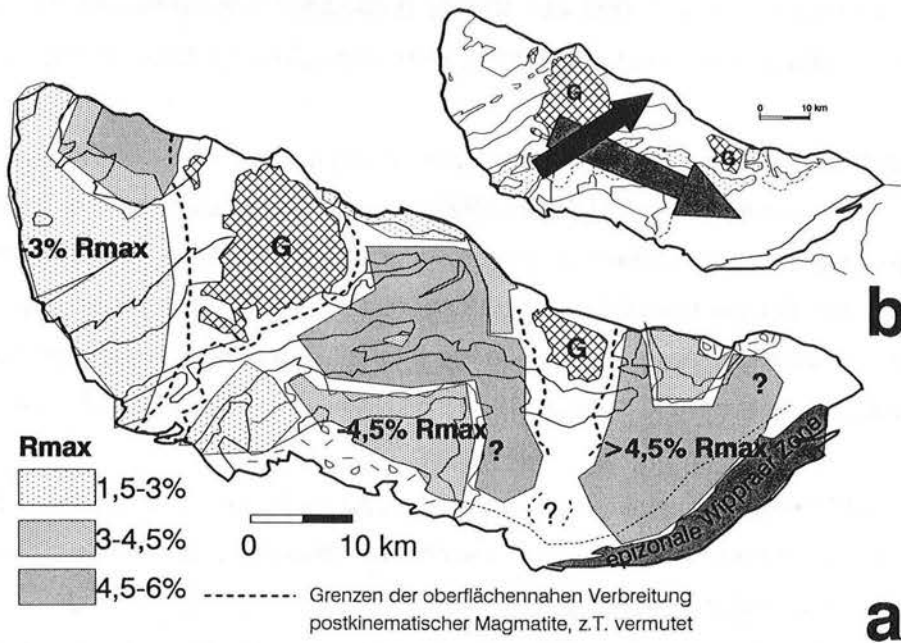
Auch im Westharz sprechen einige Anzeichen gegen einen postkinematischen Wärmedom als Ursache der erhöhten Metamorphosetemperaturen (Verteilung der IC, DOHERR, 1983, Angaben zur regionalmetamorphen Versenkungstiefe, MÜLLER & STRAUSS, 1985). Nach FIEBIG (1990, S. 91) gibt es keine ausreichenden geophysikalischen Belege für den westlich des Brockenmassivs vermuteten oberflächennahen Pluton. Die NE-gerichteten Veränderungen äußern sich auch in der Intensität der Deformation, was im Vergleich der beiden Harzer Riffkomplexe (s. oben) und der stärker entwickelten Schieferung mit Phyllosilikatwachstum in den pelitischen Gesteinen des Oberharzer Devonsattels deutlich wird (vgl. DOHERR, 1983).

Entsprechen der in vorliegender Arbeit erzielten P-T-Daten und den Metamorphosebedingungen in der Wippraer Zone (THEYE, 1995) werden beide Gradienten als Ergebnis einer tieferen synmetamorphen Versenkung interpretiert (FRIEDEL et al., 1995). Unterschiede im Wärmefluß sind nicht ausgeschlossen und sogar zu erwarten. Sie müssen aber synorogen/syntektonisch wirksam gewesen sein, da die Intensität der Deformation mit den Metamorphosemerkmalen korreliert (SCHWAB, 1976; BANKWITZ & BANKWITZ, 1992, FRIEDEL et al., 1995).

Das jetzige Metamorphosebild entstand wahrscheinlich bereits spätvariszisch durch Hebung (Inversion) der höhermetamorphen Teilschollen. Darauf weisen die Kontaktzone am westlichen Brockenrand und die Mittelharzer Gänge, die bereits im Autun in das Arbeitsgebiet intrudierten. Durch beide wurden Bereiche mit unterschiedlichem Metamorphosegrad überprägt bzw. durchschlagen. Der NE-gerichtete Gradient entstand dagegen nicht erst im Ergebnis der mesozoischen Kippung des Harzes (Kippscholle, s. 1.1.2). Das zeigen die niedrigen Inkohlungswerte am NE-lichen Harzrand (z.B. im Nordrandkulm) und der nahezu gleiche Inkohlungsgrad in den Molassebecken (Abb. 50).



**Abb. 50.** Übersicht über die oberflächennahen Inkohlungswerte im Ostharz. Alle Angaben in %R<sub>max</sub> (maximale Vitrinitreflexion), kursiv: Werte aus Molassebecken. CAI: Conodontenfarbwerte. S: Straßberger Revier, R: Rottleberöder Revier, S.1 usw.: Serien der Wippraer Zone.

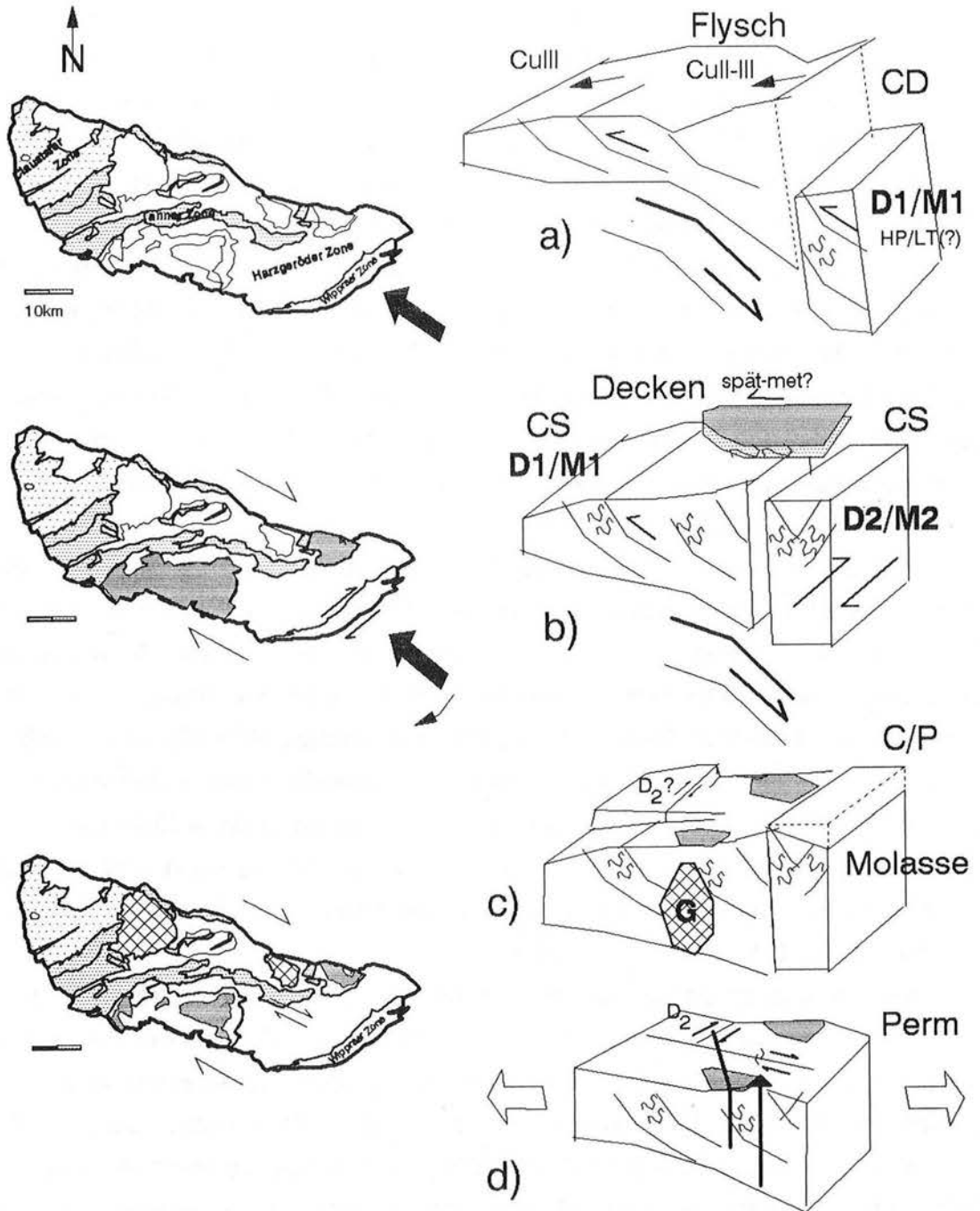


**Abb. 51.** Schematisches Metamorphosebild des Harzes (Vitrinitreflexion, %R<sub>max</sub>). Die Pfeile in b) verdeutlichen die wesentlichsten Trend der Zunahme des Inkohlungsgrades. Grenzen der oberflächennahen Verbreitung postkinematischer Magmatite nach FIEBIG (1990), ergänzt.

In Abb. 52 sind Stadien der metamorphen und tektonischen Entwicklung des Harzes schematisch zusammengefaßt. Sie verdeutlicht u.a. die Unterschiede zwischen der epizonalen Wippraer Zone (WZ) und dem übrigen Harz, was sich sowohl im Alter der Metamorphose (WZ: unterkarbonisch) als auch in den Deformationsregimen äußert. Die Wippraer Zone durchlief als Teil der Nördlichen Phyllitzzone eine komplexere, polyphase tektonische und metamorphe Entwicklung (D1, D2 bzw. M1, M2, vgl. Abb. 52a u. b). Im übrigen Harz erfolgte die Metamorphose später (oberkarbonisch) und herrscht ein durch NW-gerichteten tektonischen Transport gekennzeichnetes Deformationsregime (D1) vor, an das die Regionalmetamorphose gebunden ist (M1, Abb. 52b). Bereits spätvariszisch setzte die Inversion höhermetamorpher Teilschollen des Harzes ein (Abb. 52c). Neben NE-SW streichenden Strukturen (Überschiebungsstrukturen, Störungen) haben vermutlich auch NW-SE-gerichtete Störungen (z.B. Mittelharzstörung) spät- bis postmetamorph das Metamorphosebild mit beeinflußt. Mesozoische tektonische Bewegungen trugen zusätzlich zur Modifizierung des Metamorphosebildes bei (STEDINGK et al., 1995).

Auch in der in Abb. 52 wiedergegebenen vereinfachten Darstellung sind zahlreiche Fragen ungeklärt, insofern sollen damit vor allem Probleme und Perspektiven tektonischer und metamorpher Untersuchungen im Harz hervorgehoben werden. So wurde die hier angedeutete PTt-Entwicklung der Wippraer Zone analog den Ergebnissen in der SW-lichen Fortsetzung der Nördlichen Phyllitzzone dargestellt (Südtaunus, KLÜGEL et al. 1993). In der Wippraer Zone stehen nach Deformationsgefügen differenzierte Alters- und Metamorphosedaten noch nicht zur Verfügung. Möglicherweise besteht ein kausaler Zusammenhang zwischen der duktilen dextralen Scherdeformation u.a. am SE-Harzrand und der dextralen Scherdeformation an ehemaligen Überschiebungsbahnen im Mittelharz (überwiegend Spröddeformation, D<sub>2</sub>).

Besonders im stratigraphisch schlecht gliederbaren Ostharz versprechen weitere Untersuchungen zur Metamorphose neue Erkenntnisse u.a. zum Problem des Deckenbaus sowie zur Frage des Ausmaßes olisthostromaler Sedimentation. Diese Frage wird in jüngster Zeit auch hinsichtlich der Dimension der Olistolithe sehr unterschiedlich diskutiert (Megaoolistholithe, vgl. SCHUST & SCHWANDTKE, 1992). Die Inkohlungsunterschiede in den Ostharz-Tiefbohrungen zeigen, daß die Mächtigkeit und "Allochthonie" der erbohrten Profile nicht allein sedimentärer Natur ist, sondern zumindest teilweise durch jüngere, spät- bis postmetamorphe Tektonik überprägt wurde. Einen wichtigen Beitrag könnten derartige Untersuchungen auch zur Klärung der relativzeitlichen Transports der Harzdecken leisten (prämetamorphe bzw. synsedimentäre Gleitschollen, spät- bis postmetamorpher tektonischer Deckentransport). So weist der zur Umgebung relativ niedrige Inkohlungsgrad in der Selke-Mulde (Abb. 50) möglicherweise auf einen spätmetamorphen Transport der Ostharzdecke (Abb. 52c). Das ist durch geeignete Profile zu überprüfen und erfordert auch im östlichen Mittelharz weitere Untersuchungen.



**Abb. 52.** Stadien der tektonometamorphen Entwicklung des Harzes, stark schematisiert. (unter Verwendung von Angaben aus JACOB, 1995; THEYE, 1995; MARHEINE et al., 1995 und KLÜGEL et al., 1993) a) und b) NW-gerichtete Überschiebungstektonik (D1) mit syntektonischer Metamorphose (M1), am SE-Harzrand in der Wippraer Zone orogenparallele Streckung (D2) und zugehöriges Phyllosilikatwachstum (M2, s. b). c) Granitintrusion und spätvariszische Inversion von höhermetamorphen Teilschollen, d) Intrusion der Mittelharzer Gänge, überwiegend spröde dextrale Scherdeformation ( $D_2$ ) im Mittelharz. Zur weiteren Erläuterung siehe Text.



Aus der Diskussion über die Ursachen der Metamorphose im Harz wird deutlich, daß allein auf der Basis konventioneller Metamorphoseparameter (Illitkristallinität, Vitrinitreflexion) eine Interpretation nur unzureichend möglich ist, da beide Parameter nur thermische Veränderungen anzeigen, die mehrdeutig sind (Wärmedome durch Granite, unterschiedlich hoher Wärme flu ß, Versenkungstiefe). Die Untersuchungen sollten daher auch methodisch erweitert werden. Auf einige Möglichkeiten wurde in vorliegender Arbeit hingewiesen.

## 5. DANKSAGUNG

Für die Initiative zu dieser Arbeit und die Unterstützung und Geduld bei der Durchführung danke ich ganz besonders den Herren Prof. Dr. G. Franz und Prof. J.H. Schroeder, Ph. D., Berlin. Allen Mitarbeitern der Petrologie, besonders Dr. R. Zimmermann, Dr. F. Lucassen und Frau Dr. G. Urlacher, sei herzlich für die vielfältige Unterstützung bei Fragen der mineralogisch-petrologischen Auswertung gedankt. Herr M. Galbert, Zentraleinrichtung für Elektronenmikroskopie der TU Berlin, half stets bereitwillig bei der Mikrosondenanalytik. Für die Möglichkeit zur Durchführung und für die ausgezeichnete Unterstützung bei der Röntgentexturanalyse und Kornformstatistik in Göttingen danke ich Prof. Dr. K. Weber, Dr. S. Siegesmund, Dr. B. Leiss und B. Neumann vom Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL). Dr. H. Ahrendt, Göttingen, führte die radiometrische Altersbestimmung und Dr. C. Pietzsch, Freiberg, die Mößbauerspektroskopie durch, beiden sei herzlich gedankt. Dr. U. Hein, Göttingen, danke ich für Hinweise und Hilfe bei der Bearbeitung der Chlorite. Frau Dr. A. Kontny, Aachen, übernahm dankenswerterweise die Berechnung der Chlorittemperaturen mit dem Walshe-Programm. Dr. F. Schust, Dr. E. Schwandtke und Frau Dr. S. Estrada, alle Berlin, stellten bereitwillig Unterlagen eines unveröffentlichten Forschungsberichtes zur Verfügung. Dr. C. Janssen, Potsdam, danke ich für die gemeinsame Arbeit zur Deformation der Riffkarbonate. Dr. P. Hoth, Potsdam, und Dr. K. Stedingk, Berlin, waren engagierte Mitstreiter für mehr Metamorphose im Harz, beiden sowie Prof. Dr. M. Schwab, Dr. G. Jacob, Halle, Dr. H. Siedel, Dresden, Dr. M. R. Brix, Bochum, Dr. M. Menning und R. Naumann, Potsdam, und Dr. T. Theye, Braunschweig, für Hinweise, Unterstützung und Diskussion herzlichen Dank.

Nicht zuletzt danke ich Friedchen Dienemann (†), Breitenstein, für ihre freundliche Aufnahme und Fürsorge im Harz und meiner Tochter Sandra für ihre Geduld, wenn der Vati wieder mal ins Institut mußte.

## 6. LITERATUR

- ABRAHAM, K.H. & SCHREYER, W. (1973): Petrology of a ferruginous hornfels from Rieksenglück, Harz Mountains. - *Contr. Min. Petrol.*, **40**, 275-292; Berlin.
- AHRENDT, H., CLAUER, N. HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. - In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.). *Intracontinental fold belts*. - 323-338; Springer, Berlin.
- ANDERLE, H.J., MASSONNE, H.J., MEISL, S. ONCKEN, O. & WEBER, K. (1990): Southern Taunus Mountains. - In: *Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe, field guide Mid German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge*, 125-148; Göttingen-Gießen.
- ÁRKAI, P. (1991): Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 723-734; Oxford.
- ÁRKAI, P. & TÓTH, N.M. (1983): Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion. - *Acta Geologica Hungarica*, **26**, 341-358; Budapest.
- ÁRKAI, P., SASSI, F.P. & SASSI, R. (1995): Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphisms in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). - *Eur. J. Mineral.*, **7**, 1115-1128; Stuttgart.
- AUGUSTIN, O. (1993): Mineralchemische und mikrothermometrische Untersuchungen an den Gangmineralisationen des Unterharzes. - *Diss. Univ. Hamburg*, 137 S., Hamburg.
- AUSTIN, G.S., GLASS, H.D. & HUGHES, R.E. (1989): Resolution of the polytype structure of some illitic clay minerals that appear to be 1Md. - *Clays and Clay Minerals*, **37** (2), 128-134.
- BAILEY, S.W. (1980): Summary of recommendations of the AIPEA nomenclature committee. *Can. Mineral.*, **18**, 143-150; Montreal.
- BANKWITZ, E. & BANKWITZ, P. (1987): Aspekte der Deformation in Gesteinen im Südteil der DDR (Strainanalyse). - *Z. geol. Wiss.* **15** (2), 175-182; Berlin.
- BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., SCHULZE, A. & SCHWAB, M. (1990): Geological interpretation of the DSS profile THURMARK II. - In: FREEMAN, R., GIESE, P. & MUELLER, S. (Hrsg.): *The European geotraverse: integrative studies*. European Science Foundation, 401-404, Strasbourg.
- BANKWITZ, E. & BANKWITZ, P. (1992): Bemerkungen zur Art und Intensität der Faltung im östlichen Rhenoharzynikum (Harz und Flechtinger Scholle). - *Z. geol. Wiss.*, **20** (3), 193-208; Berlin.
- BARKER, C.E. & PAWLEWICZ, M.J. (1986): The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. - In: BUNTEBARTH, G. & STEGENA, L. (Hrsg.): *Paleogeothermics. Lecture Notes in Earth Science*, **5**, 79-93; Berlin.
- BARKER, C.E. & GOLDSTEIN, R.H. (1990): Fluid inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. - *Geology*, **18**, 1003-1006; Tulsa/Oklahoma.

- BAUMANN, A., GRAUERT, B., MECKLENBURG, S. & VINX, R. (1991): Isotopic age determinations of crystalline rocks of the Upper Harz Mountains, Germany. - *Geolog. Rundschau*, **80** (3), 669-690; Stuttgart.
- BEHR, H.J., HORN, E.E., FRENTZEL-BEYME, K. & REUTEL, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the Variscan and post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. - *Chem. Geol.*, **61**, 273-285.
- BEIN, E. (1966): Ergebnisse gravimetrischer Messungen im nördlichen Harzvorland. - *Zeitschr. f. angew. Geologie*, **12**, 63-67; Berlin.
- BETTISON, L. A. & SCHIFFMAN, P. (1988): Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. - *American Mineralogist*, **73**, 62-76, Michigan.
- BETTISON-VARGA, L.A. MACKINNON, I.D.R. & SCHIFFMAN, P. (1991): Integrated TEM, XRD and electron microprobe investigation of mixed-layer chlorite-smectite from the Point Sal ophiolite, California. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 697-710; Oxford.
- BEVINS, R.E., ROBINSON, D. & ROWBOTHAM, G. (1991a): Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 711-721; Oxford.
- BEVINS, R.E., ROWBOTHAM, G. & ROBINSON, D. (1991b): Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the late Proterozoic Zig-Zag Dal Basalt Formation, eastern North Greenland. - *Lithos*, **27**, 155-165. Elsevier Amsterdam
- BLENKINSOP, T.G. (1988): Definition of low-grade metamorphic zones using illite crystallinity. - *J. metamorphic Geol.*, **6**, 623-636; Oxford.
- BORG, I.Y. & SMITH, D.K. (1969): Calculated X-ray powder pattern for silicate minerals. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 122 S.; Bolder, Lawrence.
- BORSODORF, K.-H. (1975): Beitrag zur Lithologie der quarzitführenden Schieferserie ("Hauptquarzit") von Wienrode-Altenbrak (Harz). - *Z. geol. Wiss.*, **3** (3), 301-306; Berlin.
- 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 1*, **1992** (1/2), 5-16; Stuttgart
- BRAUCKMANN, F.J. (1984): Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. - *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **14**, 195 S.; Bochum.
- BRINCKMANN, J., BRÜNNING, U., HINZE, C. & STOPPEL, D. (1986): Das Bundesbohrprogramm im West-Harz: Paläogeographische Ergebnisse. - *Geol. Jb.*, **D78**, 5-57; Hannover.
- BRIX, M.R, CARTER, A. & HURFORD, A.J. (1995): Spaltspurenuntersuchungen an Harzer Plutoniten. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1993** (9/10), 1558; Stuttgart.
- BUCHHOLZ, P. & WACHENDORF, H. (1993): Abschätzung der mittleren Sedimentations- und Subsidenzraten im Devon und Karbon des Oberharzes. - *Z. dt. geol. Ges.*, **144**, 159-172; Hannover.
- 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.

- BUGGISCH, W. (1986): Diagenese und Anchimetamorphose aufgrund von Conodontenfarbe (CAI) und "Illit-Kristallinität" (IC). - *Geol. Jb. Hessen*, **114**, 181-200; Wiesbaden.
- BURKHARD, M. (1990): Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-300°C). In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Hrsg.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. - *Geol. Soc. Special Publ.*, **54**, 241-257; London.
- BURKHARD, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. - *J. Struct. Geol.*, **15** (3-5), 351-368; Oxford.
- CATHELINEAU, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. - *Clay Minerals*, **23**, 471-485; Oxford.
- CATHELINRAU, M. & NIEVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244; Berlin.
- CHO, M., LIOU, J.G. & MARUYAMA, S. (1986): Transition from the zeolite to prehnite-Pumpellyite Facies in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, British Columbia. - *J. of Petrology*, **27** (2), 467-494; Oxford.
- CHO, M. & LIOU, J.G. (1987): Prehnite-Pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, B. C. - *J. of Petrology*, **28** (3), 417-443; Oxford.
- DAVE, A.S. (1963): Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerz-Lagerstätte Braunesumpf bei Hüttenrode im Harz. - *Freiberger Forsch.-H.*, **C146**, 110 S.; Leipzig.
- DE CARITAT, P., HUTCHEON, I. & WALSHE, J. L. (1993): Chlorite geothermometrie: a review. - *Clays and Clay Minerals*, **41** (2), 219-239; Oxford.
- DE ROO, J., DUYSSTER, J. & WEBER, K. (1992): Calcmylonites and solution transfer in a Devonian reef at Warstein, Germany. - *Geolog. Rundschau*, **81** (2), 333-346; Stuttgart.
- DIETRICH, D. & DURNEY, D.W. (1986): Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western Switzerland. - *J. Struct. Geol.*, **8**, 389-398; Oxford.
- DOHERR, D. (1983): Illitkristallinitäten devonischer und karbonischer Tonschiefer des Oberharzes und polyphas deformierter Pelite der Formation Puncoviscana (NW-Argentinien). - Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen, 115 S.; Göttingen.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles. - *Tectonophysics*, **7** (2), 117-136; Amsterdam.
- DUNOYER DE SECONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. - *Sedimentology*, **15**, 281-346; Amsterdam.
- DUYSSTER, J. (1991): Strukturgeologische Untersuchungen im Moldanubikum (Waldviertel, Österreich) und methodische Arbeiten zur bildanalytischen Gefügequantifizierung von Gneisen. Diss., Georg-August-Universität Göttingen, 170 S.; Göttingen.
- ENGEL, W., FRANKE, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1983a): Paleozoic sedimentation in the Northern Branch of the Mid-European Variscides - essay of an interpretation. - In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.). *Intracontinental fold belts*. - 9-42; Springer Berlin.
- ENGEL, W., FRANKE, W. GROTE, C., WEBER, K., AHRENDT, H. & EDER, F.W. (1983b): Nappe tectonics in the Southeastern part of the Rheinisches Schiefergebirge. - In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.). *Intracontinental fold belts*. - 267-288; Springer Berlin.

- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **995**, 1-27; Washington.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. - Bull. Centre Rech. SNPA, **3**, 147-153; Pau.
- EYSSEN, G. (1985): Mineralogie und Geochemie von Chloriten des Lahn-Gebietes, südliches Rheinisches Schiefergebirge. - Clausthaler Geowiss. Diss., **17**, 184 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- FEHLAUER, P. (1991). Untersuchungen zur Lithologie, Fazies und Inkohlung der devonischen Sedimente im Raum Altenbrak-Treseburg (Harz). - Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, 118 S.; Greifswald.
- FIEBIG, B. (1990): Beiträge zum strukturellen Bau des Harzes auf Grundlage der geophysikalischen Komplexinterpretation. - Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 125 S.; Halle.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S., Springer, Berlin.
- FOSTER, M.D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **414-A**, 33 S.; Washington.
- FRANZ, L., SCHUSTER, A.K. & STRAUSS, K.W. (1992): Petrographie und Polymetamorphose im Eckergneis-Komplex (Harz). - Ber. dt. Min. Ges., **1**, 87; Stuttgart.
- FRANZKE, H.J., BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1992): Die Bruchtektonik des Harzes und seines Vorlandes nach Satellitenfotos. - Z. geol. Wiss., **20** (3), 209-218; Berlin.
- FREY, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. - In: FREY, M. (Hrsg.): Low temperature metamorphism. 9-58; Blackie, Glasgow.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., JÄGER, E. & STERN, W.B. (1983): Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the central Alps. - Contrib. Mineral. Petrol., **83**, 185-197; Berlin.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. - Eclogae geol. Helv. **73** (1), 173-203; Basel.
- FREY, M., DE CAPITANI, C. & LIOU, J.G. (1991): A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. - J. metamorphic Geol., **9**, 497-509; Oxford.
- FRIEDEL, C.-H., & JANSSEN, C. (1988): Structural investigations of the Paleozoic reef limestone in the Elbingerode Complex (Lower Harz). - Z. geol. Wiss., **16** (5), 421-438; Berlin.
- FRIEDEL, C.-H., & JANSSEN, C. (1993): Structural setting, strain partitioning and flow regimes in Devonian reef bodies of the mid European Variscides. - TERRA nova, **5**, Abstract supplement 2, 11; Oxford.
- FRIEDEL, C.-H., HOTH, P. & FRANZ, G. (1992): Chloritchemismus und andere Indizien sehr schwacher Regionalmetamorphose im Elbingeröder Komplex (Harz). - Europ. J. Mineral., **4**, Beih. 1, 89; Stuttgart.

- FRIEDEL, C.-H., HOTH, P., FRANZ, G. & STEDINGK, K (1995): Niedriggradige Regionalmetamorphose im Harz. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1993** (9/10), 1213-1235; Stuttgart.
- FRIEDEL, C.-H. (1995): Duktile Deformation in devonischen Riffkomplexen - der Elbingeröder Riffkomplex (Harz). - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1993** (9/10), 1237-1246; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1986): Zur Biostratigraphie der Karbonatgesteine des Elbingeröder Komplexes (Harz) unter besonderer Berücksichtigung der Riffkalke auf der Grundlage von Conodonten. - Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, 116 S.; Greifswald.
- FUCHS, A. (1987): Conodont biostratigraphy of the Elbingerode Reef Complex, Harz Mountains. - Acta Geol. Polonica, **37** (1-2), 33-50; Warszawa.
- FUCHS, A. (1990): Charakter und Ende der devonischen Riffentwicklung im Elbingeröder Komplex (Harz). - Facies, **23**, 97-108; Erlangen.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER D.K. (1988): Karbonatgesteine. - In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. 234-434; Schweizerbart, Stuttgart.
- GANSSELOSER, M., VIBRANS, E. & WACHENDORF, H. (1995): Die Metabasalte des Harzes. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1993** (9/10), 1103-1115; Stuttgart.
- GEHLKEN, P.L. (1987): Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung illitischer Glimmer und mineralogischem Stoffbestand pelitischer Sedimente des Paläozoikums. - Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen, 305 S.; Göttingen.
- GROSS, A.. (1995): Zur Deformation devonischer Karbonatgesteine im Elbingeröder Raum. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1993** (9/10), 1564; Stuttgart.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. (1986): Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite  $b_0$  data from low-grade metapelites. - N. Jb. Min. Abh., **153** (3); 363-380; Stuttgart.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks.- In: BAILEY, S.W.(Hrsg.): Reviews in Mineralogy, Micas. - **13** (2. Aufl., 1987), Min. Soc. Amer., 357-465; Michigan.
- GUIDOTTI, C.V., SASSI, F.P. & BLENCOE, J.G. (1989): Compositional controls on the  $a$  and  $b$  cell dimensions of  $2M_1$  muscovite. - Eur. J. Mineral., **1**, 71-84; Stuttgart.
- GUIDOTTI, C.V., MAZZOLLI, C, SASSI, F.P. & BLENCOE, J.G. (1992): Compositional controls on the cell dimensions of  $2M_1$  muscovite and paragonite. - Eur. J. Mineral., **4**, 283-297; Stuttgart.
- HAMILTON, P.S., KELLY, S. & FALLICK, A.E. (1989): K-Ar dating of illite in hydrocarbon reservoirs. - Clay Minerals, **24**, 215-231; Oxford.
- HAMMERSCHMIDT, K. & STÖCKHERT, B. (1987): A K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study on white micas from the Brixon Quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperatures. - Contrib. Min. Petrol., **95**, 393-406; Berlin.
- HANMER, S. & PASSCHIER, C. (1991): Shear-sense indicators: a review. - Geol. Surv. Canada, paper **90-17**, 1-72; Ottawa.
- HEIN, U.F. (1993): Synmetamorphic Variscan siderite mineralisation of the Rhenish Massif, Central Europe. - Mineral. Mag., **57**, 451-467; London.

