

Vorbemerkung / Erklärung

Diese PDF-Version meiner Dissertation entspricht inhaltlich der Originalversion.

Es wurden keinerlei nachträgliche Veränderungen am Inhalt oder den Abbildungen vorgenommen. Nichts wurde umformuliert. Lediglich kleinere Veränderungen des Layouts können durch den Wechsel vom Word-Format (doc) nach LibreOffice (odt) auftreten. Zum Beispiel wurden tief- oder hochgestellte Zeichen in Formeln, oder die eine oder andere Tabelle neu formatiert. Darüber hinaus kann in Überschriften (bei Verwendung von Versalien) der Buchstabe „ß“ durch „SS“ oder „ss“ ersetzt worden sein.

Eine Ausnahme bildet das Kapitel

2.1.4 FEHLERBETRACHTUNG DER MIKROSONDENANALYSEN

Die Formeln in der Fehlerbetrachtung mussten vollständig neu formatiert werden (Kompatibilitätsprobleme). Inhaltliche Veränderungen wurden auch hier selbstverständlich nicht vorgenommen.

Der Anhang (Tabellenteil, detaillierte Messergebnisse) befindet sich in einer separaten PDF-Datei (Anhang.pdf). Hierfür wurden die Mutterkopien eingescannt. Veränderungen wurden keine vorgenommen.

St. Inglevert, den 27.02.2012

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'J. Schäfer', with a long horizontal stroke extending to the right.

Jürgen Schäfer

Mikrosondenuntersuchungen
an Geröllen und detritischen Mineralen
im Flysch des Saxothuringikums:
Ein Beitrag zur Exhumierungsgeschichte
des Liefergebietes.

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
der Justus-Liebig-Universität Gießen
(Fachbereich Geowissenschaften und Geographie)

vorgelegt von

Jürgen Schäfer

Gießen, März 1996

1. Berichterstatter: Prof. Dr. W. Franke
2. Berichterstatter: Dr. W. Dörr
3. Berichterstatter: Prof. Dr. U. Haack

Tag der mündlichen Prüfung:

INHALTSVERZEICHNIS

	ZUSAMMENFASSUNG	1
	ABSTRACT	4
	RÉSUMÉ	7
1.	EINLEITUNG	10
1.1	Geologischer Rahmen	10
1.1.1	Münchberger Gneismasse	12
1.1.2	Prä-Flysch Entwicklung des Saxothuringikums	16
1.1.3	Flysch des Saxothuringikums	19
1.1.4	Tepla-Barrandium	27
1.2	Stand der Forschung	30
1.3	Problemstellung	37
2.	METHODIK	39
2.1	Mikrosondenuntersuchungen	39
2.1.1	Probenpräparation	39
2.1.2	Meßbedingungen	40
2.1.3	Fehlerquellen	41
2.1.4	Fehlerbetrachtung der Mikrosondenanalysen	42
2.1.4.1	Statistischer Fehler der Kalibrationsmessungen	42
2.1.4.2	Nachweisgrenzen von Elementoxidkonzentrationen	45
2.1.4.2.1	Signifikanter Unterschied zwischen Intensität der charakteristischen Strahlung und dem Untergrund	49
2.1.4.3	Reproduzierbarkeit und Genauigkeit der quantitativen Analyse	52
2.2	Röntgenfluoreszenz-Analyse	59
2.3	Röntgendiffraktometrie (Feldspat/Quarz-Verhältnisse)	59

3.	ERGEBNISSE	61
3.1	Dünnschliffbetrachtung der Gneisgerölle	61
3.2	Geochemische Charakterisierung der Gneisgerölle	62
3.3	Mikrosondenanalysen	65
3.3.1	Granat	65
3.3.2	Amphibol	73
3.3.3	Hellglimmer	78
3.3.3.1	Mitteldevonische Siltsteine des Barrandiums	78
3.3.3.2	Oberdevonische Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums	79
3.3.3.3	Unterkarbonische Grauwacken des Frankenwaldes	81
3.3.3.4	Gerölle des Teuschnitzer Konglomerates	85
3.3.3.5	Zusammenfassung der Ergebnisse der Hellglimmeranalysen	89
3.3.4	Rutil	89
3.4	Feldspat/Quarz-Verhältnisse der saxothuringischen Grauwacken	95
4.	METHODENKRITISCHE ANMERKUNGEN	99
5.	DISKUSSION	103
5.1	Geochemische Analysen der Gneis- und Granitgerölle	103
5.2	Interpretation der Ergebnisse der Mikrosondenanalysen	104
5.2.1	Granat	104
5.2.2	Amphibol	115
5.2.3	Hellglimmer	125
5.2.4	Rutil	134
5.3	Interpretation der Feldspat/Quarz-Verhältnisse	136
5.4	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse	138
6.	PALÄOGEOGRAPHISCH-TEKTONISCHES MODELL	142
7.	SCHLUSSFOLGERUNGEN UND OFFENE FRAGEN	147
	LITERATURVERZEICHNIS	149
	Danksagung	163
	Anhang (Inhaltsverzeichnis)	165

ZUSAMMENFASSUNG

Detritische Minerale (Granat, Muskowit, Amphibol und Rutil) und Gerölle aus dem saxothuringischen Flysch NE-Bayerns (Famenne - Visé; Erbendorfer Paläozoikum und Frankenwald), sowie detritische Hellglimmer aus mitteldevonischen Siltsteinen des Barrandiums wurden mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht, um eine genaue petrologische Kennzeichnung des syn-orogenen Detritus zu erhalten. Die Analysen sollen Vergleiche mit dem heute noch anstehenden Kristallin ermöglichen. Dadurch soll versucht werden, die Liefergebiete des Flyschs einzugrenzen und die Geschwindigkeit der Exhumierung am aktiven Plattenrand zu ermitteln.

Die Zusammensetzung der detritischen Granate bleibt vom Famenne bis in das Visé im wesentlichen unverändert. Granate aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates (Visé) unterscheiden sich allerdings durch hohe Grossularanteile signifikant von den detritischen Granaten. Granatdaten aus dem Kristallin, die zu den Granaten aus den Geröllen passen, liegen nicht vor. Ein Vergleich mit Granaten aus potentiellen Liefergesteinen zeigt, daß sich die detritischen Granate relativ schlecht dem heute anstehenden Kristallin zuordnen lassen. Jedoch zeigen die detritischen Granate Analogien zu Granaten aus Metapeliten der Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) und zu Granaten aus Metagrauwacken und Metapeliten des Domazlice- und Tepla-Kristallins (Tepla-Barrandium). Aber auch eine Umlagerung aus älteren Sedimenten (kambrische Grauwacken der Tiefenbach-Wechselfolge des Frankenwaldes) kann nicht ausgeschlossen werden.

