

# Illit- und Chloritkristallinitäten aus der Harzgerode- und Wippra-Zone zwischen Breitung und Questenberg, südöstlicher Unterharz.

THOMAS MÜLLER<sup>1</sup>, HELMUT HEINISCH<sup>1</sup> & DOROTHEE MERTMANN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>INSTITUT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN & GEOGRAFIE, MARTIN-LUTHER-UNIVERSITÄT, VON-SECKENDORFF-PLATZ 3-4, 06120 HALLE (SAALE)

**Schlüsselwörter:** Illitkristallinität, Anchizone, Harzgerode Zone, Wippra-Zone, Breitung, Questenberg, SE-Unterharz, Harz

**Keywords:** Illite crystallinity, anchizone, Harzgerode Zone, Wippra-Zone, Breitung, Questenberg, SE-Unterharz, Harz

## Zusammenfassung

In der Harzgerode- und Wippra-Zone des Unterharzes wurden längs dreier Profile Illit- und Chloritkristallinitäten bestimmt und Dünnschliffuntersuchungen durchgeführt. Der untersuchte Ausschnitt der „Metamorphen Zone“ des Harzes befindet sich im südöstlichen Teil des Unterharzes zwischen Breitung und Questenberg. Aus 53 Aufschlüssen wurden 159 Proben aus den stratigraphischen Einheiten der Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation, Rammelburg-Phyllit-Quarzit-Formation, Klippmühle-Quarzit-Formation und der Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation untersucht.

Der Illit-(001)-Basisreflex zeigt in allen drei Profilen eine fast ausnahmslose Zugehörigkeit der Kristallinitätsdaten zur Anchizone, wobei die obere Anchizone überwiegt. Dieselbe Zuordnung ergibt sich auch aus dem Weaver-Index und den Chlorit-Kristallinitäten. Die Daten schwanken systematisch. Ein regionaler Trend quer zum Streichen ist nur undeutlich erkennbar. Im westlichen Profil steigt die Illit-Kristallinität leicht gegen Norden an, vermutlich verursacht durch die thermische Beeinflussung der Ramberg-Intrusion. Die Fluktuation der Werte wird mit einer postmetamorphen kleinräumigen Schuppentektonik im Zuge der postkollisionalen Hebung erklärt. Der generelle Trend der Daten steht im Widerspruch zu bisherigen Literaturdaten. Die regionale Gültigkeit ist durch Messungen in anderen Bereichen der „Metamorphen Zone“ des Harzes zu prüfen.

## Abstract

Illite- and chlorite-crystallinities were determined and investigations of thin sections were carried out within the Harzgerode- and Wippra-Zone of the Lower Harz, aligned at three profiles. The investigated part of the „Metamorphic Zone“ is situated in the southeastern part of the Lower Harz between Breitung and Questenberg. Derived from 53 outcrops, 159 samples were investigated, originating from the stratigraphic units of Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation, Rammelburg-Phyllit-Quarzit-Formation, Klippmühle-Quarzit-Formation and Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation.

At all three profiles, the illite base reflex 001 almost without exception indicates the anchizone, in which the upper anchizone is prevailing. The same relation is found also regarding the Weaver-index and the chlorite crystallinity. The data are fluctuating systematically. A regional trend perpendicular to striking of strata is only indistinctly visible. In the western profile, the illite crystallinity increases slightly towards the north, presumably caused by the thermal influence of the Ramberg intrusion. The overall fluctuation of the values is explained by postmetamorphic small scaled horse tectonics during postcollisional uplift. The general trend of data contradicts the hitherto published data. The validity of the findings has to be tested at a regional scale in other parts of the „Metamorphic Zone“ of the Harz.

## 1. Einleitung und Aufgabenstellung

Die „Metamorphe Zone“ des Harzes ist bereits seit dem Ende der achtziger Jahre des 19. Jahrhunderts Gegenstand zahlreicher geologischer Untersuchungen. Einer ersten Detailkartierung durch Lossen (1884) und darauf beruhenden ersten Gliederungen der Schichtenfolge, folgten weitere Arbeiten (u.a. Fischer 1929, Reichstein 1964, Schwab 1976, Sehnert 1991), die sich besonders mit stratigraphischen und tektonischen Problemstellungen auseinandersetzten. Eine Zunahme der metamorphen Prägung im Unterharz in südöstlicher Richtung wurde bereits durch Lossen (1884) anhand von Geländebeobachtungen und petrographischen Untersuchungen erkannt. Die besondere Mineralparagenese Quarz-Muskovit-Illit/Chlorit-Rutil-Hämatit-Ottrelith wurde von Löffler & Schwab (1981) als Indiz für eine regional-metamorphe Überprägung gedeutet.

Da niedriggradige Metamorphosebedingungen lediglich einen geringen Einfluss auf das makroskopische Gefüge und den Mineralbestand eines pelitischen Gesteins haben, kann durch den verstärkten Einsatz der Röntgendiffraktometrie eine Zuordnung in bestimmte

Diagenese- und Metamorphosebereiche erfolgen. Die Anwendung tonmineralogischer Untersuchungen zur Erfassung geothermaler Probleme geht in der „Metamorphen Zone“ des Harzes auf Siedel (1989) zurück. Anhand dieser Messungen konnte eine epizonale Prägung der Serie 2 bis 7 sowie der abklingende Verlauf der Metamorphose in nördlicher Richtung erkannt werden.

Gegenstand dieser Arbeit ist die Untersuchung von Meta-Peliten bezüglich ihrer Tonmineralstruktur im südwestlichsten Teil der „Metamorphen Zone“ des Harzes, im Raum Breitung, Questenberg, Breitenbach und Wolfsberg (Abb. 1). Für diesen Bereich der „Metamorphen Zone“ liegen nur sehr vereinzelt Messwerte der Illitkristallinität vor. Zur Überprüfung der erhobenen Kristallinitätsdaten wurden weiterhin die Chloritkristallinität und der Weaver-Index bestimmt. Diese Untersuchungen ergeben damit Hinweise auf die Höhe der Diagenese- bzw. Metamorphosebedingungen der Abfolgen dieses Gebietes. Die erhobenen Messreihen werden mit den Ergebnissen anderer Autoren, u.a. Löffler & Schwab (1981), Siedel (1989), Siedel & Theye (1993), Theye (1995), Friedel et al. (1995), verglichen und diskutiert.

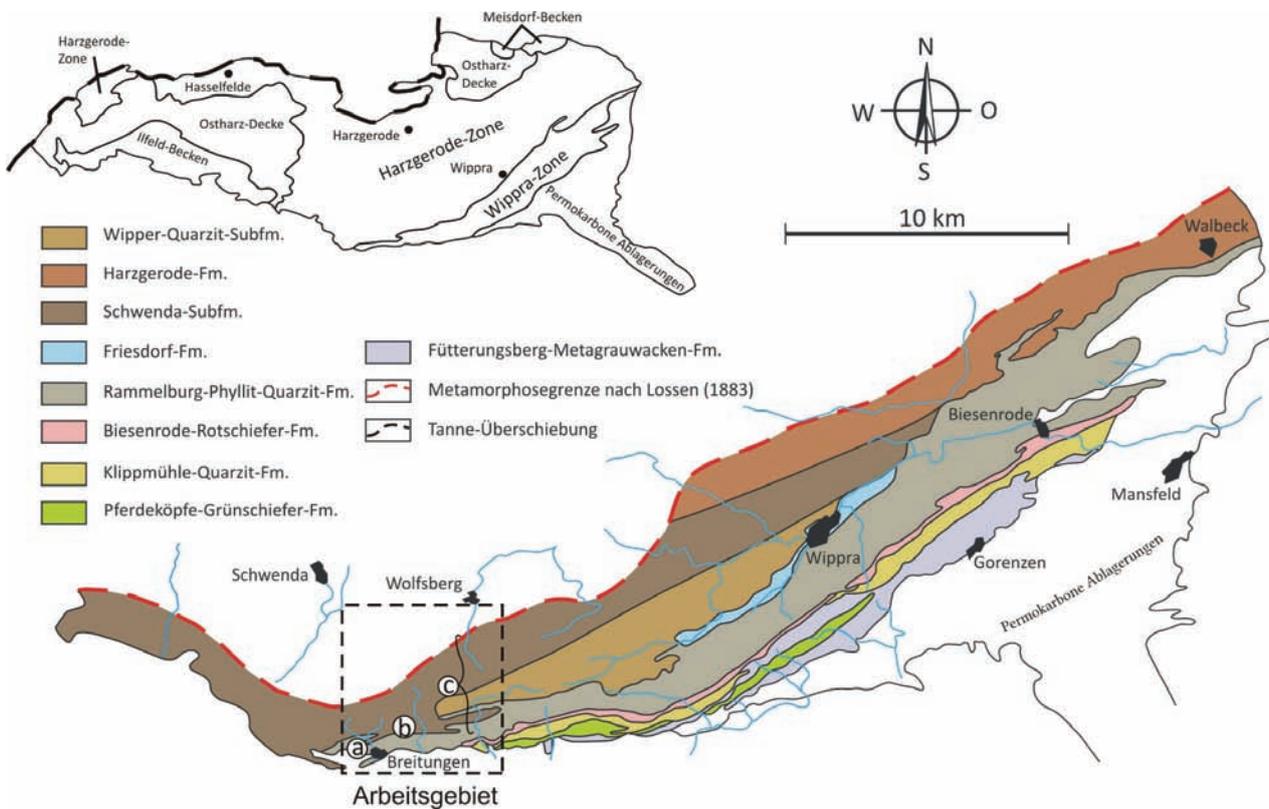


Abb. 1 Lage des Arbeitsgebietes in der "Metamorphen Zone" des Harzes (geändert nach Reichstein 1964, Schwab 2008). Beprobte Profile liegen im Breitungertal (a), Glasebachtal (b) und Nassetal mit Wolfsberger Wipper (c).

## 2. Regionale Geologie

Am südlichen Rand des Rhenoherynikums erstreckt sich über eine Länge von ca. 650 km und eine durchschnittliche Breite von 10-20 km eine Zone, die aufgrund der mehr oder weniger häufig auftretenden phyllitischen Gesteine als Nördliche Phyllitzone bezeichnet wird. Die im Südwesten, bei Düppenweiler, beginnende Zone verläuft nach Küstner (2000) in nordöstlicher Richtung über den Süd-Hunsrück, den Süd-Taunus und die Wippra-Zone im südöstlichen Harz bis zur Packendorf-Zone und trennt dabei nach Scholtz (1930) die Groöeinheit des Rhenoherynikums im Norden von der dem Saxothuringikum zugehörigen Mitteldeutschen Kristallinschwelle im Süden. Burmann et al. (2001) beschreiben eine Fortsetzung der Nördlichen Phyllitzone in östlicher Richtung bis zum Raum Frankfurt/Oder, wo phyllitische Pelitschiefer, quarzitisches Grauwacken und Feinsandsteine sowie phyllonitisierte Meta-Vulkanite in verschiedenen Bohrungen angetroffen wurden. Neben einigen wenigen Aufschlüssen im Süd-Taunus und Süd-

Hunsrück (Friedel 1995) umfasst die Wippra-Zone nach Burmann et al. (2001) den Großteil der in der Nördlichen Phyllitzone bekannten Aufschlüsse.