- HEINRICH, W., FRANZ, L., HEIN, U.F. & HERMS, P. (1992): Synthetische Flüssigkeitseinschlüsse als Mikrothermometriestandards: Daten verschiedener Laboratorien mit unterschiedlichen Heiz-Kühlsystemen im Vergleich. *Ber. d. Deutsch. Mineral. Ges., Eur. Journ. Mineral., Beih.*, **4/1**, 116; Stuttgart.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. - *Ecl. geol. Helv.*, **78**, (2), 273-286; Basel.
- HEITZMANN, P. (1987): Calcite mylonites in the Central Alpine "root zone". - *Tectonophysics*, **135** (1-3), 207-215; Amsterdam.
- HESSE, R & DALTON, E. (1991): Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians. - *J. metamorphic Geol.*, 1991, **9**, 775-790; Oxford.
- HEY, M.H. (1954): A new review of the chlorites. - *Mineral. Mag.*, **30**, 277-292; London.
- HOTH, P. (1993): Fazies, Diagenese und schwache Metamorphose klastischer Präpermseimente zwischen Harz und Ostsee.- Dissertation, Techn. Universität Berlin, 158 S.; Berlin.
- HUNZIKER, J.C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R.D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P. & SCHWANDER, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. - *Contrib. Minerl. Petrol.*, **92**, 157-180; Berlin.
- JACOB, G. & FRANZKE, H.J. (1992): Die tektonische Entwicklung der Wippraer Zone im Unterharz. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1992** (1/2), 51-61; Stuttgart.
- JACOB, G. (1995): Ergebnisse mikrogefügeanalytischer Untersuchungen an schwachmetamorphem Gesteinen der Metamorphen Zone von Wippra (Harz). - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1993** (9/10), 1201-1211; Stuttgart.
- JANSSEN, C., FRIEDEL, C.-H., PAECH, H.J. (1988): Zur Schieferung in devonischen Riffkarbonaten. - *Z. geol. Wiss.*, **16** (8), 721-737; Berlin
- JANSSEN, C., FRIEDEL, C.-H. & PAECH, H.-J. (1990): Zur Frühdiagenese der devonischen Riffkalksteine des Elbingeröder Komplexes (Harz). - *Z. geol. Wiss.* **18** (11), 977-985; Berlin.
- JORDAN, H. & KOCH, J. (1975): Inkohlungsuntersuchungen im Unterkarbon des Nordwestharzes. - *Geol. Jb.*, **A29**, 33-43; Hannover.
- JOWETT, E.C. (1991): Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC-MAC Joint Annual Meeting, Programm with abstracts, **16**, A62; Toronto.
- KAVALIERIS, I., WALSHE, J.L., HALLEY, S. & HARROLD, B.P. (1990): Dome-related gold mineralization in the Pani Volcanic Complex, North Sulawesi, Indonesia: a study of geological relations, fluid inclusions, and chlorite compositions. - *Econ. Geol.*, **85**, 1208-1225; New Haven, Connecticut.
- KISCH, H.J. (1990): Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. - *J. metamorphic Geol.*, **8**, 31-46; Oxford.
- KISCH, H.J. (1991a): Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 665-670; Oxford.
- KISCH, H.J. (1991b): Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 735-750; Oxford.

- KLÜGEL, T., ONCKEN, O. & AHRENDT, H. (1993): Deformationsgeschichte einer innervasculären Suturzonen-Die Phyllit-Zone im Südaunus. *TERRA NOSTRA*, **1/93**, 48; Berlin.
- KNAUER, E. (1956): Zur Kenntnis der Störungstektonik am Nordrand des Büchenbergsattel bei Elbingerode im Harz. - *Geologie*, **5** (6), 504-514; Berlin.
- KNAUER, E. (1960): Quantitativ-mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den mitteldevonischen Roteisenerzen vom Büchenberg bei Elbingerode im Harz. - *Geologie, Beih.*, **29**, 75 S.; Berlin.
- KNAUER, E. (1965): Über einen bemerkenswerten Eisen-Prochlorit vom Büchenberg bei Elbingerode. *N. Jb. Min. Abh.*, **103**, 179-191; Stuttgart.
- KOVÁCS, S. & ÁRKAI, P. (1987): Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. - In: AUSTIN, R.L. (Hrsg.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*. - 209-229; Horwood, Chichester.
- KRAMER, W. & WERNER, C.D. (1994): Geochemical evolution of the mafic magmatism in Central Europe. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1992** (9/10), 1053-1070; Stuttgart.
- KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W.H. (1987): Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. - *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911; New Haven, Connecticut.
- KRUMM, S. (1992): Illitkristallinität: Vorschläge zum Aufbereitungs- und Meßverfahren. *Frankfurter geowiss. Arb.*, **A 11**, 110-113; Frankfurt.
- KRUMM, S. & BUGGISCH, W. (1991): Sample preparation effects on illite crystallinity measurement: grain-size gradation and particle orientation. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 671-677; Oxford.
- KRZYWICKI, E. (1954): Der Elbingeröder Komplex. - In SCHRIEL, W.: *Die Geologie des Harzes*. - *Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs. N.F.*, **49**, 308 S.; Hannover.
- LAIRD, J. (1988): Chlorites: metamorphic petrology. - In: BAILEY, S.W. (Hrsg.): *Reviews in Mineralogy, Hydrous Phyllosilicates.*, *Min. Soc. Amer.*, **19**, 406-453; Michigan.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram. - *J. of Petrol.*, **27** (3), 745-750; Oxford.
- LUTZENS, H. (1967): Über Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und Lagerstättenführung im Westteil des Elbingeröder Komplexes (Harz). - *Geologie*, **16** (9), 977-988; Berlin.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. - *Geologie, Beih.*, **74**, 105 S.; Berlin.
- LUTZENS, H. (1979): Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvaristikums 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** (6), 617-623; Berlin.
- LUTZENS, H. & BURCHARDT, I. (1972): Metallogenetische Untersuchungen an mitteldevonischen oxidischen Eisenerzen des Elbingeröder Komplexes (Harz). - *Z. angew. Geol.*, **18** (11), 481-491; Berlin.



- LÜTKE, F. & KOCH, J. (1983): Das Inkohlungsbild des Paläozoikums im Westharz und seine Interpretation. - *Geol. Jb.*, **A 69**, 3-42; Hannover.
- LÜTKE, F. & KOCH, J. (1987): Inkohlung des Paläozoikums im westlichen Harz. - *Geol. Jb.*, **D 84**, 3-31; Hannover.
- LÜDERS, V. & MÖLLER, P. (1992): Fluid evolution and ore deposition in the Harz Mountains (Germany). - *Eur. J. Mineral.*, **4**, 1053-1068; Stuttgart.
- LÜDERS, V. GERLER, J., HEIN, U.F. & REUTEL, C. (1993): Chemical and thermal development of ore-forming solutions in the Harz Mountains: a summary of fluid inclusion studies. - *Monograph Series on Mineral Deposits*, **30**, 117-132; Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- MARHEINE, D., AHRENDT, H., FRANZKE, H.J., JACOB, G., SCHWAB, M. & WEMMER, K. (1995): Zum Alter der Metamorphose in der Wippraer Zone/Harz - Ergebnisse von K/Ar-Altersdatierungen an schwachmetamorphen pelitischen Schiefern. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1993** (9/10), 1569; Stuttgart.
- MASSONNE, H.J. (1991): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system  $K_2O$ -MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ . - *Habilitationschrift*, Ruhr-Universität, 172 S.; Bochum.
- MASSONNE, H.J. (1995): Metamorphic evolution of the Northern Phyllite Zone. - In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. - 132-137; Springer, Berlin.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1986): High-pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system  $K_2O$ -MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ . - *N. Jb. Miner., Abh.*, **153** (2), 177-215; Stuttgart.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopit, and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224; Berlin.
- MENNING, M. (1991): Rapid subsidence in the Central European Basin during the initial development (Permian-Triassic boundary sequences, 258-240 Ma). - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1991** (4), 809-824; Stuttgart.
- MENNING, M. (1989): A synopsis of numerical time scales - 1917-1986. - *Episodes*, **12** (1), 3-5; Ottawa.
- MENNING, M. (1993): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods. An integrated time analysis. - In: SCHOLLE, P. & PERYT, T. (Hrsg.): *Permian of the northern continents*; Springer Berlin (im Druck).
- MERRIMAN, R.J., ROBERTS, B. & PEACOR, D.R. (1990): A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 27-40; Berlin.
- MOHR, K. (1978): *Geologie und Minerallagerstätten des Harzes*. 387 S.; Schweizerbart, Stuttgart.
- MUCKE, D. (1973): Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex. - *Freiberger Forsch.-H.*, **C 279**, 221 S.; Leipzig.

- MULLIS, J. (1987): Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. - In FREY, M. (Hrsg.): Low temperature metamorphism. - 162-199; Blackie, Glasgow, London
- MURCHISON, D.G., COOK, A.C. & RAYMOND, A.C. (1985): Optical properties of organic matter in relation to thermal gradients and structural deformation. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., **A315**, 157-186, London.
- MÜLLER, G. & STRAUSS, K.W. (1985): Beitrag zur Regionalmetamorphose des Harzes. Geol. Rdsch., **74** (1), 87-94; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., Flick, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. - Geol. Abh. Hessen, **98**, 3-87; Wiesbaden.
- NÖTH, S. (1991): Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensitiver Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord- und Mitteldeutschlands. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **37**, 169 S.; Bochum.
- ODIN, G.-S. & ODIN, C. (1990): Echelle numerique des temps geologiques. - Soc. geol. France, Bureau de recherches geologique et minerales, **35**; Aout.
- ONASCH, C.M. (1984): Application of the  $R/\phi$  technique to elliptical markers deformed by pressure-solution. - Tectonophysics, **110**, 157-165; Amsterdam.
- OESTERREICH, B. (1992): Ein Beitrag zur geochemischen Faziesdiagnostik devonischer Riffkarbonate im östlichen Rhenoharzynikum (Elbingeröder Komplex, Harz). - Z. geol. Wiss., **20** (3), 259-263; Berlin.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). - Geotekt. Forsch., **73**, 215 S.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1990): Aspects of the structural and paleogeothermal evolution of the Rhenish Massif. - Annales Soc. Geol. Belgique, **T 113** (2), 139-159; Dison.
- PADAN, A., KISCH, H.J. & R. SHAGAM (1982): Use of lattice parameter  $b_0$  of dioctahedral illite/muscovite for characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., **79**, 85-95; Berlin.
- PANOZZO, R. (1984): Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. - J. Struct. Geol., **6**, 215-221; Oxford.
- PATZELT, G. (1963): Tektonische Beobachtungen an der Nordflanke des Büchenberg-Sattels. - Geologie, **12** (9), 1048-1051; Berlin.
- PEACH, C.J. & LISLE, R.J. (1979): A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. - Computer & Geosciences, **5**, 325-334; Oxford.
- POTTER II, R.W., CLYNNE, M.A. & BROWN, D.L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chlorite solutions. - Econ. Geol., **73**, 284-285; New Haven, Connecticut.
- POWELL, R. & EVANS, J.A. (1983): A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. - J. metamorphic Geol., **1**, 331-336; Oxford.
- RABITZSCH, K. (1973): Zur Geologie der unterkarbonischen Schieferserien im Gebiet südlich Rübeland (Harz). - Z. geol. Wiss., Themenheft 1: 91-110; Berlin.

- RAMSAY, J. G. & HUBER, M.I. (1983): The techniques of modern structural geology, Vol.1: strain analysis. - 307 S.; Academic Press, London.
- REDECKE, P. (1992): Zur Geochemie und Genese variszischer und postvariszischer Buntmetallmineralisation in der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht. - Dissertation RWTH Aachen, Mitt. Mineral. u. Lagerstättenkunde, **41**, 152 S.; Aachen.
- REICHSTEIN, M. (1959): Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes. - *Geologie*, **8** (1), 13-46; Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. - *Geologie*, **14** (9), 1039-1076; Berlin.
- REUTER, A. (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar-Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **27**, 91 S., Göttingen.
- REUTER, A. & DALLMEYER, R.D. (1987): Significance of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of whole-rock and constituent grain-size fractions from anchizonal slates. - *Chemical Geology*, **66** (1/2), 73-88; Amsterdam.
- ROBERT, P. (1988): Organic metamorphism and geothermal history. - 311 S., Elf-Aquitaine/Reidel, Dordrecht.
- ROBINSON, D. (1987): Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collisional settings. - *Geology*, **15**, 866-869; Tulsa/Oklahoma.
- ROBINSON, D., WARR, L.N. & BEVINS, R.E. (1990): The illite 'crystallinity' technique: a critical appraisal of its precision. *J. metamorphic Geol.*, **8**, 333-344; Oxford.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Min., Min. Soc. Amer.*, **12**, 644 S.; Michigan.
- RUCHHOLZ, K. & WELLER, H. (1991a): Der Elbingeröder Komplex: Räumliche Gliederung und stoffliche Entwicklung. - *Z. geol. Wiss.*, **19**, 6, 655-661; Berlin.
- RUCHHOLZ, K. & WELLER, H. (1991b): Die Lagerungsverhältnisse des Elbingeröder Komplexes. - In: SCHWAB, M. (Hrsg.): *Stratigraphische Probleme im Ostharz.*, Exk.-führer, 47-67; Halle.
- SACHSENHOFER, R.F. & LITCKE, R. (1993): Vergleich und Bewertung verschiedener Methoden zur Berechnung der Vitrinitreflexion am Beispiel von Bohrungen im Steirischen Tertiärbecken. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1992** (6), 597-610; Stuttgart.
- SASSI, F.P. & SCOLARI, A. (1974): The  $b_0$  value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **45**, 143-152; Berlin.
- SASSI, F.P., GUIDOTTI, C.V., RIEDER, M. & DE PIERI, R. (1994): On the occurrence of metamorphic 2M<sub>1</sub> phengites: some thoughts on polytypism and crystallization conditions of 3T phengites. - *Eur. J. Mineral.*, **6**, 151-160; Stuttgart.
- SCHIFFMAN, P. & FRIDLEIFSSON, G.O. (1991): The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 679-696; Oxford.

- SCHMID, S.M. (1982): Microfabric studies as a indicator of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain buildings. - In: HSÜ, K. (Hrsg.): Mountain building processes. - 95-110; Academic Press, London.
- SCHMID, S.M., CASEY, M. & BOLAND, J.N. (1981): The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). - In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (Hrsg.): Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc., London, Spec. Public., 9, 151-158; London.
- SCHMID, S. M., PANOZZO, R. & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcitic rocks: rheology and microfabric. - J. Struct. Geol., 9 (5/6), 747-778; Oxford.
- SCHMIDT, D., QUADE, H. & WOLF, M. (1992): Inkohlungsgrad und Illitkristallinität in Nebengesteinsprofilen der Ganglagerstätte "Hilfe Gottes" bei Bad Grund (Oberharz). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2, 115-128; Stuttgart.
- SCHNEIDER, W. (1977): Diagenese devonischer Karbonatkomplexe. - Geol. Jb., D21, 107 S.; Hannover.
- SCHUST, F. u.a. (1985): Einschätzung der Rohstoffführung des Harzes. - Unveröff. Bericht Zentrales Geologisches Inst., Berlin.
- SCHUST, F., THOMAS, U. & SCHWANDTKE, E. (1991): Erkenntnisfortschritte zur Geologie des Harzes. - Z. geol. Wiss., 19 (6), 625-635; Berlin.
- SCHWAB, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Unterharz. - Jb. Geol., 5/6 (1969/70), 9-117; Berlin.
- SCHWAB, M. (1991): Harzgeröder Zone und Tanner Zug. - In: SCHWAB, M. (Hrsg.): Stratigraphische Probleme im Osthartz., Exk.-führer, 22-34; Halle.
- SCHWAB, M. (1993): Geologische Exkursion im Mittelharz. - In: SCHWAB, M. (Hrsg.): 9. Rundgespräch "Geodynamik des Europäischen Variszikums". Abstract-Band, S. 59-84; Halle.
- SCHWAN, W. (1961): Die Nordrandzone des Elbingeröder Komplexes am Gräfenhagensberg (Mittelharz). - Abh. dt. Akad. d. Wiss., 1961 (1), 44 S., Berlin.
- SCHWAN, W. (1992): Zur geologischen Stellung des Acker-Bruchberg-Komplexes im Harzvaristikum.- Z. geol. Wiss., 20 (5/6), 571-581; Berlin.
- SCHWANDTKE, E., BORSDORF, K.H., MUCKE, D. (1991): Zur devonischen Schieferformation und zu den unterkarbonischen Olisthostromen in der südlichen und südöstlichen Blankenburger Zone/Harz. - Z. geol. Wiss., 19 (6), 637-643; Berlin.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. & ALDERTON, D.H.M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. 239 S.; Blackie, Glasgow, London.
- SIEDEL, H. & THEYE, T. (1993): Very low-grade metamorphism of pelites in the Wippra Metamorphic Zone, Harz mountains, Germany. - N. Jb. Miner. Mh., 3, 115-132; Stuttgart.
- SIDLER, D.M. (1993): Normalization of electron microprobe analyses of minerals containing di- and trivalent iron plus vacancies - chlorite as an example. - TERRA abstracts, TERRA nova, 5/1, 409.
- SPRINGER, R.K., DAY, H.W. & BEIERSDORFER, R.E. (1992): Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California. - J. metamorphic Geol., 10, 147-170; Oxford.

- STEDINGK, K. & STOPPEL, D. (1993): Stratigraphy, petrographie, petrogenesis, and tectonic features of the Upper and Middle Harz vein districts. - Monograph Series on Mineral Deposits, **30**, 35-54; Stuttgart.
- STEDINGK, K., KOCH, J. & GERMANN, K. (1995): Tectonic features and thermal overprint - results from long-distance wall-rock cross sections of the Upper and Lower Harz Mountains. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1993** (9/10), 1301-1305; Stuttgart.
- STEINIKE, K. (1992): Neue Beobachtungen am Kontakthof des Ramberg-Granits/Harz. - Z. geol. Wiss., **20** (3), 265-270; Berlin.
- STOCK, P. (1992): A strain model for antithetic fabric rotation in shear band structures. - J. Struct. Geol., **14** (10), 1267-1275; London.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau Magmenzusammensetzung und Alteration. - Bochumer geol. geotechn. Arb., **34**, 250 S.; Bochum.
- SWEENEY, J.J. & BURNHAM, A.K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. - AAPG, **74** (10), 1559-1570; Tulsa/Oklahoma.
- TEICHMÜLLER, M. (1987): Organic material and very low-grade metamorphism. - In: FREY, M. (Hrsg.): Low temperature metamorphism. 114-161; Blackie, Glasgow.
- TEICHMÜLLER, M. TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität - Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **27**, 201-276; Krefeld.
- THEYE, T. & SIEDEL, H. (1993): Chloritoid, carpholite and sudoite in very low-grade rocks of the Wippra Metamorphic Zone (Harz, Germany). - N. Jb. Miner. Mh., **2**, 73-96; Stuttgart.
- THEYE, T. (1995): Metamorphosesprünge in der Wippraer Zone (Unterharz). - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1993** (9/10), 1187-1200; Stuttgart.
- TISCHENDORF, G., & FÖRSTER, H.-J. (1994): Central European granitoids and their tectonic setting: Implications from a new discrimination diagram. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1992** (7/8), 791-801; Stuttgart.
- TSCHAPEK, B. (1987): Zur Stratigraphie, Lithologie und Tektonik der Selke-Mulde/Harz. Dissertation Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 148 S., Halle.
- TURNER, F.J., GRIGGS, D.T. & HEARD, H. (1954): Experimental deformation of calcite crystals. - Bull. Geol. Soc. Amer., **65**, 883-934; Washington.
- ULLEMEYER, K. (1992): Methodische Untersuchungen zur Röntgentexturanalyse und Gefügeuntersuchungen an Granuliten der Südlichen Böhmisches Masse. - Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen, 104 S.; Göttingen.
- UNZOG, W. (1990): Informationen zum Programm Strain. - unveröfftl. Mskpt., 14 S.; Graz.
- VELDE, B. (1965): Phengitic micas: synthesis, stability, and natural occurrence. - Am. J. Sci., **263**, 886-913; Tulsa/Oklahoma.
- VELDE, B. (1967): Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. - Contrib. Mineral. Petrol., **14**, 250-258; Berlin.
- VELDE, B. (1985): Clay minerals. - Dev. in Sedimentology, **40**; Elsevier, Amsterdam.

- VELDE, B., & MEDHIOUB, M. (1988): Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 122-127; Berlin.
- VERNON, R.H. (1981): Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. - *Tectonophysics*, **78**, 601-612; Amsterdam
- VOGTMANN-BECKER, J.B. (1990): Mobilisation und Austausch von Elementen durch Regionalmetamorphose in kambro-ordovizischen Sedimentgesteinen des Stavelot-Venn-Massivs. Dissertation RWTH Aachen, 179 S.
- WACHENDORF, H. (1986): Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. - *Geol. Jb.*, **A 91**, 3-67; Hannover.
- WALLISER, O.H. & ALBERTI, H. (1983): Flysch, Olistostromes and nappes in the Harz mountains. - In: Martin, H. & EDER, F.W. (Hrsg.): *Intracontinental fold belts*. 145-169; Springer, Berlin.
- WALSHE, J.L. (1986): A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. - *Econ. Geol.*, **81**, 681-703; New Haven, Connecticut.
- WALSHE, J.L. & SOLOMON, M. (1981): An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mt. Lyell copper deposits using geology, mineralogy, stable isotopes, and a six-component chlorite solid solution model. - *Econ. Geol.*, **76**, 246-284, New Haven, Connecticut.
- WEAVER, C.E., HIGHSMITH, P.B. & WAMPLER, J.M. (1984): Chlorite. - In: WEAVER, C.E. (Hrsg.): *Shale-slate metamorphism in the Southern Appalachians*. - *Developments in Petrology*, **10**, 99-139; Elsevier, Amsterdam.
- WEAVER, C.E. & BROEKSTRA, B.R. (1984): Illite-mica. - In: WEAVER, C.E. (Hrsg.): *Shale-slate metamorphism in the Southern Appalachians*. - *Developments in Petrology*, **10**, 67-97; Elsevier, Amsterdam.
- WEBER, K. (1972a): Notes on determination of illite crystallinity. - *N. Jb. Mineral., Mh.*, **6**: 267-276; Stuttgart.
- WEBER, K. (1972b): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **141** (3), 333-363; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K.H., MEYER, K. & MUECKE, G.K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. - In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.): *Intracontinental fold belts*. 231-256; Springer, Berlin.
- WELLER, H. (1991a): Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz area (Germany). - *Facies*, **25**, 1-50; Erlangen.
- WELLER, H. (1991b): Fazies und Stratigraphie des Atollstadiums im Elbingeröder Komplex/Harz. - *Z. geol. Wiss.*, **19** (6), 663-671; Berlin.
- WELLER, H. & WEYER, D. (1991): Elbingerode Complex. - In: GISCHLER, E., WELLER, H. & WEYER, D.: *Devonian reefs of the Harz Mountains, Germany*. - 6. International symposium on fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Exkursionsführer (Exkursion A4), 43-90; Münster.

WENK, H.-R., TAKESHITA, T., BECHLER, E., ERKSINE, B.G. & MATTHIES, S. (1987): Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. - *J. Struct. Geol.*, **9** (5/6), 731-745; Oxford.

WERNER, C.D. (1995): Basische Magmatite im Unter- und Mittelharz. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1993** (9/10), 1257-1283; Stuttgart.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469; Amsterdam.

ZÖLLICH, M.S. (1939): Zur Deckenfrage im Mittelharz. Die tektonische Stellung der Schaleinsättel bei Elbingerode. - *Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F.*, **191**, 146 S.; Berlin.

## 7. ANLAGEN

**Anlagen 1 bis 3:** Verzeichnis, Lokalität und Methoden der untersuchten Proben.

1) Inkohlung (Vitrinitreflexion), 2) Illitkristallinität (IC), 3) Chloritkristallinität (ChC),  
4)  $b_0$ -Messungen, 5) Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA), 6) Mikrosondenanalyse (EMS),  
7) Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen (FE), 8) Strainmessungen, 9) Texturanalyse,  
10) K-Ar-Datierung.

WE: Wernigeröder Einheit, EK: Elbingeröder Komplex, NBZ, SBZ: nördliche bzw. südliche  
Blankenburger Zone (für pelitische Gesteine).

**Anlage 4:** Inkohlungskarte von der Umgebung des Hauptquarzits (FEHLAUER, 1991, Anlage 7, Angaben in %  $R_m$ , mittlere Reflexion).

**Anlage 5:** Chemismus von Gesamtgesteinsproben (Röntgenfluoreszenzanalysen)

**Anlage 6:** Chemismus von Feldspäten (Mikrosondenanalysen, Kfs: Kalifeldspat)

**Anlage 7:** Chemismus metamorpher Chlorite. Mikrosondenanalysen. Strukturformeln berechnet für 14 Sauerstoffe. Probenbezeichnung wie Tab. 5 und Anlagen 1-3.

**Anlage 8:** Chemismus metamorpher Hellglimmer. Mikrosondenanalysen. Strukturformeln berechnet für 11 Sauerstoffe. Probenbezeichnung wie Tab. 5 und Anlagen 1-3.