U-Pb Datierungen detritischer Zirkone aus den Famenne-Grauwacken liefern ebenfalls Hinweise auf eine Abtragung von Kristallin vom Typ der ZEV: Detritische Zirkonfraktionen aus dem oberdevonischen Flysch liegen auf den Diskordien der von Teufel (1988) analysierten Zirkone aus Metapeliten der ZEV, die die frühvariszische Mitteldruckmetamorphose um 380 Ma datieren (Dörr et al., 1991; Schäfer & Dörr, 1994; Teufel, 1988). Ein detritischer Einzelzirkon liefert ebenfalls ein Alter von ca. 380 Ma (Schäfer & Dörr, 1995; Schäfer et al., 1995). Diese Ergebnisse können als erster Hinweis auf eine rasche Exhumierung metamorpher Gesteine am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums verstanden werden.

Die detritischen Amphibole aus den Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums zeigen eine sehr einheitliche Zusammensetzung. Meist handelt es sich um Magnesio-Hornblenden und tschermakitische Hornblenden. Der Vergleich mit Amphibolanalysen aus Gesteinen potentieller Liefergebiete zeigt, daß der Randamphibolit der Münchberger Gneismasse (oder eine dazu äquivalente, bereits abgetragene Einheit) einen Teil des Liefergebietes der Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums darstellen könnte. In diesem Fall hätte der Randamphibolit spätestens im Famenne (ca. 365 Ma) die Oberfläche erreicht, kurz nach seiner frühvariszischen Metamorphose (ca. 380 Ma).

Die Analysen der detritischen Hellglimmer und der Hellglimmer aus Geröllen zeigen, daß in den bisher untersuchten klastischen Sedimenten des Givets des Barrandiums eine homogene Glimmerpopulation mit niedrigen Si-Gehalten auftritt. In den Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums dagegen streut die chemische Zusammensetzung der detritischen Hellglimmer über einen großen Bereich. Es treten sowohl Hellglimmer mit niedrigen Si-Gehalten, als auch

mit sehr hohen Si-Gehalten auf (3,06-3,45 Silizium pro Formeleinheit = Si/f.u.). In Proben aus dem unterkarbonischen Flysch der Thüringischen Fazies treten sowohl Glimmerpopulationen mit homogenen, niedrigen Si-Gehalten (3,04-3,12 Si/f.u.) auf, als auch solche, in denen die Si-Gehalte der Hellglimmer über einen sehr großen Bereich (2,99-3,42 Si/f.u.) streuen. Die Variation in der chemischen Zusammensetzung dieser Hellglimmer entspricht derjenigen, die auch die detritischen Hellglimmer aus den Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums aufweisen. In den Proben aus dem unterkarbonischen Flysch der allochthonen Bayerischen Fazies zeigen die detritischen Hellglimmer homogene chemische Zusammensetzungen mit niedrigen Si-Gehalten. Die chemische Zusammensetzung der Hellglimmer aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates zeigt die gleiche Streubreite wie die der detritischen Hellglimmer.

Die Ergebnisse der Hellglimmeranalysen werden unter Anwendung des Phengit-Barometers nach Massonne & Schreyer (1987) interpretiert: Danach finden sich im Mitteldevon des Barrandiums keine Anzeichen für eine Abtragung mittel- oder hochdruckmetamorpher Gesteine im Liefergebiet dieser Klastika. Im oberdevonischen Flysch des Erbendorfer Paläozoikums dagegen treten detritische Phengite auf, die Hinweise auf eine Abtragung hochdruckmetamorpher Gesteine liefern. Druckabschätzungen ergeben für die Muskowite mit den höchsten Si-Gehalten Mindestdrücke von ≥ 13 kb. Ähnliche Si-Gehalte und Metamorphosedrücke sind aus potentiellen Liefergesteinen bekannt (z.B. Eklogite der Münchberger Gneismasse). Die starke Streuung der Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer läßt sich zurückführen auf die Erosion eines angekippeten Metamorphoseprofils oder eines Gesteinskörpers mit Muskowiten, die auf dem retrograden Pfad in verschiedenen Stadien der Exhumierung neugebildet worden sind. Dieses Krustenprofil, in dem Gesteine verschiedener Metamorphosegrade aufgeschlossen sind, bleibt als Teil des Liefergebietes des saxothuringischen Flyschs bis in das Visé erhalten.

K-Ar Datierungen detritischer Hellglimmer aus dem unterkarbonischen Flysch durch die Arbeitsgruppe H. Ahrendt (Universität Göttingen) lassen drei Altersgruppen erkennen: 369-408 Ma, 490-505 Ma und 619 Ma (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.). Die Hellglimmer der Altersgruppe 369-408 Ma können der Abkühlung nach der frühvariszischen Metamorphose- und die Hellglimmer mit dem Alter von 619 Ma dem cadomischen Basement zugeordnet werden. Die Hellglimmer der Altersgruppe 490-505 Ma dagegen können aufgrund niedriger, homogener Si-Gehalte aus altpaläozoischen Granitoiden stammen.

Die vorliegenden Daten deuten auf eine fortdauernde Abtragung von Kristallin vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT (ZTT = Zone von Tepla-Taus = Zone von Tepla-Domazlice). Dabei ist nicht nur die Front des variszischen Orogens das Liefergebiet des Flyschs, sondern auch die hohen Stockwerke des kristallinen Hinterlandes, bestehend aus cadomischem Basement mit altpaläozoischen Granitoid-Intrusionen (Tepla-Barrandium). Die Entwicklung der vom Liegenden zum Hangenden hin zunehmenden Feldspat/Quarz-Verhältnisse der Grauwacken im saxothuringischen Flysch stützt diese Interpretation.