Die Wippra-Zone erstreckt sich über eine Länge von ca. 35 km und einer maximalen Breite von ca. 7 km, ausgehend von Hettstedt und Walbeck im Nordosten in südwestlicher Richtung bis in den Breitunger Raum. Hierbei handelt es sich um eine metamorphe Abfolge ursprünglich sedimentärer und basaltischer Gesteine (Ahrendt et al. 1996), die traditionell nach Fischer (1929) anhand lithologischer Merkmale in sieben Zonen/Serien (Tabelle 1) untergliedert werden. Der metamorphe Charakter trifft jedoch nicht ausschließlich auf die Wippra-Zone zu, sondern beeinflusst nach Wachendorf (1986) mit seiner in nordwestlicher Richtung abklingenden Intensität auch die südöstlichen Bereiche der Harzgerode-Zone, weshalb Reichstein (1964) erstmals bei seiner zonalen Gliederung der Wippra-Zone den Begriff der „Metamorphen Zone“ des Harzes einföhrte und dabei

Tabelle 1. Gliederung der Wippra-Zone in sieben Zonen/Serien (nach Schwab & Ehling 2008, \* nach Reichstein (1964), \*\* nach Burmann et al. (2001).

Zonen/ Serien*	Lithostratigraphische Einheiten**	Alter	Lithologie (Typusgesteine)
1b	Harzgerode-Formation	Unteres-mittleres Visé	Tonschiefermatrix mit Olitholithen
1a	Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation	Oberdevon-Visé (?)	Phyllitische Tonschiefer im Wechsel mit feldspatführenden, quarzitischen Sandsteinen und Grauwacken
2	Friesdorf-Formation	Silur	Dunkle, milde, phyllitische Tonschiefer mit Lagen und Linsen von dunklen Kalksteinen, kieseligen Schiefern, Toneisensteinen, Meta-Vulkaniten
3	Wippra-Gruppe Rammelburg-Phyllit- Quarzit-Formation	Ordovizium, Arenig- Llanvirn	bunte phyllitische Tonschiefer im Wechsel mit Quarziten, Meta-Vulkaniten
4	Biesenrode-Rotschiefer-Formation	Arenig	rote phyllitische Tonschiefer mit karpholithführenden Segregationsquarz
5	Klippmühle-Quarzit-Formation Piskaborn-Gruppe	Arenig-Llanvirn (?) ?Devon, ?Kambro- Ordovizium	bunte, phyllitische, quarzitisches Tonschiefer im Wechsel mit bankigen Quarziten
6	Perdeköpfe-Grünschiefer- Formation	?Devon, ?Kambro- Ordovizium	grüne, phyllitische Tonschiefer im Wechsel mit Meta-Vulkaniten
7	Fütterungsberg-Metagrauwacken- Formation	?Devon, ?Kambro- Ordovizium	phyllitische Tonschiefer im Wechsel mit Kieselschiefern und Grauwacken, Einschaltungen von Meta-Vulkaniten

den schwach metamorphen Anteil der südöstlichen Harzgerode-Zone mit einbezogen (Jacob 1992).

Die Hauptmasse der verschiedenen Petrotypen bilden nach Ahrendt et al. (1996) phyllitische Tonschiefer, die untergeordnet von Quarziten, Meta-Grauwacken, Kieselschiefern, Kalksteinen/Marmoren und basischen Meta-Vulkaniten begleitet werden. Biostratigraphische und lithofazielle Arbeiten (u.a. von Reichstein 1964, Ackermann 1985, Sehnert 1991, Burmann et al. 2001) bestätigten die von Fischer (1929) durchgeführte lithologische Unterteilung in sieben abgrenzbare Einheiten.

Das strukturgeologische Inventar der Wippra-Zone wird nach Jacob & Franzke (1992) durch eine intensive Faltung und die Ausbildung von drei verschiedenen Schieferungen sowie von Knick- und Scherbändern bestimmt. Die im epizonalen Metamorphosebereich angelegte schichtparallele s1-Schieferung erfährt demnach durch die B2-Hauptfaltung eine Verstellung und transversale Durchdringung durch eine s2-Schieferung. Die dritte und vierte Deformationsphase äußert sich durch Bruchschieferungen und die Herausbildung von Knickbändern. Den Abschluss bildet in der fünften Deformationsphase die Ausbildung von NNW und SSE gerichteten Scherzonen, die als listrisch geformte Aufschiebungen entwickelt sind (Jacob & Franzke 1992).

Die Übertragung der tektonischen Merkmale, mit einer nach NW abklingenden Intensität, hat die Ausbildung des Hauptgefügeelementes der s1-Schieferung im südlichen Bereich der Harzgerode-Zone zur Folge. Dieses Hauptgefügeelement ist nach Hilgenberg (1974) oftmals nicht faltengebunden, verläuft schichtparallel und wurde ebenfalls durch eine B2-Faltung verstellt, womit die Ausbildung einer zweiten Foliation als „crenulation cleavage“ verbunden ist. Infolge einer Querdehnung in der zweiten Deformationsphase kam es zur Ausbildung einer s3-Schieferungsknickung, deren Häufigkeit mit nachlassender metamorpher Überprägung nach NW hin abnimmt.

Dieser metamorphe Charakter der „Metamorphen Zone“ des Harzes und die nachlassende Intensität in NW Richtung wurde bereits während der Erstkartierung durch Lossen (1884) erkannt. Intensive Untersuchungen an den Meta-Peliten der Wippra-Zone führte Siedel (1989) durch und bestimmte anhand von Illitkristallinitäten die Metamorphosetemperaturen sowie über die Bestimmung der b0-Parameter die zugehörigen Bildungsdrücke. Demnach wurden die Höchstwerte im Südosten der Wippra-Zone erreicht und liegen bei einer Temperatur zwischen 360-400°C und einem maximalen Druck von 3 kbar. Neuere Untersuchungsergebnisse von Siedel & Theye (1993) und Theye (1995) zeigen später, dass die Serie 7 höheren Bildungsdrücken mit mehr als 6 bis 8 kbar ausgesetzt war. Der durchschnittliche Temperatur-

und Druckgradient für die Wippra-Zone liegt nach Theye (1995) bei ca. 320°C und 2,5 bis 3 kbar. Die Minerale Ottrelith und Karpholith gehören dabei nach Löffler & Schwab (1981) zu den fazieskritischen Metamorphose-Anzeigern. Phengitische Hellglimmer in den Meta-Grauwacken und –Peliten der Serie 7 werden als druckbetonte Metamorphoseanzeiger bis 6 kbar gedeutet. Der für Kollisionszonen typische Glaukophan konnte bisher lediglich als Detritus in der Selke-Grauwacke und Tanner Grauwacke nachgewiesen werden (Ganssloser et al. 1996), nicht in der Wippraer Zone. Auch im Rahmen der hier vorgelegten Untersuchungen war keinen Nachweis von Glaukophan möglich.

Nach bisherigen Literaturdaten von Schwab (2008) nimmt der Metamorphosegrad, der zonalen Gliederung nach Nordwesten hin folgend, deutlich ab. Die Metamorphose der Serie 2 bis 6 fand in einem Temperaturbereich von 300 bis 350°C und unter einem Druck von ca. 2,5 kbar statt. Die Umwandlungserscheinungen in der Serie 1 liegen an der Grenze hin zur Anchizone, in einem Temperaturbereich unter 300°C.

Dieser Temperaturverlauf durch die verschiedenen Gesteinsverbände kann nach Friedel et al. (1995) auf eine verschieden tiefe variszische, synmetamorphe Versenkung zurückgeführt werden. Eine Hebung der höher metamorphen Einheiten im Spätvarisikum erfolgte entlang NE-SW und NW-SE verlaufender Störungszonen.

### 3. Probenauswahl und -beschreibung

Die „Metamorphe Zone“ des Harzes wurde im Zuge einer Diplomarbeit (Müller 2011) in ihrem südwestlichen Bereich zwischen Breitungen und Questenberg in 53 Aufschlüssen mit 159 Proben aus den stratigraphischen Einheiten der Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation, Rammelburg-Phyllit-Quarzit-Formation, Klippmühle-Quarzit-Formation und der Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation beprobt (Abb. 1, Abb. 2). Bei der Probenahme wurden aufgrund der tonmineralogischen Fragestellung pelitreichere Lagen bevorzugt, wobei das breite Korngrößenspektrum der Meta-Pelite eine Entnahme siltiger Proben nicht verhindern konnte. Damit weiterhin noch Aussagen über die mikroskopischen Gefügeelemente getroffen werden konnten und somit eine grobe Einordnung in bestimmte metamorphe Faziesbereiche möglich ist, wurden weiterhin Meta-Sandsteine und –Grauwacken entnommen.

#### 3.1. Siltige Tonschiefer

Die Hauptmasse an Gesteinen in der Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation ist dem Petrotyp des siltigen Tonschiefers zuzuordnen. Detritische Quarze, die eine durchschnittliche Korngröße zwischen 80 und 140 µm erreichen und stark suturierte Korngrenzen aufweisen,

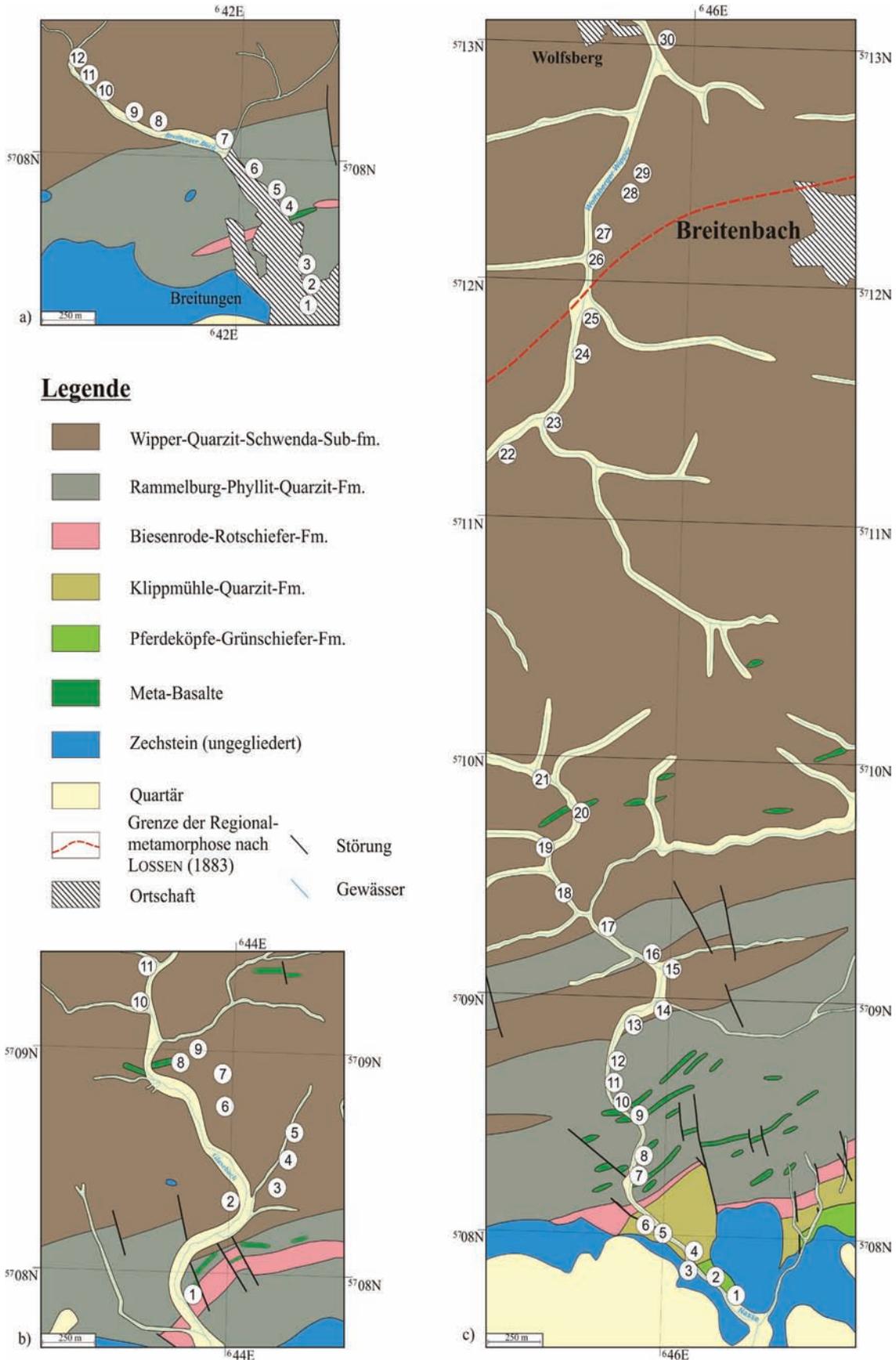


Abb. 2 Probenahme-Punkte im Breitunger Tal (a), Glasebachtal (b) und Nassetal mit Wolfsberger Wipper (c) auf vereinfachten geologischen Karten nach Schröder & Dahlgrün (1928), Müller (2010) und Starck (2010).

sind in die erste, oftmals als „anastomosing cleavage“ ausgebildeten Schieferung eingeregelt. Hauptbestandteil der siltigen Tonschiefer ist eine feinkörnige Matrix aus Seriziten, Quarzen und Plagioklasen. Glimmer- und Quarzbärtchen treten häufig in den Druckschattenbereichen der detritischen Quarze auf. Kontinuierliche und diskontinuierliche Auslöschungen sowie teilweise Ausbildung von Deformationslamellen können bei den detritischen Quarzen erkannt werden. Zum Teil treten detritische Muskovite auf, die länglich, teils auch isometrisch ausgebildet sind (Tafel. 1).