**Anlage 9:** Ergebnisse der K-Ar-Datierungen (Dr. H. Ahrendt, IGDL Göttingen).



**Probenverzeichnis und Untersuchungsmethoden\***(\*Inkohlung=1, IC=2, ChC=3, b<sub>0</sub>=4, RFA=5, EMS=6, FE= 7, Strain=8, Textur=9, K-Ar=10)**Probennr. Stratigraphie/Gestein Lokalität Hoch/Rechtswert Methodik**

<b>pelitische Gesteine</b>		<b>57/44</b>		
1-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	B27, Abzweig Neuwerk	36630 / 21650	1, 2, 3, 4, 10
2-EK	Unterkarbon/Grauwacke			1, 2, 3, 4
3-EK	Unterkarbon/Grauwacke	östl. Rübeland, Nebelshölzer Sägemühle	36450 / 21500	1
4-EK			36340 / 21350	1
5-EK			36330 / 21350	1
6--EK, 18	Oberdevon/Buntschiefer (Olisthostrom)	NE Neuwerk	36000 / 22220	1, 2 1, 2
7-EK			Mitteldevon/Wissb. Sch.	36040 / 22410
8-SBZ 15	Oberdevon/Buntschiefer (Olisthostrom)	Bodetal, SW Rübeland	35350 / 19570	1, 2, 4 2, 3, 4
9-SBZ	Mitteldevon/Wissb. Sch.	Schieferberg b. Neuw.	35770 / 23770	1, 2, 3, 4, 5, 6, 10
10-SBZ		Straße 2 km SE Wienrode	36220 / 27660	1, 2, 3
11-SBZ			36200 / 27530	1, 2, 3
12-SBZ			36020 / 27630	1, 2, 3
13-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	Bodetal, SW Rübeland (Bodeschleife)	35220 / 18340	1, 2, 3
14-EK			35260 / 18170	1, 2, 3
16-EK 17	Oberdevon/Buntschiefer (Olisthostrom)		35690 / 19200	2, 3 2
19-EK	Mitteldevon/Wissb. Sch.	Bohrung Zillierbach 1	39300 / 15300	1, 2
20-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	Bohrung Königshütte 1	38260 / 14950	2
21-SBZ	Mitteldevon/Wissb. Sch.	B81, Abzw. Rübeland	33090 / 23790	2, 4
22-SBZ		Ostzufahrt Rappbode Talsperre/ Staumauer	34250 / 24080	2, 3, 4
23-SBZ			34340 / 23910	2, 4
24-SBZ		Westzufahrt Talsperre	34890 / 23300	2, 3, 4
25-SBZ		0,5 km westl. Talsperre	34860 / 22570	2, 3, 4, 5
27-EK		Unterkarbon/Tonschiefer	Bergfeld/Rübeland	35870 / 20360
28-EK	Rübeland, SE-Zufahrt		36070 / 20910	2, 3, 5
29-EK	Unterkarbon/Grauwacke		36230 / 21100	2
30-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	B27, NE-Zufahrt Königshütte	35730 / 14530	2, 3, 5
31-EK			35800 / 14680	1, 2, 3
32-EK		Königshütte, Bodehang	35250 / 14830	2, 3, 4
33-EK		Königsh., Katzenberg	34940 / 15070	2, 5
34-SBZ	Unterkarbon/Olisthostrom	Königsh., Königsburg	34600 / 15040	2, 3, 4
35-SBZ 79	Mitteldevon/Wissb. Sch.	SE Königsburg	34380 / 14830	2, 3, 4, 5 2, 3, 4
36-SBZ		SE Königsburg	33720 / 15290	1, 2
37-SBZ		Königsh., Überlaufb.	34720 / 15730	2, 3, 5
38-SBZ	Unterkarbon/Tonschiefer	1 km S Königshütte	32690 / 14740	2, 3, 4
39-SBZ	Unterkarbon/Tonschiefer	Str. n. Tanne, Altortal	31660 / 12920	2, 3

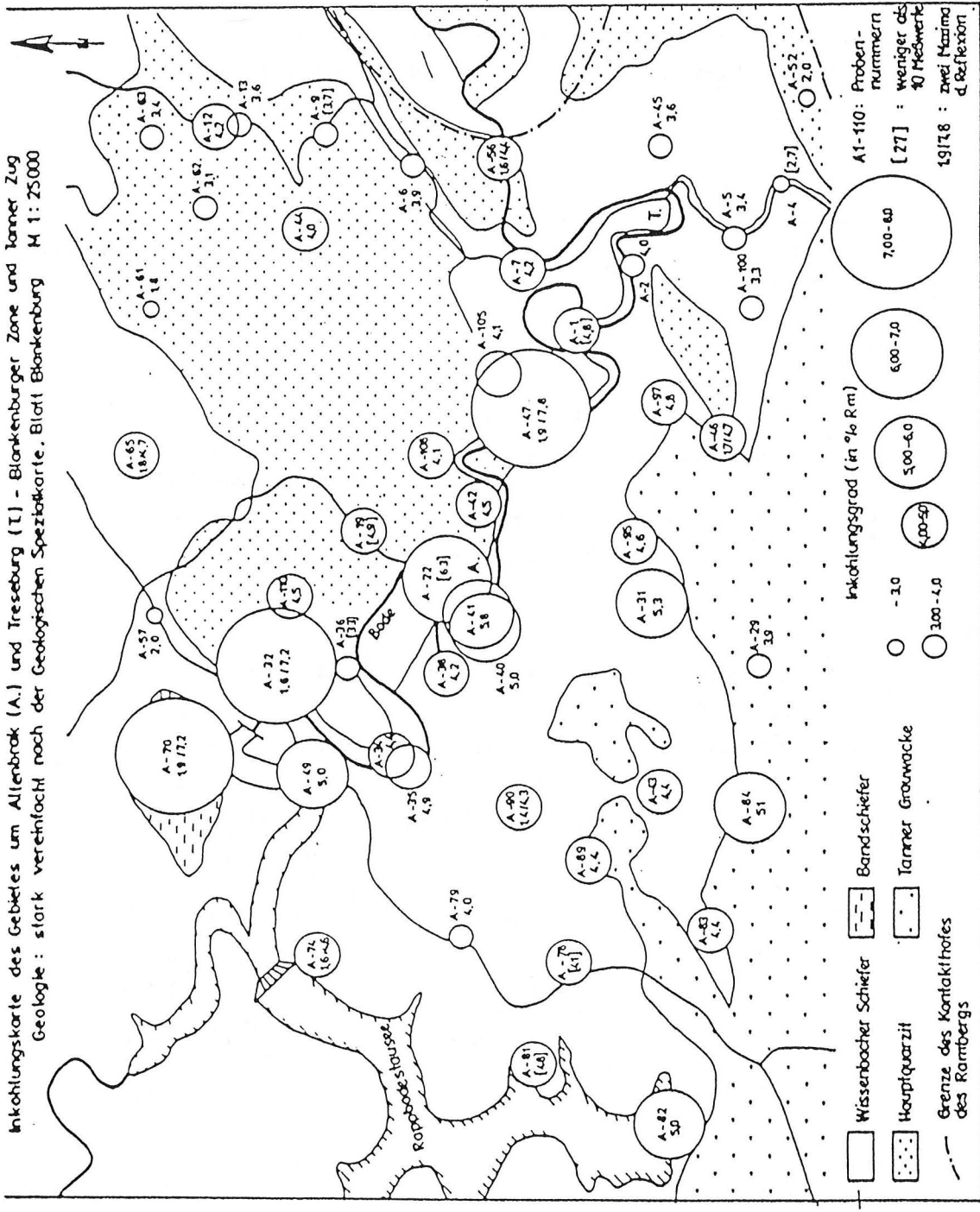
**Anlage 1**

40-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	W' Königshütte, Steinbachtal	36780 / 13400	2, 3, 4
41-NBZ			37490 / 12810	1, 2, 3
42-EK		Hirschbachtal	37430 / 13450	2, 3
43-EK			37010 / 13280	2, 3
44-SBZ	Unterkarbon/Olisthostrom	B27, Ostzufahrt Elend	35210 / 10050	2, 3
45-SBZ	Oberdevon/Buntschiefer (Olisthostrom)	Rappbodetal Sperre, oberhalb Tunnel	34800 / 23530	1, 2, 4
46-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	S Bl. See, am Tunnel	36970 / 22080	2, 3, 4
47-EK		B27 Kurve SE Hüttenr.	37440 / 23020	2
48-EK	Unterkarbon/Kieselschiefer	Lodenblek	38490 / 24400	2
49-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	Braunesumpf	39110 / 25150	1, 2, 3
50-NBZ	Unterkarbon/Olisthostrom	Drei Annen Hohne	37980 / 12470	2, 3
51-EK	Unterkarbon/Kieselschiefer	2 km W Elbingerode	38450 / 14710	2
54-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	Elbingerode	38450 / 16890	2
55-EK		B244, N Elbingerode	38820 / 17860	2, 3
56-NBZ	Unterkarbon/Olisthostrom	am Charlottenstollen	40530 / 17590	2, 3, 4
57-NBZ		am Augustenstollen	40650 / 17450	2, 3
58-NBZ		B244, N Eierberg	40660 / 18550	2, 3, 4
59-EK 64-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	am Volkmarskeller	39890 / 22340 39950 / 22340	2, 3
60-EK	Unterkarbon/Olisthostrom	Silberbornsgrund	39930 / 24070	2, 3, 4
61-EK	Mitteldevon/Wissb. Sch.		39230 / 23080	2
62-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	östl. Ibenklippen	40100 / 23760	2, 3, 4
63-NBZ	Unterkarbon/Olisthostrom	NE Hartenberg	40320 / 19920	2, 3
65-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	Klostergrund	40260 / 23060	2, 3
66-EK		SE Hermannshöhle	36250 / 20840	2
74-NBZ	Unterkarbon/Olisthostrom	westl. Volkmarskeller, Klostergrund	40730 / 23240	2, 4
75-NBZ			40990 / 23750	2, 4
76-NBZ			40560 / 23240	2
80a-WE	Unterkarbon/Tonschiefer	Wernigerode, Christiantal, Frederikental.	44150 / 17990	2, 3
80b			44180 / 17980	
80c			44240 / 17730	
81-WE	Unterkarbon/Tonschiefer		43260 / 18870	2
82-WE	Mittel-Oberdevon/Tonsch.	Wernigerode Mühlental	43840 / 18400	2, 3
83-WE	Mittel-Oberdevon/Kieselsch.	Nöschenrode	44090 / 16730	2
85-WE	Mittel-Oberdevon/Tonsch.	Wernigerode, Harzburg	43110 / 16530	2
86-NBZ	Mitteldevon/Wissb. Sch.	S Wernigerode, Kaltes Tal	42490 / 16900	2, 4
87-NBZ			42610 / 16230	2, 3, 4
88-, 89-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	östl. Rübeland, Nebelshölzer S.M.	Lok. wie 3 u.4	2, 4
90-EK 118	Unterkarbon/Grauwacke Quarzsegregation		36470 / 21500	1, 2, 3, 4 6, 7
143-EK	Unterkarbon/Tonschiefer	Marmormühle/Bodetal	36610 / 21750	2, 4, 5, 6
257-EK	Unterkarbon/Grauwacke	Nebelshölzer S.M.	Lok. wie 90	2, 6, 8

## Anlage 2

<b>Riffstruktur</b>				
R39, R55	Rückriff, Sedimenthorizont	östlich Elbingerode, Schwefeltal, am W-Stbr.	37350 / 19200	5, 6
R146a, b	Quarzsegregation			6, 7
R136	Sedimentgang			6
R18/F18	Rückriff/Oolithkalk	Schwefeltal, NE-Stbr.	37900 / 19600	5, 6, 8
SE2	Rückriff, pel. Mudstone	Eingang Schwefeltal, Ostseite	37530 / 19400	8, 9
SE5, F1	Mylonite			8, 9
SE7	biokl. Rudstone			8
EK4	Rückriff, Mylonit	Mühlental, SE Elbing.	37750 / 18530	8, 9
R29	Außenriff, vererzt	Nebelshölzer S.M.	36450 / 21590	5, 6
R110 R178 R155	Außenriff, Chlorit-Calcit-Quarz-Gänge	Krockstein  gegenüber, am Tunnel	36530 / 21850	3, 5, 6, 7(R178)
5/2-5	Mylonit			5, 6
K32	Außenriff, biokl.			8
2/100	Außenriff, mylonitisch			36450 / 21730
Gh 3, Gh 5 G24	Außenriff, Rud-Floatstone	Garkenholz, NE-Wand Blauer See	37330 / 22500	8, 9
			37200 / 21900	8
P1	Außenriff, Rudst. z.T. myl.	Peersgrund	37130 / 21700	8
Hü2/2	Außenriff, Rudstone.	SE Gallberg, Hüttenr.	37650 / 23230	8
<b>Vulkanite</b>				
67, 68	Mitteldevon/Vulkanit	Königshütte, B27, Bockberg	35870 / 14210	2, 3
215	Chlorit-Calcit-Qtz-Gang			3, 6, 7
69	Mitteldevon/Vulkanit	B27, Teichtal	36040 / 14180	2, 3
70				2, 3
71		B27, Stbr. W Brücke	35950 / 14020	2, 3
72		B27, Steinbachtal	35980 / 13650	2, 3
73			36090 / 13580	
77	Mitteldevon/Vulkanit	Volkmarkskeller	39840 / 22580	2, 3, 5
78	stark Fe-vererzt			2, 5
101	Mitteldevon/Vulkanit	Bodetal, NE Neuwerk (Neuwerker Sattel)	36350 / 21870	2, 3, 5
102				2, 3, 5
104			36150/22150	2, 3, 5
213			Mitteldevon/Keratophyr	2, 3, 5, 6, 8
258			2, 3, 5, 6	
103, 109	Mitteldevon/Vulkanit Riff/Vulkanitgrenze	östlich Rübeland, am Krockstein	36550 / 21850	2, 3, 5, 6, 8, 10(103)
167	167 stark Fe-vererzt			2, 3, 5, 6
120	Vulkanit, stark Fe-vererzt	B27 Kurve, SE Hüttenr.	37400 / 23020	2, 5
170-172	Mitteldevon/Vulkanit, Riff/Vulkanitgrenze	östlich Rübeland, am Weißen Stahlberg	36440 / 21510	2, 5
214				2, 5, 6

**Anlage 3**



Anlage 4

## RFA Metavulkanite

Probennr. Bemerkg.	77	78	101	102	103	104	109	120	167	170	171	172	213	214	258
SiO2	28.90	34.40	43.12	43.19	51.82	39.62	47.52	25.35	17.98	45.40	45.70	47.00	46.65	48.11	33.60
Al2O3	6.90	12.80	15.33	15.25	18.05	16.45	16.28	9.51	8.57	21.00	20.50	20.50	18.37	22.77	16.70
Fe2O3	6.99	5.32	13.69	13.94	11.91	16.36	9.66	9.56	10.27	10.30	11.63	9.40	10.18	8.46	17.85
MgO	2.35	0.97	9.39	8.71	4.35	8.43	3.62	1.72	1.33	3.09	3.30	2.92	8.91	2.65	12.61
CaO	28.89	20.82	4.16	4.01	0.85	4.01	5.80	25.41	30.10	0.97	1.01	2.53	1.28	0.31	2.35
K2O	0.71	3.25	0.84	1.31	3.73	1.07	3.65	1.72	0.65	7.09	6.29	7.08	3.58	7.95	1.13
Na2O	0.17	1.35	1.90	2.31	1.24	2.13	1.04	1.10	1.04	1.65	1.40	0.00	2.26	0.43	1.69
MnO	0.17	0.10	0.12	0.12	0.02	0.08	0.03	0.05	0.07	0.02	0.02	0.03	0.08	0.01	0.18
TiO2	2.09	3.79	4.69	4.35	4.06	5.32	3.62	2.28	1.71	5.39	4.88	4.15	2.97	5.50	5.01
Zr	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03
P2O5	0.45	0.62	0.63	0.71	0.07	0.94	0.54	0.85	0.10	0.43	0.36	0.68	0.41	0.09	0.65
Summe	101.77	100.65	100.45	99.56	101.02	100.35	99.96	99.42	97.14	100.51	100.50	100.59	100.26	100.95	100.47
Glühverlust%	24.13	17.26	6.45	5.50	4.84	5.81	8.10	21.78	25.17	5.20	5.43	6.27	5.48	4.50	8.79
Zr/P2O5	0.03	0.04	0.04	0.03	0.34	0.03	0.04	0.02	0.11	0.07	0.08	0.03	0.03	0.34	0.05
Fe*/(Fe*+Mg)	0.73	0.83	0.57	0.59	0.71	0.64	0.71	0.83	0.87	0.75	0.76	0.74	0.51	0.74	0.56

## Riffstruktur

## Metapelite (Unterkarbon, Mitteldevon/WBS)

Probennr. Bemerkg.	R110	R18	R39	R155	R29	257	143	28	30	33/2	38	9	25	26/1	35	37
SiO2	1.85	1.99	3.59	0.59	2.70	70.07	62.48	60.02	62.10	57.30	53.00	60.70	55.80	76.64	53.70	55.20
Al2O3	0.31	0.90	1.48	0.32	0.30	11.54	20.61	20.81	17.90	18.80	21.00	16.30	19.80	11.67	16.68	20.40
Fe2O3	7.07	0.79	0.93	8.50	0.91	5.99	4.50	6.07	6.24	7.27	9.28	7.06	8.17	3.65	15.24	9.51
MgO	0.51	0.76	0.79	0.39	0.29	1.61	1.60	2.03	1.74	2.10	3.18	3.70	3.46	1.60	3.76	2.43
CaO	48.76	52.06	51.13	49.22	56.66	2.89	0.18	0.67	0.25	0.36	0.48	0.55	0.29	0.16	0.85	0.19
K2O	0.05	0.24	0.36	0.02	0.01	0.93	3.81	3.63	3.08	4.44	3.67	3.62	4.55	1.25	1.48	4.25
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.20	2.21	1.27	2.00	1.48	1.85	1.25	0.16	2.50	0.20	0.16
MnO	0.04	0.03	0.05	0.07	0.12	0.11	0.02	0.06	0.06	0.04	0.13	0.09	0.24	0.03	0.10	0.36
TiO2	0.01	0.06	0.05	0.02	0.01	0.47	0.61	0.12	0.74	0.82	1.26	0.78	0.93	0.57	0.67	1.01
P2O5	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.08	0.06	0.12	0.09	0.13	0.16	0.07	0.08	0.08	0.65	0.06
Summe	98.42	98.87	99.35	98.67	101.96	100.28	100.48	101.36	100.49	100.34	100.14	100.47	100.43	100.57	100.52	100.13
Glühverlust%	39.96	42.14	41.11	39.63	40.93	4.31	3.76	5.04	6.30	7.66	6.14	6.36	7.00	1.91	5.38	6.56
Fe*/(Fe*+Mg)	0.93	0.48	0.51	0.95	0.74	0.77	0.74	0.73	0.76	0.76	0.72	0.63	0.68	0.67	0.78	0.78

(Fe\* = Fe2+)

## Feldspatanalysen

Proben Nr. Analyse Bemerkung	Kulm:							
	257 37	143 6	61	67	118 (Segreg.) 47      48      49      50			
Na <sub>2</sub> O	9.43	10.936	10.940	11.665	10.847	11.280	11.095	10.658
K <sub>2</sub> O	0.14	0.177	0.359	0.125	0.048	0.067	0.072	0.027
CaO	0.07	0.182	1.024	0.292	0.111	0.059	0.067	0.021
SiO <sub>2</sub>	75.30	68.983	66.919	68.498	70.038	69.120	69.090	69.131
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.73	20.251	20.922	19.988	20.111	19.595	19.503	20.015
FeO	0.81	0.021	0.682	0.000	0.194	0.131	0.241	0.087
<b>Summe</b>	<b>101.49</b>	<b>100.55</b>	<b>100.85</b>	<b>100.57</b>	<b>101.35</b>	<b>100.25</b>	<b>100.07</b>	<b>99.94</b>
<b>Norm. 8 Ox.</b>								
Si	3.20	2.99	2.92	2.98	3.00	3.00	3.01	3.00
Al	0.79	1.03	1.08	1.02	1.02	1.00	1.00	1.03
Fe	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.78	0.92	0.93	0.98	0.90	0.95	0.94	0.90
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Si+Al	3.985	4.022	3.996	4.002	4.022	4.009	4.009	4.029
Kf	0.936	1.044	2.012	0.691	0.289	0.388	0.424	0.166
Alb	98.643	98.054	93.169	97.954	99.151	99.325	99.245	99.725
An	0.422	0.902	4.819	1.355	0.561	0.287	0.331	0.109
XAn	0.004	0.009	0.048	0.014	0.006	0.003	0.003	0.001

Proben Nr. Analyse Bemerkung	Vulkanite:						
	109 21	213 112	115	116	113 Kfs	114 Kfs	117 Kfs
Na <sub>2</sub> O	10.810	11.439	11.983	12.140	0.228	0.160	0.290
K <sub>2</sub> O	1.270	0.108	0.358	0.202	16.686	16.603	16.662
CaO	0.000	1.333	0.071	0.045	0.000	0.000	0.000
SiO <sub>2</sub>	65.140	67.340	68.876	68.579	64.521	64.444	64.852
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.140	18.926	19.654	19.720	18.497	18.463	18.660
FeO	0.940	0.396	0.050	0.027	0.024	0.032	0.244
<b>Summe</b>	<b>98.30</b>	<b>99.54</b>	<b>100.99</b>	<b>100.71</b>	<b>99.96</b>	<b>99.70</b>	<b>100.71</b>
<b>Norm. 8 Ox.</b>							
Si	2.93	2.98	2.99	2.98	2.99	2.99	2.98
Al	1.07	0.99	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01
Fe	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.94	0.98	1.01	1.02	0.02	0.01	0.03
K	0.07	0.01	0.02	0.01	0.99	0.98	0.98
Si+Al	3.995	3.961	3.992	3.993	4.000	4.003	3.997
Kf	7.176	0.580	1.922	1.081	97.966	98.557	97.423
Alb	92.824	93.405	97.758	98.717	2.034	1.443	2.577
An	0.000	6.015	0.320	0.202	0.000	0.000	0.000
XAn	0.000	0.060	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000

## Anlage 6

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Vulkanite										Mot. 1 R6	R7
	109 8	Motiv 1 9	12-5	13-6	13-7	73 DS-Chl...	75	76	77	78		
Na2O	0.011	0.000	0.000	0.000	0.008	0.022	0.008	0.012	0.031	0.074	0.000	0.000
K2O	0.012	0.010	0.034	0.012	0.006	0.117	0.027	0.089	0.137	0.199	0.070	0.080
CaO	0.158	0.150	0.301	0.129	0.320	0.053	0.050	0.106	0.126	0.199	0.060	0.070
SiO2	25.721	25.990	25.541	25.520	26.395	26.142	25.950	25.748	26.371	26.176	25.540	25.120
Al2O3	19.359	19.525	19.824	19.531	19.616	19.557	18.805	19.163	18.881	19.304	19.890	19.690
TiO2	0.075	0.055	0.028	0.027	0.030	0.068	0.012	0.058	0.037	0.032	0.120	0.060
FeO	29.927	30.268	29.886	29.489	28.766	29.511	29.571	29.422	29.373	29.584	29.260	29.000
MgO	12.644	12.603	12.235	12.641	13.410	12.081	12.847	12.061	12.588	11.882	12.000	11.700
MnO	0.071	0.106	0.102	0.046	0.040	0.070	0.034	0.094	0.046	0.103	0.090	0.130
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.090	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.98</b>	<b>88.71</b>	<b>87.95</b>	<b>87.40</b>	<b>88.59</b>	<b>87.62</b>	<b>87.30</b>	<b>86.75</b>	<b>87.59</b>	<b>87.55</b>	<b>87.12</b>	<b>85.85</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
Ca	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Si	2.77	2.78	2.75	2.76	2.80	2.82	2.81	2.81	2.84	2.83	2.77	2.77
AlIV	1.23	1.22	1.25	1.24	1.20	1.18	1.19	1.19	1.16	1.17	1.23	1.23
AlVI	1.23	1.24	1.27	1.26	1.25	1.30	1.22	1.27	1.25	1.29	1.31	1.32
Al tot.	2.46	2.46	2.52	2.49	2.45	2.49	2.40	2.46	2.40	2.46	2.54	2.56
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe 2+	2.70	2.71	2.70	2.67	2.55	2.66	2.68	2.68	2.65	2.68	2.65	2.67
Mg	2.03	2.01	1.97	2.04	2.12	1.94	2.08	1.96	2.02	1.91	1.94	1.92
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.97</b>	<b>5.97</b>	<b>5.95</b>	<b>5.97</b>	<b>5.93</b>	<b>5.92</b>	<b>5.98</b>	<b>5.93</b>	<b>5.93</b>	<b>5.89</b>	<b>5.93</b>	<b>5.93</b>
Vac=6-Su.VI	0.03	0.04	0.06	0.03	0.07	0.09	0.02	0.07	0.08	0.11	0.08	0.07
Fe/(Fe+Mg)	0.57	0.57	0.58	0.57	0.55	0.58	0.56	0.58	0.57	0.58	0.58	0.58
Si/Al	1.13	1.13	1.09	1.11	1.14	1.13	1.17	1.14	1.18	1.15	1.09	1.08

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Motiv 3			103 R3 DS-Chl...	2.Mot. R9	3.Mot. R17	R18	R19	R20	1.Mot. R21	15n	16
	R8	R9	R10									
Na2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.009
K2O	0.040	0.030	0.020	0.070	0.060	0.030	0.030	0.040	0.050	0.210	0.000	0.000
CaO	0.100	0.130	0.180	0.000	0.110	0.180	0.200	0.230	0.190	0.080	0.111	0.000
SiO2	25.330	25.290	25.550	25.360	25.500	25.350	25.890	25.830	26.210	25.710	25.622	25.774
Al2O3	20.190	19.890	20.280	20.100	21.020	20.220	20.020	20.280	20.330	20.390	18.190	18.188
TiO2	0.110	0.100	0.120	0.040	0.100	0.100	0.070	0.070	0.070	0.070	0.072	0.070
FeO	29.500	29.360	29.470	29.140	29.120	29.120	28.910	29.590	29.290	28.440	29.289	28.887
MgO	12.040	12.060	12.010	11.790	12.130	12.200	12.330	12.480	12.570	11.730	11.784	12.069
MnO	0.090	0.150	0.110	0.100	0.070	0.110	0.080	0.090	0.110	0.080	0.046	0.009
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.40</b>	<b>87.01</b>	<b>87.74</b>	<b>86.60</b>	<b>88.11</b>	<b>87.31</b>	<b>87.53</b>	<b>88.61</b>	<b>88.82</b>	<b>86.71</b>	<b>85.13</b>	<b>85.01</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00
Si	2.74	2.75	2.75	2.77	2.73	2.74	2.79	2.75	2.78	2.79	2.85	2.86
AlIV	1.26	1.25	1.25	1.23	1.27	1.26	1.21	1.25	1.22	1.21	1.15	1.14
AlVI	1.32	1.30	1.33	1.35	1.37	1.32	1.32	1.30	1.32	1.39	1.24	1.25
Al tot.	2.58	2.55	2.58	2.58	2.65	2.58	2.54	2.55	2.54	2.61	2.39	2.38
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.67	2.67	2.65	2.66	2.60	2.63	2.60	2.64	2.60	2.58	2.73	2.68
Mg	1.94	1.95	1.93	1.92	1.93	1.97	1.98	1.98	1.99	1.90	1.96	2.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.93</b>	<b>5.93</b>	<b>5.92</b>	<b>5.94</b>	<b>5.91</b>	<b>5.94</b>	<b>5.92</b>	<b>5.88</b>	<b>5.93</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.06	0.06	0.08	0.07	0.08	0.07	0.09	0.07	0.09	0.13	0.07	0.07
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.58	0.58	0.58	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.58	0.58	0.57
Si/Al	1.06	1.08	1.07	1.07	1.03	1.06	1.10	1.08	1.09	1.07	1.19	1.20

## Anlage 7

Vulkanite												
Probe Nr.	103											
Analysen Nr.	21	22	R4	R10	R22	R23	R24	R25	R26	R27	R28	R29
Bemerkungen	Matrixchl...											
Na2O	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.071	0.023	0.040	0.060	0.040	0.030	0.040	0.030	0.020	0.070	0.030	0.030
CaO	0.025	0.027	0.070	0.080	0.090	0.110	0.030	0.060	0.020	0.080	0.050	0.060
SiO2	25.656	25.806	26.390	25.560	25.570	25.870	25.810	26.110	25.520	26.050	26.160	26.180
Al2O3	18.673	18.363	20.050	19.280	20.540	20.040	19.560	19.600	20.460	19.860	20.410	20.380
TiO2	0.027	0.068	0.070	0.030	0.100	0.070	0.050	0.090	0.090	0.050	0.050	0.090
FeO	29.405	28.996	28.660	28.430	28.790	29.210	29.180	29.260	29.520	29.410	29.650	29.830
MgO	12.167	12.394	12.860	12.350	11.600	12.560	12.660	12.770	12.320	11.800	12.750	12.820
MnO	0.000	0.062	0.100	0.100	0.060	0.100	0.060	0.080	0.130	0.030	0.100	0.080
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.02</b>	<b>85.74</b>	<b>88.24</b>	<b>85.89</b>	<b>86.79</b>	<b>87.99</b>	<b>87.39</b>	<b>88.00</b>	<b>88.08</b>	<b>87.35</b>	<b>89.20</b>	<b>89.47</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Si	2.82	2.84	2.81	2.80	2.77	2.77	2.79	2.80	2.74	2.81	2.77	2.76
AlIV	1.18	1.16	1.19	1.20	1.23	1.23	1.21	1.20	1.26	1.19	1.23	1.24
AlVI	1.25	1.23	1.32	1.30	1.40	1.30	1.28	1.27	1.32	1.34	1.31	1.30
Al tot.	2.42	2.39	2.51	2.49	2.62	2.53	2.49	2.48	2.59	2.53	2.54	2.53
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.71	2.67	2.55	2.61	2.61	2.62	2.63	2.62	2.65	2.66	2.62	2.63
Mg	2.00	2.04	2.04	2.02	1.87	2.01	2.04	2.04	1.97	1.90	2.01	2.02
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.92</b>	<b>5.93</b>	<b>5.89</b>	<b>5.94</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.90</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>
Vac=6-Su.VI	0.05	0.05	0.08	0.07	0.11	0.06	0.05	0.06	0.05	0.10	0.05	0.05
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.57	0.56	0.56	0.58	0.57	0.56	0.56	0.57	0.58	0.57	0.57
Si/Al	1.17	1.19	1.12	1.12	1.06	1.09	1.12	1.13	1.06	1.11	1.09	1.09

Probe Nr.	213											
Analysen Nr.	R30	6	65	68	Motiv 1	70	71	72	73	74	75	76
Bemerkungen	K! Ti! Ti!											
Na2O	0.000	0.000	0.016	0.032	0.022	0.032	0.000	0.030	0.027	0.020	0.000	0.039
K2O	0.060	0.040	0.024	0.012	0.033	0.090	0.005	0.140	0.000	0.034	0.047	0.053
CaO	0.100	0.050	0.069	0.066	0.048	0.088	0.056	0.045	0.073	0.032	0.064	0.102
SiO2	25.890	25.980	27.449	27.601	27.445	27.650	27.015	27.772	27.218	27.828	27.768	27.347
Al2O3	20.370	20.270	18.681	18.584	18.403	18.486	18.737	18.528	18.541	18.278	18.505	18.452
TiO2	0.040	0.080	0.035	0.083	0.033	0.088	0.068	0.108	0.083	0.128	0.110	0.078
FeO	29.920	29.270	20.450	20.371	20.630	20.352	20.245	19.872	20.685	20.726	20.483	20.428
MgO	12.130	12.530	19.708	19.534	19.718	19.441	19.608	19.668	19.544	19.671	19.884	19.632
MnO	0.090	0.080	0.256	0.174	0.212	0.218	0.244	0.218	0.195	0.229	0.359	0.225
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>88.60</b>	<b>88.30</b>	<b>86.69</b>	<b>86.46</b>	<b>86.54</b>	<b>86.45</b>	<b>85.98</b>	<b>86.38</b>	<b>86.37</b>	<b>86.95</b>	<b>87.22</b>	<b>86.36</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Si	2.76	2.77	2.85	2.87	2.86	2.88	2.83	2.89	2.84	2.88	2.87	2.85
AlIV	1.24	1.23	1.15	1.13	1.14	1.12	1.17	1.11	1.16	1.12	1.13	1.15
AlVI	1.33	1.32	1.14	1.15	1.12	1.15	1.14	1.15	1.13	1.12	1.12	1.12
Al tot.	2.56	2.55	2.29	2.28	2.26	2.27	2.31	2.27	2.28	2.23	2.25	2.27
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.67	2.61	1.78	1.77	1.80	1.77	1.77	1.73	1.81	1.80	1.77	1.78
Mg	1.93	1.99	3.05	3.03	3.06	3.02	3.06	3.05	3.04	3.04	3.06	3.05
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.94</b>	<b>5.94</b>	<b>5.99</b>	<b>5.97</b>	<b>6.00</b>	<b>5.96</b>	<b>6.00</b>	<b>5.95</b>	<b>6.00</b>	<b>5.98</b>	<b>5.99</b>	<b>5.99</b>
Vac=6-Su.VI	0.07	0.07	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.57	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.36	0.37	0.37	0.37	0.37
Si/Al	1.08	1.09	1.25	1.26	1.26	1.27	1.22	1.27	1.25	1.29	1.27	1.26



Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Vulkanite									167		
	213 77	80	81	Motiv 2 87	88 K!	107 Ca!	109	110	111	9	10	14
Na <sub>2</sub> O	0.015	0.018	0.020	0.011	0.022	0.000	0.022	0.015	0.023	0.024	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.057	0.102	0.010	0.036	0.198	0.048	0.064	0.048	0.022	0.014	0.024	0.023
CaO	0.041	0.000	0.052	0.014	0.090	0.214	0.116	0.080	0.080	0.298	0.312	0.358
SiO <sub>2</sub>	27.543	27.578	27.060	27.199	27.584	27.860	28.166	28.515	28.288	24.296	24.495	23.284
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.290	18.507	18.433	18.524	18.403	18.212	18.086	18.140	18.118	19.176	19.369	20.755
TiO <sub>2</sub>	0.078	0.092	0.042	0.052	0.025	0.043	0.033	0.045	0.065	0.047	0.033	0.012
FeO	20.777	20.410	20.164	20.476	20.056	20.540	20.124	20.142	20.383	37.835	36.649	36.723
MgO	19.637	19.588	18.433	19.806	19.348	18.695	19.123	19.079	19.151	6.647	6.743	6.322
MnO	0.222	0.160	0.177	0.262	0.272	0.212	0.245	0.329	0.204	0.058	0.066	0.083
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.018
<b>Summe</b>	<b>86.66</b>	<b>86.46</b>	<b>84.39</b>	<b>86.38</b>	<b>86.00</b>	<b>85.82</b>	<b>85.98</b>	<b>86.39</b>	<b>86.33</b>	<b>88.40</b>	<b>87.70</b>	<b>87.58</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04
Si	2.87	2.87	2.88	2.84	2.89	2.92	2.94	2.96	2.94	2.73	2.76	2.63
AllV	1.13	1.13	1.12	1.16	1.11	1.08	1.06	1.04	1.06	1.27	1.24	1.37
AlVI	1.11	1.14	1.20	1.12	1.16	1.17	1.17	1.18	1.16	1.27	1.33	1.40
Al tot.	2.24	2.27	2.32	2.28	2.27	2.25	2.23	2.22	2.22	2.54	2.57	2.76
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	1.81	1.78	1.80	1.79	1.75	1.80	1.76	1.75	1.77	3.56	3.45	3.47
Mg	3.05	3.04	2.93	3.08	3.02	2.92	2.98	2.95	2.97	1.11	1.13	1.06
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.99</b>	<b>5.98</b>	<b>5.95</b>	<b>6.01</b>	<b>5.95</b>	<b>5.92</b>	<b>5.92</b>	<b>5.91</b>	<b>5.93</b>	<b>5.95</b>	<b>5.92</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.01	0.03	0.06	-0.01	0.05	0.08	0.08	0.09	0.08	0.05	0.09	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.37	0.37	0.38	0.37	0.37	0.38	0.37	0.37	0.37	0.76	0.75	0.77
Si/Al	1.28	1.26	1.25	1.25	1.27	1.30	1.32	1.33	1.32	1.07	1.07	0.95

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	15	16	17	18	20	21	24 Ti!	26	27	29	30	31
	Na <sub>2</sub> O	0.009	0.019	0.000	0.046	0.000	0.016	0.012	0.049	0.066	0.081	0.007
K <sub>2</sub> O	0.030	0.010	0.002	0.045	0.000	0.030	0.023	0.012	0.048	0.028	0.023	0.000
CaO	0.169	0.250	0.288	0.340	0.218	0.362	0.169	0.341	0.325	0.382	0.278	0.270
SiO <sub>2</sub>	23.017	23.089	23.111	23.930	22.655	23.934	23.335	22.477	23.404	23.006	23.109	23.440
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.673	20.160	20.306	19.130	19.930	19.920	19.763	20.018	19.676	20.094	19.903	19.591
TiO <sub>2</sub>	0.020	0.033	0.048	0.052	0.085	0.100	0.552	0.028	0.032	0.055	0.020	0.055
FeO	37.925	38.149	38.233	37.300	37.837	37.209	37.255	37.780	36.970	37.648	37.573	36.440
MgO	5.899	5.641	5.603	6.403	5.695	6.171	6.544	6.070	6.433	5.569	5.906	6.340
MnO	0.000	0.111	0.132	0.098	0.139	0.345	0.094	0.062	0.083	0.025	0.123	0.048
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.009	0.000	0.000	0.000	0.070	0.031	0.035	0.066	0.000	0.000	0.000	0.018
<b>Summe</b>	<b>86.75</b>	<b>87.46</b>	<b>87.72</b>	<b>87.34</b>	<b>86.63</b>	<b>88.12</b>	<b>87.78</b>	<b>86.90</b>	<b>87.04</b>	<b>86.89</b>	<b>86.94</b>	<b>86.20</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03
Si	2.65	2.64	2.63	2.72	2.62	2.70	2.64	2.59	2.67	2.64	2.65	2.69
AllV	1.35	1.36	1.37	1.28	1.38	1.30	1.36	1.41	1.33	1.36	1.35	1.31
AlVI	1.32	1.35	1.36	1.29	1.33	1.34	1.28	1.31	1.32	1.36	1.34	1.35
Al tot.	2.67	2.71	2.73	2.57	2.71	2.64	2.64	2.72	2.65	2.72	2.69	2.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	3.65	3.64	3.64	3.55	3.65	3.50	3.53	3.64	3.53	3.61	3.60	3.50
Mg	1.01	0.96	0.95	1.09	0.98	1.04	1.10	1.04	1.09	0.95	1.01	1.09
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.99</b>	<b>5.97</b>	<b>5.97</b>	<b>5.94</b>	<b>5.99</b>	<b>5.92</b>	<b>5.97</b>	<b>6.00</b>	<b>5.95</b>	<b>5.94</b>	<b>5.97</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.01	0.03	0.04	0.07	0.02	0.09	0.08	0.01	0.05	0.07	0.04	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.78	0.79	0.79	0.77	0.79	0.77	0.76	0.78	0.76	0.79	0.78	0.76
Si/Al	0.99	0.97	0.97	1.06	0.96	1.02	1.00	0.95	1.01	0.97	0.98	1.01

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Vulkanite 167						214	Motiv 5					Motiv 2
	32	34	35	36 Cr!	37	38	7n2 DS-Chl...	7a	8a	9a	10a	11a K!	
Na2O	0.032	0.000	0.020	0.000	0.030	0.027	0.081	0.065	0.039	0.037	0.003	0.025	
K2O	0.002	0.012	0.000	0.000	0.030	0.046	0.151	0.093	0.038	0.053	0.038	0.216	
CaO	0.294	0.182	0.094	0.269	0.222	0.266	0.126	0.201	0.167	0.132	0.062	0.118	
SiO2	22.970	23.171	23.609	23.282	23.774	24.371	25.115	24.278	24.825	25.034	24.546	25.213	
Al2O3	19.941	19.773	19.720	20.090	19.510	19.882	18.475	18.079	18.389	18.593	18.428	18.566	
TiO2	0.023	0.088	0.000	0.092	0.285	0.274	0.068	0.000	0.050	0.041	0.022	0.000	
FeO	37.574	36.944	36.876	37.233	36.670	35.924	32.731	34.109	34.461	34.279	34.312	34.358	
MgO	5.871	6.382	6.704	5.952	6.700	6.337	9.411	8.988	9.337	9.131	9.365	8.746	
MnO	0.074	0.041	0.000	0.079	0.087	0.034	0.076	0.100	0.017	0.104	0.010	0.000	
Cr2O3	0.004	0.000	0.000	0.379	0.092	0.039	0.000	0.000	0.051	0.040	0.088	0.000	
<b>Summe</b>	<b>86.79</b>	<b>86.59</b>	<b>87.02</b>	<b>87.38</b>	<b>87.40</b>	<b>87.20</b>	<b>86.23</b>	<b>85.91</b>	<b>87.37</b>	<b>87.44</b>	<b>86.87</b>	<b>87.24</b>	
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	
Ca	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	
Si	2.64	2.66	2.69	2.65	2.69	2.75	2.82	2.77	2.77	2.79	2.76	2.82	
AlIV	1.36	1.34	1.31	1.35	1.31	1.25	1.18	1.23	1.23	1.21	1.24	1.18	
AlVI	1.34	1.33	1.33	1.34	1.30	1.39	1.26	1.19	1.20	1.23	1.20	1.26	
Al tot.	2.70	2.67	2.65	2.69	2.61	2.64	2.44	2.43	2.42	2.44	2.44	2.45	
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Fe 2+	3.61	3.54	3.51	3.54	3.47	3.39	3.07	3.25	3.22	3.19	3.22	3.21	
Mg	1.01	1.09	1.14	1.01	1.13	1.06	1.57	1.53	1.55	1.52	1.57	1.46	
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.97</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.95</b>	<b>5.94</b>	<b>5.87</b>	<b>5.92</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.96</b>	<b>6.00</b>	<b>5.93</b>	
Vac=6-Su.VI	0.03	0.03	0.02	0.10	0.09	0.16	0.09	0.02	0.03	0.05	0.01	0.07	
Fe/(Fe+Mg)	0.78	0.76	0.76	0.78	0.75	0.76	0.66	0.68	0.67	0.68	0.67	0.69	
Si/Al	0.98	0.99	1.02	0.98	1.03	1.04	1.15	1.14	1.15	1.14	1.13	1.15	

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen			Motiv 5	214b	Motiv 4	214						
	13a Su!	14	15 Cr!	19 DS-Chl...	20	21	22	23	68 Kl.-Chl...	69 feinkörnig...	70	71
Na2O	0.012	0.006	0.006	0.000	0.031	0.000	0.000	0.009	0.086	0.113	0.047	0.000
K2O	0.017	0.095	0.029	0.036	0.021	0.022	0.012	0.000	0.008	0.022	0.016	0.000
CaO	0.112	0.104	0.094	0.080	0.006	0.022	0.037	0.092	0.137	0.120	0.088	0.063
SiO2	24.791	25.529	24.868	25.467	25.505	25.690	25.282	24.758	23.840	24.212	23.954	23.949
Al2O3	18.146	18.853	18.705	18.602	18.573	18.218	18.752	19.402	19.010	19.089	19.023	19.314
TiO2	0.030	0.107	0.117	0.000	0.004	0.021	0.056	0.000	0.073	0.000	0.003	0.017
FeO	33.816	33.089	32.510	33.330	34.418	32.618	34.377	36.645	36.339	36.486	36.622	36.759
MgO	8.658	9.915	10.604	10.201	10.363	10.750	9.831	6.800	7.677	7.360	7.587	7.793
MnO	0.083	0.047	0.074	0.020	0.135	0.003	0.007	0.000	0.103	0.057	0.111	0.021
Cr2O3	0.029	0.000	0.166	0.029	0.007	0.000	0.000	0.000	0.072	0.013	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>85.69</b>	<b>87.75</b>	<b>87.17</b>	<b>87.77</b>	<b>89.06</b>	<b>87.34</b>	<b>88.35</b>	<b>87.71</b>	<b>87.35</b>	<b>87.47</b>	<b>87.45</b>	<b>87.92</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Si	2.82	2.81	2.76	2.81	2.78	2.83	2.78	2.78	2.70	2.73	2.71	2.69
AlIV	1.18	1.19	1.24	1.19	1.22	1.17	1.22	1.22	1.30	1.27	1.29	1.31
AlVI	1.25	1.26	1.20	1.22	1.17	1.20	1.21	1.35	1.24	1.28	1.25	1.25
Al tot.	2.43	2.45	2.44	2.42	2.39	2.37	2.43	2.57	2.54	2.54	2.54	2.56
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.22	3.05	3.01	3.07	3.14	3.01	3.16	3.44	3.44	3.45	3.47	3.46
Mg	1.47	1.63	1.75	1.68	1.69	1.77	1.61	1.14	1.30	1.24	1.28	1.31
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.94</b>	<b>5.99</b>	<b>5.97</b>	<b>6.02</b>	<b>5.98</b>	<b>5.99</b>	<b>5.92</b>	<b>6.00</b>	<b>5.97</b>	<b>6.00</b>	<b>6.02</b>
Vac=6-Su.VI	0.06	0.07	0.03	0.03	-0.01	0.02	0.01	0.08	0.02	0.03	-0.00	-0.02
Fe/(Fe+Mg)	0.69	0.65	0.63	0.65	0.65	0.63	0.66	0.75	0.73	0.74	0.73	0.73
Si/Al	1.16	1.15	1.13	1.16	1.16	1.20	1.14	1.08	1.06	1.08	1.07	1.05

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Vulkanite 214							Motiv 2			Motiv 3	
	72	73	74	75	76	77	78	10	11	7n1	9n	10n
Na2O	0.065	0.053	0.051	0.024	0.034	0.040	0.039	0.027	0.052	0.102	0.019	0.020
K2O	0.013	0.019	0.000	0.041	0.010	0.000	0.017	0.095	0.074	0.060	0.030	0.013
CaO	0.097	0.140	0.141	0.048	0.136	0.098	0.067	0.061	0.065	0.344	0.157	0.101
SiO2	24.011	23.847	24.065	24.281	23.770	23.951	24.210	24.435	24.268	24.264	25.111	25.158
Al2O3	19.132	18.858	18.928	19.040	19.096	19.053	19.350	19.117	18.970	19.518	18.976	18.399
TiO2	0.040	0.017	0.077	0.010	0.027	0.040	0.062	0.033	0.021	0.015	0.020	0.033
FeO	36.687	36.311	36.266	36.241	35.697	35.574	35.777	34.245	34.160	36.335	33.620	33.593
MgO	7.932	7.339	7.866	8.053	7.947	8.040	8.060	8.542	8.590	6.192	9.784	10.210
MnO	0.030	0.067	0.084	0.037	0.057	0.046	0.074	0.106	0.103	0.063	0.101	0.116
Cr2O3	0.000	0.031	0.037	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.009	0.077	0.000
<b>Summe</b>	<b>88.01</b>	<b>86.68</b>	<b>87.52</b>	<b>87.78</b>	<b>86.77</b>	<b>86.85</b>	<b>87.66</b>	<b>86.66</b>	<b>86.30</b>	<b>86.90</b>	<b>87.90</b>	<b>87.64</b>
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01
Si	2.70	2.72	2.72	2.73	2.70	2.71	2.71	2.75	2.75	2.76	2.77	2.79
AlIV	1.30	1.28	1.28	1.27	1.30	1.29	1.29	1.25	1.25	1.24	1.23	1.21
AlVI	1.23	1.26	1.23	1.25	1.26	1.26	1.27	1.29	1.28	1.37	1.24	1.19
Al tot.	2.53	2.54	2.52	2.52	2.56	2.54	2.56	2.54	2.53	2.61	2.47	2.40
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe 2+	3.45	3.47	3.42	3.40	3.39	3.37	3.36	3.22	3.23	3.45	3.10	3.11
Mg	1.33	1.25	1.32	1.35	1.34	1.36	1.35	1.43	1.45	1.05	1.61	1.68
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>6.01</b>	<b>5.98</b>	<b>6.00</b>	<b>6.00</b>	<b>6.00</b>	<b>5.99</b>	<b>5.99</b>	<b>5.96</b>	<b>5.97</b>	<b>5.88</b>	<b>5.97</b>	<b>6.00</b>
Vac=6-Su.VI	-0.01	0.02	0.01	-0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.12	0.04	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.72	0.74	0.72	0.72	0.72	0.71	0.71	0.69	0.69	0.77	0.66	0.65
Si/Al	1.06	1.07	1.08	1.08	1.06	1.07	1.06	1.08	1.09	1.05	1.12	1.16

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Motiv 1						215 Motiv 2					
	11n	12n	13n	16	17	18	55	56	57	58	59	60
							Kl.-Chl...Chl. feinkörnig (älter)...					
Na2O	0.020	0.026	0.013	0.046	0.083	0.015	0.023	0.011	0.000	0.001	0.019	0.035
K2O	0.042	0.023	0.027	0.000	0.006	0.004	0.002	0.001	0.000	0.002	0.013	0.027
CaO	0.094	0.164	0.123	0.062	0.093	0.044	0.028	0.024	0.000	0.014	0.048	0.029
SiO2	25.113	24.811	24.429	23.843	23.950	23.722	24.221	23.808	23.793	24.396	23.569	23.601
Al2O3	18.700	19.673	19.697	18.675	18.716	18.636	20.914	20.895	20.880	20.712	20.606	20.540
TiO2	0.000	0.013	0.000	0.004	0.005	0.056	0.000	0.032	0.025	0.023	0.000	0.033
FeO	33.985	35.322	36.321	35.763	35.705	36.024	34.898	35.621	35.980	34.803	34.910	35.305
MgO	9.781	7.483	7.294	8.021	8.036	7.807	7.788	6.798	6.911	7.945	7.317	7.257
MnO	0.043	0.026	0.076	0.113	0.080	0.057	0.210	0.256	0.056	0.281	0.213	0.164
Cr2O3	0.000	0.059	0.000	0.051	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.78</b>	<b>87.60</b>	<b>87.98</b>	<b>86.58</b>	<b>86.67</b>	<b>86.37</b>	<b>88.08</b>	<b>87.45</b>	<b>87.65</b>	<b>88.18</b>	<b>86.70</b>	<b>86.99</b>
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Si	2.78	2.77	2.73	2.72	2.72	2.71	2.68	2.67	2.67	2.70	2.66	2.66
AlIV	1.22	1.23	1.27	1.28	1.28	1.29	1.32	1.33	1.33	1.30	1.34	1.34
AlVI	1.22	1.36	1.33	1.23	1.23	1.23	1.41	1.43	1.42	1.40	1.41	1.39
Al tot.	2.44	2.59	2.60	2.51	2.51	2.51	2.73	2.76	2.76	2.70	2.74	2.73
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.15	3.30	3.40	3.41	3.40	3.45	3.23	3.34	3.37	3.22	3.30	3.33
Mg	1.61	1.24	1.22	1.36	1.36	1.33	1.29	1.14	1.15	1.31	1.23	1.22
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.98</b>	<b>5.91</b>	<b>5.95</b>	<b>6.01</b>	<b>6.00</b>	<b>6.02</b>	<b>5.95</b>	<b>5.94</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.96</b>
Vac=6-Su.VI	0.02	0.10	0.05	-0.01	0.00	-0.01	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04
Fe/(Fe+Mg)	0.66	0.73	0.74	0.71	0.71	0.72	0.72	0.75	0.74	0.71	0.73	0.73
Si/Al	1.14	1.07	1.05	1.08	1.09	1.08	0.98	0.97	0.97	1.00	0.97	0.97

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Vulkanite											
	215											
	61	62	63	64	65	Motiv 1 39 40		41	42	43	44	45
						Chl. grobkörnig...			Mn...			
Na2O	0.024	0.026	0.044	0.013	0.023	0.015	0.027	0.000	0.022	0.054	0.000	0.000
K2O	0.000	0.012	0.000	0.000	0.014	0.029	0.034	0.000	0.004	0.004	0.006	0.002
CaO	0.070	0.034	0.020	0.010	0.032	0.018	0.000	0.017	0.036	0.022	0.029	0.039
SiO2	23.870	23.404	23.885	24.112	24.279	23.598	23.913	23.656	23.489	24.022	23.423	24.058
Al2O3	21.005	20.506	20.725	20.727	20.942	21.513	21.211	21.205	20.582	20.211	20.702	21.175
TiO2	0.000	0.003	0.023	0.000	0.015	0.037	0.000	0.035	0.000	0.000	0.005	0.007
FeO	35.008	34.775	34.955	35.159	35.377	34.617	35.322	35.882	35.241	35.093	35.305	35.556
MgO	7.529	7.256	7.378	7.730	7.486	7.367	6.886	6.954	6.924	7.148	7.193	7.148
MnO	0.230	0.303	0.281	0.221	0.267	0.210	0.182	0.217	0.226	0.195	0.217	0.169
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.74</b>	<b>86.32</b>	<b>87.31</b>	<b>87.97</b>	<b>88.44</b>	<b>87.40</b>	<b>87.58</b>	<b>87.97</b>	<b>86.52</b>	<b>86.75</b>	<b>86.88</b>	<b>88.15</b>
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	2.66	2.66	2.68	2.68	2.68	2.63	2.67	2.64	2.66	2.71	2.65	2.67
AlIV	1.34	1.34	1.32	1.32	1.32	1.37	1.33	1.36	1.34	1.29	1.35	1.33
AlVI	1.42	1.40	1.41	1.39	1.41	1.46	1.46	1.43	1.42	1.40	1.40	1.44
Al tot.	2.76	2.74	2.74	2.71	2.73	2.83	2.79	2.79	2.75	2.69	2.76	2.77
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.26	3.30	3.27	3.27	3.27	3.23	3.30	3.35	3.34	3.31	3.34	3.30
Mg	1.25	1.23	1.23	1.28	1.23	1.23	1.15	1.16	1.17	1.20	1.21	1.18
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.94</b>	<b>5.94</b>	<b>5.93</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.93</b>	<b>5.97</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.04	0.05	0.07	0.03	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.72	0.73	0.73	0.72	0.73	0.73	0.74	0.74	0.74	0.73	0.73	0.74
Si/Al	0.96	0.97	0.98	0.99	0.98	0.93	0.96	0.95	0.97	1.01	0.96	0.96

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Motiv 2										Motiv 1	
	46	47	48	49	66	67	68	69	70	71	72	28
Na2O	0.011	0.000	0.000	0.000	0.001	0.015	0.005	0.000	0.023	0.013	0.040	0.020
K2O	0.017	0.042	0.016	0.063	0.000	0.006	0.004	0.020	0.018	0.006	0.000	0.004
CaO	0.001	0.000	0.001	0.017	0.017	0.020	0.074	0.014	0.034	0.017	0.052	0.067
SiO2	23.757	24.039	23.697	23.504	23.464	23.725	23.136	23.757	24.067	23.738	23.536	23.573
Al2O3	20.992	21.084	21.303	21.094	21.184	20.956	20.612	21.332	20.931	21.498	21.326	21.428
TiO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.023	0.013	0.017	0.005	0.005	0.028
FeO	35.442	36.229	35.441	35.360	35.102	34.939	33.198	34.430	33.962	35.805	34.662	35.347
MgO	7.077	6.987	6.878	6.675	7.659	7.458	7.788	7.589	7.945	7.291	7.302	6.705
MnO	0.340	0.159	0.307	0.189	0.231	0.159	0.189	0.214	0.185	0.205	0.136	0.296
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.64</b>	<b>88.54</b>	<b>87.64</b>	<b>86.90</b>	<b>87.69</b>	<b>87.28</b>	<b>85.03</b>	<b>87.37</b>	<b>87.18</b>	<b>88.58</b>	<b>87.06</b>	<b>87.47</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Si	2.66	2.67	2.65	2.65	2.62	2.66	2.65	2.65	2.68	2.63	2.64	2.64
AlIV	1.34	1.33	1.35	1.35	1.38	1.34	1.35	1.35	1.32	1.37	1.36	1.36
AlVI	1.43	1.42	1.46	1.46	1.41	1.42	1.43	1.45	1.43	1.43	1.46	1.47
Al tot.	2.77	2.76	2.81	2.81	2.79	2.77	2.78	2.80	2.75	2.80	2.82	2.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.32	3.36	3.31	3.34	3.28	3.27	3.18	3.21	3.16	3.31	3.25	3.31
Mg	1.18	1.15	1.15	1.12	1.27	1.24	1.33	1.26	1.32	1.20	1.22	1.12
Mn	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.94</b>	<b>5.98</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.93</b>	<b>5.97</b>	<b>5.94</b>	<b>5.93</b>
Vac=6-Su.VI	0.04	0.05	0.05	0.06	0.02	0.04	0.05	0.06	0.07	0.03	0.06	0.07
Fe/(Fe+Mg)	0.74	0.74	0.74	0.75	0.72	0.72	0.71	0.72	0.71	0.73	0.73	0.75
Si/Al	0.96	0.97	0.94	0.95	0.94	0.96	0.95	0.94	0.98	0.94	0.94	0.93

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Vulkanite 215					258						
	76	77	78	79	80	Kl.-Chl...						
Na2O	0.000	0.022	0.022	0.009	0.020	0.005	0.011	0.011	0.000	0.009	0.011	0.016
K2O	0.000	0.006	0.012	0.017	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.001	0.007
CaO	0.001	0.028	0.013	0.000	0.106	0.049	0.028	0.028	0.017	0.078	0.090	0.070
SiO2	24.313	24.168	23.898	24.101	23.688	27.229	27.571	27.571	27.385	28.435	28.147	28.151
Al2O3	21.744	21.562	21.721	21.978	21.662	18.454	18.116	18.116	17.938	18.178	17.846	18.155
TiO2	0.022	0.000	0.000	0.000	0.030	0.038	0.078	0.078	0.058	0.013	0.037	0.067
FeO	33.542	32.648	33.784	33.608	34.152	23.418	22.741	22.741	22.811	22.961	22.534	23.343
MgO	7.866	7.629	8.017	8.025	7.846	17.484	17.969	17.969	17.866	17.702	18.080	18.191
MnO	0.302	0.318	0.272	0.137	0.230	0.312	0.293	0.293	0.274	0.239	0.315	0.243
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.023	0.023	0.057	0.023	0.023	0.031
<b>Summe</b>	<b>87.79</b>	<b>86.38</b>	<b>87.74</b>	<b>87.88</b>	<b>87.76</b>	<b>86.99</b>	<b>86.83</b>	<b>86.83</b>	<b>86.41</b>	<b>87.66</b>	<b>87.08</b>	<b>88.27</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Si	2.68	2.70	2.64	2.65	2.63	2.86	2.89	2.89	2.89	2.95	2.94	2.91
AlIV	1.32	1.30	1.36	1.35	1.37	1.14	1.11	1.11	1.11	1.05	1.06	1.09
AlVI	1.50	1.53	1.47	1.50	1.46	1.15	1.13	1.13	1.12	1.17	1.13	1.12
Al tot.	2.82	2.84	2.83	2.85	2.83	2.29	2.24	2.24	2.23	2.22	2.20	2.21
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.09	3.05	3.12	3.09	3.17	2.06	2.00	2.00	2.01	1.99	1.97	2.02
Mg	1.29	1.27	1.32	1.32	1.30	2.74	2.81	2.81	2.81	2.74	2.81	2.80
Mn	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.91</b>	<b>5.88</b>	<b>5.94</b>	<b>5.92</b>	<b>5.94</b>	<b>5.98</b>	<b>5.97</b>	<b>5.97</b>	<b>5.98</b>	<b>5.93</b>	<b>5.95</b>	<b>5.97</b>
Vac=6-Su.VI	0.09	0.12	0.06	0.08	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.08	0.06	0.04
Fe/(Fe+Mg)	0.71	0.71	0.70	0.70	0.71	0.43	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42
Si/Al	0.95	0.95	0.93	0.93	0.93	1.25	1.29	1.29	1.29	1.33	1.34	1.32

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	74	75	76	77	78	86	79	80	81	82	83	84
	DS-Chl...					älterer Chlorit (prämet?)...Ca..!						
Na2O	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.036	0.046	0.027	0.011	0.050	0.028
K2O	0.017	0.000	0.033	0.000	0.000	0.000	0.037	0.006	0.024	0.001	0.016	0.018
CaO	0.017	0.022	0.006	0.000	0.090	0.108	0.588	0.358	0.402	0.417	0.581	0.512
SiO2	27.379	27.163	27.913	27.302	27.586	28.301	31.246	29.708	31.169	30.359	31.856	31.082
Al2O3	17.377	18.080	17.951	17.766	17.710	17.623	15.393	17.256	16.098	16.604	15.917	16.548
TiO2	0.000	0.005	0.073	0.017	0.095	0.065	0.057	0.058	0.025	0.012	0.043	0.022
FeO	23.278	23.252	23.701	23.280	22.948	22.508	19.745	21.995	19.899	20.692	20.328	21.000
MgO	18.181	18.333	18.133	18.206	18.814	18.076	18.489	17.808	19.321	19.063	18.938	17.712
MnO	0.000	0.232	0.291	0.278	0.404	0.291	0.204	0.294	0.204	0.141	0.182	0.182
Cr2O3	0.000	0.031	0.000	0.000	0.547	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.023	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.25</b>	<b>87.12</b>	<b>88.10</b>	<b>86.85</b>	<b>88.20</b>	<b>86.97</b>	<b>85.80</b>	<b>87.53</b>	<b>87.17</b>	<b>87.31</b>	<b>87.93</b>	<b>87.10</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06
Si	2.90	2.85	2.90	2.88	2.86	2.96	3.25	3.07	3.19	3.12	3.23	3.20
AlIV	1.10	1.15	1.10	1.12	1.14	1.04	0.75	0.93	0.81	0.88	0.77	0.80
AlVI	1.07	1.09	1.10	1.08	1.03	1.13	1.13	1.17	1.13	1.13	1.14	1.20
Al tot.	2.17	2.24	2.20	2.21	2.17	2.17	1.89	2.10	1.94	2.01	1.90	2.01
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.06	2.04	2.06	2.05	1.99	1.97	1.72	1.90	1.70	1.78	1.72	1.81
Mg	2.87	2.87	2.81	2.86	2.91	2.81	2.86	2.74	2.94	2.92	2.86	2.71
Mn	0.00	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>6.01</b>	<b>6.02</b>	<b>5.99</b>	<b>6.02</b>	<b>6.02</b>	<b>5.94</b>	<b>5.73</b>	<b>5.83</b>	<b>5.79</b>	<b>5.83</b>	<b>5.74</b>	<b>5.74</b>
Vac=6-Su.VI	-0.01	-0.02	0.01	-0.02	0.04	0.06	0.27	0.17	0.21	0.17	0.26	0.26
Fe/(Fe+Mg)	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.41	0.37	0.41	0.37	0.38	0.38	0.40
Si/Al	1.34	1.27	1.32	1.30	1.32	1.36	1.72	1.46	1.64	1.55	1.70	1.59