Aus den bislang vorliegenden Ergebnissen der Untersuchungen zum Stoffbestand läßt sich der saxothuringische Flysch an die Münchberger Gneismasse (inklusive der Randschiefer-Serie) und die ZEV/ZTT anbinden. Weiterhin geben die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen in Verbin-

dung mit den Altersdaten aus Flysch und Kristallin Hinweise auf die Geschwindigkeit von Hebung und Exhumierung am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums. Aus diesen Daten läßt sich die paläogeographisch-tektonische Entwicklung des Liefergebietes ableiten: Bereits im Famenne werden mittel- bis hochdruckmetamorphe Gesteine der frühvariszischen Metamorphose, d.h. Kristallingesteine vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT, exhumiert und abgetragen. Sehr wahrscheinlich haben der Randamphibolit und die Liegend- und Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse zu dieser Zeit bereits die Oberfläche erreicht.

Zwischen der Metamorphose und der Exhumierung des Kristallins liegen nur ca. 15 Ma. Detritische Hellglimmer mit hohen Si-Gehalten lassen sich auf hochdruckmetamorphe Gesteine zurückführen, für die im Kristallin Drücke von bis zu mehr als 20 kb (≈ 70 km Tiefe) nachgewiesen sind. Hieraus ergibt sich eine Exhumierungsrate von rund 5 mm/a.

Spätestens im älteren Visé belegt Wildflysch mit Olistolithen des Paläozoikums der Bayerischen Fazies die Akkretion der Unterplatte an den aktiven Plattenrand. Im höheren Visé wird auch das saxothuringische Vorland (Thüringische Fazies) in das Liefergebiet integriert. Gleichzeitig werden weiterhin Kristallineinheiten vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT abgetragen. Diese Kristallineinheiten werden im jüngeren Unterkarbon auf den sedimentdominierten Teil des Liefergebietes überschoben.

Die Situation am SE-Rand des Saxothuringikums läßt sich mit dem Modell eines "tectonic wedge" beschreiben, dessen Aufbau sowohl durch die Akkretion der Unterplatte als auch durch die Überschiebung exhumierter kristalliner Einheiten bestimmt wird.

ABSTRACT

Detrital minerals (garnet, muscovite, amphibole and rutile) and pebbles from the Saxothuringian flysch of NE-Bavaria (Famennian - Viséan; Erbendorf Paleozoic and Frankenwald), as well as detrital muscovites from the Givetian siltstones of the Barrandian were analysed using an electron-microprobe. The aim of this work was to obtain a more detailed petrological characterisation of the synorogenic detritus. The results of these analyses should allow a comparison of the detritus with the crystalline rocks exposed nowadays, to determine the provenance of the flysch and to quantify the rate of exhumation at the active margin of the Saxothuringian.

The composition of the detrital garnets remains more or less the same from the Famennian to the Viséan. Garnets from pebbles of the Teuschnitz Conglomerate reveal significantly higher Grossular-contents than the detrital garnets. Garnets from rocks of potential provenance areas with a chemical composition equal to that of the garnets from the pebbles are not known yet. A comparison of the detrital garnets with garnets from potential source-rocks shows, that the detrital garnets do not fit very well to the crystalline rocks exposed nowadays. But, analogies occur to garnets from metapelites of the Zone of Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) and to garnets from metagreywackes and metapelites of the Domazlice- and Tepla-Crystalline units (Tepla-Barrandian). A recycling of detrital garnets from the greywackes of the Cambrian Tiefenbach-Wechselfolge of the Frankenwald may also be possible.

The results of U-Pb age determinations of detrital zircons from the Famennian greywackes also indicate an erosion of ZEV-type crystalline rocks: Detrital zircon-fractions from the Famennian flysch (Dörr et al., 1991; Schäfer & Dörr, 1994) plot on the discordias of zircons from metapelites of the ZEV, which date the Early Variscan medium-pressure metamorphism at 380 Ma (Teufel, 1988). One abraded, single detrital zircon from the Famennian flysch also yielded an age of ca. 380 Ma (Schäfer & Dörr, 1995; Schäfer et al., 1995). These results could be interpreted as a first hint at a rapid exhumation of metamorphic rocks at the active margin of the Saxothuringian.

The detrital amphiboles from the Famennian greywackes of the Erbendorf Paleozoic reveal very homogeneous compositions. Mostly, they are magnesio-hornblende and tschermakitic hornblende. A comparison with amphibole-data from rocks of potential provenance areas clearly demonstrates that the Randamphibolite-Series (= marginal amphibolites) of the Münchberg Massif (or an equivalent, already eroded unit) may have been a part of the provenance area of the Famennian greywackes of the Erbendorf Paleozoic. In that case, the Randamphibolite would have been already exhumed in the Famennian (ca. 365 Ma), shortly after its Early Variscan metamorphism (ca. 380 Ma).

The analyses of the detrital micas from the Givetian clastic sediments of the Barrandian reveal a homogeneous mica-population with low Si-contents. In the Famennian greywackes of the Erbendorf Paleozoic, the chemical compositions of the detrital micas reveal a strong variation. Detrital micas with both low- and high Si-contents (3,06-3,45 Si/formula unit = Si/f.u.) occur. The samples from the Carboniferous flysch of the Thuringian Facies contain mica-populations with

homogeneous, low Si-contents (3,04-3,12 Si/f.u.) as well as mica-populations with strongly varying Si-contents (2,99-3,42 Si/f.u.). The chemical compositions of the latter micas show the same spread as the chemical compositions of the detrital muscovites from the Famennian greywackes of the Erbendorf Paleozoic. The samples from the Carboniferous flysch of the allochthonous Bavarian Facies contain homogeneous mica-populations with low Si-contents. Muscovites from pebbles of the Teuschnitz Conglomerate reveal the same strongly varying chemical compositions as the detrital micas.

The results of the muscovite analyses are interpreted by applying the phengite-geobarometer of Massonne & Schreyer (1987): Accordingly, the detrital muscovites of the Givetian siltstones of the Barrandian reveal no hints at an erosion of medium- to high-pressure metamorphic rocks in the provenance area of these clastic sediments. But, in the Famennian flysch of the Erbendorf Paleozoic detrital phengites occur, that indicate an erosion of high-pressure metamorphic rocks in the provenance area of the flysch. Pressure estimations using the detrital muscovites with the highest Si-contents reveal minimum pressures of ≥ 13 kb. Similar Si-contents and metamorphic pressures are known from potential source rocks (e.g. the eclogites of the Münchberg Massif). The strong variation of Si-contents of the detrital micas could be explained by the erosion of a tilted metamorphic profile or the erosion of a crystalline unit which contains muscovites formed under various retrograde conditions during exhumation. This crustal profile, which exposes rocks of various metamorphic grades, remains part of the provenance area throughout the Viséan.