### 3.2. Quarzitische Tonschiefer

Die quarzitischen Tonschiefer unterscheiden sich von den siltigen Petrotypen lediglich durch ihren höheren Quarzgehalt. Die detritischen Quarze erreichen maximale Korngrößen von 350 µm und sind in die erste, als „anastomosing cleavage“ ausgebildete Schieferung eingeregelt. Ein Kornkontakt zwischen den größeren Quarzindividuen besteht nicht. Auch hier kommt es bei den detritischen Quarzen zum Anwachsen von Quarz- und Glimmerbärtchen. Deformationslamellen sowie kontinuierliche und diskontinuierliche Auslöschung treten bei den detritischen Quarzen auf. Die feinkörnige Matrix baut sich aus Seriziten, Quarzen und Plagioklasen auf. Detritische Muskovite mit einer durchschnittlichen Korngröße von 50 µm können vereinzelt beobachtet werden. Akzessorisch kommt es in den Dünnschliffen noch zum Auftreten von Calcit und Gesteinsbruchstücken.

### 3.3. Meta-Grauwacken

Das Gefügebild dieses allgemein schlecht sortierten Petrotypes wird durch die Einregelung der Mineralkomponenten in die erste, oftmals als „anastomosing cleavage“ ausgebildete Schieferung bestimmt. Als Hauptkomponenten sind detritische Quarze zu nennen, die eine durchschnittliche Korngröße zwischen 200 und 270 µm erreichen. Beginnende Rekristallisationserscheinungen können bei einer Vielzahl der Quarze erkannt werden. Die größeren Komponenten umgibt eine feinkörnige Matrix bestehend aus Serizit und Quarz. Detritische Muskovite treten im Dünnschliff vereinzelt auf. Die an der Matrix beteiligten Quarze zeigen amöboide Strukturen als Folge von stark suturierten Korngrenzen. Untergeordnet kommt es weiterhin zum Auftreten von Plagioklasen und lithischen Fragmenten, die jeweils mit je 10 Vol.-% am Modalbestand der Proben beteiligt sind. Bei den lithischen Fragmenten handelt es sich hauptsächlich um Metamorphite, die angular bis subangular gerundet und teilweise auch zerbrochen sind.

### 3.4. Phyllitische Tonschiefer

Die Hauptmasse der Rammelburg-Phyllit-Quarzit- und der Klippmühle-Quarzit-Formation wird von phyllitischen Tonschiefern gebildet (Tafel. 2). Lokal treten in diesem Petrotyp erhebliche Gefügeunterschiede auf. Hierbei weicht die einheitlich ausgebildete Foliation, bedingt durch das vermehrte Auftreten von Quarzbändern und -gängen, einem recht diffusen, mylonitisiert erscheinendem Gefüge. Die quantitativ bedeutendste Komponente bildet eine feinkörnige Matrix aus Serizit und untergeordnet Quarz. Quarzporphyroblasten verteilen sich in der Matrix und sind in ihrer Längserstreckung in die erste Schieferung eingeregelt. Die Quarzporphyroblasten zeigen oftmals in ihren Druckschattenbereichen faserige Anwachsungen von Quarz- und Glimmerbärtchen. Akzessorisch treten Chlorite, Hämatite, Plagioklase und Calcite auf.

Die Vorkommen phyllitischer Tonschiefer in der Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation beschränken sich lediglich auf vereinzelte Lagen zwischen den massig ausgebildeten Grünschiefern. Als Hauptgemengteil ist eine feinkörnige Grundmasse aus Serizit und Chlorit zu nennen. Die makroskopisch deutlich erkennbare erste Schieferung wird von einer zweiten Schieferung transversal durchstoßen. Segregationslagen von Quarz erscheinen deutlich boudiniert. Untergeordnet kommt es weiterhin zum Auftreten lagenförmiger Ansammlungen von Hämatit und Calcit.

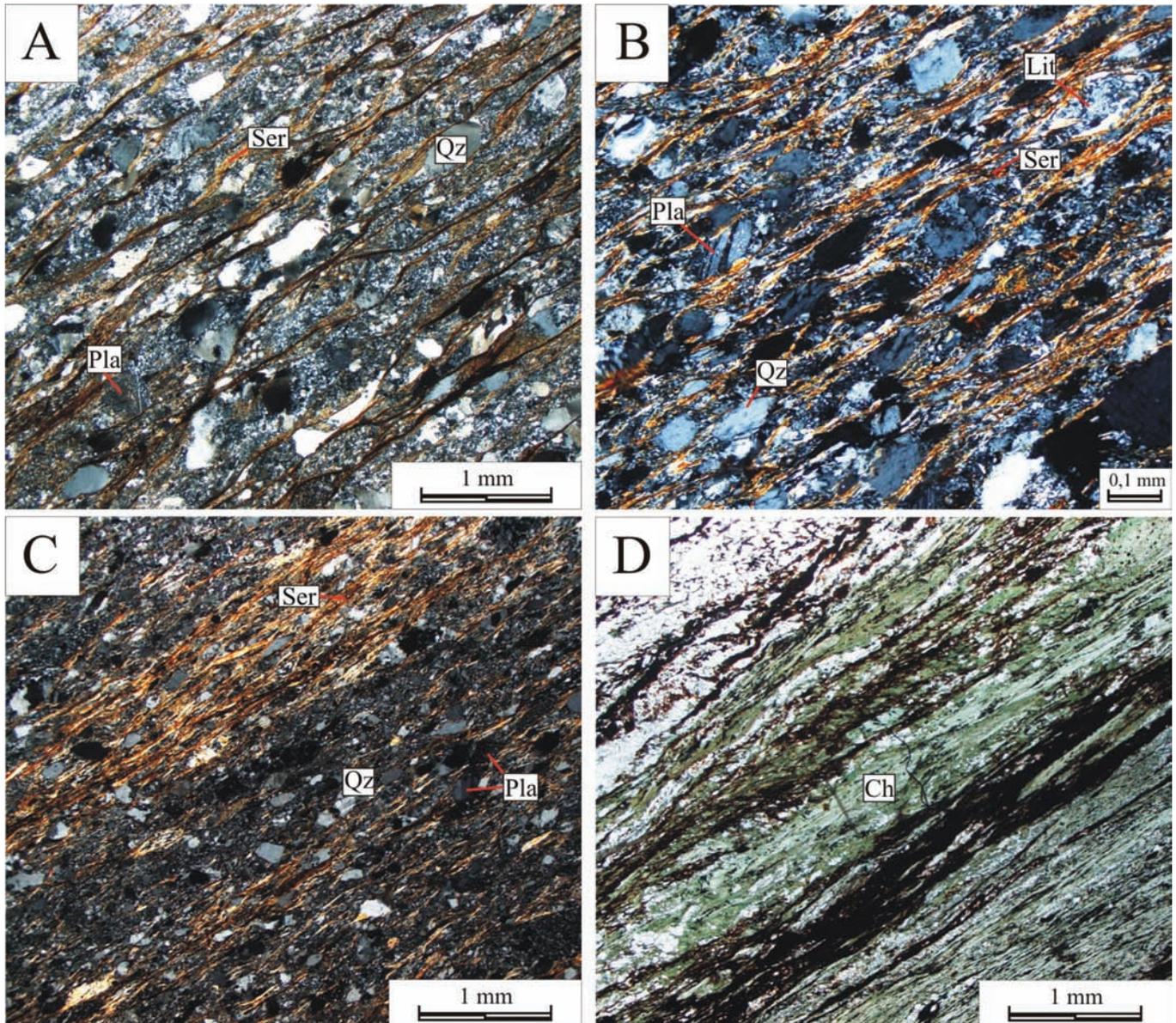
## 4. Aufbereitungs- und Untersuchungsmethoden

Geringe thermische Beanspruchungen zeigen nach Krumm (1992) nur bedingt makroskopische Veränderungen im Gefüge und Mineralbestand von Meta-Peliten. Da meist Mineralassoziationen, die als Geothermometer genutzt werden, fehlen, behilft man sich üblicherweise mit dem Kristallisationsgrad der Tonminerale, um thermische Veränderungen nachzuweisen.

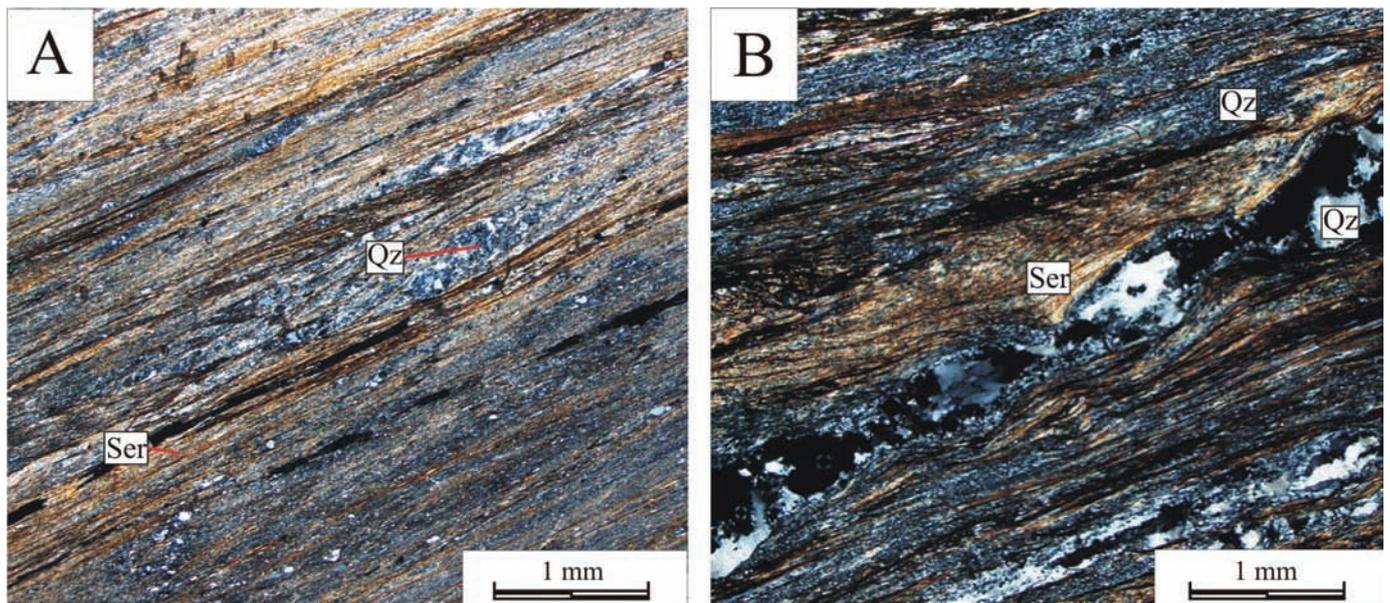
### 4.1. Probenaufbereitung und -messung

Da die im Untersuchungsgebiet entnommenen Gesteinsproben ein recht homogenes Korngrößenspektrum aufweisen, musste die Probenaufbereitung nicht individuell auf verschiedene Lithologien angepasst werden. Die Probenmenge betrug ca. 1 kg pro Aufschluss, da lediglich 20 g Probenmenge separiert wurde.