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex											
	R55											
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Na2O	0.022	0.007	0.040	0.031	0.116	0.051	0.061	0.055	0.129	0.039	0.054	0.057
K2O	0.014	0.025	0.211	0.099	0.069	0.126	0.101	0.049	0.208	0.035	0.067	0.016
CaO	0.116	0.169	0.168	0.200	0.125	0.141	0.141	0.080	0.242	0.165	0.168	0.055
SiO2	27.791	26.692	25.357	26.183	26.168	27.079	25.982	26.551	25.532	25.815	25.549	25.849
Al2O3	19.125	18.909	18.337	18.284	19.977	19.785	19.767	20.292	19.270	19.680	19.788	19.886
TiO2	0.043	0.038	0.112	0.060	0.038	0.050	0.040	0.050	0.040	0.050	0.000	0.068
FeO	24.504	24.201	31.817	29.696	27.394	26.581	27.119	25.789	26.528	26.885	26.615	26.692
MgO	17.788	17.090	10.578	12.712	14.380	14.059	14.158	14.523	13.616	13.908	14.203	14.269
MnO	0.059	0.031	0.074	0.074	0.053	0.044	0.000	0.027	0.035	0.006	0.035	0.001
Cr2O3	0.026	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.007	0.022	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>89.49</b>	<b>87.18</b>	<b>86.69</b>	<b>87.34</b>	<b>88.32</b>	<b>87.92</b>	<b>87.39</b>	<b>87.42</b>	<b>85.61</b>	<b>86.61</b>	<b>86.48</b>	<b>86.89</b>
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00
Ca	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
Si	2.85	2.81	2.82	2.84	2.77	2.86	2.78	2.81	2.79	2.78	2.76	2.77
AlIV	1.15	1.19	1.18	1.16	1.23	1.14	1.22	1.19	1.21	1.22	1.24	1.23
AlVI	1.16	1.16	1.22	1.18	1.26	1.32	1.26	1.33	1.27	1.28	1.27	1.28
Al tot.	2.31	2.35	2.40	2.34	2.49	2.46	2.49	2.53	2.48	2.50	2.52	2.51
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.10	2.13	2.95	2.70	2.42	2.34	2.42	2.28	2.42	2.42	2.40	2.39
Mg	2.71	2.68	1.75	2.06	2.27	2.21	2.25	2.29	2.22	2.23	2.28	2.28
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.97</b>	<b>5.98</b>	<b>5.93</b>	<b>5.94</b>	<b>5.95</b>	<b>5.88</b>	<b>5.94</b>	<b>5.90</b>	<b>5.91</b>	<b>5.93</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>
Vac=6-Su.VI	0.03	0.02	0.07	0.06	0.05	0.12	0.06	0.10	0.09	0.07	0.04	0.05
Fe/(Fe+Mg)	0.44	0.44	0.63	0.57	0.52	0.51	0.52	0.50	0.52	0.52	0.51	0.51
Si/Al	1.23	1.20	1.17	1.21	1.11	1.16	1.11	1.11	1.12	1.11	1.10	1.10

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	R39						R29					
	53	54	27	30	35	36	37	1	2	3	4	5
Na2O	0.081	0.071	0.004	0.022	0.01	0.00	0.01	0.019	0.030	0.023	0.007	0.031
K2O	0.496	0.098	0.387	0.258	0.24	0.11	0.11	0.031	0.046	0.018	0.028	0.049
CaO	0.239	0.151	0.137	0.129	0.12	0.07	0.11	0.169	0.236	0.234	0.204	0.305
SiO2	26.912	26.116	27.167	26.362	27.04	26.45	26.57	26.493	26.341	26.523	26.820	26.602
Al2O3	20.126	19.824	20.028	19.629	19.96	19.68	19.68	18.872	18.930	18.858	18.320	18.516
TiO2	0.035	0.040	0.339	0.020	0.01	0.06	0.08	0.023	0.052	0.008	0.027	0.025
FeO	26.458	26.033	26.208	28.681	25.10	25.07	28.14	26.536	26.464	26.060	28.516	27.658
MgO	12.391	14.294	13.208	12.389	15.33	16.06	13.62	15.360	15.665	15.759	14.356	14.237
MnO	0.000	0.019	0.000	0.000	0.00	0.03	0.00	0.036	0.075	0.035	0.025	0.046
Cr2O3	0.037	0.007	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.78</b>	<b>86.65</b>	<b>87.48</b>	<b>87.49</b>	<b>87.81</b>	<b>87.52</b>	<b>88.31</b>	<b>87.54</b>	<b>87.84</b>	<b>87.52</b>	<b>88.31</b>	<b>87.47</b>
Na	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
K	0.07	0.01	0.05	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Ca	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
Si	2.88	2.80	2.88	2.83	2.84	2.79	2.82	2.82	2.79	2.81	2.85	2.85
AlIV	1.12	1.20	1.12	1.17	1.16	1.21	1.18	1.18	1.21	1.19	1.15	1.15
AlVI	1.42	1.30	1.37	1.32	1.30	1.23	1.28	1.18	1.16	1.17	1.15	1.19
Al tot.	2.54	2.50	2.50	2.49	2.47	2.44	2.46	2.36	2.37	2.36	2.30	2.34
Ti	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.37	2.33	2.32	2.58	2.20	2.21	2.49	2.36	2.35	2.31	2.54	2.48
Mg	1.98	2.28	2.08	1.98	2.39	2.52	2.15	2.43	2.47	2.49	2.28	2.27
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.77</b>	<b>5.91</b>	<b>5.78</b>	<b>5.88</b>	<b>5.90</b>	<b>5.97</b>	<b>5.92</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.97</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.23	0.09	0.22	0.12	0.10	0.03	0.08	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.55	0.51	0.53	0.57	0.48	0.47	0.54	0.49	0.49	0.48	0.53	0.52
Si/Al	1.13	1.12	1.15	1.14	1.15	1.14	1.15	1.19	1.18	1.19	1.24	1.22

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex											
	R29 6	7	8	10	11	12	13	21 Ti	22	23	24	25
Na2O	0.039	0.038	0.053	0.035	0.081	0.038	0.062	0.027	0.026	0.035	0.011	0.039
K2O	0.042	0.131	0.164	0.023	0.081	0.014	0.028	0.139	0.046	0.031	0.018	0.024
CaO	0.260	0.567	0.385	0.364	0.368	0.192	0.190	0.340	0.325	0.327	0.312	0.360
SiO2	26.636	25.393	25.937	25.834	26.467	26.463	27.049	26.390	26.641	26.700	27.272	26.653
Al2O3	18.728	17.766	18.392	18.439	19.193	18.730	18.579	16.950	18.798	18.535	18.537	18.547
TiO2	0.035	0.284	0.085	0.000	0.040	0.047	0.002	0.762	0.075	0.033	0.038	0.030
FeO	25.628	33.905	31.764	26.710	25.385	25.495	24.823	30.385	26.986	25.432	25.304	25.085
MgO	15.733	9.312	10.884	15.130	15.823	16.035	16.513	11.875	14.889	15.954	16.697	15.961
MnO	0.045	0.000	0.057	0.056	0.071	0.037	0.018	0.021	0.032	0.072	0.048	0.027
Cr2O3	0.009	0.000	0.016	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.023
<b>Summe</b>	<b>87.16</b>	<b>87.40</b>	<b>87.74</b>	<b>86.59</b>	<b>87.51</b>	<b>87.05</b>	<b>87.26</b>	<b>86.89</b>	<b>87.82</b>	<b>87.12</b>	<b>88.24</b>	<b>86.75</b>

Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.03	0.07	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Si	2.83	2.83	2.84	2.79	2.80	2.81	2.86	2.90	2.83	2.84	2.85	2.84
AlIV	1.17	1.17	1.16	1.21	1.20	1.19	1.14	1.10	1.17	1.16	1.15	1.16
AlVI	1.18	1.17	1.21	1.14	1.19	1.16	1.17	1.09	1.18	1.16	1.14	1.17
Al tot.	2.35	2.33	2.37	2.35	2.39	2.35	2.31	2.19	2.35	2.32	2.29	2.33
Ti	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.28	3.16	2.91	2.41	2.25	2.27	2.19	2.79	2.40	2.26	2.21	2.24
Mg	2.49	1.55	1.77	2.43	2.49	2.54	2.60	1.94	2.36	2.53	2.60	2.53
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.87</b>	<b>5.90</b>	<b>5.99</b>	<b>5.94</b>	<b>5.98</b>	<b>5.96</b>	<b>5.83</b>	<b>5.94</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.05	0.13	0.10	0.01	0.06	0.02	0.04	0.17	0.06	0.05	0.04	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.48	0.67	0.62	0.50	0.47	0.47	0.46	0.59	0.50	0.47	0.46	0.47
Si/Al	1.21	1.21	1.20	1.19	1.17	1.20	1.23	1.32	1.20	1.22	1.25	1.22

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
Na2O	0.018	0.015	0.005	0.022	0.007	0.038	0.000	0.034	0.001	0.026	0.008	0.054
K2O	0.040	0.000	0.207	0.080	0.013	0.035	0.027	0.018	0.031	0.014	0.047	0.187
CaO	0.326	0.312	0.368	0.318	0.227	0.179	0.162	0.260	0.172	0.196	0.228	0.236
SiO2	27.126	26.724	24.816	25.509	26.745	26.711	26.756	27.006	26.670	26.786	26.703	26.354
Al2O3	18.497	18.647	17.281	17.723	19.087	19.210	18.889	19.028	18.737	18.904	18.947	18.363
TiO2	0.102	0.010	0.776	0.499	0.025	0.073	0.000	0.007	0.028	0.047	0.003	0.038
FeO	25.153	25.501	35.427	32.292	23.859	24.282	23.736	24.806	24.987	25.862	24.461	26.994
MgO	16.052	16.034	7.957	10.275	16.989	17.086	17.103	16.291	16.080	16.218	16.798	14.579
MnO	0.034	0.052	0.045	0.027	0.059	0.065	0.050	0.048	0.041	0.035	0.067	0.022
Cr2O3	0.003	0.000	0.031	0.029	0.060	0.000	0.000	0.000	0.003	0.016	0.000	0.061
<b>Summe</b>	<b>87.35</b>	<b>87.30</b>	<b>86.91</b>	<b>86.77</b>	<b>87.07</b>	<b>87.68</b>	<b>86.72</b>	<b>87.50</b>	<b>86.75</b>	<b>88.10</b>	<b>87.26</b>	<b>86.89</b>

Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
K	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Ca	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Si	2.87	2.83	2.81	2.84	2.82	2.80	2.83	2.84	2.84	2.82	2.82	2.84
AlIV	1.13	1.17	1.19	1.16	1.18	1.20	1.17	1.16	1.16	1.18	1.18	1.16
AlVI	1.17	1.16	1.12	1.16	1.19	1.17	1.18	1.20	1.19	1.16	1.17	1.17
Al tot.	2.30	2.33	2.31	2.32	2.37	2.37	2.35	2.36	2.35	2.34	2.36	2.33
Ti	0.01	0.00	0.07	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe 2+	2.22	2.26	3.36	3.00	2.10	2.13	2.10	2.18	2.22	2.27	2.16	2.43
Mg	2.53	2.53	1.34	1.70	2.67	2.67	2.69	2.55	2.55	2.54	2.64	2.34
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.92</b>	<b>5.96</b>	<b>5.83</b>	<b>5.87</b>	<b>5.96</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.94</b>	<b>5.96</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.08	0.04	0.17	0.13	0.04	0.02	0.02	0.06	0.04	0.02	0.02	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.47	0.47	0.71	0.64	0.44	0.44	0.44	0.46	0.47	0.47	0.45	0.51
Si/Al	1.24	1.22	1.22	1.22	1.19	1.18	1.20	1.20	1.21	1.20	1.20	1.22

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex											
	R29			Motiv 1			Mot. 2/3					
	38	39	40	3	6	7	8	1	2	4	5	6
Na2O	0.050	0.022	0.055	0.067	0.044	0.043	0.032	0.061	0.053	0.069	0.054	0.069
K2O	0.241	0.222	0.279	0.077	0.142	0.064	0.087	0.010	0.031	0.133	0.019	0.067
CaO	0.215	0.210	0.196	0.256	0.252	0.271	0.327	0.322	0.259	0.189	0.228	0.192
SiO2	26.024	25.733	25.590	24.869	24.411	26.602	26.596	26.279	26.574	25.410	25.947	25.490
Al2O3	17.893	18.031	17.781	18.870	18.996	19.471	19.488	19.327	19.523	18.293	18.671	18.101
TiO2	0.055	0.042	0.057	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.033	0.060	0.000	0.043
FeO	30.185	32.653	35.138	34.654	33.338	26.607	26.691	23.918	24.194	36.806	28.207	34.695
MgO	12.150	10.260	8.698	9.333	10.013	15.757	15.725	16.864	16.979	7.247	13.517	9.143
MnO	0.005	0.000	0.067	0.050	0.094	0.063	0.070	0.050	0.059	0.000	0.003	0.101
Cr2O3	0.026	0.009	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.84</b>	<b>87.18</b>	<b>87.90</b>	<b>88.18</b>	<b>87.29</b>	<b>88.88</b>	<b>89.02</b>	<b>86.85</b>	<b>87.71</b>	<b>88.21</b>	<b>86.65</b>	<b>87.90</b>
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Ca	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02
Si	2.86	2.85	2.85	2.75	2.72	2.78	2.78	2.78	2.78	2.84	2.82	2.83
AlIV	1.14	1.15	1.15	1.25	1.28	1.22	1.22	1.22	1.22	1.16	1.18	1.17
AlVI	1.17	1.20	1.19	1.22	1.21	1.19	1.18	1.19	1.19	1.25	1.21	1.20
Al tot.	2.31	2.35	2.34	2.46	2.49	2.40	2.40	2.41	2.41	2.41	2.39	2.37
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.77	3.02	3.28	3.21	3.11	2.33	2.33	2.12	2.12	3.44	2.56	3.22
Mg	1.99	1.69	1.44	1.54	1.66	2.46	2.45	2.66	2.65	1.21	2.19	1.51
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.93</b>	<b>5.92</b>	<b>5.92</b>	<b>5.97</b>	<b>5.99</b>	<b>5.98</b>	<b>5.97</b>	<b>5.97</b>	<b>5.97</b>	<b>5.90</b>	<b>5.95</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.07	0.08	0.08	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.10	0.05	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.58	0.64	0.69	0.68	0.65	0.49	0.49	0.44	0.44	0.74	0.54	0.68
Si/Al	1.23	1.21	1.22	1.12	1.09	1.16	1.16	1.15	1.15	1.18	1.18	1.19

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	7	R18		Motiv 5a			Mot. 5b					
		15	16	17	18	20	21	23	30	31	32	37
Na2O	0.057	0.061	0.082	0.000	0.084	0.065	0.133	0.156	0.019	0.000	0.000	0.054
K2O	0.041	0.052	0.025	0.000	0.055	0.090	0.060	0.106	0.023	0.033	0.035	0.187
CaO	0.221	0.281	0.358	0.382	0.374	0.396	0.336	0.372	0.280	0.260	0.298	0.236
SiO2	25.603	25.866	25.652	25.768	25.597	25.490	25.149	25.246	26.576	26.713	26.189	26.354
Al2O3	18.429	17.725	18.208	18.212	18.269	18.887	18.724	18.188	18.479	18.896	18.868	18.363
TiO2	0.023	0.065	0.010	0.077	0.003	0.023	0.027	0.043	0.073	0.032	0.037	0.038
FeO	35.499	28.790	28.817	28.346	29.332	29.397	30.210	29.498	29.141	29.270	28.905	26.994
MgO	9.293	12.716	12.613	12.865	12.530	11.814	11.384	11.766	12.891	13.210	12.761	14.579
MnO	0.000	0.000	0.027	0.034	0.000	0.243	0.050	0.046	0.030	0.034	0.027	0.022
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.045	0.056	0.061
<b>Summe</b>	<b>89.17</b>	<b>85.56</b>	<b>85.79</b>	<b>85.71</b>	<b>86.24</b>	<b>86.41</b>	<b>86.09</b>	<b>85.42</b>	<b>87.51</b>	<b>88.49</b>	<b>87.18</b>	<b>86.89</b>
Na	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
Ca	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Si	2.81	2.86	2.83	2.84	2.82	2.80	2.79	2.81	2.86	2.85	2.83	2.84
AlIV	1.19	1.14	1.17	1.16	1.18	1.20	1.21	1.19	1.14	1.15	1.17	1.16
AlVI	1.19	1.17	1.20	1.20	1.19	1.25	1.24	1.20	1.21	1.22	1.24	1.17
Al tot.	2.38	2.31	2.37	2.36	2.37	2.45	2.45	2.39	2.35	2.37	2.41	2.33
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe 2+	3.26	2.66	2.66	2.61	2.70	2.70	2.80	2.75	2.63	2.61	2.61	2.43
Mg	1.52	2.10	2.07	2.11	2.05	1.94	1.88	1.95	2.07	2.10	2.06	2.34
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.96</b>	<b>5.93</b>	<b>5.93</b>	<b>5.92</b>	<b>5.94</b>	<b>5.91</b>	<b>5.92</b>	<b>5.91</b>	<b>5.91</b>	<b>5.93</b>	<b>5.91</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.04	0.07	0.07	0.08	0.06	0.09	0.08	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.68	0.56	0.56	0.55	0.57	0.58	0.60	0.58	0.56	0.55	0.56	0.51
Si/Al	1.18	1.24	1.20	1.20	1.19	1.14	1.14	1.18	1.22	1.20	1.18	1.22



Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex R136					R178						
	R12	R13	R14	R15	R16	64	65	66	67	68	69	56
	Ca...					Chl. feinkörnig...						Chl. grob
Na2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.040	0.000	0.020	0.018	0.011
K2O	0.070	0.040	0.050	0.060	0.050	0.033	0.016	0.000	0.000	0.023	0.040	0.059
CaO	0.980	1.100	0.790	0.830	0.810	0.192	0.137	0.125	0.150	0.091	0.127	0.248
SiO2	25.420	25.520	25.320	25.380	25.650	24.824	24.416	24.443	24.525	24.471	24.985	24.099
Al2O3	17.920	17.680	18.260	18.010	18.180	19.072	19.049	18.569	18.945	18.960	19.334	17.439
TiO2	0.070	0.080	0.060	0.100	0.090	0.000	0.032	0.047	0.053	0.037	0.000	0.048
FeO	33.260	32.850	32.800	33.080	33.700	36.757	36.690	37.952	36.068	36.378	35.554	38.693
MgO	9.190	9.320	9.440	9.480	9.400	7.556	7.118	7.088	7.884	7.604	8.232	7.183
MnO	0.140	0.100	0.080	0.120	0.100	0.000	0.025	0.050	0.111	0.000	0.032	0.083
Cr2O3	0.070	0.070	0.110	0.090	0.080	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.12</b>	<b>86.76</b>	<b>86.91</b>	<b>87.15</b>	<b>88.06</b>	<b>88.46</b>	<b>87.48</b>	<b>88.31</b>	<b>87.74</b>	<b>87.58</b>	<b>88.32</b>	<b>87.86</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.12	0.13	0.09	0.10	0.10	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
Si	2.84	2.85	2.82	2.83	2.83	2.77	2.76	2.75	2.75	2.75	2.77	2.75
AlIV	1.16	1.15	1.18	1.17	1.17	1.23	1.24	1.25	1.25	1.25	1.23	1.25
AlVI	1.19	1.19	1.22	1.19	1.20	1.27	1.29	1.22	1.26	1.27	1.29	1.10
Al tot.	2.36	2.33	2.40	2.37	2.37	2.51	2.53	2.47	2.51	2.52	2.53	2.35
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.10	3.07	3.06	3.08	3.11	3.43	3.46	3.57	3.38	3.42	3.29	3.70
Mg	1.53	1.55	1.57	1.57	1.55	1.25	1.20	1.19	1.32	1.28	1.36	1.22
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.84</b>	<b>5.82</b>	<b>5.86</b>	<b>5.86</b>	<b>5.86</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.99</b>	<b>5.97</b>	<b>5.97</b>	<b>5.95</b>	<b>6.03</b>
Vac=6-Su.VI	0.16	0.18	0.14	0.14	0.14	0.05	0.05	0.01	0.03	0.03	0.05	-0.03
Fe/(Fe+Mg)	0.67	0.66	0.66	0.66	0.67	0.73	0.74	0.75	0.72	0.73	0.71	0.75
Si/Al	1.20	1.22	1.18	1.20	1.20	1.10	1.09	1.12	1.10	1.09	1.10	1.17

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	58					70			R110			
	59	60	61	62	63	71	71	29	30	31	32	
	Chl. grobkörnig...					(im Quarz)			Chl. feinkörnig...			
Na2O	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.005
K2O	0.000	0.080	0.029	0.029	0.000	0.078	0.000	0.000	0.016	0.011	0.034	0.000
CaO	0.274	0.285	0.242	0.215	0.318	0.249	0.073	0.155	0.053	0.069	0.059	0.035
SiO2	24.901	23.808	25.081	24.719	24.801	24.638	24.518	24.600	22.475	22.413	22.972	22.503
Al2O3	16.907	18.091	17.664	17.184	16.997	16.935	16.497	17.105	20.821	20.311	21.012	20.258
TiO2	0.018	0.047	0.050	0.027	0.065	0.038	0.025	0.068	0.060	0.042	0.063	0.052
FeO	37.595	38.728	37.458	38.185	37.824	37.970	37.831	36.795	39.594	39.571	39.450	40.623
MgO	7.745	6.025	7.493	7.816	7.713	7.390	7.722	7.902	4.031	3.830	4.081	3.658
MnO	0.000	0.000	0.031	0.010	0.040	0.000	0.052	0.039	0.000	0.006	0.009	0.072
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.44</b>	<b>87.10</b>	<b>88.05</b>	<b>88.19</b>	<b>87.76</b>	<b>87.30</b>	<b>86.72</b>	<b>86.66</b>	<b>87.05</b>	<b>86.25</b>	<b>87.69</b>	<b>87.21</b>
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Si	2.83	2.74	2.83	2.80	2.82	2.82	2.82	2.82	2.60	2.62	2.63	2.62
AlIV	1.17	1.26	1.17	1.20	1.18	1.18	1.18	1.18	1.40	1.38	1.37	1.38
AlVI	1.10	1.20	1.17	1.09	1.09	1.10	1.07	1.12	1.44	1.42	1.46	1.39
Al tot.	2.27	2.46	2.35	2.29	2.28	2.28	2.24	2.31	2.84	2.80	2.83	2.78
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.58	3.73	3.53	3.61	3.59	3.63	3.65	3.52	3.83	3.87	3.77	3.95
Mg	1.31	1.04	1.26	1.32	1.31	1.26	1.33	1.35	0.69	0.67	0.70	0.63
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Summe Kat.</b>	<b>6.00</b>	<b>5.97</b>	<b>5.96</b>	<b>6.02</b>	<b>6.00</b>	<b>6.00</b>	<b>6.04</b>	<b>6.00</b>	<b>5.96</b>	<b>5.96</b>	<b>5.93</b>	<b>5.98</b>
Vac=6-Su.VI	0.00	0.03	0.04	-0.02	0.00	0.00	-0.04	0.00	0.04	0.04	0.07	0.02
Fe/(Fe+Mg)	0.73	0.78	0.74	0.73	0.73	0.74	0.73	0.72	0.85	0.85	0.84	0.86
Si/Al	1.25	1.12	1.20	1.22	1.24	1.23	1.26	1.22	0.92	0.94	0.93	0.94

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex											
	R110											
	33	34	35	36	37	38	39	17	18	19	20	21
	Chl. feinkörnig...						Chl. grobkörnig...					
Na2O	0.013	0.015	0.000	0.016	0.000	0.000	0.012	0.024	0.000	0.000	0.003	0.009
K2O	0.007	0.019	0.000	0.000	0.010	0.000	0.007	0.025	0.023	0.004	0.012	0.031
CaO	0.027	0.050	0.013	0.000	0.000	0.015	0.006	0.035	0.020	0.003	0.080	0.028
SiO2	23.284	23.036	22.922	23.228	22.890	23.406	23.331	23.682	23.956	24.048	23.806	23.907
Al2O3	20.810	20.476	20.944	20.702	21.026	20.113	20.763	19.471	18.822	18.496	19.193	18.460
TiO2	0.075	0.062	0.048	0.048	0.077	0.053	0.065	0.022	0.015	0.057	0.042	0.020
FeO	39.373	39.778	40.049	39.459	39.846	40.830	40.547	40.807	41.468	41.612	40.811	41.172
MgO	4.381	4.187	4.037	4.379	4.114	4.374	4.351	3.837	3.835	3.867	3.900	3.852
MnO	0.052	0.000	0.000	0.043	0.036	0.061	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>88.02</b>	<b>87.62</b>	<b>88.01</b>	<b>87.88</b>	<b>88.00</b>	<b>88.85</b>	<b>89.08</b>	<b>87.90</b>	<b>88.14</b>	<b>88.09</b>	<b>87.85</b>	<b>87.52</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Si	2.65	2.64	2.62	2.65	2.61	2.66	2.64	2.72	2.76	2.77	2.74	2.77
AlIV	1.35	1.36	1.38	1.35	1.39	1.34	1.36	1.28	1.24	1.23	1.26	1.23
AlVI	1.44	1.42	1.44	1.43	1.45	1.35	1.40	1.36	1.31	1.29	1.34	1.29
Al tot.	2.79	2.77	2.82	2.78	2.83	2.69	2.77	2.64	2.55	2.51	2.60	2.52
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.75	3.82	3.83	3.76	3.81	3.88	3.83	3.92	3.99	4.01	3.93	3.99
Mg	0.74	0.72	0.69	0.74	0.70	0.74	0.73	0.66	0.66	0.66	0.67	0.67
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.94</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.96</b>	<b>5.98</b>	<b>5.97</b>	<b>5.94</b>	<b>5.96</b>	<b>5.96</b>	<b>5.94</b>	<b>5.96</b>
Vac=6-Su.VI	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02	0.03	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04
Fe/(Fe+Mg)	0.83	0.84	0.85	0.83	0.84	0.84	0.84	0.86	0.86	0.86	0.85	0.86
Si/Al	0.95	0.95	0.93	0.95	0.92	0.99	0.95	1.03	1.08	1.10	1.05	1.10

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen							R155						
	22	23	24	25	40	41	84	85	87	88	90	92	
							Chl. feinkörnig...						K?,Na?
Na2O	0.007	0.015	0.016	0.009	0.035	0.026	0.036	0.063	0.028	0.000	0.012	0.063	
K2O	0.037	0.001	0.024	0.002	0.002	0.000	0.063	0.067	0.020	0.028	0.023	0.107	
CaO	0.024	0.001	0.360	0.001	0.035	0.052	0.400	0.220	0.315	0.400	0.087	0.341	
SiO2	23.742	23.857	24.172	23.984	24.007	23.733	25.096	24.931	25.490	24.829	24.161	24.976	
Al2O3	19.191	18.622	18.305	18.069	18.411	19.355	17.381	17.215	17.496	16.995	17.148	17.162	
TiO2	0.022	0.003	0.033	0.037	0.077	0.053	0.073	0.033	0.050	0.102	0.028	0.095	
FeO	40.980	41.025	40.924	41.840	42.512	41.736	38.863	39.356	38.414	40.102	41.223	39.334	
MgO	3.893	4.076	4.072	3.968	3.822	3.903	5.082	4.878	4.807	4.402	4.163	4.646	
MnO	0.000	0.003	0.000	0.000	0.077	0.039	0.006	0.000	0.000	0.094	0.000	0.000	
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000	0.007	
<b>Summe</b>	<b>87.90</b>	<b>87.60</b>	<b>87.91</b>	<b>87.91</b>	<b>88.98</b>	<b>88.90</b>	<b>87.00</b>	<b>86.76</b>	<b>86.65</b>	<b>86.95</b>	<b>86.85</b>	<b>86.73</b>	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	
Ca	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.04	0.05	0.01	0.04	
Si	2.73	2.76	2.79	2.78	2.75	2.71	2.89	2.89	2.93	2.88	2.83	2.90	
AlIV	1.27	1.24	1.21	1.22	1.25	1.29	1.11	1.11	1.07	1.12	1.17	1.10	
AlVI	1.34	1.30	1.27	1.24	1.24	1.32	1.25	1.24	1.31	1.21	1.20	1.24	
Al tot.	2.61	2.54	2.49	2.47	2.49	2.61	2.36	2.35	2.37	2.33	2.37	2.35	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe 2+	3.95	3.97	3.94	4.05	4.08	3.99	3.74	3.81	3.70	3.90	4.04	3.81	
Mg	0.67	0.70	0.70	0.68	0.65	0.66	0.87	0.84	0.82	0.76	0.73	0.80	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.97</b>	<b>5.92</b>	<b>5.98</b>	<b>5.98</b>	<b>5.97</b>	<b>5.86</b>	<b>5.89</b>	<b>5.83</b>	<b>5.88</b>	<b>5.97</b>	<b>5.86</b>	
Vac=6-Su.VI	0.05	0.03	0.08	0.02	0.02	0.03	0.14	0.11	0.17	0.12	0.03	0.14	
Fe/(Fe+Mg)	0.86	0.85	0.85	0.86	0.86	0.86	0.81	0.82	0.82	0.84	0.85	0.83	
Si/Al	1.05	1.09	1.12	1.13	1.11	1.04	1.22	1.23	1.24	1.24	1.20	1.23	