K-Ar age determinations of detrital muscovites from the Carboniferous flysch (performed by the workgroup of H. Ahrendt, University of Göttingen) reveal 3 different groups of ages: 369-408 Ma, 490-505 Ma and 619 Ma (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.). The muscovites with ages between 369 and 408 Ma can be correlated with the cooling after the Early Variscan metamorphism. The muscovites with an age of 619 Ma can be derived from rocks of the Cadomian basement. Because of homogeneous, low Si-contents, the muscovites with ages of 490-505 Ma could be derived from Early Paleozoic granitoids.

These data point to an persisting erosion of crystalline rocks of the Münchberg Massif / ZEV / ZTD-type in the provenance area (ZTD = Zone of Tepla-Domazlice). But, the provenance region comprises not only the front of the Variscan orogen, but also the higher levels of the crystalline hinterland, consisting of Cadomian basement with Early Paleozoic granitoid-intrusions (Tepla-Barrandian). This interpretation is supported by the development of the feldspar/quartz-ratios of the Saxothuringian greywackes, that show an increase from the Famennian to the Viséan.

By the results of the examinations upon the composition of the Saxothuringian greywackes, the Münchberg Massif (including the Randschiefer-Series) and the ZEV/ZTD can be determined as the provenance area of the flysch. Furthermore, the combination of the results of the microprobe analyses with age data from the flysch and the crystalline units gives hints at the rate of uplift and exhumation at the active margin of the Saxothuringian. These data allow to outline the paleogeographic and tectonic evolution of the provenance area: Already at Famennian time, Early Variscan medium- to high-pressure metamorphic rocks, i.e. crystalline rocks of the Münchberg Massif / ZEV / ZTD-type, are exhumed and get eroded. It is very likely, that the Randamphi-

bolite and the Liegend- and Hangend-Series of the Münchberg Massif have already reached the surface at that time.

There is only a period of ca. 15 Ma between metamorphism and exhumation of the crystalline rocks. Detrital muscovites with high Si-contents could be derived from high-pressure metamorphic rocks, for which more than 20 kb (\approx 70 km depth) are proved in the crystalline units of the provenance area. Therefore, an exhumation rate of 5 mm/a can be calculated.

Not later than in the Early Visean the accretion of the Saxothuringian plate ("Unterplatte" = basal plate) to the active margin is documented by wildflysch containing olistoliths of the Paleozoic of the Bavarian Facies. In the late Visean the Saxothuringian foreland (Thuringian Facies) is also integrated into the provenance area. Simultaneously, crystalline rocks of the Münchberg Massif / ZEV / ZTD-type are still being eroded. During the late Visean these crystalline units are thrust over the sediment-dominated part of the provenance area.

The situation at the SE-margin of the Saxothuringian could be explained by the model of a "tectonic wedge". The composition of this wedge is controlled by the accretion of the basal plate as well as by the overthrusting of exhumed crystalline units.

RÉSUMÉ

L'analyse à la microsonde électronique des minéraux détritiques (grenat, muscovite, amphibole et rutile) et des minéraux des galets du flysch saxothuringien du N-E de la Bavière (d'âge Famennien-Viséen et rencontré dans le Paléozoïque d'Erbendorf et le Frankenwald), ainsi que des micas blancs détritiques des silts d'âge dévonien moyen du "Barrandium" a été effectuée afin d'obtenir une caractérisation pétrologique précise du matériel détritique syn-orogénique. Ces analyses doivent permettre une comparaison avec les unités cristallines à l'affleurement actuellement. Le but est, en fait, de définir la source d'apport du flysch et de déduire la vitesse d'exhumation au niveau de la marge active du "Saxothuringien".

La composition chimique des grenats détritiques ne varie pratiquement pas du Famennien jusqu'au Viséen. Les grenats provenant de galets du conglomérat de Teuschnitz (Viséen) se distinguent toutefois des grenats détritiques par des teneurs plus élevées en grossulaire. Dans les unités cristallines considérées comme sources d'apport potentielles, aucun grenat, connu jusqu'à présent, ne présente un chimisme équivalent aux grenats détritiques. Une comparaison avec les grenats des roches considérées comme sources d'apport potentielles montrent que les grenats détritiques se laissent difficilement corrélés avec les unités cristallines actuellement à l'affleurement. Toutefois, ils présentent des analogies avec des grenats de métapelites de la Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) ou de métapelites des unités de Domazlice et de Tepla (Tepla-Barrandium). D'autre part, une dérivation à partir de sédiments plus anciens (grauwackes cambriens de la succession de Tiefenbach dans le Frankenwald) ne peut être écartée.

L'analyse par la méthode U-Pb de zircons détritiques provenant des grauwackes famenniens indique également l'érosion d'une unité cristalline de type ZEV : des fractions de zircons détritiques provenant du flysch dévonien supérieur se situent sur la discordia définie par les zircons de métapelites de la ZEV (Teufel, 1988), datant à 380 Ma le métamorphisme de pression intermédiaire dit "varisque précoce" (Dörr et al., 1991; Schäfer & Dörr, 1994; Teufel, 1988). Un monozircon détritique abrasé fournit également un âge d'environ 380 Ma (Schäfer & Dörr, 1995; Schäfer et al., 1995). Ces résultats sont en faveur de l'hypothèse d'une exhumation rapide de roches métamorphiques au niveau de la marge active du "Saxothuringien".

Les amphiboles détritiques des grauwackes famenniens du Paléozoïque d'Erbendorf présentent une composition chimique très homogène. Il s'agit en majorité d'hornblendes magnésiennes ou d'hornblendes tschermakitiques. La comparaison avec les amphiboles de roches provenant de zones considérées comme sources potentielles montre que la série "Randamphibolit" (amphibolites marginales) du massif gneissique de Münchberg (MM) (ou une unité équivalente déjà érodée) pourrait faire partie de la source d'apport des grauwackes famenniens du Paléozoïque d'Erbendorf. Dans ce cas, la série "Randamphibolit" aurait atteint la surface au plus tard au cours du Famennien (env. 365 Ma), peu après avoir été affectée par le métamorphisme varisque "précoce" (env. 380 Ma).