Verschiedene Verfahren zur Zerkleinerung des Probenmaterials diskutiert Krumm (1992) und geht dabei auf die jeweiligen Vor- und Nachteile dieses Arbeitsschrittes ein. Es ist dabei wichtig, ein geeignetes Verfahren zum Aufmahlen zu finden, um einerseits das Vorhandensein von einzelnen Kornaggregaten



Tafel. 1 A – Meta-Grauwaacke der Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation (Probe G11-D, 2,5-fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols). Deutlich ausgeprägte „anastomosing cleavage“ umfließt linsenförmige Mikrolithons. B – Siltiger Tonschiefer der Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation (Probe B12-D, 2,5-fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols). Eine deutlich ausgeprägte „anastomosing cleavage“ umfließt linsenförmige Mikrolithons. Auffällig sind die recht gute Sortierung der Probe und die verstärkte Einregelung der Minerale in die 1. Schieferung. C - Meta-Siltstein der Wipper-Quarzit-Schwenda-Subformation (G06-D, 2,5-fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols), feinkörnigerer und besser sortierter Petrotyp im Vergleich zu Probe G11-D. Die anastomosierende 1. Schieferung ist deutlich in den tonreicheren Lagen ausgebildet. Die Schieferflächen umfließen auch hier linsenförmige Mikrolithons. D - Wechsellagerung eines phyllitischen Tonschiefers mit einem chloritischem Grünschiefer (Metatuff) der Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation (Probe G10-D, 2,5-fache Vergrößerung, Hellfeld). Die Grundmasse aus schichtparallel auftretendem, blassgrünen Chlorit ist eng verwachsen mit feinkörnigem Serizit Abkürzungen zu A-D: Ser – Sericit, Pla – Plagioklas, Qz – Quarz, Ch – Chlorit, Lit - Mikrolithons.



Tafel. 2 Dünnschliff-Aufnahmen phyllitischer Tonschiefer der Rammelburg-Phyllit-Quarzit-Formation (A - Probe N10-D, 2,5-fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols, B - Probe B05-D, 2,5-fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols). Eine schichtparallele 1. Schieferung mit linsenförmigen Ansammlungen von Quarz ist deutlich sichtbar (A) sowie darin ein boudinierter Quarzgang (B).

auszuschließen, andererseits darf auch keine Reduktion der Originalkorngröße der Tonminerale erfolgen. Die verschiedenen Zerkleinerungsverfahren reichen dabei von der Verwendung von Scheibenschwingmühlen (Frey 1988, Küstner 2000) über Kugelmühlen (Robinson et al. 1990), Schlagkreuzmühlen (Kisch 1990), Backenbrecher (Ohlenschläger 1986, Kunert 1999) und Ultraschall (Marioth 2001) bis hin zu Handmörsern (Yan 2004). Da jedoch der Einfluss der verschiedenen Zerkleinerungsverfahren auf die Illitkristallinität nicht überprüft werden konnte und die schonendste Aufbereitung wohl mit dem Handmörser realisiert wird, wurden sämtliche Proben mit dem Handmörser aufgearbeitet.

Nach einer gründlichen Reinigung des Probenmaterials mit einer harten Bürste und entmineralisiertem Wasser, wurden die Gesteine schonend mit einem Hammer auf eine Korngröße von ca. 2 mm vorzerkleinert. Die Fraktion  $\leq 2$  mm wurde mittels Sieb abgetrennt und mit dem Handmörser aufgearbeitet. Um ein Zerkleinern der Originalgröße der Illite zu verhindern, wurde das gemörserte Material nach ca. einer Minute mittels Sieben (150  $\mu\text{m}$  Maschenweite) abgetrennt und die verbleibende Probe weiter aufgemörsert. In der Regel waren fünf Siebdurchgänge notwendig, um eine Probenmenge von 20 g für die weiteren Versuchsdurchgänge zu separieren. Zur schonenden Aufbereitung wurden mit dem Pistill weniger ziehende

und scherende Bewegungen ausgeführt, sondern leichte vertikale Schläge auf das Probenmaterial gegeben.

Um Karbonate als Kittsubstanz zu entfernen, wurde nach König & Jacob (1996) 20 g Probenmaterial 24 Stunden mit 30 ml 10 %-iger Salzsäure behandelt. Anschließend wurde ein neutraler pH-Wert eingestellt und das Probenmaterial luftgetrocknet.

Die für die röntgenographischen Untersuchungen benötigte  $\leq 2$   $\mu\text{m}$  Probenfraktion wurde mittels Atterbergverfahren separiert. Die dafür notwendige 5 g Probenmenge wurde zur besseren Dispergierung mit 5 ml Natriumpyrophosphat versetzt und über Nacht geschüttelt. Anschließend wurde das Material, angelehnt an die Aufbereitungsmethode von Yan (2004), für kurze Zeit mit Ultraschall behandelt. Um das Korngrößenspektrum nicht zu verfälschen, wurden jeweils drei Separationsdurchgänge bei konstanter Raumtemperatur durchgeführt. Die gewünschte Kornfraktion wurde anschließend im Trockenschrank bei 45°C getrocknet.

Für die röntgenographischen Untersuchungen wurden texturierte Präparate hergestellt. Um eine vergleichbare röntgenographische Untersuchung zu gewährleisten und um nach Kisch (1991) und Warr & Rice (1994) eine maximale Intensität im Röntgendiffraktogramm zu erreichen, wurde eine einheitliche Belegungsichte von 3,5  $\text{mg}/\text{cm}^2$  gewählt. Dafür wurde das wieder in Suspension gebrachte Probenmaterial für kurze Zeit mit Ultraschall behandelt, auf ein rundes Glasblättchen

Tabelle 2. Messparameter des Pulverdiffraktometers „Kristalloflex D5000“ für die röntgenographischen Untersuchungen

Parameter	Werte
Meßbereich in $2\theta$	3-22°
Schrittweite in $2\theta$	0.019°
Meßzeit pro Schritt	1 s
Röhrenspannung	40 kV
Stromstärke	30 mA
Divergenzblenden	V20/V20

von 2 cm Durchmesser pipettiert und anschließend luftgetrocknet.

Die röntgenographischen Untersuchungen erfolgten an einem Pulverdiffraktometer „Kristalloflex D5000“ der Firma SIEMENS, betrieben mit einer Kupferröhre ( $\text{CuK}\alpha_1 = 1,54056 \text{ \AA}$ ) und einem Sekundärmonochromator. Die genutzten Messparameter können der Tabelle 2 entnommen werden. Die Auswertung erfolgte mit dem Programm X'Pert HighScore.

#### 4.2. Illitkristallinität

Zur Bestimmung der Illitkristallinität werden die Illit-Basisreflexe anhand ihrer jeweiligen Peakbreite analysiert. Diese Peakbreite vergrößert sich nach Merriman et al. (1990) mit abnehmender Kristallitgröße. Die Ableitung der Illitkristallinität erfolgte anhand des Kübler-Indexes (Kübler 1967, 1968), wonach die Halbhöhenbreite, gemessen in  $\Delta^\circ 2\theta$ , als Mittelwert zwischen den beiden Flanken des Illit-001- und Illit-002-Peaks auf der Hälfte der Entfernung zwischen Peakmaximum und Untergrund berechnet wurde. Da mit zunehmender Metamorphose eine Verschmälerung der Peaks zu verfolgen ist, nimmt auch der Zahlenwert des Kübler-Indexes mit der Metamorphosezunahme ab. Die Grenzwerte der Anchizone von 0,42 und 0,25  $\Delta^\circ 2\theta$ , worauf in dieser Arbeit Bezug genommen wurde, wurden von Kübler (1967) definiert. Hesse & Dalton (1991) unterscheiden zusätzlich noch zwischen der Oberen und Unteren Anchizone und legen dabei die Grenze als Mittelwert bei 0,335  $\Delta^\circ 2\theta$  fest.

Die Messungen von Illitkristallinitäten variieren von Institut zu Institut aufgrund verschiedener Aufbereitungsmethoden und Präparationsverfahren (Kunert 1999). Um diesen Abweichungen entgegenzuwirken, wurde der CIS-Standard von Warr & Rice (1994) eingeführt. Für die Standardaufbereitung standen sechs Standards aus dem Very Low-Grade Metamorphosegürtel in Nord-Cornwall in Südwest England zur Verfügung, die äquivalent zum Probenmaterial aufgearbeitet und

gemessen wurden. Nach der Datenkorrelation ermöglicht die ermittelte Regressionsgerade die Korrektur sämtlicher Illitkristallinitätsdaten und damit den Vergleich zwischen verschiedenen Instituten (Abb. 3).

#### 4.3. Chloritkristallinität

Die Chloritkristallinität kann nach Kunert (1999) analog zur Illitkristallinität als temperaturabhängiger Parameter für den niedriggradigen Metamorphosebereich herangezogen werden, wobei die Auswertung der Chloritkristallinitäten analog zu den Illitkristallinitäten erfolgt. Um mögliche Fehlinterpretationen, verursacht durch peaküberlagernde Phasen, zu vermeiden, wurde der Chlorit-002-Peak zusätzlich ausgewertet. Da die Aufbereitung der Gesteinsproben und die Anfertigung der Messpräparate sowie die Auswertung der CIS-Standards für die Illit- und Chloritkristallinität identisch sind, ist ein direkter Profilvergleich möglich. Die Grenzwerte der Anchizone definiert Kübler (1967) ebenfalls bei 0,42 und 0,25  $\Delta^\circ 2\theta$ . Die ermittelte Regressionsgerade für die Eichung der Werte ist in Abb. 4 dargestellt.