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex											
	R155											
	94	97	73	74	75	76	77	79	80	81	82	83
	Chl. grobkörnig...											Cr!
Na2O	0.054	0.018	0.000	0.000	0.004	0.038	0.008	0.000	0.016	0.000	0.000	0.026
K2O	0.031	0.037	0.000	0.007	0.011	0.037	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
CaO	0.462	0.287	0.189	0.271	0.343	0.348	0.262	0.259	0.315	0.270	0.185	0.180
SiO2	24.974	25.804	23.765	24.448	23.735	23.603	23.847	24.217	24.341	24.238	24.200	24.234
Al2O3	17.294	17.077	17.252	16.566	17.634	18.677	17.171	16.827	16.992	16.243	16.419	16.313
TiO2	0.062	0.042	0.052	0.003	0.000	0.035	0.017	0.058	0.020	0.022	0.007	0.020
FeO	38.425	38.410	41.558	40.922	40.767	40.295	41.111	41.973	42.993	41.859	41.874	41.082
MgO	5.037	4.878	4.041	4.308	4.097	4.182	4.193	3.941	3.978	4.039	4.066	4.046
MnO	0.068	0.000	0.032	0.039	0.023	0.023	0.045	0.036	0.019	0.052	0.010	0.035
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.048	0.000	0.000	0.174	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.41</b>	<b>86.55</b>	<b>86.89</b>	<b>86.56</b>	<b>86.62</b>	<b>87.24</b>	<b>86.72</b>	<b>87.31</b>	<b>88.67</b>	<b>86.90</b>	<b>86.76</b>	<b>85.94</b>
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.06	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02
Si	2.89	2.97	2.79	2.87	2.79	2.74	2.80	2.84	2.82	2.86	2.85	2.88
AlIV	1.11	1.03	1.21	1.13	1.21	1.26	1.20	1.16	1.18	1.14	1.15	1.12
AlVI	1.25	1.29	1.18	1.17	1.23	1.29	1.18	1.16	1.13	1.11	1.14	1.16
Al tot.	2.36	2.32	2.39	2.29	2.44	2.55	2.38	2.32	2.32	2.26	2.28	2.28
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe 2+	3.72	3.70	4.08	4.02	4.00	3.91	4.04	4.11	4.16	4.13	4.13	4.08
Mg	0.87	0.84	0.71	0.75	0.72	0.72	0.73	0.69	0.69	0.71	0.71	0.72
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.85</b>	<b>5.82</b>	<b>5.98</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.93</b>	<b>5.96</b>	<b>5.96</b>	<b>5.98</b>	<b>5.95</b>	<b>5.98</b>	<b>5.95</b>
Vac=6-Su.VI	0.15	0.18	0.02	0.05	0.05	0.07	0.04	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05
Fe/(Fe+Mg)	0.81	0.82	0.85	0.84	0.85	0.84	0.85	0.86	0.86	0.85	0.85	0.85
Si/Al	1.22	1.28	1.17	1.25	1.14	1.07	1.18	1.22	1.22	1.27	1.25	1.26

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	R146b (Segr.)											Motiv 2
	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17	18	19
	7-9: Mn											
Na2O	0.000	0.015	0.008	0.022	0.023	0.019	0.000	0.000	0.000	0.008	0.003	0.000
K2O	0.030	0.007	0.004	0.000	0.084	0.193	0.001	0.033	0.000	0.000	0.011	0.000
CaO	0.015	0.006	0.014	0.007	0.029	0.000	0.088	0.000	0.038	0.039	0.042	0.000
SiO2	26.461	26.694	27.060	26.566	26.887	26.651	26.202	26.707	26.093	26.457	26.615	26.409
Al2O3	22.564	22.138	22.301	21.675	23.268	22.206	22.067	21.762	22.613	22.358	22.303	22.395
TiO2	0.035	0.000	0.000	0.000	0.022	0.157	0.030	0.000	0.088	0.017	0.015	0.027
FeO	19.704	19.808	20.314	19.632	19.105	19.706	20.002	19.862	19.939	20.051	18.985	19.495
MgO	17.214	18.013	18.522	17.972	17.206	17.110	17.549	18.045	17.469	17.851	18.056	18.302
MnO	0.820	0.879	0.953	0.280	0.826	1.088	0.751	0.891	0.971	0.903	0.834	0.828
Cr2O3	0.047	0.004	0.038	0.000	0.000	0.031	0.007	0.000	0.012	0.023	0.231	0.007
<b>Summe</b>	<b>86.89</b>	<b>87.56</b>	<b>89.21</b>	<b>86.15</b>	<b>87.45</b>	<b>87.16</b>	<b>86.70</b>	<b>87.30</b>	<b>87.22</b>	<b>87.71</b>	<b>87.10</b>	<b>87.46</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	2.73	2.73	2.72	2.76	2.74	2.75	2.72	2.75	2.69	2.71	2.73	2.70
AlIV	1.27	1.27	1.28	1.24	1.26	1.25	1.28	1.25	1.31	1.29	1.27	1.30
AlVI	1.47	1.41	1.37	1.41	1.54	1.44	1.41	1.38	1.43	1.41	1.43	1.41
Al tot.	2.74	2.67	2.65	2.65	2.80	2.70	2.70	2.64	2.75	2.70	2.70	2.70
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Fe 2+	1.70	1.70	1.71	1.70	1.63	1.70	1.73	1.71	1.72	1.72	1.63	1.67
Mg	2.64	2.75	2.78	2.78	2.61	2.63	2.71	2.76	2.68	2.72	2.76	2.79
Mn	0.07	0.08	0.08	0.02	0.07	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.89</b>	<b>5.93</b>	<b>5.94</b>	<b>5.91</b>	<b>5.85</b>	<b>5.86</b>	<b>5.92</b>	<b>5.93</b>	<b>5.92</b>	<b>5.93</b>	<b>5.89</b>	<b>5.94</b>
Vac=6-Su.VI	0.11	0.07	0.06	0.09	0.15	0.14	0.08	0.07	0.08	0.07	0.11	0.06
Fe/(Fe+Mg)	0.39	0.38	0.38	0.38	0.38	0.39	0.39	0.38	0.39	0.39	0.37	0.37
Si/Al	0.99	1.02	1.03	1.04	0.98	1.02	1.01	1.04	0.98	1.00	1.01	1.00

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Riffkomplex											
	R146b 22	Motiv 3 26	27	29	64	65	30	Mot. 4a 44	Motiv 6 58 Mn!	59	61	Motiv 7 66
Na2O	0.016	0.028	0.000	0.020	0.000	0.000	0.036	0.024	0.000	0.024	0.007	0.009
K2O	0.017	0.135	0.020	0.025	0.005	0.000	0.095	0.049	0.000	0.033	0.000	0.000
CaO	0.028	0.028	0.000	0.013	0.007	0.180	0.028	0.000	0.049	0.045	0.006	0.017
SiO2	26.146	26.664	26.112	26.168	26.037	26.189	26.568	25.885	26.551	26.247	26.347	26.604
Al2O3	22.556	22.974	21.776	21.572	21.812	21.300	22.658	22.363	21.326	22.080	21.753	22.318
TiO2	0.030	0.032	0.048	0.033	0.012	0.060	0.027	0.030	0.018	0.052	0.003	0.000
FeO	19.979	20.079	19.673	19.754	20.746	20.418	20.536	20.249	19.715	19.886	19.898	19.289
MgO	17.358	16.954	17.048	17.743	16.713	17.272	16.349	17.198	18.237	17.004	17.842	17.839
MnO	0.939	0.890	0.936	0.811	0.811	0.837	0.745	0.799	1.043	0.851	0.891	0.861
Cr2O3	0.054	0.019	0.000	0.016	0.096	0.004	0.000	0.000	0.012	0.077	0.047	0.042
<b>Summe</b>	<b>87.12</b>	<b>87.80</b>	<b>85.61</b>	<b>86.16</b>	<b>86.24</b>	<b>86.26</b>	<b>87.04</b>	<b>86.60</b>	<b>86.95</b>	<b>86.30</b>	<b>86.79</b>	<b>86.98</b>
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Si	2.70	2.73	2.74	2.73	2.73	2.74	2.74	2.69	2.74	2.73	2.73	2.73
AlIV	1.30	1.27	1.26	1.27	1.27	1.26	1.26	1.31	1.26	1.27	1.27	1.27
AlVI	1.44	1.49	1.43	1.38	1.42	1.37	1.50	1.43	1.34	1.44	1.38	1.44
Al tot.	2.74	2.77	2.69	2.65	2.69	2.63	2.76	2.74	2.60	2.71	2.66	2.70
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe 2+	1.72	1.72	1.73	1.72	1.82	1.79	1.77	1.76	1.70	1.73	1.72	1.66
Mg	2.67	2.58	2.67	2.76	2.61	2.69	2.52	2.66	2.81	2.64	2.75	2.73
Mn	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.91</b>	<b>5.87</b>	<b>5.91</b>	<b>5.93</b>	<b>5.91</b>	<b>5.92</b>	<b>5.86</b>	<b>5.93</b>	<b>5.95</b>	<b>5.89</b>	<b>5.94</b>	<b>5.91</b>
Vac=6-Su.VI	0.09	0.13	0.09	0.07	0.09	0.08	0.14	0.07	0.05	0.11	0.06	0.09
Fe/(Fe+Mg)	0.39	0.40	0.39	0.38	0.41	0.40	0.41	0.40	0.38	0.40	0.38	0.38
Si/Al	0.98	0.98	1.02	1.03	1.01	1.04	0.99	0.98	1.06	1.01	1.03	1.01

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen					Pelite 118 (Segr. im Kulm)						
	67	68	70	71	28	36	37	38	39	40	41
Na2O	0.000	0.024	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000
K2O	0.002	0.000	0.018	0.000	0.017	0.025	0.000	0.024	0.000	0.000	0.000
CaO	0.018	0.004	0.025	0.035	0.000	0.052	0.027	0.011	0.000	0.011	0.024
SiO2	26.653	26.857	26.454	26.493	24.071	24.202	24.142	24.816	24.347	24.144	24.294
Al2O3	22.484	21.927	21.817	21.940	23.002	22.450	22.386	23.119	22.694	22.592	22.120
TiO2	0.000	0.050	0.027	0.000	0.023	0.030	0.038	0.000	0.022	0.000	0.033
FeO	19.031	19.118	19.139	18.852	29.978	30.102	28.984	29.782	30.335	30.286	30.032
MgO	17.302	18.022	17.307	17.864	9.819	9.728	10.104	10.244	10.114	10.101	9.738
MnO	0.855	0.909	0.971	0.803	0.427	0.329	0.322	0.350	0.398	0.336	0.329
Cr2O3	0.000	0.019	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.35</b>	<b>86.93</b>	<b>85.76</b>	<b>86.04</b>	<b>87.34</b>	<b>86.92</b>	<b>86.00</b>	<b>88.35</b>	<b>87.91</b>	<b>87.50</b>	<b>86.57</b>
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	2.75	2.76	2.76	2.75	2.61	2.64	2.65	2.65	2.63	2.62	2.66
AlIV	1.25	1.24	1.24	1.25	1.39	1.36	1.35	1.35	1.37	1.38	1.34
AlVI	1.49	1.42	1.44	1.43	1.56	1.53	1.55	1.56	1.52	1.51	1.52
Al tot.	2.74	2.66	2.68	2.68	2.94	2.89	2.90	2.91	2.89	2.89	2.86
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	1.64	1.64	1.67	1.64	2.72	2.75	2.66	2.66	2.74	2.75	2.75
Mg	2.66	2.76	2.69	2.76	1.59	1.58	1.65	1.63	1.63	1.63	1.59
Mn	0.07	0.08	0.09	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.88</b>	<b>5.90</b>	<b>5.89</b>	<b>5.90</b>	<b>5.91</b>	<b>5.90</b>	<b>5.89</b>	<b>5.89</b>	<b>5.92</b>	<b>5.93</b>	<b>5.90</b>
Vac=6-Su.VI	0.12	0.10	0.11	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.08	0.07	0.10
Fe/(Fe+Mg)	0.38	0.37	0.38	0.37	0.63	0.63	0.62	0.62	0.63	0.63	0.63
Si/Al	1.01	1.04	1.03	1.02	0.89	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.93

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Pelite												
	118	51	52	53	54	55	29	30	31	32	33	34	35
							Su!						
Na2O	0.000	0.000	0.012	0.000	0.049	0.016	0.062	0.051	0.018	0.000	0.016	0.000	
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.028	0.048	0.035	0.011	0.020	0.012	0.000	
CaO	0.034	0.000	0.000	0.038	0.395	0.060	0.084	0.088	0.070	0.000	0.020	0.014	
SiO2	25.500	23.840	24.525	24.525	23.678	23.708	24.771	24.476	24.467	24.535	24.820	24.888	
Al2O3	23.852	23.535	22.615	22.556	21.791	21.522	22.906	22.501	22.312	22.161	22.700	22.431	
TiO2	0.000	0.025	0.000	0.033	0.043	0.033	0.012	0.057	0.023	0.000	0.037	0.050	
FeO	29.059	30.169	29.332	30.262	29.387	29.188	29.828	29.815	29.126	28.147	28.313	29.673	
MgO	10.859	9.700	9.857	9.877	9.536	9.575	10.060	9.562	9.927	10.225	10.330	10.293	
MnO	0.322	0.400	0.465	0.371	0.346	0.323	0.336	0.324	0.360	0.367	0.322	0.329	
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
<b>Summe</b>	<b>89.63</b>	<b>87.67</b>	<b>86.81</b>	<b>87.66</b>	<b>85.24</b>	<b>84.45</b>	<b>88.11</b>	<b>86.91</b>	<b>86.31</b>	<b>85.46</b>	<b>86.57</b>	<b>87.68</b>	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
Si	2.66	2.58	2.67	2.65	2.64	2.66	2.66	2.67	2.68	2.70	2.69	2.68	
AlIV	1.34	1.42	1.33	1.35	1.36	1.34	1.34	1.33	1.32	1.30	1.31	1.32	
AlVI	1.60	1.58	1.57	1.53	1.51	1.52	1.56	1.56	1.55	1.57	1.59	1.53	
Al tot.	2.94	3.00	2.90	2.88	2.87	2.85	2.90	2.89	2.88	2.87	2.90	2.85	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe 2+	2.54	2.73	2.67	2.74	2.74	2.74	2.68	2.72	2.66	2.59	2.57	2.67	
Mg	1.69	1.56	1.60	1.59	1.59	1.60	1.61	1.55	1.62	1.68	1.67	1.65	
Mn	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.86</b>	<b>5.92</b>	<b>5.88</b>	<b>5.90</b>	<b>5.87</b>	<b>5.90</b>	<b>5.87</b>	<b>5.86</b>	<b>5.87</b>	<b>5.87</b>	<b>5.85</b>	<b>5.89</b>	
Vac=6-Su.VI	0.14	0.08	0.12	0.10	0.13	0.10	0.13	0.14	0.13	0.13	0.15	0.11	
Fe/(Fe+Mg)	0.60	0.64	0.63	0.63	0.63	0.63	0.62	0.64	0.62	0.61	0.61	0.62	
Si/Al	0.91	0.86	0.92	0.92	0.92	0.93	0.92	0.92	0.93	0.94	0.93	0.94	

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen				143 (Kulm)									
	42	43	44	20	23	24	38	39	47	48	49	50	
			Su!	K..!					Kl.-Chl...	Al-arm...			
Na2O	0.023	0.036	0.011	0.009	0.012	0.008	0.012	0.008	0.009	0.023	0.031	0.005	
K2O	0.000	0.000	0.016	0.353	0.337	0.183	0.152	0.073	0.025	0.020	0.029	0.083	
CaO	0.034	0.108	0.024	0.046	0.021	0.050	0.007	0.045	0.109	0.101	0.024	0.112	
SiO2	24.974	24.781	23.960	25.246	26.157	25.909	25.389	25.338	27.901	27.657	27.706	28.286	
Al2O3	22.718	22.703	21.579	22.214	20.468	20.241	21.220	21.420	16.782	16.689	16.755	15.760	
TiO2	0.055	0.027	0.030	0.043	0.065	0.000	0.000	0.045	0.045	0.065	0.092	0.073	
FeO	29.549	29.693	29.112	27.524	26.821	26.628	29.325	29.478	31.683	31.029	32.056	32.453	
MgO	10.240	9.725	9.832	11.139	12.649	12.714	10.234	10.225	10.749	10.718	10.190	10.126	
MnO	0.320	0.291	0.336	0.181	0.287	0.338	0.208	0.000	0.238	0.177	0.227	0.196	
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.004	0.004	0.266	0.034	
<b>Summe</b>	<b>87.91</b>	<b>87.36</b>	<b>84.90</b>	<b>86.76</b>	<b>86.82</b>	<b>86.09</b>	<b>86.55</b>	<b>86.63</b>	<b>87.55</b>	<b>86.48</b>	<b>87.38</b>	<b>87.13</b>	
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	
Si	2.68	2.68	2.67	2.72	2.81	2.80	2.77	2.76	3.04	3.05	3.04	3.11	
AlIV	1.32	1.32	1.33	1.28	1.19	1.20	1.23	1.24	0.96	0.95	0.96	0.89	
AlVI	1.55	1.57	1.51	1.54	1.40	1.39	1.50	1.51	1.20	1.21	1.20	1.16	
Al tot.	2.87	2.89	2.84	2.82	2.59	2.58	2.73	2.75	2.16	2.17	2.16	2.05	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	
Fe 2+	2.65	2.69	2.72	2.48	2.41	2.41	2.67	2.68	2.89	2.86	2.94	2.99	
Mg	1.64	1.57	1.64	1.79	2.02	2.05	1.66	1.66	1.75	1.76	1.66	1.66	
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.87</b>	<b>5.85</b>	<b>5.90</b>	<b>5.83</b>	<b>5.86</b>	<b>5.88</b>	<b>5.85</b>	<b>5.85</b>	<b>5.86</b>	<b>5.85</b>	<b>5.85</b>	<b>5.84</b>	
Vac=6-Su.VI	0.13	0.15	0.10	0.17	0.14	0.12	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	
Fe/(Fe+Mg)	0.62	0.63	0.62	0.58	0.54	0.54	0.62	0.62	0.62	0.62	0.64	0.64	
Si/Al	0.93	0.93	0.94	0.96	1.08	1.09	1.01	1.00	1.41	1.41	1.40	1.52	

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Pelite 143					257 (Kulm)						
	51	54	52	53	56	1	2	3	4	5	6	7
		Al-reich...							Su!			
Na <sub>2</sub> O	0.031	0.000	0.027	0.075	0.000	0.000	0.018	0.007	0.035	0.032	0.015	0.007
K <sub>2</sub> O	0.016	0.048	0.024	0.039	0.010	0.000	0.039	0.019	0.028	0.019	0.020	0.010
CaO	0.050	0.048	0.014	0.036	0.013	0.000	0.032	0.038	0.034	0.031	0.035	0.027
SiO <sub>2</sub>	28.170	27.424	23.840	25.130	24.563	24.234	24.741	24.127	23.979	24.565	25.333	25.239
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.240	16.680	21.143	21.054	21.343	21.970	22.422	20.697	19.743	19.828	19.098	18.981
TiO <sub>2</sub>	0.038	0.093	0.000	0.055	0.022	0.047	0.000	0.048	0.043	0.058	0.043	0.013
FeO	33.163	32.090	35.365	33.622	34.665	28.915	30.721	28.925	27.668	28.192	24.736	25.295
MgO	10.240	10.447	7.039	8.057	6.990	10.461	9.963	11.182	12.190	11.975	14.790	15.335
MnO	0.234	0.146	0.159	0.169	0.185	0.409	0.374	0.772	0.621	0.785	0.661	0.657
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.019	0.000	0.029	0.000	0.056	0.041	0.053
<b>Summe</b>	<b>87.18</b>	<b>86.98</b>	<b>87.61</b>	<b>88.24</b>	<b>87.79</b>	<b>86.06</b>	<b>88.31</b>	<b>85.84</b>	<b>84.34</b>	<b>85.54</b>	<b>84.77</b>	<b>85.62</b>
Na	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	3.11	3.02	2.66	2.75	2.72	2.66	2.66	2.67	2.69	2.72	2.77	2.74
Al <sub>IV</sub>	0.89	0.98	1.34	1.25	1.28	1.34	1.34	1.33	1.31	1.28	1.23	1.26
Al <sub>VI</sub>	1.10	1.19	1.45	1.46	1.50	1.50	1.51	1.37	1.30	1.31	1.24	1.18
Al tot.	1.99	2.17	2.78	2.72	2.78	2.84	2.85	2.70	2.61	2.59	2.46	2.43
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>3+</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	3.07	2.96	3.30	3.08	3.21	2.65	2.77	2.68	2.59	2.61	2.26	2.30
Mg	1.69	1.72	1.17	1.31	1.15	1.71	1.60	1.84	2.04	1.97	2.41	2.49
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.88</b>	<b>5.88</b>	<b>5.94</b>	<b>5.87</b>	<b>5.88</b>	<b>5.91</b>	<b>5.91</b>	<b>5.97</b>	<b>5.99</b>	<b>5.97</b>	<b>5.98</b>	<b>6.03</b>
Vac=6-Su.VI	0.12	0.12	0.06	0.13	0.12	0.09	0.09	0.03	0.01	0.03	0.02	-0.03
Fe/(Fe+Mg)	0.65	0.63	0.74	0.70	0.74	0.61	0.63	0.59	0.56	0.57	0.48	0.48
Si/Al	1.57	1.39	0.96	1.01	0.98	0.94	0.94	0.99	1.03	1.05	1.13	1.13

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Motiv 4											
	8	9	10	11	12	13	60	62	15	16	21	22
	8-13: Mn!											
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.012	0.066	0.015	0.032	0.000	0.004	0.019	0.000	0.023	0.000	0.015
K <sub>2</sub> O	0.020	0.007	0.037	0.020	0.028	0.000	0.020	0.126	0.000	0.000	0.018	0.001
CaO	0.049	0.088	0.073	0.039	0.020	0.018	0.011	0.069	0.039	0.025	0.080	0.041
SiO <sub>2</sub>	25.840	26.369	25.855	24.298	25.132	24.929	25.815	26.215	25.122	24.771	25.881	25.853
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.348	18.023	18.214	19.966	18.987	19.593	19.801	19.025	17.577	18.120	18.764	18.906
TiO <sub>2</sub>	0.214	0.155	0.190	0.100	0.122	0.165	0.065	0.158	0.023	0.097	0.035	0.083
FeO	24.691	24.722	25.160	27.284	24.774	26.063	24.788	30.848	31.678	31.447	31.107	31.448
MgO	15.327	15.770	15.108	12.538	14.856	13.289	15.445	11.431	10.869	10.912	11.038	11.325
MnO	1.561	1.129	1.016	0.799	0.728	0.926	0.745	0.229	0.101	0.332	0.238	0.195
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.053	0.000	0.063	0.026	0.019	0.015	0.000	0.000	0.007	0.056	0.000
<b>Summe</b>	<b>86.05</b>	<b>86.33</b>	<b>85.72</b>	<b>85.12</b>	<b>84.71</b>	<b>85.00</b>	<b>86.71</b>	<b>88.12</b>	<b>85.41</b>	<b>85.73</b>	<b>87.22</b>	<b>87.87</b>
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Si	2.80	2.84	2.81	2.69	2.76	2.74	2.76	2.83	2.83	2.78	2.83	2.81
Al <sub>IV</sub>	1.20	1.16	1.19	1.31	1.24	1.26	1.24	1.17	1.17	1.22	1.17	1.19
Al <sub>VI</sub>	1.14	1.12	1.14	1.30	1.21	1.29	1.25	1.26	1.17	1.18	1.26	1.24
Al tot.	2.34	2.29	2.33	2.61	2.46	2.54	2.49	2.42	2.34	2.40	2.42	2.43
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr <sub>3+</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.24	2.22	2.29	2.53	2.27	2.40	2.21	2.79	2.99	2.95	2.85	2.86
Mg	2.47	2.53	2.45	2.07	2.43	2.18	2.46	1.84	1.83	1.83	1.80	1.84
Mn	0.14	0.10	0.09	0.07	0.07	0.09	0.07	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>6.01</b>	<b>5.99</b>	<b>5.99</b>	<b>5.99</b>	<b>6.00</b>	<b>5.97</b>	<b>5.99</b>	<b>5.92</b>	<b>5.99</b>	<b>6.00</b>	<b>5.94</b>	<b>5.96</b>
Vac=6-Su.VI	-0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.08	0.01	-0.00	0.06	0.04
Fe/(Fe+Mg)	0.47	0.47	0.48	0.55	0.48	0.52	0.47	0.60	0.62	0.62	0.61	0.61
Si/Al	1.19	1.24	1.20	1.03	1.12	1.08	1.11	1.17	1.21	1.16	1.17	1.16

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Pelite 257											
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33 DS-Chl...	34
Na2O	0.027	0.000	0.000	0.022	0.000	0.030	0.007	0.007	0.000	0.011	0.000	0.011
K2O	0.031	0.014	0.000	0.001	0.052	0.029	0.013	0.000	0.000	0.025	0.000	0.030
CaO	0.069	0.057	0.048	0.055	0.052	0.055	0.029	0.024	0.034	0.060	0.066	0.084
SiO2	26.356	25.363	25.650	26.296	26.217	26.360	26.044	26.151	26.474	26.114	25.920	26.281
Al2O3	18.161	20.931	20.264	17.385	17.728	19.399	18.367	18.586	18.320	18.596	18.883	18.584
TiO2	0.147	0.142	0.107	0.103	0.095	0.088	0.030	0.102	0.118	0.000	0.038	0.010
FeO	31.565	31.806	31.726	31.911	31.407	31.833	31.115	31.036	31.063	30.806	30.752	31.566
MgO	11.509	9.613	9.877	11.562	11.457	10.472	11.751	11.610	11.817	11.706	12.228	11.391
MnO	0.301	0.254	0.229	0.258	0.302	0.181	0.168	0.325	0.296	0.258	0.395	0.271
Cr2O3	0.037	0.058	0.004	0.029	0.063	0.000	0.000	0.000	0.026	0.044	0.012	0.029
<b>Summe</b>	<b>88.20</b>	<b>88.24</b>	<b>87.91</b>	<b>87.62</b>	<b>87.37</b>	<b>88.45</b>	<b>87.52</b>	<b>87.84</b>	<b>88.15</b>	<b>87.62</b>	<b>88.29</b>	<b>88.26</b>
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Si	2.86	2.75	2.79	2.88	2.87	2.85	2.84	2.84	2.86	2.84	2.80	2.85
AlIV	1.14	1.25	1.21	1.12	1.13	1.15	1.16	1.16	1.14	1.16	1.20	1.15
AlVI	1.18	1.42	1.38	1.13	1.17	1.32	1.20	1.22	1.20	1.23	1.20	1.22
Al tot.	2.32	2.67	2.60	2.25	2.29	2.47	2.36	2.38	2.34	2.39	2.40	2.37
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.86	2.88	2.88	2.92	2.88	2.87	2.84	2.82	2.81	2.80	2.78	2.86
Mg	1.86	1.55	1.60	1.89	1.87	1.69	1.91	1.88	1.90	1.90	1.97	1.84
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.95</b>	<b>5.89</b>	<b>5.90</b>	<b>5.98</b>	<b>5.96</b>	<b>5.90</b>	<b>5.97</b>	<b>5.96</b>	<b>5.95</b>	<b>5.95</b>	<b>5.99</b>	<b>5.95</b>
Vac=6-Su.VI	0.05	0.11	0.10	0.02	0.04	0.10	0.03	0.04	0.05	0.05	0.01	0.05
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.65	0.64	0.61	0.61	0.63	0.60	0.60	0.60	0.60	0.59	0.61
Si/Al	1.23	1.03	1.07	1.28	1.25	1.15	1.20	1.19	1.23	1.19	1.16	1.20