Dans les sédiments clastiques, d'âge dévonien moyen, du "Barrandium" étudiés jusqu'à présent, les analyses chimiques des micas blancs détritiques et de ceux provenant des galets montrent la

présence d'une population homogène caractérisée par des teneurs en Si faibles. Dans les grauwackes famenniens du Paléozoïque d'Erbendorf, en revanche, la composition chimique des muscovites détritiques varie de façon importante. On observe à la fois des micas blancs présentant des teneurs en Si faibles et d'autres caractérisés par des teneurs élevées (3,06-3,45 Si par unité de formule = Si/p.u.f.). Dans les échantillons du flysch carbonifère inférieur du "Thüringischen Fazies" (faciès thuringien), on rencontre à la fois des populations de micas avec des teneurs en Si faibles (3,04-3,12 Si/p.u.f.) et des populations pour lesquelles la teneur en Si des muscovites varie de façon très importante (2,99-3,42 Si/p.u.f.). La variation de la composition chimique de ces micas correspond à celle observée par les micas détritiques des grauwackes famenniens du Paléozoïque d'Erbendorf. Dans les échantillons du flysch allochtone d'âge carbonifère inférieur du "Bayerischen Fazies" (faciès bavarois), les micas blancs détritiques présentent une composition chimique homogène avec de faibles teneurs en Si. Celle des micas blancs provenant des galets du conglomérat de Teuschnitz montre la même amplitude de variation que celle des micas détritiques.

L'utilisation du baromètre phengite d'après Massonne et Schreyer (1987) appliquée aux analyses de micas blancs permet l'interprétation suivante:

Selon ce modèle, il n'y a, dans le Dévonien moyen du "Barrandium", aucune indication d'un métamorphisme de haute ou de pression intermédiaire affectant les roches sources de ces sédiments clastiques. Dans le flysch dévonien supérieur du Paléozoïque d'Erbendorf, en revanche, apparaissent des phengites détritiques qui témoignent de l'érosion de roches métamorphiques de haute pression. Pour les muscovites présentant les teneurs en Si les plus élevées, des pressions minimales ≥ 13 Kb ont été estimées. Des teneurs en Si et des pressions équivalentes sont rencontrées dans certaines roches considérées comme source potentielles d'apport (par ex. l'éclogite du massif gneissique de Münchberg). La forte variation des teneurs en Si des micas blancs détritiques pourrait correspondre à l'érosion d'un profil métamorphique basculé ou d'une unité cristalline présentant des muscovites formées à différents stades du processus rétrograde lié à son exhumation. Ce profil crustal, avec des roches de degrés métamorphiques divers, reste jusque durant le Viséen une partie de la source des flyschs saxothuringiens.

Les déterminations d'âges K-Ar sur micas blancs détritiques provenant du flysch carbonifère inférieur (effectuées par le groupe H. Ahrendt, Université de Göttingen) permettent de distinguer trois groupes d'âges: 369-408 Ma, 490-505 Ma et 619 Ma (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, en prép.). Les micas blancs correspondant au groupe d'âges 369-408 Ma peuvent être reliés au refroidissement suivant le métamorphisme varisque "précoce" et les micas blancs avec un âge de 619 Ma au socle cadomien. Les micas blancs associés au groupe d'âges 490-505 Ma peuvent dériver de granitoïdes paléozoïques inférieurs en raison de leur faibles et homogènes teneurs en Si. Les données obtenues plaident en faveur d'une érosion continue d'unités cristallines de type MM/ZEV/ZTD (Zone de Tepla-Domazlice). Ainsi le front de l'orogène varisque ne constitue pas la seule source d'apport des flyschs mais les niveaux structuraux plus élevés de l'arrière pays cristallin, constitué de socle cadomien intrudé par des granitoïdes paléozoïques inférieurs (Tepla-

Barrandium) sont également impliqués. L'évolution du rapport feldspath/quartz de la base au sommet du flysch saxothuringien renforce cette interprétation.

A partir des données obtenues jusqu'à présent sur la composition des grauwackes saxothuringiens, il est possible de considérer le massif gneissique de Münchberg (en incluant la série "Randschiefer" (des schistes marginaux)) ainsi que les zones ZEV et ZTD comme sources d'apport. De plus, les résultats de la microsonde corrélés avec les âges obtenus sur les flyschs et sur le cristallin fournissent des indications sur la vitesse d'uplift et d'exhumation au niveau de la marge active du "Saxothuringien". Sur la base de ces données, il est possible de déduire l'évolution paléogéographique de la région source: au Famennien, des roches ayant subi un métamorphisme de haute ou de pression intermédiaire au cours de l'épisode varisque "précoce", c.a.d. appartenant à des unités de type MM/ZEV/ZTD, sont déjà exhumées et érodées. Très vraisemblablement, la série "Randamphibolit" et les séries "Liegend" et "Hangend" du MM ont à cette période déjà atteint la surface.

Entre le métamorphisme et l'exhumation des unités cristallines se sont seulement déroulés 15 Ma. Les micas blancs détritiques présentant des teneurs en Si élevées témoignent de la présence de roches ayant subi un métamorphisme de haute pression. Les unités considérées comme sources potentielles d'apport renferment ce type de roches ayant subi des pressions dépassant 20 Kb (env. 70 km de profondeur). A partir de ces observations, on obtient un taux d'exhumation de 5mm/a.

Déjà au Viséen inférieur, la présence d'olistolites du Paléozoïque du "Bayerischen Fazies" dans le "wildflysch" témoigne de l'accrétion de la plaque saxothuringienne à la marge active. Au Viséen supérieur, l'avant pays saxothuringien (Thüringische Fazies) est également intégré dans la zone source d'apport. A la même période, des unités cristallines de type MM/ZEV/ZTD sont érodées. Ces unités chevauchent au Carbonifère supérieur la partie de la source d'apport dominée par des sédiments.

La situation au niveau de la marge SE du "Saxothuringien" peut s'expliquer par un modèle de "tectonic wedge" (prisme tectonique). La composition du prisme est contrôlée à la fois par l'accrétion de la plaque saxothuringienne et par le chevauchement d'unités cristallines exhumées.

1. EINLEITUNG

In dieser Arbeit werden Gerölle und detritische Minerale aus Grauwacken, Konglomeraten und Siltsteinen des Frankenwaldes, des Erbdorfer Paläozoikums und des Barrandiums mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht, um eine genaue petrologische Kennzeichnung des Detritus zu erhalten und Vergleiche mit dem heute anstehenden Kristallin durchführen zu können.