#### 4.4. Weaver-Index

Zusätzlich zum Kübler-Index wurde der Weaver-Index als weitere Ableitungsmethode zum Kristallisationsgrad der Illite bestimmt. Weaver (1960) setzt den 10  $\text{\AA}$ -Illitpeak ins Verhältnis zum 10,5  $\text{\AA}$ -Illitpeak und prägte damit den Begriff der „sharpness ratio“. Das Auftreten von Paragonit in einer großen Anzahl von Probenmaterial führt nach Weh (2004), aufgrund der Überlagerung an der rechten Schulter des 001-Illit-Reflexes, zu einer Verbreiterung des Illit-Peaks und damit zur Verfälschung der Kristallinitätswerte. Da der Weaver-Index lediglich die Intensitäten bei 10  $\text{\AA}$  und 10,5  $\text{\AA}$  ins Verhältnis setzt, bleibt dieser von dem Auftreten der Paragonitphase unbeeinflusst. Die Grenzwerte der Anchizone definiert Weaver (1960) dimensionslos bei 2,3 und 12,1. Sollte das Intensitätsverhältnis größer als 12,1 ausfallen, so sind die betroffenen Proben der Epizone

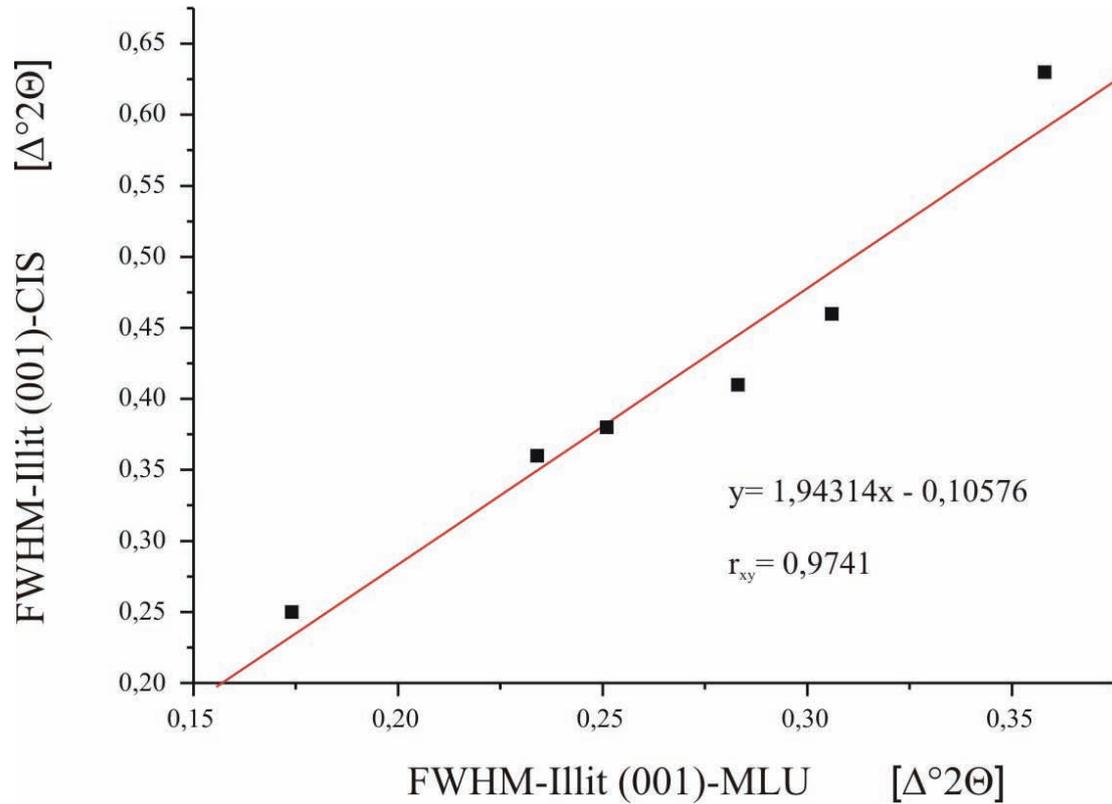


Abb. 3 Eichkurve für die Diffraktometer-Messungen (MLU) zur Bestimmung der Illitkristallinität anhand der Original-CIS-Standards von Warr & Rice (1994).

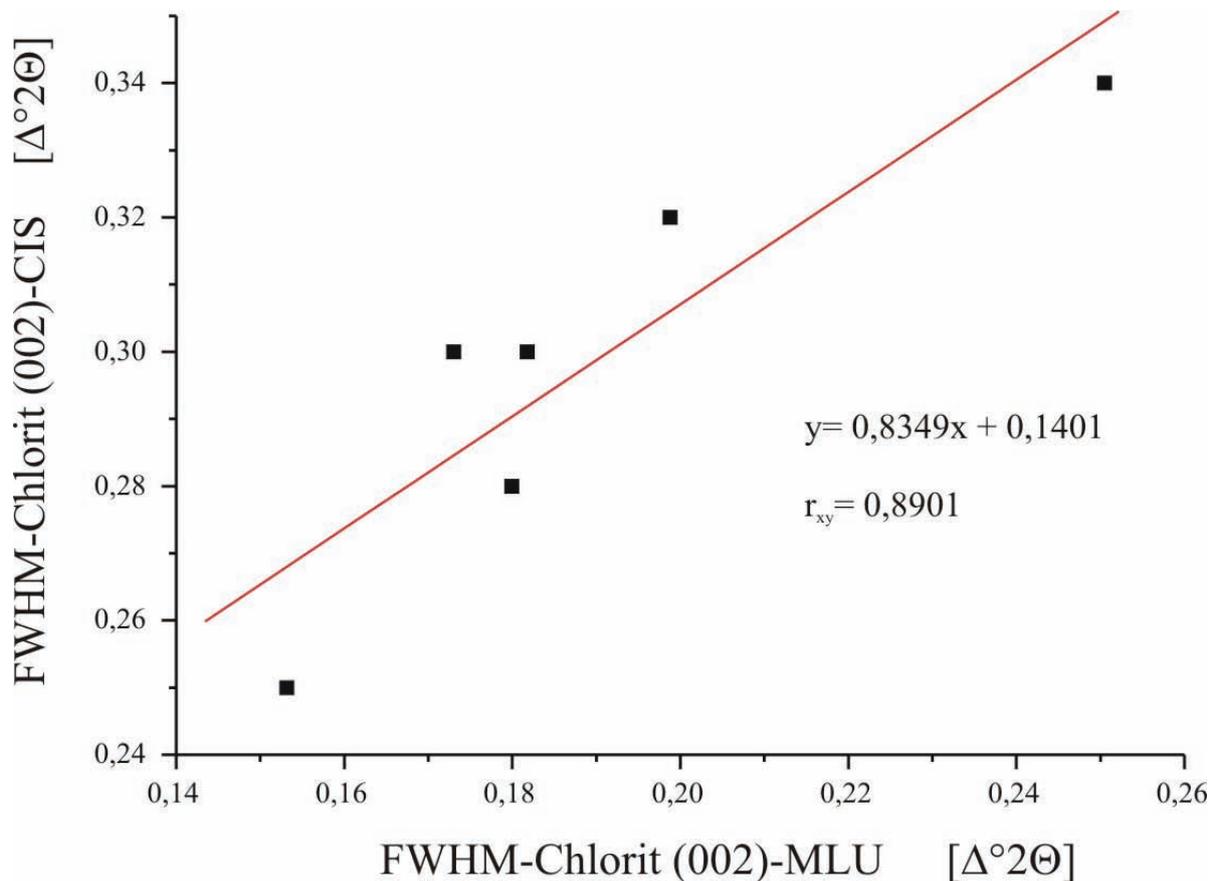


Abb. 4 Eichkurve für die Diffraktometer-Messungen (MLU) zur Bestimmung der Chlorit-Kristallinität anhand der Original-CIS-Standards von Warr & Rice (1994).

zuzuordnen, fällt der Wert kleiner als 2,3 aus, so kann von einer Zugehörigkeit zur Diagenesezone gesprochen werden.

## 5. Untersuchungsergebnisse

### 5.1. Qualitative Phasenanalyse

#### 5.1.1. Illit

Bei Illiten handelt es sich nach Grim et al. (1937) um einen Überbegriff für feinkörnige, glimmerähnliche Minerale, die traditionell anhand ihres 10 Å Peakreflexes identifiziert werden. Da paragonitische Phasen eine Verbreiterung des Illit-001-Reflexes zur Folge haben, kann die Bestimmung des Illit-002-Basisreflexes zusätzlich herangezogen werden, um fundierte Aussagen über den Kristallisationsgrad zu treffen.

Illite treten in sämtlichen Proben auf und stellen quantitativ das bedeutendste Schichtsilikat dar. Die anchizonale bzw. epizonale Überprägung lässt darauf schließen, dass die Proben im Wesentlichen die 2M-Modifikationen der Illit-Polytypen enthalten.

#### 5.1.2. Chlorit

Wie Illit ist auch Chlorit Hauptbestandteil aller Tonfraktionen im Arbeitsgebiet und kann nach Ohlenschläger (1986) leicht an den Basisreflexen bei 14 Å und 7 Å erkannt werden. Auf der Grundlage von Brown (1961) kann das Intensitätsverhältnis des Chlorit-001- und Chlorit-002-Basisreflexes Rückschlüsse auf den Chemismus der Chlorite zulassen. Die Auswertung dieser Intensitäten zeigt eine Verhältnisverlagerung in östlicher Richtung. Treten im westlichen Arbeitsgebiet überwiegend magnesiumreiche Polytypen auf, so kann eine Verlagerung zu eisenreichen Polytypen in östlicher Richtung ausgemacht werden.

#### 5.1.3. Paragonit

In einer Vielzahl von Proben konnte Paragonit durch die Reflexe bei 9,71 Å und 4,43 Å nachgewiesen werden. Das Auftreten von Paragonit führt zur Verbreiterung des Illit-001-Reflexes und damit zur scheinbaren Erniedrigung der Illitkristallinität. Neben der anchimetamorphen Neubildung von Paragonit, kann dieser nach Ohlenschläger (1986) auch detritischer Natur sein.

#### 5.1.4. Smektit

In vereinzelt Proben konnte Smektit durch den Reflex bei 8,5 Å nachgewiesen werden. Kommt es zu höheren Konzentrationen von zwischengelagertem Smektit, kann dieser zu einer starken Verbreiterung des Illit-001-Reflexes führen.

### 5.2. Illit- und Chloritkristallinität

Die Abschätzung niedriggradiger Metamorphoseeinflüsse in Meta-Peliten lässt sich makroskopisch nur sehr schwer erfassen. Um diese Unterschiede im Arbeitsgebiet genauer zu untersuchen, wurden drei NNW-SSE streichende Profile aufgenommen und anhand des Illit-001- und Illit-002-Basisreflexes ausgewertet (Abb. 2).

Der Illit-001-Basisreflex zeigt in allen drei Profilen eine fast ausnahmslose Zugehörigkeit der Kristallinitätsdaten zur Anchizone, wobei die Kristallinitätsdaten verstärkt der oberen Anchizone angehören. In den drei Profilen ist eine anhaltende Fluktuation der Kristallinitätswerte erkennbar und kann nicht einfach erklärt werden (vgl. Diskussion und Schlussfolgerungen). Paragonit als reflexüberlagernde Phase ist in verschiedenen Proben für erhöhte Peakbreiten verantwortlich und verfälscht damit die tatsächlichen Metamorphosebedingungen. Die höchsten, epizonal geprägten Kristallinitätswerte beschränken sich ausschließlich auf die Serie 6 im Nassetal (Abb. 5).

Sind bei den Kristallinitätswerten des Illit-001-Reflexes noch stärkere Streuungen der Messdaten sowie diagenetische Ausreißer zu verfolgen, so zeigt sich bei der Auswertung des Illit-002-Reflexes ein einheitlicheres Bild, da reflexüberlagernde Phasen den Illit-002-Basisreflex nicht beeinflussen (Abb. 6). Es zeigt sich auch hier wieder eine fast ausnahmslose Zugehörigkeit der Kristallinitätswerte zur Anchizone. Eine anhaltende Fluktuation kann auch trotz der verminderten Streuung deutlich beobachtet werden. Das Profil des Breitunger Tales wird von einem Trendverlauf hin zur Epizone bestimmt. Die nördlichen Profilmereiche sind dort thermisch stärker beeinflusst und sprechen damit wie schon von Friedel et al. (1995) postuliert wurde, für eine Prägung durch den Ramberg-Pluton (Abb. 6A). Während sich im Glasebachtal ein relatives Kristallinitätsplateau einstellt (Abb. 6B), ist im Nassetal ein Trendverlauf hin zur Diagenesezone zu verfolgen und bestätigt damit die abklingende metamorphe Prägung in nördlicher Richtung (Abb. 6C).