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Motiv 2										48	49
	35	36	40	41	42	43	44	45	46	47 Wirtschr...		
Na2O	0.000	0.031	0.019	0.174	0.024	0.009	0.036	0.108	0.001	0.011	0.000	0.040
K2O	0.024	0.033	0.007	0.149	0.014	0.023	0.067	0.055	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.105	0.113	0.049	0.067	0.108	0.113	0.116	0.083	0.027	0.101	0.141	0.064
SiO2	26.238	27.458	25.905	26.598	25.038	24.942	24.871	24.495	27.537	27.192	26.534	26.611
Al2O3	18.913	17.424	18.807	18.547	19.780	19.880	19.922	19.813	17.672	17.936	18.473	18.242
TiO2	0.048	0.062	0.022	0.023	0.000	0.088	0.229	0.203	0.132	0.107	0.137	0.042
FeO	31.292	31.252	31.202	31.411	29.275	28.535	28.219	28.366	29.442	28.416	28.798	28.103
MgO	11.011	11.978	11.432	11.512	12.910	12.142	12.683	12.540	13.155	13.682	13.157	13.682
MnO	0.218	0.189	0.302	0.241	0.542	0.473	0.532	0.479	0.172	0.213	0.362	0.236
Cr2O3	0.000	0.022	0.012	0.026	0.022	0.034	0.026	0.034	0.060	0.053	0.104	0.000
<b>Summe</b>	<b>87.85</b>	<b>88.56</b>	<b>87.76</b>	<b>88.75</b>	<b>87.71</b>	<b>86.24</b>	<b>86.70</b>	<b>86.18</b>	<b>88.20</b>	<b>87.71</b>	<b>87.71</b>	<b>87.02</b>
Na	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Si	2.85	2.95	2.82	2.86	2.71	2.73	2.71	2.69	2.94	2.91	2.85	2.87
AlIV	1.15	1.05	1.18	1.14	1.29	1.27	1.29	1.31	1.06	1.09	1.15	1.13
AlVI	1.27	1.16	1.23	1.22	1.23	1.30	1.27	1.26	1.17	1.17	1.19	1.19
Al tot.	2.42	2.21	2.41	2.35	2.52	2.57	2.56	2.57	2.23	2.26	2.34	2.32
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Cr3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe 2+	2.84	2.81	2.84	2.83	2.65	2.62	2.57	2.61	2.63	2.54	2.59	2.54
Mg	1.78	1.92	1.86	1.85	2.08	1.98	2.06	2.05	2.10	2.18	2.11	2.20
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02
<b>Summe Kat.</b>	<b>5.92</b>	<b>5.92</b>	<b>5.96</b>	<b>5.92</b>	<b>6.01</b>	<b>5.96</b>	<b>5.97</b>	<b>5.98</b>	<b>5.93</b>	<b>5.93</b>	<b>5.94</b>	<b>5.95</b>
Vac=6-Su.VI	0.08	0.08	0.04	0.08	-0.01	0.04	0.03	0.02	0.07	0.07	0.06	0.05
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.59	0.60	0.60	0.56	0.57	0.56	0.56	0.56	0.54	0.55	0.54
Si/Al	1.18	1.34	1.17	1.22	1.07	1.06	1.06	1.05	1.32	1.29	1.22	1.24

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	Pelite 257										Motiv 6		9 (WBS/Devon)	
	50	51 Ti..!	52	53	55	56	57	59 Mn	63	64	2	3		
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.089	0.015	0.022	0.027	0.000	0.018	0.001	0.000	0.007	0.088	0.031		
K <sub>2</sub> O	0.006	0.317	0.161	0.135	0.201	0.410	0.147	0.010	0.037	0.195	0.053	0.142		
CaO	0.083	0.048	0.038	0.118	0.092	0.153	0.022	0.008	0.133	0.067	0.119	0.186		
SiO <sub>2</sub>	26.887	26.949	27.056	26.632	26.878	27.445	27.013	24.726	26.668	27.329	25.853	25.838		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.645	18.424	18.108	18.873	18.365	18.688	18.329	20.483	18.983	17.526	21.352	20.931		
TiO <sub>2</sub>	0.050	2.977	2.792	0.312	1.091	1.319	2.202	0.128	0.157	0.219	0.060	0.047		
FeO	29.532	29.760	29.693	30.628	30.900	30.006	29.732	26.396	29.779	29.630	25.513	25.237		
MgO	12.638	10.247	10.131	9.786	10.040	9.637	10.428	13.886	11.733	12.159	13.150	12.999		
MnO	0.249	0.071	0.105	0.249	0.311	0.333	0.044	0.599	0.092	0.270	0.362	0.270		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.022	0.000	0.048	0.000	0.007	0.086	0.000	0.022	0.007	0.000	0.077	0.032		
Summe	88.11	88.88	88.15	86.76	87.91	88.08	87.94	86.26	87.59	87.40	86.63	85.71		
Na	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01		
K	0.00	0.04	0.02	0.02	0.03	0.06	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02		
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02		
Si	2.88	2.87	2.90	2.92	2.91	2.95	2.90	2.68	2.88	2.96	2.76	2.79		
AlIV	1.12	1.13	1.10	1.08	1.09	1.05	1.10	1.32	1.12	1.04	1.24	1.21		
AlVI	1.24	1.18	1.19	1.36	1.26	1.32	1.22	1.30	1.29	1.20	1.45	1.45		
Al tot.	2.35	2.31	2.29	2.44	2.35	2.37	2.32	2.62	2.41	2.24	2.69	2.66		
Ti	0.00	0.24	0.23	0.03	0.09	0.11	0.18	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00		
Cr <sub>3</sub> +	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		
Fe 2+	2.65	2.65	2.66	2.81	2.80	2.70	2.67	2.39	2.69	2.68	2.28	2.28		
Mg	2.02	1.63	1.62	1.60	1.62	1.54	1.67	2.24	1.89	1.96	2.09	2.09		
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.00	0.05	0.01	0.02	0.03	0.02		
Summe Kat.	5.93	5.70	5.71	5.81	5.80	5.71	5.75	6.00	5.89	5.88	5.86	5.84		
Vac=6-Su.VI	0.07	0.30	0.29	0.19	0.20	0.29	0.25	0.00	0.11	0.12	0.14	0.16		
Fe/(Fe+Mg)	0.57	0.62	0.62	0.64	0.63	0.64	0.62	0.52	0.59	0.58	0.52	0.52		
Si/Al	1.22	1.24	1.27	1.20	1.24	1.25	1.25	1.02	1.19	1.32	1.03	1.05		

Probe Nr. Analysen Nr. Bemerkungen	5	6	7	8	9	11	14	15	16	17	18	19
	Ca,Mn!	K!	Ca...					Mn	Mn			
Na <sub>2</sub> O	0.022	0.019	0.031	0.055	0.008	0.031	0.043	0.026	0.022	0.020	0.023	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.254	0.014	0.078	0.148	0.057	0.031	0.039	0.000	0.016	0.231	0.029
CaO	0.235	0.169	0.207	0.218	0.246	0.238	0.292	0.073	0.113	0.069	0.024	0.050
SiO <sub>2</sub>	25.053	25.990	25.194	25.355	25.483	26.703	25.336	25.323	25.400	25.836	26.309	25.823
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.968	21.456	21.243	21.477	21.791	20.721	20.126	20.555	20.719	20.740	21.029	20.689
TiO <sub>2</sub>	0.013	0.012	0.050	0.072	0.050	0.008	0.022	0.032	0.028	0.022	0.102	0.027
FeO	25.695	25.156	26.145	24.540	25.573	25.588	25.919	26.319	25.853	26.172	26.009	25.311
MgO	13.001	12.777	13.092	13.104	13.205	13.958	13.432	13.813	13.721	13.969	13.420	13.924
MnO	0.553	0.254	0.309	0.267	0.229	0.262	0.311	1.041	1.074	0.373	0.132	0.445
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.003	0.000	0.000	0.020	0.000	0.006	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000
Summe	86.54	86.09	86.29	85.17	86.75	87.57	85.52	87.23	86.93	87.22	87.28	86.30
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
Ca	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Si	2.69	2.79	2.71	2.74	2.72	2.81	2.76	2.71	2.72	2.75	2.79	2.77
AlIV	1.31	1.21	1.29	1.26	1.28	1.19	1.24	1.29	1.28	1.25	1.21	1.23
AlVI	1.46	1.50	1.41	1.48	1.46	1.39	1.34	1.31	1.34	1.35	1.42	1.38
Al tot.	2.78	2.71	2.70	2.74	2.74	2.58	2.58	2.60	2.62	2.60	2.63	2.61
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr <sub>3</sub> +	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	2.30	2.26	2.36	2.22	2.28	2.26	2.36	2.36	2.32	2.33	2.31	2.27
Mg	2.08	2.04	2.10	2.11	2.10	2.19	2.18	2.21	2.19	2.22	2.12	2.22
Mn	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.09	0.10	0.03	0.01	0.04
Summe Kat.	5.90	5.82	5.90	5.85	5.87	5.86	5.91	5.97	5.95	5.94	5.87	5.92
Vac=6-Su.VI	0.10	0.18	0.10	0.15	0.13	0.14	0.09	0.03	0.05	0.06	0.13	0.08
Fe/(Fe+Mg)	0.52	0.52	0.52	0.51	0.52	0.50	0.51	0.51	0.50	0.51	0.52	0.50
Si/Al	0.97	1.03	1.01	1.00	0.99	1.09	1.07	1.04	1.04	1.06	1.06	1.06















## Hellglimmer pelitische Gesteine (Riff, Kulm)

Proben Nr.	143		Mot.3a		
Analysen Nr.	36	37	63	65	66
Bemerkungen					
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.19	0.34	0.20	0.34
K <sub>2</sub> O	10.05	10.33	9.67	9.52	9.76
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO <sub>2</sub>	48.39	49.11	48.89	49.18	49.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.94	28.42	32.41	33.84	32.40
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.23	0.07	0.09	0.06
FeO	5.59	4.04	1.57	1.46	1.71
MgO	2.71	2.43	1.63	1.36	1.66
MnO	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00
<b>Summe</b>	<b>94.09</b>	<b>94.76</b>	<b>94.66</b>	<b>95.68</b>	<b>95.10</b>
Na	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04
K	0.88	0.89	0.82	0.80	0.82
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Su. Zwsch.	0.90	0.92	0.86	0.82	0.87
Si	3.33	3.32	3.25	3.22	3.25
Al <sup>IV</sup>	0.67	0.68	0.75	0.78	0.75
Al <sup>VI</sup>	1.51	1.59	1.79	1.83	1.78
Al tot.	2.18	2.27	2.54	2.61	2.53
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.32	0.23	0.09	0.08	0.09
Mg	0.28	0.24	0.16	0.13	0.16
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
okt. Besetzg.	2.13	2.07	2.05	2.05	2.07
Na/(Na+K)	0.02	0.03	0.05	0.03	0.05
Fe+Mg	0.60	0.47	0.25	0.21	0.26
Mg/(Mg+Fe)	0.46	0.52	0.65	0.62	0.63

Datenblatt zur K/Ar Altersbestimmung für Dr. Friedel (Berlin)

<b>Argonisotopie :</b>		<b>Spikeisotopie :</b>		<b>Zerfallskonstanten [1/a]:</b>		<b>Kalium:</b>	
40 Ar	99,6000%	40 Ar	0,00999880%	lambda e :	5,810E-11	40K :	0,011670%
38 Ar	0,0630%	38 Ar	99,98900000%	lambda :	4,962E-10	K <sub>20</sub> /K :	0,8301
36 Ar	0,3370%	36 Ar	0,00099988%	lambda Lges:	5,543E-10	<b>Atommassen [g/mol]:</b>	
<b>Standard Temperature Pressure (STP)</b>				<b>Molares Normvolumen</b>		ges Ar :	39,9623
0° C; 760 mm Hg				[ml] :		40Ar :	40,0000
<b>Normbedingungen (DIN 1343)</b>				22413,8		ges K :	39,1020
273,15K; 1013,25 mbar							
<b>Probenbezeichnung</b>	<b>Spike</b>	<b>K<sub>20</sub></b>	<b>40 Ar *</b>	<b>40 Ar *</b>	<b>Alter</b>	<b>Fehler</b>	<b>Fehler</b>
	[Ild. #]	[Gew. %]	[n/g] STP	[%]	[Ma]	[Ma]	[%]

Probe Nr. (<2µm-Fraktion)

13 Tonschiefer (Kulm)	798	4,03	45,61	97,54	320,8	6,6	2,1
1 Tonschiefer (Kulm)	805	5,88	63,45	98,25	307,1	6,6	2,1
103 Metavulkanit (Mitteldevon)	829	5,31	53,21	97,48	286,8	5,9	2,1

Alle <sup>40</sup>K<sub>20</sub>-Werte sind nach HD - B1 korrigiert. In die Fehlerrechnung gehen ein:  
<sup>40</sup>K<sub>20</sub>-Fehler aus einer Doppelbestimmung, 1% Pauschalfehler bei der Bestimmung der Menge des <sup>40</sup>Ar\*,  
sowie der Anteil des radiongenen <sup>40</sup>Ar am Gesamt-<sup>40</sup>Ar. Der Fehler der Altersangabe entspricht 2 Sigma.

Anlage 9



## 8. TAFELN

### Tafel 1:

Geschieferte peloidale Kalksteine a) Außenriff-Fazies mit stark zementierten Crinoiden (Cr, Probe Gh5), b) Rückriff-Fazies mit sparitisch zementierten Fensterporen (P), Probe SE2. Die Schichtung verläuft etwa horizontal. Maßstäbe jeweils 1mm.

### Tafel 2:

Geschieferte Kalksteine der Rückriff-Fazies mit diagenetischen Porenzementgefügen (dis-mikritische Lithotypen, Aufschluß Schwefeltal, s. Abb. 18). a) angefärbter Dünnschliff. Beachte in a) die schieferungsparallele Streckung der Porengefüge mit Fe-calcitischer Mineralisation (blau, Pfeil). In b) sind im Porenzement Geopetalgefüge erhalten (Pfeile). Die Schichtung ist in beiden Fällen horizontal. Maßstäbe jeweils 1mm.

### Tafel 3:

Unterschiedliche Kalksteinlithotypen der Rückriff-Fazies (Schwefeltal, Abb. 18). a) Bioklastenreicher Kalkstein (Rudstone) mit schieferungsparallel geregelten Bioklasten (Probe SE7, vgl. Abb. 18.1a), b) Feinkörniger peloidaler Kalkstein (Mudstone) vermutlich mit Algenmatten (Handstück zur Dünnschliffprobe in Tafel 1b, Probe SE2). Schichtung jeweils horizontal. Beachte die unterschiedlich starke Neigung der Foliation ( $s_1$ ). Maßstäbe jeweils 2 cm.

### Tafel 4:

Mylonitischer Kalkstein mit schieferungsparallel rotiertem und zerschertem Gang (diagenetische Gangbildung mit Internsedimentfüllung, rötlich, Probe F1, Rückriff-Fazies, Schwefeltal, vgl. Abb. 18.1b). a) Handstück. Beachte die domänenartige Rekristallisation und die synthetischen Scherbänder (Schersinn s. Pfeile oben rechts). b) Detailbild. Subparallel zu den Scherbändern ist ein Schräggefüge entwickelt. Reliktisch sind die Umrisse gescherter rekristallisierter Porphyroklasten erkennbar (Pfeile a u. b). Pfeil c weist auf "pinch and swell"-Gefüge, unten rechts ist ein Gangsegment stärker antithetisch rotiert (Pfeil d). Maßstäbe: a) 2 cm, b) 18 mm.

### Tafel 5:

a) Mylonitischer Kalkstein aus dem Mylonithorizont vom Bodenniveau am Krockstein (Außenriff-Fazies, Abb. 22d). Beachte die sinsitrale Rotation der mylonitischen Foliation (vgl. Pfeile), die domänenartige Rekristallisation und das Schräggefüge (z.B. unten rechts). Die Porenreihe in Bildmitte entspricht vermutlich dem Verlauf der Schichtung.

b) Unterschiedlich stark deformierter Kalkstein der Rückriff-Fazies (stillgelegter Steinbruch südlich des Mühlentals bei Elbingerode (oberste Berme). Der obere Teil der Probe ist stärker deformiert als der untere (oben: flacheres Einfallen der Schieferung,  $s_1$ , mit deutlicher Streckung der Bioklasten). Schichtung horizontal. Maßstäbe jeweils 2cm.

**Tafel 6:**

a) Dünnschliff-Foto von Probe Gh3 aus der duktilen Scherzone am Garkenholz (s. Abb. 14). Die mylonitische Foliation verläuft subhorizontal, durch mineralisierte Scherbänder wurde ein Crinoidenfragment zerschert. In dieser Probe wurde eine texturale Asymmetrie festgestellt, die einen sinsitralen Schersinn anzeigt (s. Pfeile). Beachte die stark gestreckten peloidalen Partikel (dunkel).

b) Dünnschliff-Foto der mylonitischen Probe F1 (s. Taf. 4): Beachte die Korngrößenunterschiede parallel zur subhorizontalen Foliation. In Bildmitte ist ein Schräggefüge vorhanden ( $S_s$ ), das in Richtung des Schersinns geneigt ist (Hangendes nach rechts, s. Pfeile).

Maßstäbe: jeweils 1mm.

**Tafel 7:**

Mylonitische Gefüge in grobkristallin zementierten sparitischen Bereichen

(Maßstäbe jeweils 300 $\mu$ m).

a) Links und oben: stark rekristallisierte sparitische Porphyroklasten, rechts: Knickzone mit Deformationslamellen in größerem Calcitkristall (Crinoid?). Foliation horizontal.

b) Verzwillingte, z.T. rotierte Calcitkristalle (Mitte). An den Korngrenzen setzt die Rekristallisation ein ("core mantle"-Gefüge). Beachte die linsenförmige Ausbildung der Deformationszwillinge. Foliation horizontal.

c) und d) mylonitisierter Porphyroklast (c: einfach polarisiertes Licht, d: gekreuzte Nicols). Die gleichbleibende Anordnung der Zwillinglamellen und Spuren reliktscher Verzwillingung (kurze Pfeile) zeigen, daß ursprünglich ein Kristall vorlag, der im mittleren Teil vollständig mylonitisiert wurde. Links unten: verzwillingte Zwillinge (langer Pfeil in c).

e) Vollständig rekristallisierter Calcitkristall (oben), links verzwillingter Porphyroklast (beachte die gröbere Korngröße der rekristallisierten Kristalle im Sparit gegenüber der feinkörnigen mylonitischen (?) Matrix (vgl. auch c und d). Foliation horizontal.

f) Stark verzwillingte, zum Teil rekristallisierte sparitische Kristallaggregate. Auch entlang der Zwillingsgrenzen tritt Rekristallisation auf (Zwillingsgrenzenmigration). Die Foliation verläuft von links oben nach rechts unten.

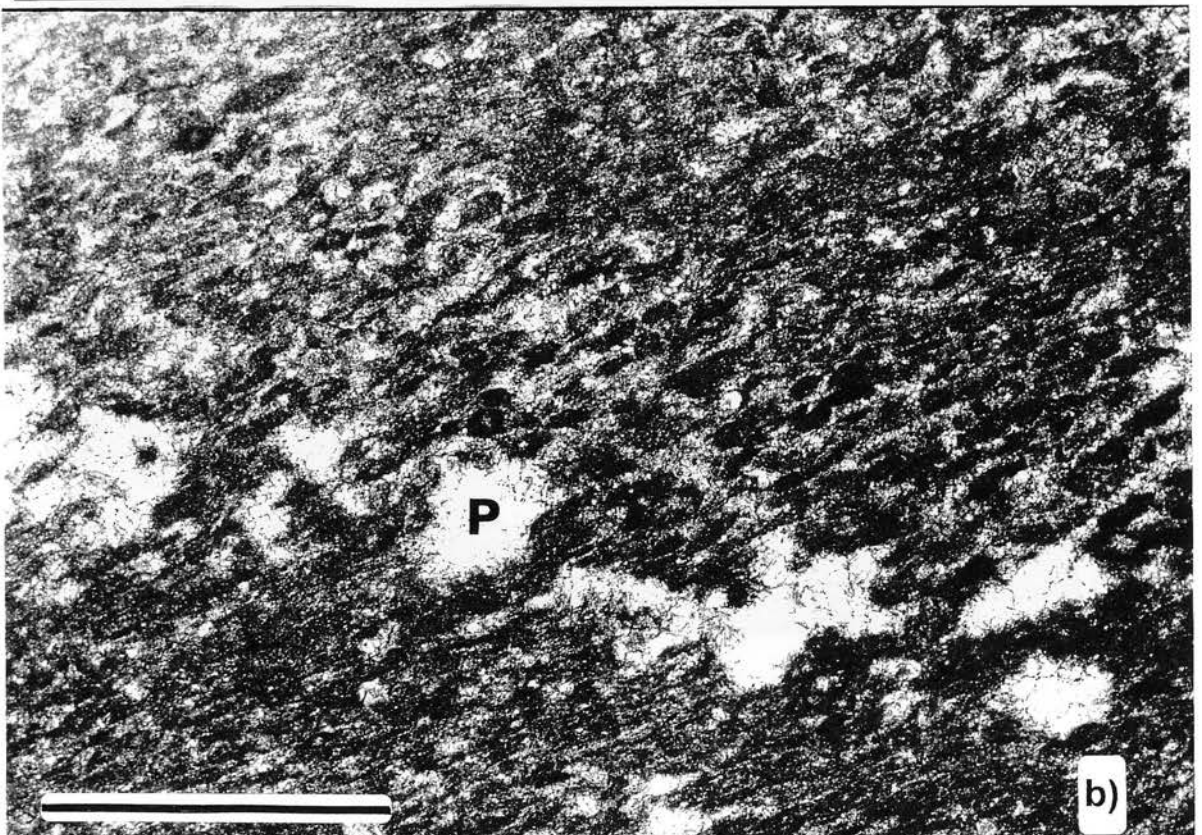
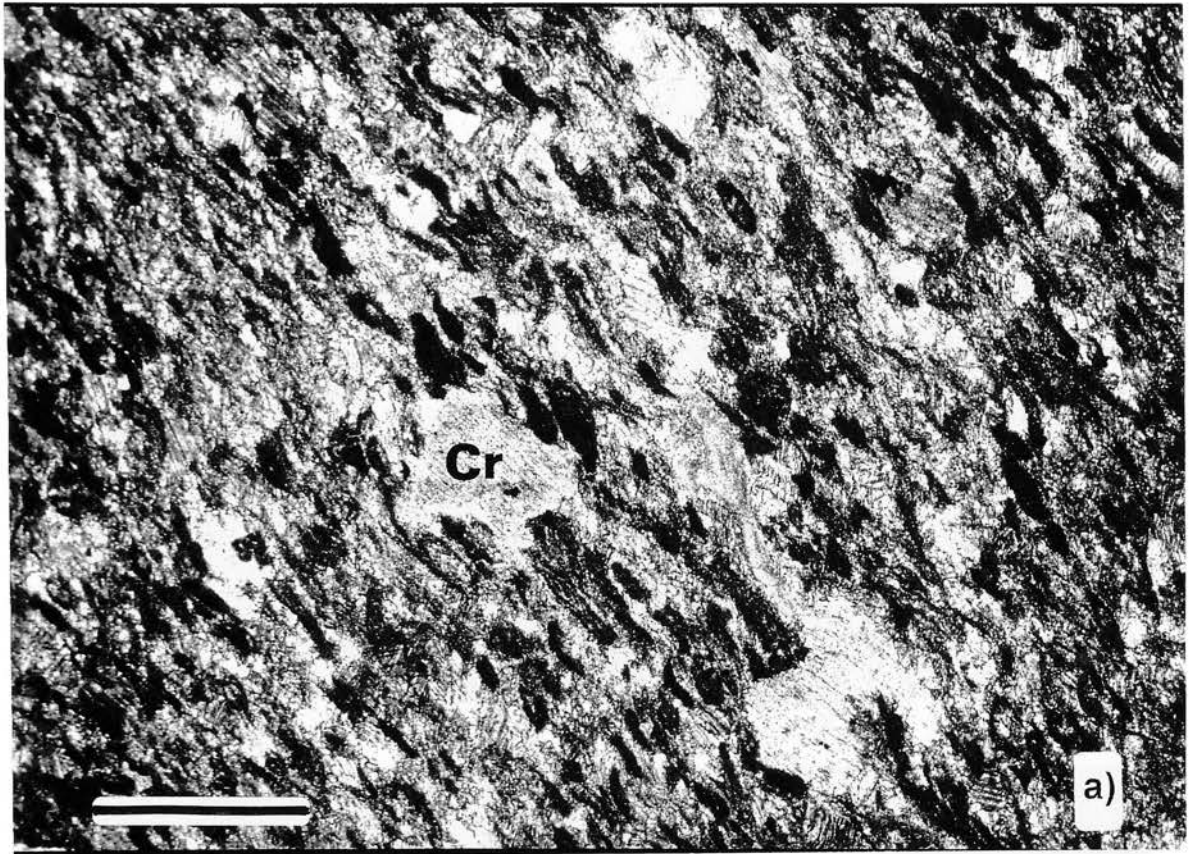
**Tafel 8:**

Angefärbte Dünnschliffe. a) Faserige Fe-calcitische Mineralisation (blau) im Druckschatten von Bioklasten (Stromatoporen, rot). Die Matrix ist stark tonhaltig (gelblich). Foliation etwa horizontal. b) Rekristallisierte mineralisierte Scherbänder (Fe-calcitisch, hellblau) in diagenetischem Gang. Foliation horizontal. Die unterschiedliche Verfärbung des Ganges resultiert aus einer komplexen Zementationsabfolge (hell: Fe-armer Calcit, dunkel: ankeritisch-sideritischer Calcit). Maßstäbe jeweils 1mm.

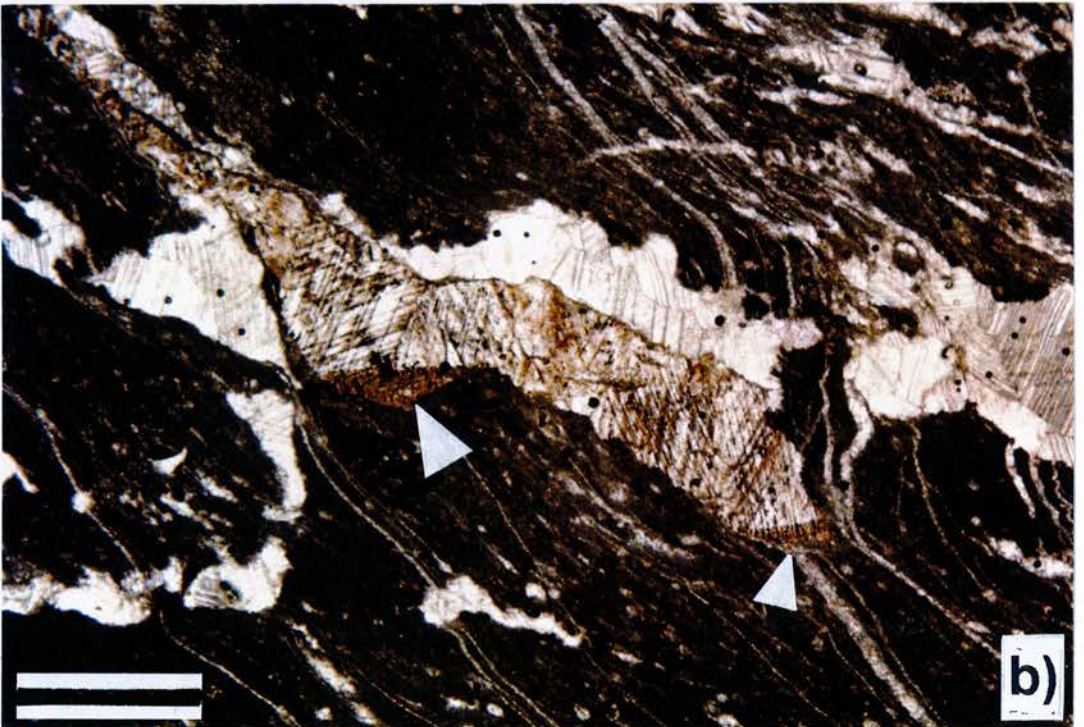
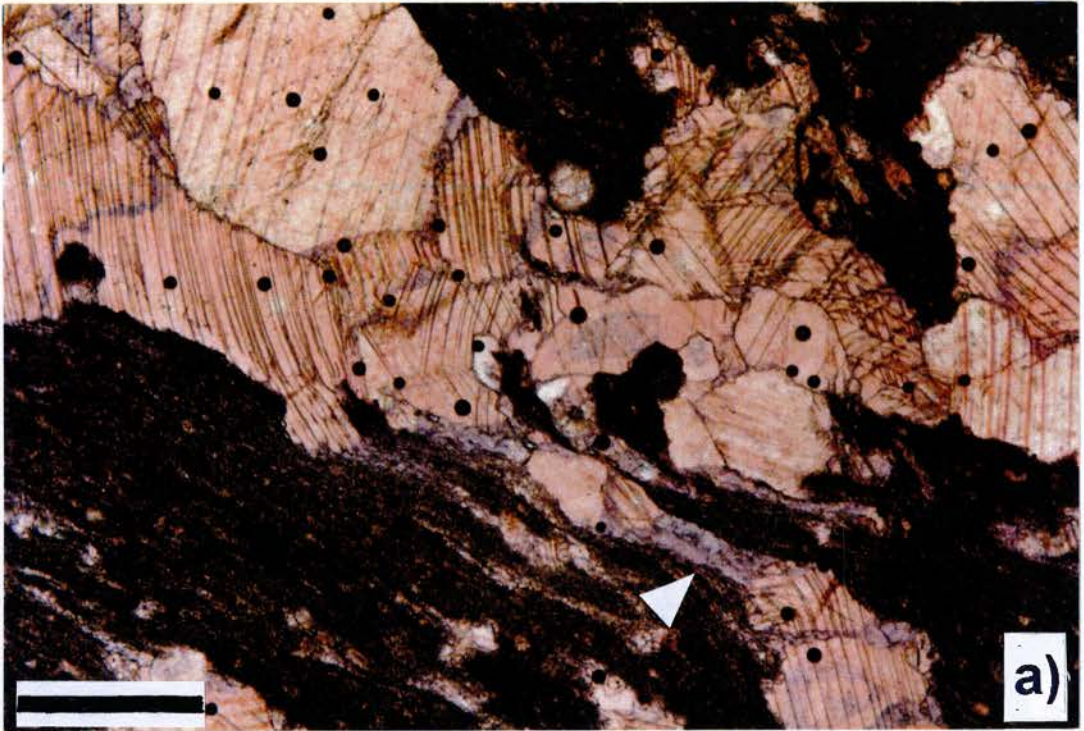
**Tafel 9:**

Geschieferte Vulkanite (Schalsteinserie) mit synkinematischem Chlorit-, Quarz- und Hellglimmerwachstum. a) Probe 213, mit Feldspatklasten (fsp); b) und c) Probe 103 mit chloritischen (chl) und calcitisch (cc) ausgefüllten Partikelgefügen (Glaspartikel, Blasengefüge). Die Chlorite in den Partikeln unterscheiden sich chemisch nicht von den im Druckschatten gewachsenen Chloriten (s. Pfeil). Beachte in c) das synkinematische Phengitwachstum (g) an den Rändern chloritischer Partikel, das auf den Bereich maximaler Kompression beschränkt ist. Quarz (q) ist subparallel zur Foliation gewachsen (im Druckschatten). Foliation in a) und b) horizontal (einfach polarisiertes Licht), in c) vertikal (gekreuzte Nicols), rot: Markierungen der Mikrosondenanalytik. Maßstäbe jeweils 0,5mm.