Der Frankenwald in Nordost-Bayern ist ein Bestandteil der Saxothuringischen Zone (Abb. 1). Er liegt zwischen dem Thüringer Wald im Norden und dem Fichtelgebirge im Süden. Nach Westen wird der Frankenwald durch die Fränkische Linie gegen das mesozoische Vorland abgegrenzt. Die Frankenwälder Querzone, die ungefähr NNW-SSE verläuft, unterteilt die Thüringer Hauptmulde in die Teuschnitzer Mulde im Westen, aus der der Großteil der Proben stammt, und die Ziegenrucker Mulde im Osten. Die Fläche nördlich der Münchberger Gneismasse, in der die Hauptmasse der unterkarbonischen Flyschsedimente liegt, umfasst ca. 750 km².

Das Gebiet des Erbdorfer Paläozoikums befindet sich am Südrand des Fichtelgebirges, an der Südgrenze des Saxothuringikums, in der bayerischen Oberpfalz (GK 1:25.000 Kemnath und Erbdorf). Die Gemeinde Erbdorf liegt ca. 35 km südöstlich von Bayreuth. Die Proben der oberdevonischen Grauwacken stammen größtenteils aus einem Schurf, der 1985 im Rahmen von Voruntersuchungen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der BRD (KTB) bei dem Dorf Binsgarten (3,5 km nordwestlich von Erbdorf) angelegt wurde. In diesem Schurf wurde der Grenzbereich zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum (Erbdorfer Linie) aufgeschlossen.

Die Probe aus dem Barrandium (Prager Mulde) stammt aus dem Prager Vorort Hlubočepy (Tschechische Republik).

1.1 Geologischer Rahmen

Sowohl der Frankenwald, als auch das Erbdorfer Paläozoikum gehören zur Saxothuringischen Zone (Kossmat, 1927). Die Saxothuringische Zone liegt zwischen dem Moldanubikum im Süden und dem Rhenohercynikum im Norden (Abb. 1) und zählt zu den kompliziertesten Einheiten des europäischen Variszikums. Charakteristisch für das Saxothuringikum ist, daß Gesteine unterschiedlicher Fazies, verschiedener Metamorphosegrade und mit unterschiedlichen Deformationsstilen auf engem Raum nebeneinander vorkommen. So ist auch der Frankenwald durch ein enges Nebeneinander von hochmetamorphen Gesteinen (Münchberger Gneismasse), schwachmetamorphen Vulkaniten und fossilführenden Sedimenten gekennzeichnet.

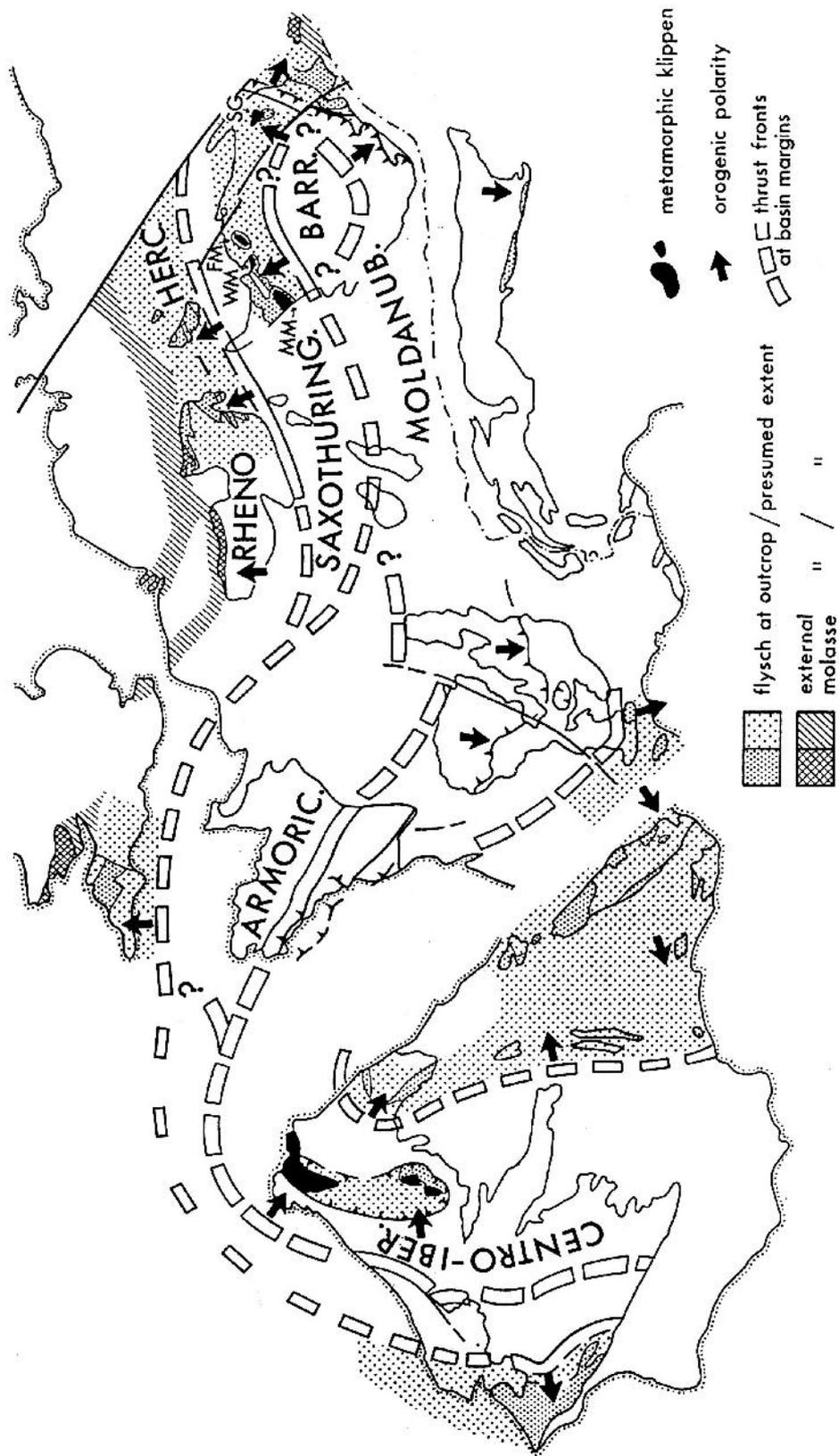


Abb. 1) Strukturskizze des Europäischen Variszikums für die Zeit der synorogenen Sedimentation (Devon und Karbon). Pfeile = orogene Polarität; schwarze Flecken = allochthone Kristallinmassive (WM und FM = Zwischengebirge von Wildenfels und Frankenberg; MM = Münchberger Gneismasse; SG = Eulengebirge); BARR. = Tepla-Barrandium; Nach Engel & Franke, 1983.