Zusätzlich zu den Illit-001- und Illit-002-Basisreflexen wurden die Chlorit-002-Reflexe sämtlicher Proben bestimmt und zeigen einen ähnlichen Verlauf in allen drei Profilen (Abb. 7). Auch hier kann eine fast ausnahmslose Zugehörigkeit der Kristallinitätswerte zur Anchizone verfolgt werden. Die relative Unempfindlichkeit der Chlorite auf die niedrigen thermischen Einflüsse bedingt eine weniger stark ausgeprägte Fluktuation. Smektitische Phasenüberlagerungen können für diagenetische Kristallinitätswerte verantwortlich sein.

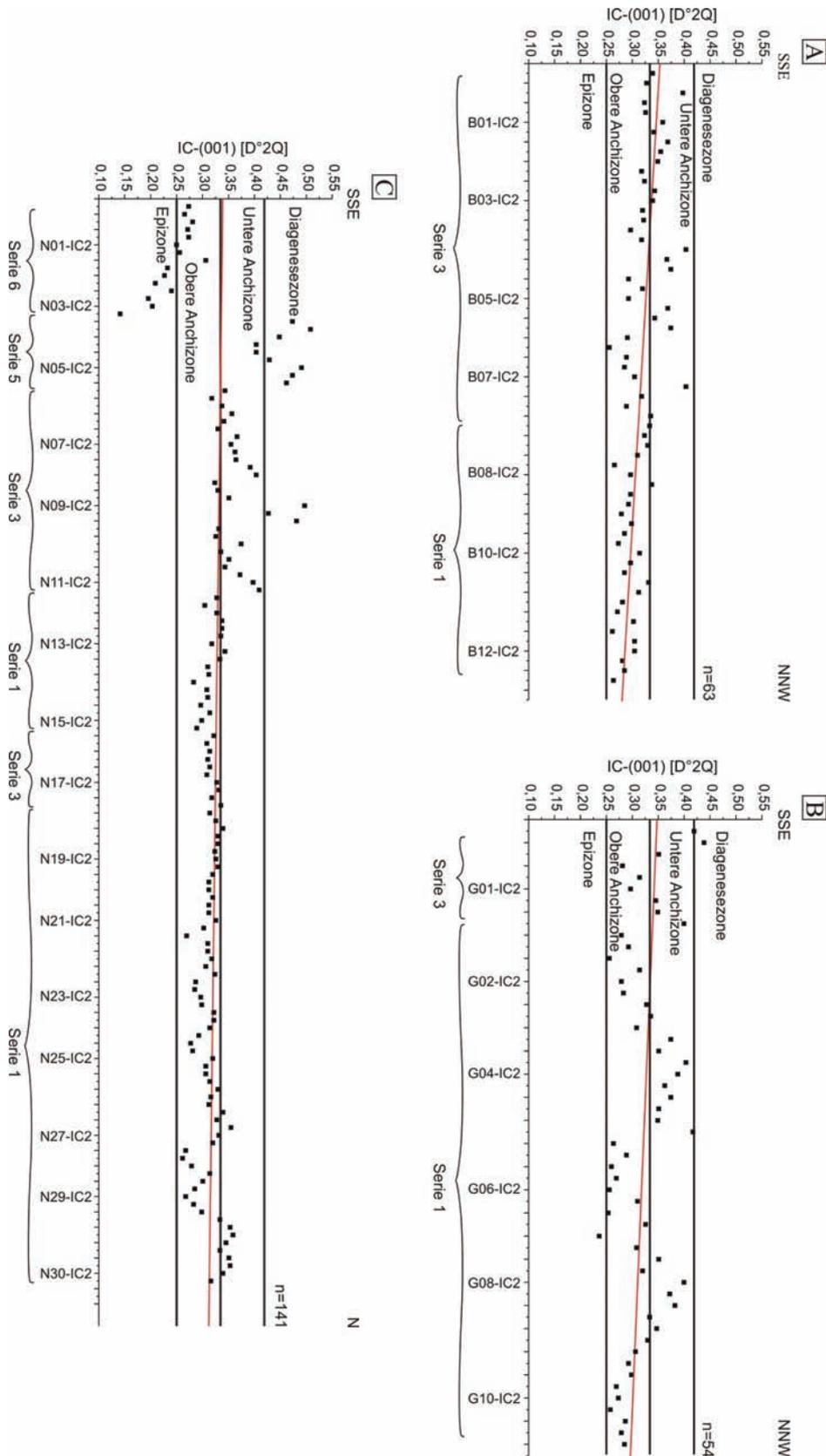


Abb. 5 Messergebnisse der Illitkristallinitäten für den Basisreflex (001) im Breitungertal (A), Glasebachtal (B) und Nassetal mit Wolfsberger Wipper (C).

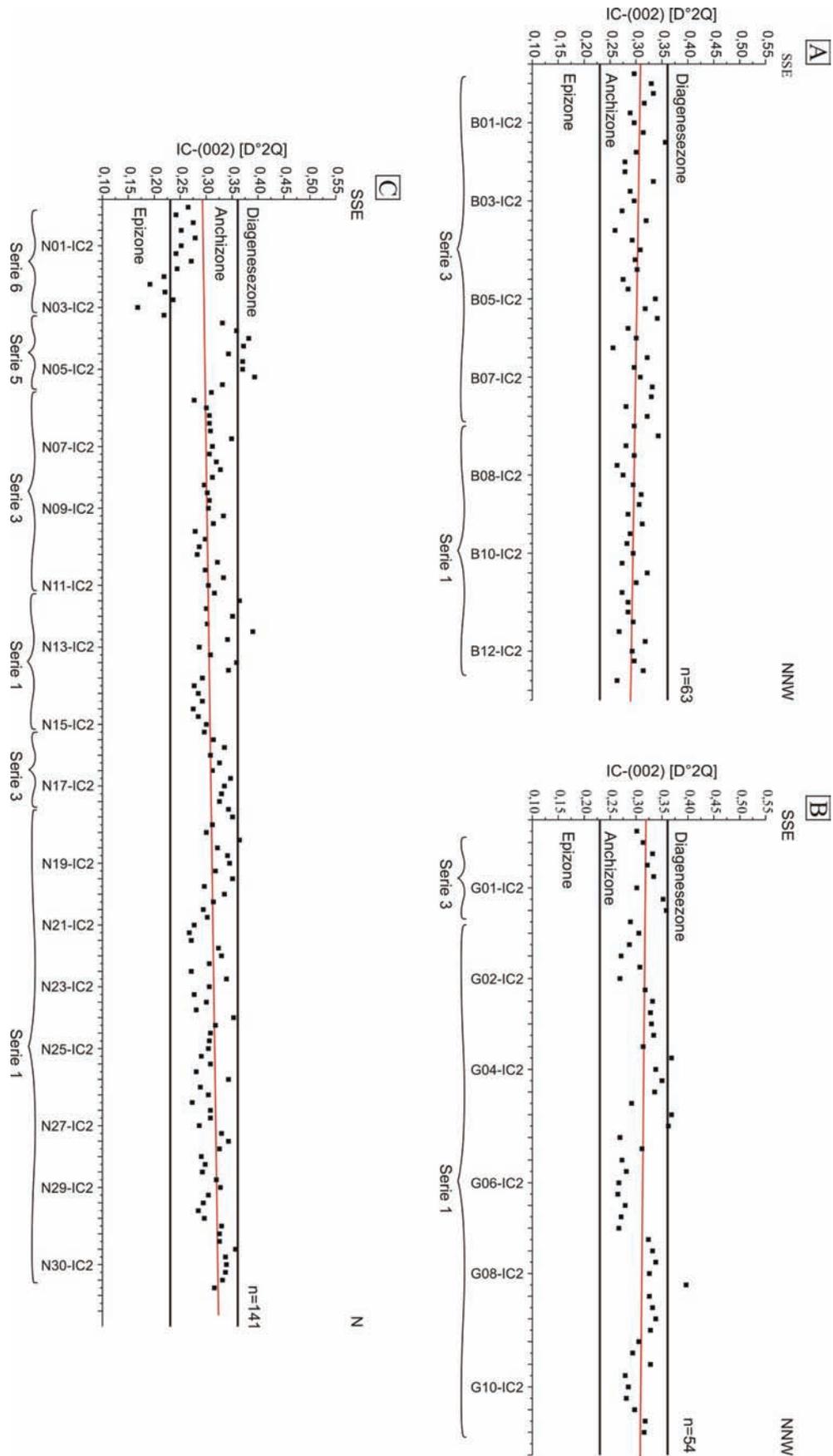


Abb. 6 Messergebnisse der Illitkristallinitäten für den Reflex (002) im Breitungertal (A), Glasebachtal (B) und Nassetal mit Wolfsberger Wipper (C).

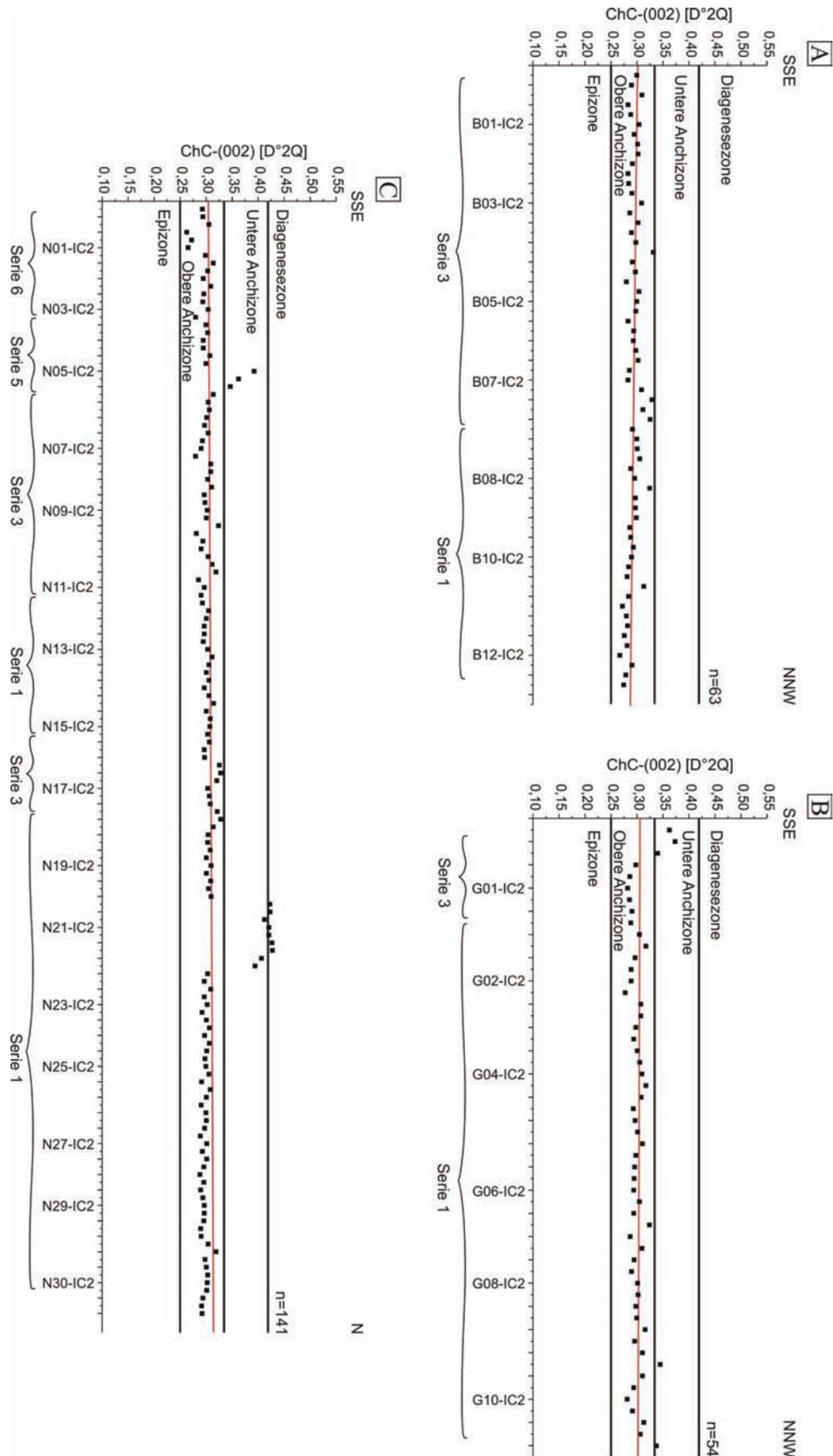


Abb. 7 Messergebnisse der Chloritkristallinitäten für den Reflex (002) im Breitunger Tal (A), Glasebachtal (B) und Nassetal mit Wolfsberger Wipper (C).