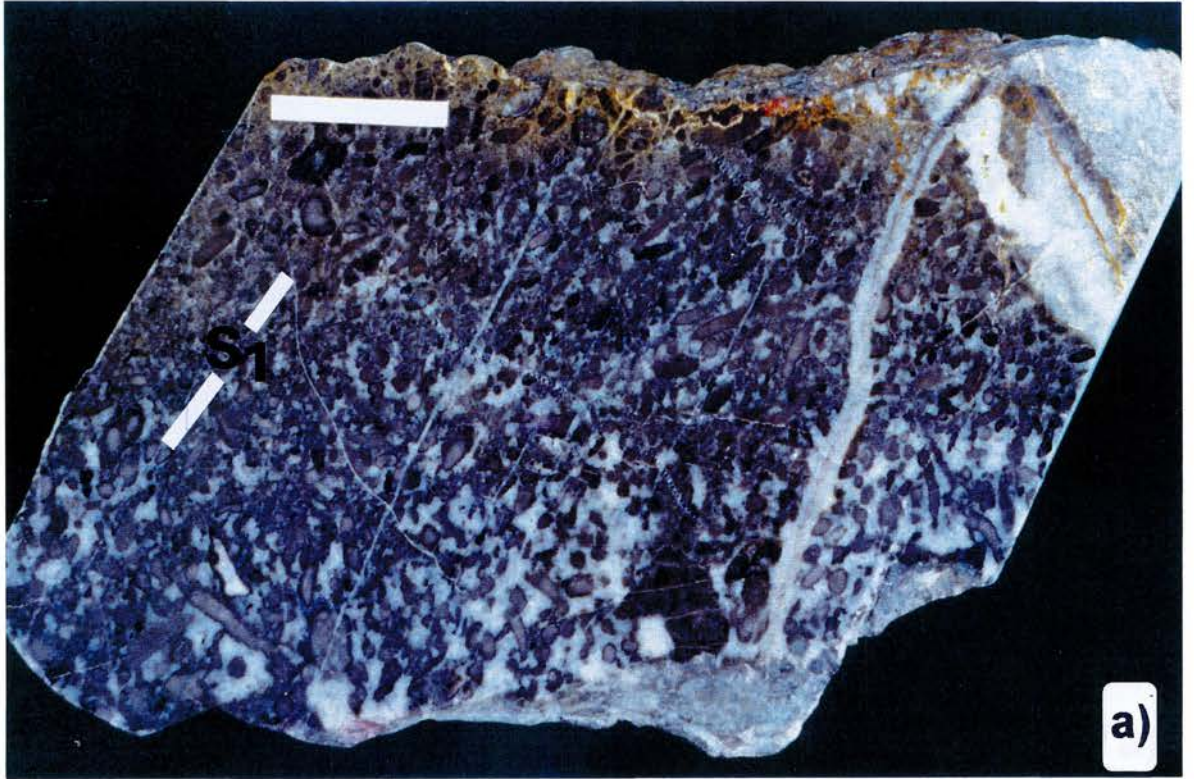
# Tafel 1



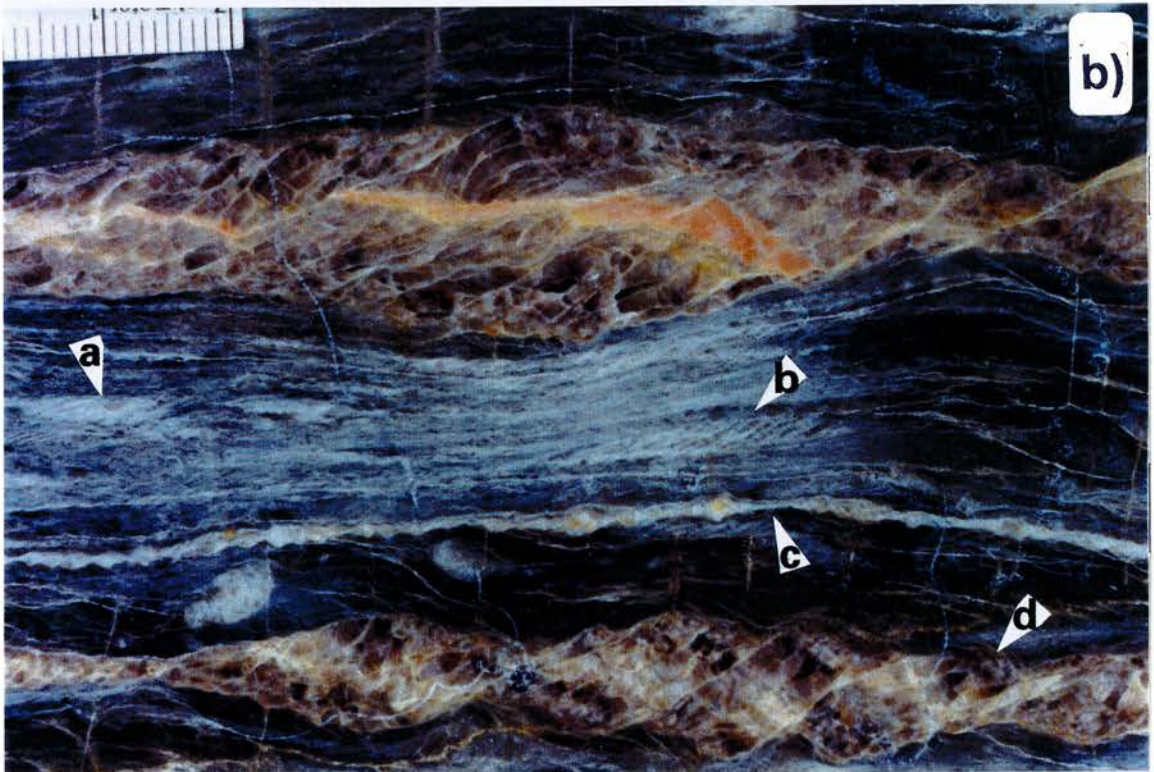
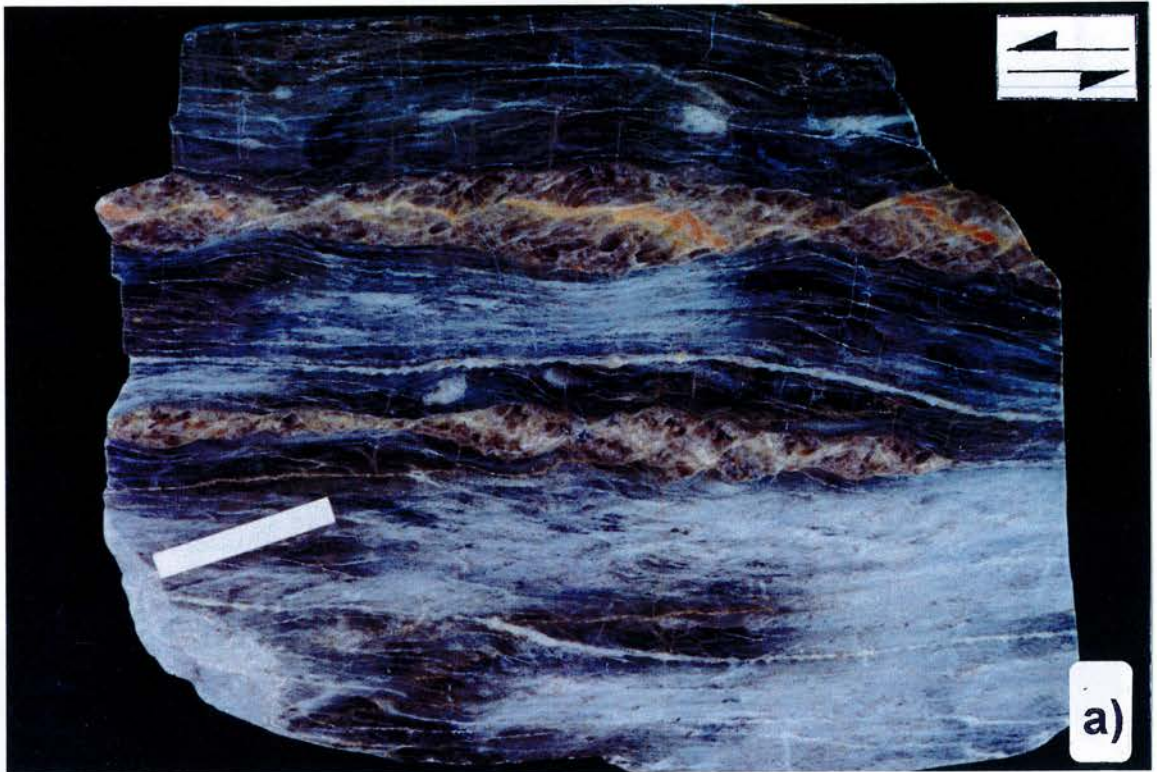
## Tafel 2



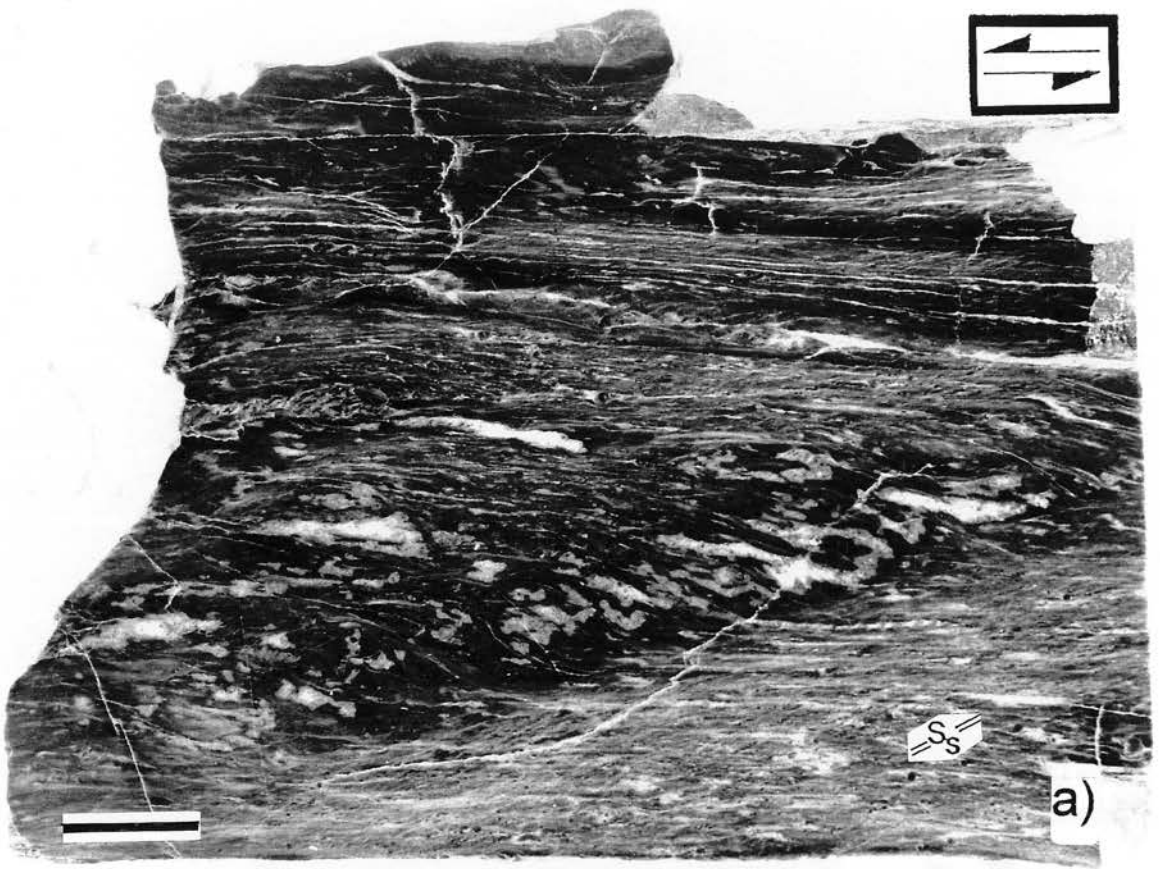
### Tafel 3



# Tafel 4

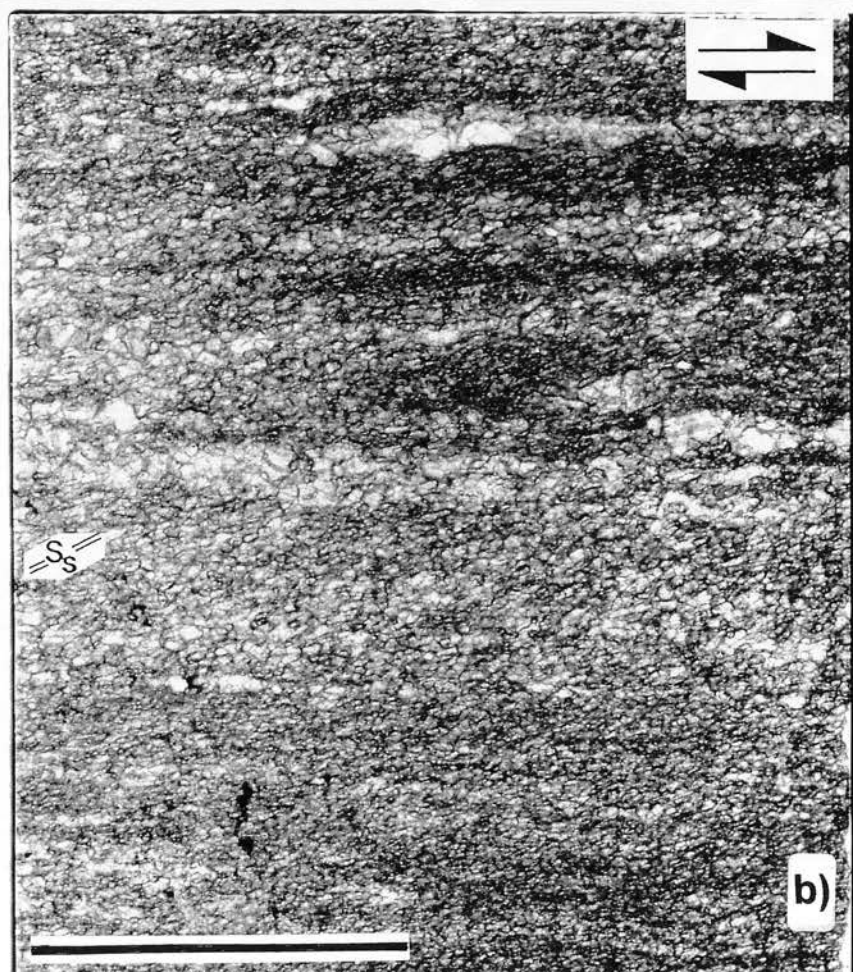
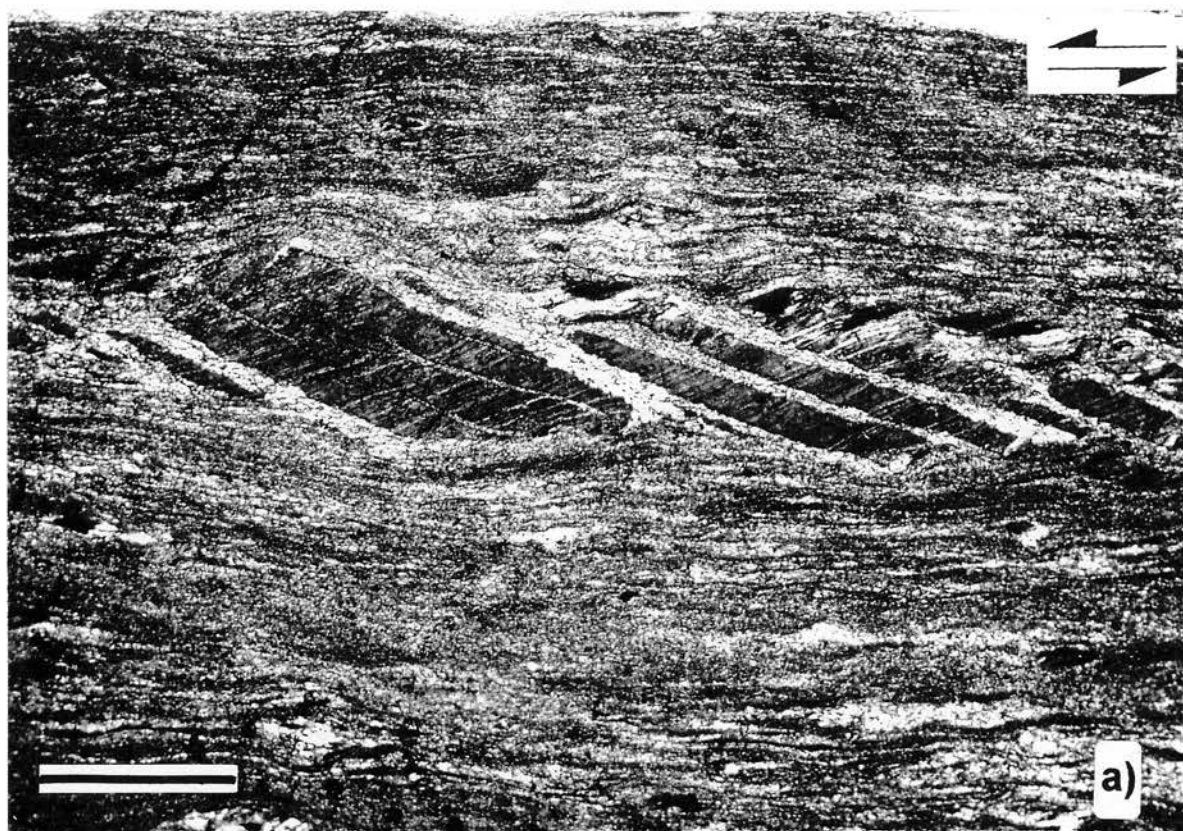


# Tafel 5

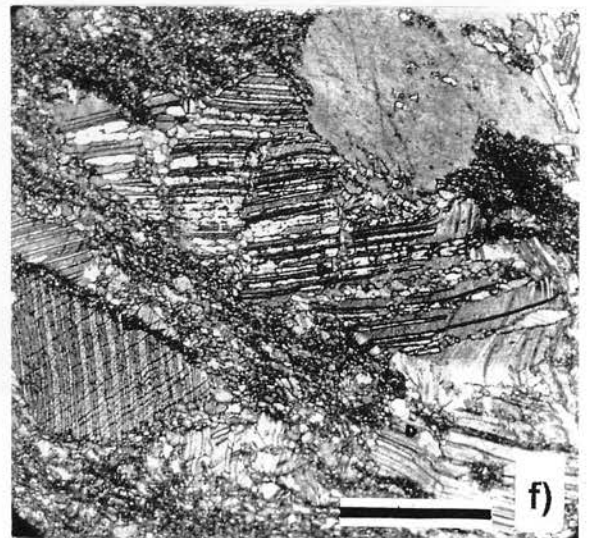
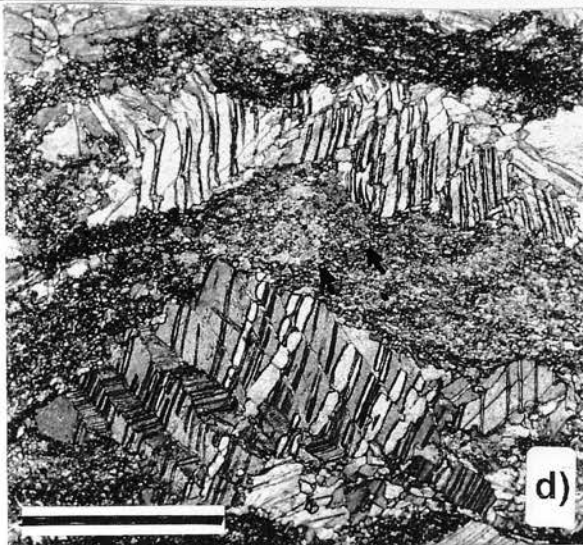
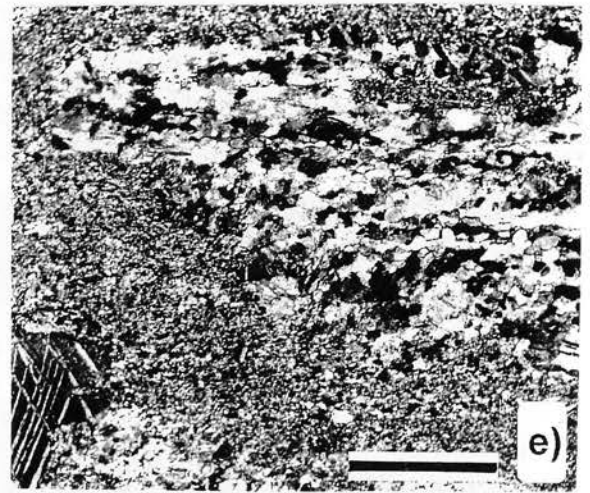
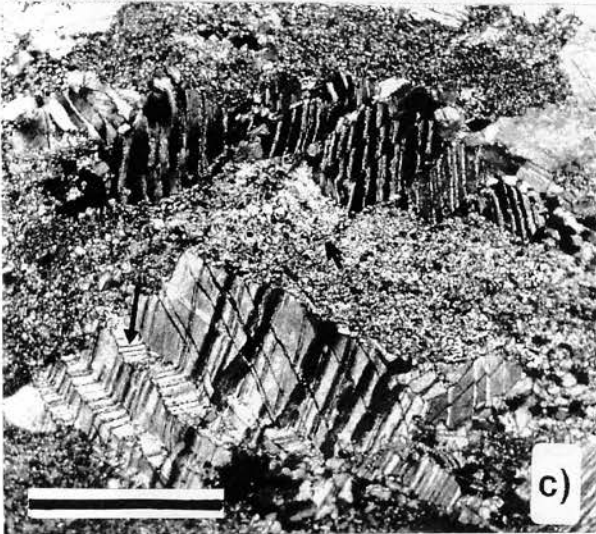
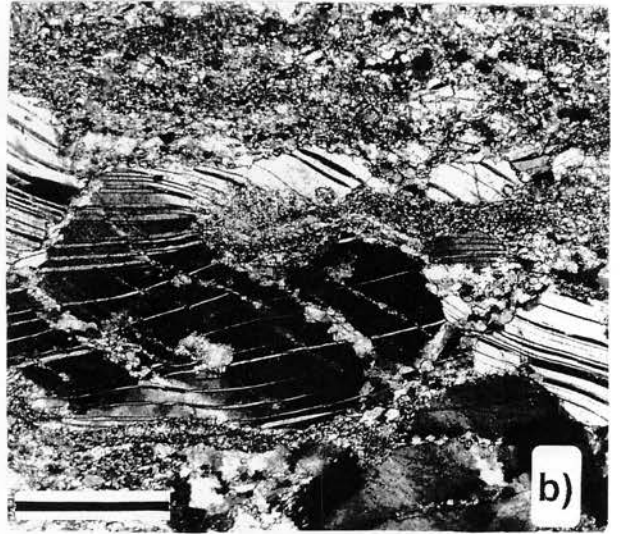
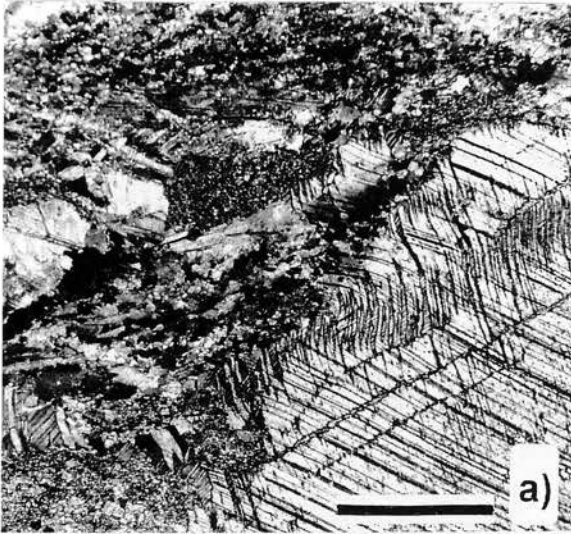




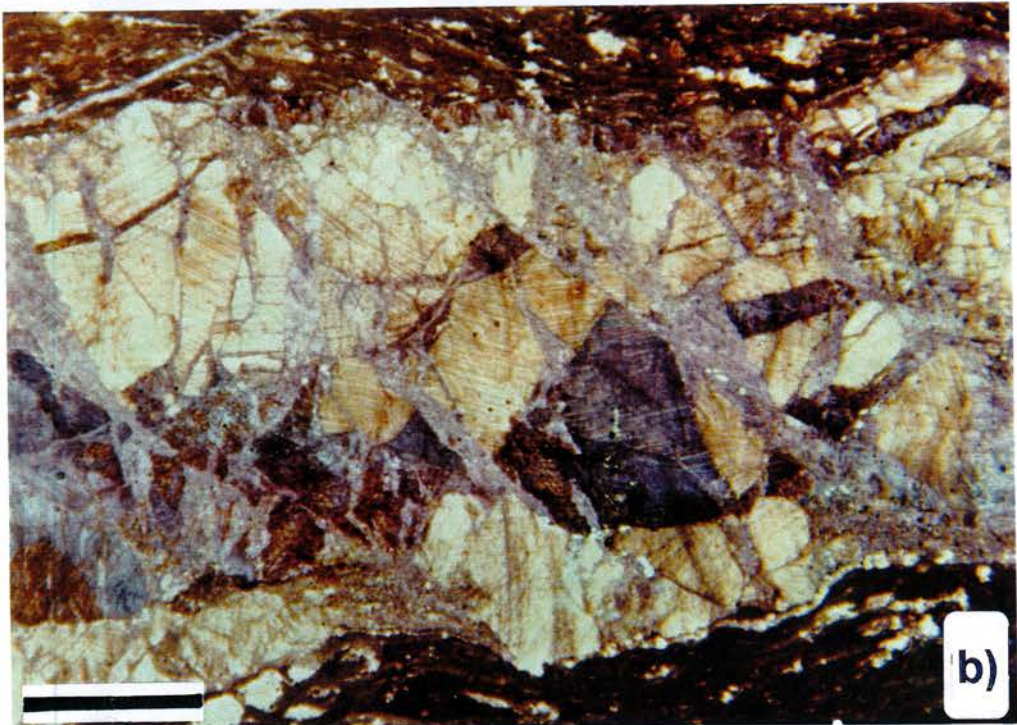
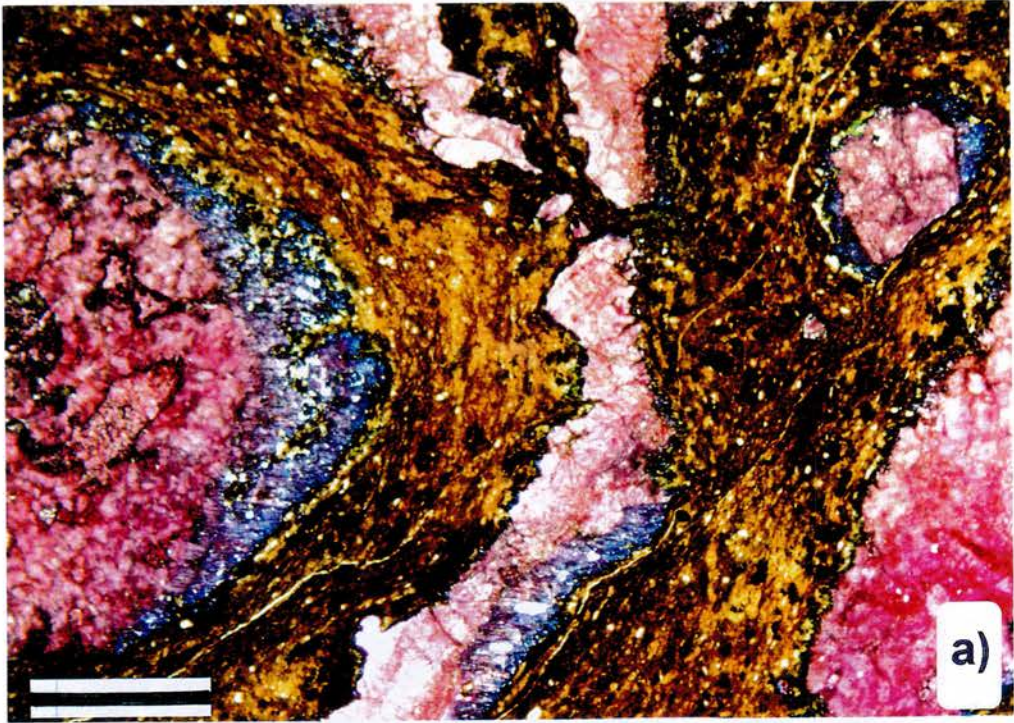
# Tafel 6



# Tafel 7



# Tafel 8



# Tafel 9