Eine ähnliche geologische Situation liegt nördlich des Erzgebirges im Vogtland vor. Hier liegen die „Zwischengebirge“ von Wildenfels und Frankenberg, die analog zur Münchberger Gneismasse aufgebaut sind (Abb. 1).

Die Frankenwälder Querzone teilt die Thüringer Hauptmulde in die westliche Teuschnitzer Mulde und die östliche Ziegenrücker Mulde (Abb. 2). Die Frankenwälder Querzone ist eine NW-SE streichende Horstzone von ca. 40 km Länge und durchschnittlich 10 km Breite. Sie ist eine „Teilzone des herzynischen Thüringer Hauptstörungssystems“ (Schwan, 1956). Aufgebaut wird sie aus meist nach SW eingekippten Schollen (Horste und Gräben), die an in der Regel steilen Querstörungen aneinandergrenzen. An diesen Querstörungen treten vertikale und horizontale Bewegungskomponenten auf, wobei die Sprunghöhen bis zu 2500 m (Lobensteiner- und Gräfenthaler Horst) betragen können (Schwan, 1956). Charakterisiert ist die Frankenwälder Querzone durch eine intensivere Deformation (Schieferung) und einen höheren Wärmefluß während der variszischen Orogenese. Letzterer äußert sich auch in höheren Illit-Kristallinitäten (Franke, 1984). Weiterhin ist die Frankenwälder Querzone durch Queraufwölbungen der variszischen Faltenachsen und das Auftreten postkinematischer Granite gekennzeichnet.

1.1.1 MÜNCHBERGER GNEISMASSE

In der Münchberger Gneismasse liegt sowohl in Bezug auf die Stratigraphie, als auch auf den Metamorphosegrad eine inverse Stapelung vor: Die höchstmetamorphen Serien (Eklogite, Amphibolite) liegen zuoberst. Zum Liegenden hin werden die Gesteine immer schwächer metamorph. Die untersten Decken bestehen aus anchimetamorphen Sedimenten und Vulkaniten des Paläozoikums (Bayerische Fazies).

Im einzelnen kann man nach Franke (1984) im Deckenstapel der Münchberger Gneismasse vom Liegenden zum Hangenden folgende Abfolge von jeweils normal gelagerten Teildecken beobachten:

- Unterkarbonischer Flysch der Bayerischen Fazies (very low grade): Der Flysch der Bayerischen Fazies repräsentiert einen liefergebietsnahen Ablagerungsraum. Proximale Turbidite (inner fan, slope) und Olistostrome charakterisieren den Flysch der Bayerischen Fazies als Wildflysch (Behr et al., 1982).
- Kieselschiefer (Radiolarite) des Devons und Silurs (very low grade).

- Randschiefer-Serie (very low grade): In der Randschiefer Serie treten pelagische Sedimente des Ordoviziums, Silurs und des Unter-Devons, sowie eine bimodale Assoziation von Vulkaniten auf. Obwohl Alkali-Basalte vorherrschen, kommen auch tholeiitische Basalte und Keratophyre vor (Okrusch et al., 1989; Wahnig, 1985; Wirth, 1984).
- Phyllit-Prasinit-Serie (Grünschieferfazies): Die Phyllit-Prasinit-Serie besteht aus grünschieferfaziell metamorphen Vulkaniten und Sedimenten. Im wesentlichen handelt es sich um eine homogene Gruppe metamorpher Laven und Tuffe, hervorgegangen aus kalk-alkalinen Magmen (Okrusch et al., 1989; Oppermann, 1985), in die Phyllite zwischengeschaltet sind. Die Phyllit-Prasinit-Serie soll ein jungpräkambrisches Alter besitzen (Heuse et al., 1994).
- Randamphibolit (Epidot-Amphibolit-Fazies): Die Randamphibolit-Serie besteht aus Metabasalten (ozeanische Tholeiite; Oppermann, 1985) unbekanntes Eduktalters, in die vereinzelt Marmorlagen eingeschaltet sind. Oppermann (1985) gibt die Metamorphosebedingungen des Randamphibolits mit $5 \pm 1 \text{ kb} / 565 \pm 15^\circ\text{C}$ an. K-Ar-Isotopenuntersuchungen an Hornblenden ergaben Abkühlalter zwischen 380 und 400 Ma (Oppermann, 1985; Schüssler et al., 1986).
- Liegend-Serie (Amphibolit-Fazies): Die Liegend-Serie wird von disthenführenden Meta-Grauwacken und -Peliten, sowie Orthogneisen (Augengneise) aufgebaut. Die (Meta-) Grauwacken sind wahrscheinlich proterozoischen Alters. Die Orthogneise weisen Kristallisationsalter von ca. 500 Ma auf ($499 \pm 20 \text{ Ma}$, Rb-Sr Gesamtgestein, Söllner et al., 1981a; Metagranit: 495 Ma, U-Pb an Monazit, Gebauer & Grünenfelder, 1979). Söllner et al. (1981b) datieren die frühvariszische Metamorphose dieser Augengneise auf $370 \pm 8 \text{ Ma}$ (Rb-Sr Mineralisochrone). Metagabbros mit kambro-ordovizischen Intrusionsaltern treten ebenfalls auf (ca. 500 Ma, U-Pb an Zirkon, Gebauer & Grünenfelder, 1979).
- Hangend-Serie (Amphibolitfazies): Die Hangend-Serie wird im wesentlichen aus gebänderten Hornblendegneisen und Amphiboliten, sowie aus Paragneisen aufgebaut. Die Eklogit-Amphibolite der Hangend-Serie werden auf ozeanische Tholeiite zurückgeführt, während die Amphibolite nicht eindeutig zuzuordnen sind, aber Tendenzen zu kalk-alkalischen Inselbogenbasalten zeigen (Pommerenke, 1985). Pommerenke (1985) gibt die Metamorphosebedingungen der Amphibolite der Hangend-Serie mit $8 \text{ kb} / \text{ca. } 540^\circ\text{C}$ an. Schüssler et al. (1986) ermittelten K-Ar-Abkühlalter an Hornblenden von $374 \pm 3 \text{ Ma}$. Als maximales Sedimentationsalter der Meta-sedimente werden ca. 600 Ma angegeben (Söllner et al., 1981a).