### 5.3. Weaver-Index

Aufgrund einer möglichen Fehlinterpretation durch den Kübler-Index, wurde zusätzlich der Weaver-Index bestimmt, dessen Intensitätsverhältnisse ebenfalls Aufschluss über den Grad der Metamorphose geben können. Gegenüber dem Kübler-Index wird der Weaver-Index nicht durch die Verbreiterung des Illit-001-Reflexes

durch Paragonit beeinflusst. Die Auswertung des Weaver-Indexes zeigte, dass 95 % aller Proben anchizonal geprägt wurden (Abb. 8). Diagenetisches Probenmaterial, wie es die Illit- und Chloritkristallinität zeigte, konnte nicht bestätigt werden. Demnach können Faktoren wie Peaküberlagerungen verschiedener Mineralphasen sowie Verwitterungseinflüsse für die Peakverbreiterung

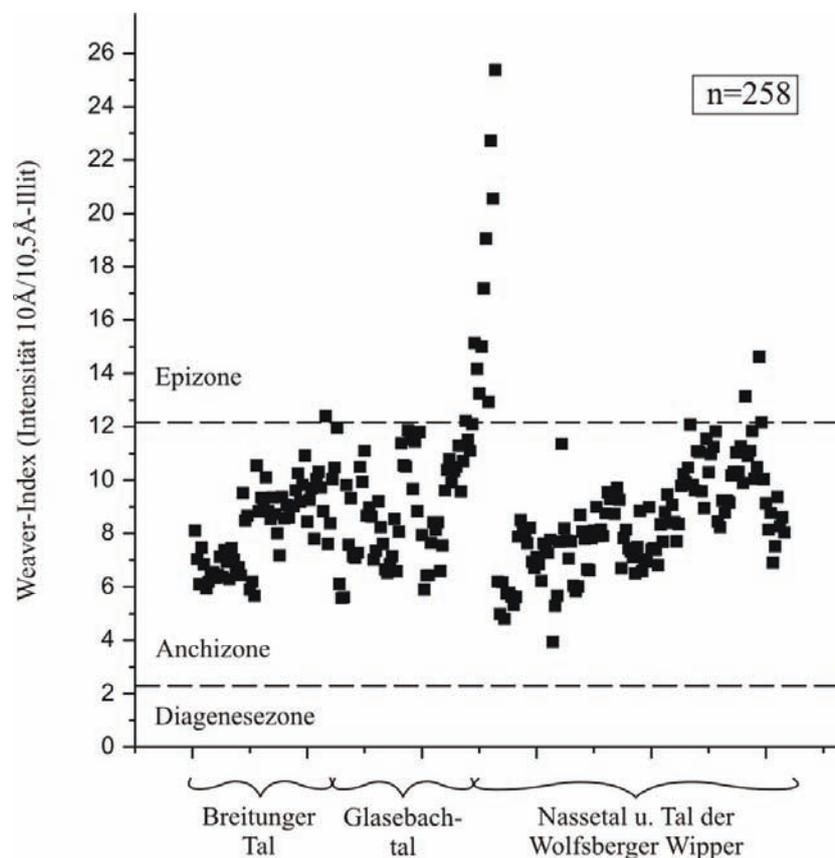


Abb. 8 : Weaver-Index für die drei bearbeiteten Profile. In allen Profilen überwiegt bei weitem die anchizonale Überprägung

verantwortlich sein und täuschen damit zu niedrige Illitkristallinitäten vor. Epizonale Intensitätsverhältnisse können in wenigen Proben der Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation ermittelt werden und zeigen damit, dass eine erhöhte thermische Prägung lediglich in der Serie 6 stattgefunden hat.

## 6. Diskussionen und Schlussfolgerungen

Bei der Bestimmung von Illit- und Chloritkristallinitäten handelt es sich um bewährte Methoden, niedriggradige Metamorphoseeinflüsse in pelitischen Gesteinen nachzuweisen. Über Jahrzehnte hinweg haben verschiedenste Autoren diese Methode weiterentwickelt und erlauben damit eine relativ hohe Auflösung des niedriggradigen Metamorphosebereiches. Die Voraussetzung aussagekräftige Ergebnisse zu erzielen, besteht darin, da es sich bei dieser Methode um

ein statistisches Verfahren handelt, einen ausreichend großen Datensatz zu bearbeiten. Die Entwicklung eines standardisierten Aufbereitungsverfahrens soll gleichbleibende Aufbereitungs- und Messbedingungen gewährleisten. Die Verwendung von einheitlichen Standards, wie sie von Warr & Rice (1994) eingeführt wurden, ermöglicht den Vergleich zwischen unterschiedlichen Instituten und Bearbeitern.

Für die „Metamorphe Zone“ des Harzes postulierten verschiedenste Autoren (u.a. Siedel 1989; Jacob 1992; Hoth 1993; Friedel et al. 1995; Theye 1995) eine abklingende metamorphe Prägung in NW Richtung, wobei die Serien 2 bis 6 epizonal und die Serie 1 anchizonal geprägt wurde. Diese metamorphe Prägung konnte im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden.

Die Auswertung der Dünnschliffproben ergab keine Zugehörigkeit der Gesteine zur Epizone. Oftmals

ist die Korngröße der Grundmasse, bestehend aus Serizit, zu gering, um auf höhermetamorphe Einflüsse zu schließen. Beginnende Rekristallisationserscheinungen von Quarzen und eine beginnende Glimmersprossung reichen nicht aus, um den Proben epizonale Bedingungen zuzuschreiben. Diese Tatsache steht im Widerspruch zu den Aussagen der vorher genannten Autoren, deckt sich aber mit den unternommenen Messungen der Tonmineralkristallinitäten.

Da die statistischen Randbedingungen durch hohe Probenzahlen, mehrfache Aufbereitung und Wiederholungsmessungen in der vorliegenden Arbeit sorgfältig erfüllt wurden und die Eichung des Diffraktometers durch Original-Standardmaterial nach laboreigener Aufbereitung erfolgte, kann dieses von früheren Autoren abweichende Ergebnis nicht durch Messfehler erklärt werden.

Die Bestimmung von Tonmineralkristallinitäten kann, aufgrund verschiedener Faktoren, Fehlinterpretationen verursachen. So sollten lediglich „frische“ Gesteinsproben verwendet werden, um den Einfluss der Verwitterung so gering wie möglich zu halten. Ein standardisiertes Aufbereitungsverfahren muss gewährleistet sein, um Vergleiche zwischen den einzelnen Proben anzustellen. Weitere Fehlinterpretationen können bei der Auswertung der Röntgendiffraktogramme entstehen. Reflexüberlagernde Phasen führen zu einer Peakverbreiterung und erzeugen damit abnormal hohe Kristallinitätswerte. Um diesen Fehler der Auswertung zu vermeiden, wurde nicht einzig der Reflex des Illit-001-Peaks gemessen, sondern der Illit-002- und Chlorit-002-Reflex zusätzlich ausgewertet. Den Arbeiten von Siedel (1989) und Hoth (1993) ist zu entnehmen, dass paragonitische Phasen lediglich in den Serien 2 bis 6 vertreten sind. Diese Erkenntnis konnte bei der Auswertung der Röntgendiffraktogramme nicht bestätigt werden. Es kommt ebenfalls in einer Vielzahl von Proben aus der Serie 1 zum Auftreten von Paragonit, der sich störend bei der Reflexauswertung auswirkt.

Eine weitere Fehlinterpretation können detritische Glimmerminerale auslösen. Um das Vorhandensein detritischer Glimmer möglichst gering zu halten, wurde die Messung nach Kunert (1999) an einer Korngröße von  $<2$   $\mu\text{m}$  durchgeführt. Eine schonende Aufbereitung (Verzicht auf schädigende Mahlprozesse) sollte verhindern, die detritischen Glimmer zu zerstören und damit deren Abrieb zu messen. Die Auswertung des Esquevin-Indexes sollte Aufschluss über die Art der gemessenen Tonminerale geben. Dadurch konnte ermittelt werden, dass ausschließlich neugewachsene Glimmerminerale gemessen wurden.

Die Messung der Illit-001- und Illit-002- sowie der Chlorit-002-Reflexe ergab eine relativ

einheitliche anchizonale Prägung für die drei Profile des Arbeitsgebietes. Lediglich für die Serie 6 der Pferdeköpfe-Grünschiefer-Formation konnte eine epizonale Prägung nachgewiesen werden. Im Profil des Breitunger Tals wurde anhand der Illitkristallinitäten ein linearer Trend zu höheren Metamorphosebedingungen im NW Bereich ausgemacht. Diese Erkenntnis ist wohl auf den von Friedel et al. (1995) postulierten Verlauf des Ramberg-Plutons zurückzuführen. Im Profil des Glasebachtals ist ebenfalls ein leichtes Sinken der Kristallinitäten zu beobachten, wobei hier keine schlüssige Begründung für diesen Verlauf zu finden ist. Lediglich das Profil des Nassetals und des Tals der Wolfsberger Wipper zeigt einen ansteigenden Verlauf der Illitkristallinitäten und damit eine Schwächung des Metamorphoseeinflusses. Der epizonale Trend der Regressionsgeraden des Illit-001-Basisreflexes im zentralen und östlichen Profil im Arbeitsgebiet (vgl. Abb. 6) kann durch Kristallinitätswerte an der Grenze hin zur Diagenesezone im südlichen Profilbereich erklärt werden. Würden diese diagenetischen Kristallinitätswerte als Ausreißer betrachtet, stellt sich ein relatives Plateau der Regressionsgeraden ein.

Eine stetige Fluktuation der Illitkristallinitäten kann verstärkt auch bei der Auswertung des Illit-002-Reflexes in allen drei Profilen beobachtet werden. Als Erklärung für die deutliche Fluktuation der Illitkristallinitäten in allen drei Profilen (vgl. Abb. 6) wird eine intensive Verschuppung der Serien vorgeschlagen. Tektonische Schuppen zeichnen sich bei der Geländearbeit ab und wurden bereits von Hilgenberg (1974) erkannt.

Es kann daher folgendes geologisches Szenario für den untersuchten Teil der „Metamorphen Zone“ des Harzes abgeleitet werden: Im Zuge der variszischen Konvergenz und Schließung des Rhenohercynischen Ozeans kam es am aktiven Kontinentalrand Saxothuringias, heute erhalten u.a. in Gestalt des Kyffhäuser-Kristallins, zur Ausbildung eines Akkretionsprismas (Zeh et al. 2005). Hierbei wurden die aus dem nördlichen vorgelagerten Raum akkretierenden Gesteinseinheiten in Duplexstapel zerlegt und unterschiedlich stark versenkt. Dadurch erklären sich Hinweise auf eine eher druckbetonte Metamorphose in Teilen des Harzsüdrandes (Löffler & Schwab 1981, Theye 1995). Die Gesteine des hier untersuchten Abschnittes der „Metamorphen Zone“, charakterisiert durch Späne unterschiedlichster Alters und unterschiedlicher Lithologie, erreichten jedoch hierbei nie Bedingungen einer echten Versenkungsmetamorphose. Sie wurden nach der Stapelung durch ein einheitliches pT-Regime zwischen höherer und niedrigerer Anchizone metamorph überprägt. Die Intrusion des Ramberg-Plutons führt zu einer leichten Erhöhung der Illitkristallinitäten (im westlichen Arbeitsgebiet) in nördlicher Richtung. Im Zuge der postkollisionalen Hebung kam es zur

Zerschering und zu kleinräumigen Verschuppungen. Dies brachte geringfügig verschieden metamorphe Metapelit-Komplexe nebeneinander. Da die Proben-Profile vertikal zum Trennflächengefüge und zu den Schuppengrenzen verlaufen, führt dies zum beobachteten sprunghaften Wechsel der verschiedenen Kristallinitäts-Parameter. Dies überlagert einen möglichen durchgehenden regionalen Trend im betrachteten Ausschnitt.

Aufgrund der hohen Probenzahl auf engstem Raum und der sorgfältigen Eichung kann die generelle Einengung der metamorphen Prägung auf Anchizone als gesichert gelten. Der sich ergebende Widerspruch zu bisherigen Literaturdaten erfordert weitere Untersuchungen. Mögliche Fehlerquellen früherer Arbeiten können in einem zu dünnen Probenetz, Aufbereitungsproblemen oder aber auch in unzureichender Absicherung der Messungen durch internationale Standards liegen. Es ist zu betonen, dass sich die Aussage dieser Arbeit nur auf einen kleinen Ausschnitt der „Metamorphen Zone“ des Harzes bezieht. Die Ergebnisse können nicht unbesehen auf die gesamte „Metamorphe Zone“ übertragen werden. Zur Klärung des offenen Problems sind Untersuchungen der anderen Bereiche durch eine ähnlich dichte, statistisch abgesicherte Probenahme unter identischen Messbedingungen erforderlich.

## 7. Dank

Die Ergebnisse entstanden im Rahmen einer Diplomarbeit am Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Der Fachgruppe Mineralogie und Geochemie wird für die Erlaubnis zur Nutzung des Röntgendiffraktometers gedankt. Herrn Dr. Thomas Witzke, Juri Buchantschenko und Frau Dagmar Steller gilt besonderer Dank für die technische Hilfestellung. Weiterhin danken möchten wir Prof. Dr. Laurence Warr von der Ernst-Moritz-Arndt-Universität in Greifswald, der freundlicherweise das Material für die Erstellung der Standards kostenfrei zur Verfügung stellte.

## 8. Literatur

**/55/** Ackermann, S. (1985): Beiträge zur Stratigraphie und Lithologie der Wippraer Formation. Dissertation: 136 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.  
**/56/** Ahrendt, H., Franzke, H.J., Marheine, D., Schwab, M. & Wemmer, K. (1996): Zum Alter der Metamorphose in der Wippraer Zone/Harz – Ergebnisse von K-Ar-Datierungen an schwachmetamorphen Sedimenten. *Z. dt. geol. Ges.*, 147: 39-56.  
**/57/** Brown, G. (1961): The X-ray identification and crystal-structures of clay minerals. 544 S., *Min. Soc. 1961, Clay Mineral Group*.  
**/58/** Burmann, G., Ehling, B.-C., Franzke, H.J., Hoth, K., Kopp, J. & Wunderlich, J. (2001): Nördliche Phyllitzone (an der

MKZ). – In: Hoth, K. & Leonhardt, D. (Hrsg.): Stratigraphische Kommission Deutschlands – Stratigraphie von Deutschland II, Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum, Teil III: Nordthüringen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern, deutscher Anteil Ostsee, Schleswig-Holstein, deutscher Anteil Nordsee. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 235: 11-67.

**/59/** Fischer, G. (1929): Die Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. *Abh. Preuß. Geol. L.-Anst.*, 121: 1-64.

**/60/** Frey, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite „crystallinity“ data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68: 171-183.

**/61/** Friedel, C.-H. (1995): Tektonik und Metamorphose im östlichen Mittelharz. Dissertation: 195 S., TU Berlin.

**/62/** Friedel, C.-H., Hoth, P., Franz, G. & Stedingk, K. (1995): Niedriggradige Regionalmetamorphose im Harz. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1993: 1213-1235.

**/63/** Ganssloser, M., Theye, T. & Wachendorf, H. (1996): Detrital glaucophane in graywackes of the Rhenohercynian Harz mountains and the geodynamic implications. *Geol. Rdsch.*, 85: 755-760, Berlin (Springer).

**/64/** Grim, R.E., Brey, R.H. & Bradley, W.F. (1937): The mica in argillaceous sediments. *Amer. Min.*, 22: 813-829.

**/65/** Hesse, R. & Dalton, E. (1991): Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian und Acadian orogenic belts, Quebec, Appalachians. *J. metamorphic Geol.*, 9: 775-790.

**/66/** Hilgenberg, J. (1974): Die tektonischen Verhältnisse der Harzgeröder Zone zwischen Rottleberode und Wippra. *Hercynia, N. F.*, 11: 333-351.

**/67/** Hoth, P. (1993): Fazies, Diagenese und schwache Metamorphose klastischer Präpermsedimente zwischen Harz und Ostsee. Dissertation: 158 S., TU Berlin (unveröff.).

**/68/** Jacob, G. (1992): Gefügeanalytische Untersuchungen an Gesteinen der Wippraer Zone (Harz). Dissertation: 102 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).

**/69/** Jacob, G. & Franzke, H.J. (1992): Die Entwicklung der Wippraer Zone im Unterharz. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1992: 51-61.

**/70/** Kisch, H.J. (1990): Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite „crystallinity“ scales used for definition. *J. metamorphic Geol.*, 8: 31-46.

**/71/** Kisch, H.J. (1991): Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, x-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *J. metamorphic Geol.*, 9: 665-670.

**/72/** König, U. & Jacob, G. (1996): Anleitung zur Probenpräparation und Bestimmung von Illit- und Chloritkristallinitäten. Institut für Geowissenschaften, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, unveröff.

**/73/** Krumm, S. (1992): Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose – Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. *Erlanger geol. Abh.*, 120: 1-75.

**/74/** Kübler, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du métamorphisme. In: *Colloque Etages Tectoniques. A la Baconniere*, 105-122, Neuchatel.

- /75/** Kübler, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. – Etat des progress realizes ces dernières années. Bull. Centre Rech. Peau, S.N.P.A., 2: 385-397.
- /76/** Kunert, V. (1999): Die Frankenwälder Querzone: Entwicklung einer thermischen Anomalie im Saxothuringikum. Dissertation: 171 S., Justus-Liebig-Universität Gießen.
- /77/** Küstner, W. (2000): K-Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten und Sm-Nd-Modellalter prä- und synorogener schwach metamorpher Sedimente im Rhenoherynikum. Grundlegende Daten zur Quantifizierung orogener Prozesse am Beispiel der Varisziden. Dissertation: 111 S., Georg-August-Universität Göttingen.
- /78/** Löffler, H.K. & Schwab, M. (1981): Über das Auftreten von Karpholith im Harz und seine Bedeutung für die mineralfazielle Entwicklung in der Wippraer Einheit. Z. geol. Wiss., 9: 1309-1313.
- /79/** Lossen, K.A. (1884): Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Wippa. Desgleichen Blatt Pansfelde, Blatt Schwenda. Preuß. Geol. L.-Anst.
- /80/** Marioth, R. (2001): Charakterisierung und Quantifizierung thermischer und diagenetischer Prozesse im karbonischen Akkretionsprisma in Nordchile. Dissertation: 155 S., Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- /81/** 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.
- /82/** Müller, Th. (2010): Geologische Kartierung im Raum Breitung (Südharz). Dipl.-Kartierung: 89 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).
- /83/** Müller, Th. (2011): Illit- und Chloritkristallinitäten als Indikatoren für niedriggradige Metamorphoseereignisse in der Harzgerode- und Wippa-Zone im südöstlichen Unterharz. Dipl.-Arbeit: 71 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).
- /84/** Ohlenschläger, T. (1986): Sedimentpetrographische Untersuchungen und Illitkristallinität im Profil Öfenbach bei Saalfelden (Salzburg). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14: 115-129.
- /85/** Reichstein, M. (1964): Stratigraphische Konzeptionen zur Metamorphen Zone des Harzes. Geologie, 13: 5-25.
- /86/** 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.
- /87/** Scholtz, H. (1930): Das variszische Bewegungsbild entwickelt aus der internen Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant. Fortschr. Geol. Paläont., 25: 1-316.
- /88/** Schröder, E. & Dahlgrün, F. (1928): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 4432, Blatt Dankerode 1:25.000. Berlin (Preuß. Geol. Landesanstalt).
- /89/** Schwab, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenoherynischen Zone im Unterharz. Jb. Geologie, 5/6: 9-117.
- /90/** Schwab, M. (2008): Harz. In: Bachmann, G.H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen-Anhalt, 160-180, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- /91/** Sehnert, M. (1991): Beiträge zur Biostratigraphie epizonaler Metamorphite in der Wippaer Einheit (Harz). Dissertation: 119 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).
- /92/** Siedel, H. (1989): Beiträge zur Petrographie und Geochemie epizonaler metamorpher Pelite in der Wippaer Zone (Harz). Dissertation: 142 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).
- /93/** Siedel, H. & Theye, T. (1993): Very low-grade metamorphism of pelites in the Wippa Metamorphic Zone, Harz mountains, Germany. – N. Jb. Miner. Mh., 1993: 115-132.
- /94/** Starck, M. (2010): Geologische Kartierung im Raum Agnesdorf (Südharz). Dipl.-Kartierung: 85 S., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).
- /95/** Theye, T. (1995): Metamorphosesprünge in der Wippaer Zone (Unterharz). Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1993: 1187-1200.
- /96/** Wachendorf, H. (1986): Der Harz – variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. Geol. Jb., A 91: 3-67.
- /97/** Warr, L.N. & Rice, H.N. (1994): Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. J. metamorphic Geol., 12: 141-152.
- /98/** Weaver, C.E. (1960): Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44: 1505-1518.
- /99/** Weh, A. (2004): Polythermale Alteration der Südöstlichen Kantabrischen Zone. Dissertation: 273 S., Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg.
- /100/** Yan, S. (2004): A comparative study on the illite crystallinity and the clay mineral reflectance spectral index for subdividing the very low-grade metamorphic belt along the Lizhou-Hekou geological section in the Youjiang sedimentary basin, Guangxi, China. Science in China, Series D, Earth Sciences, 47: 834-845.
- /101/** Zeh, A., Gerdes, A., Will, T.M. & Millar, I.L. (2005): Provenance and Magmatic-Metamorphic Evolution of a Variscan Island-Arc Complex: Constraints from U-Pb Dating, Petrology, and Geospeedometry of the Kyffhäuser Crystalline Complex, Central Germany. J. Petrology, 46: 1393-1420.