In der Hangend-Serie sind im Grenzbereich zur Liegend-Serie Eklogite und Serpentinite eingelagert, die frühpaläozoische Protolithalter aufweisen ($480 \pm 23 \text{ Ma}$, Sm-Nd Gesamtgestein; Stosch & Lugmair, 1990). Diese Eklogite können auf kambro-ordovizische Ozeanbodenbasalte

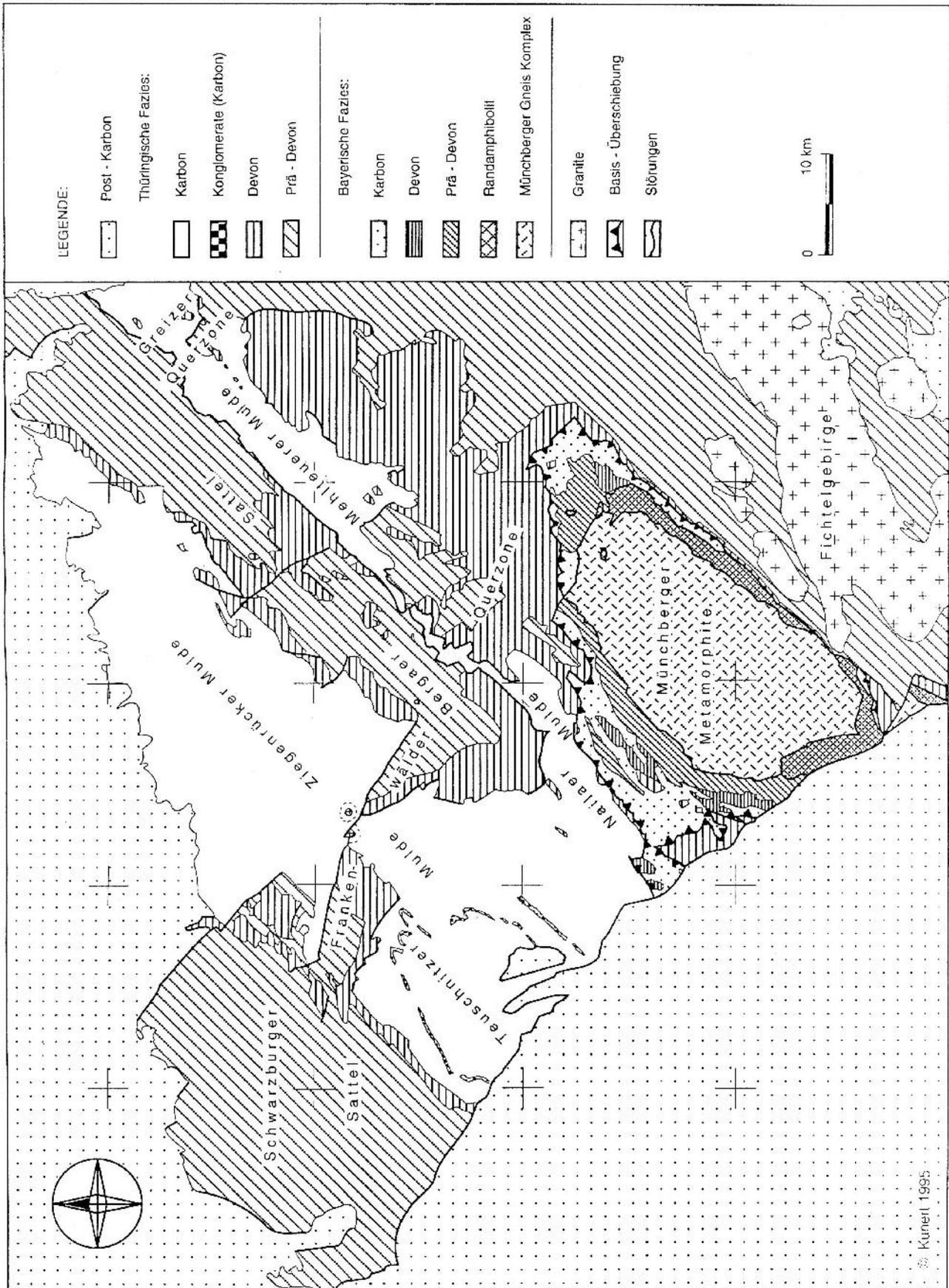


Abb. 2) Karte des Saxothuringikums zwischen Fichtelgebirge und Schwarzburger Sattel (Aus Kunert & Franke 1995, unveröffentlicht).

(ozeanische Tholeiite (N-MORB), aluminiumreiche Basalte, sowie plagioklasreiche, gabbroide Kumulate) zurückgeführt werden (Matthes et al., 1975; Puchelt et al., 1978; Stosch & Lugmair, 1987, 1990).

Das Alter der Hochdruckmetamorphose der Eklogite wird noch heute kontrovers diskutiert: Unter Einbeziehung von Daten von Söllner et al. (1981; Rb-Sr-Isochrone an Paragneisen: 435 ± 14 Ma), sowie von nachberechneten Zirkondaten von Gebauer & Grünenfelder (1979: 425 ± 5 Ma und 411 ± 11 Ma) kommen Müller-Sohnius et al. (1987) zu dem Schluß, daß die Eklogitbildung zur Zeit des Ordoviz (ca. 435 Ma) stattfand. Dagegen argumentieren Stosch & Lugmair (1990) für eine eklogitfazielle Metamorphose um 395 Ma, auf die weniger als 15 Ma später eine amphibolitfazielle Überprägung folgt. Stosch & Lugmair (1990) konnten für eine Probe eine Sm-Nd-Isochrone (Gesamtgestein, Eklogitminerale, Granatkern) definieren, die ein (Metamorphose-) Alter von 395 ± 4 Ma angibt. Wird der Granatkern außer acht gelassen, so ergibt sich ein Alter von 384 ± 4 Ma (Stosch & Lugmair, 1990).

Kreuzer & Seidel (1989) haben in der Hangend-Serie Ar-Ar-Plateaualter von 390 Ma (3T-Phengit in Eklogit), 377 Ma (Muskowit in diskordantem Pegmatit) und 380 Ma (Hornblende in Amphibolit) ermittelt. Diese Daten bestätigen frühere K-Ar Alter von Hornblendens (ca. 380 Ma; Kreuzer et al., 1989). Sie können als das Alter der Abkühlung nach der frühvariszischen (Hochdruck-) Metamorphose interpretiert werden.

Franz et al. (1986) geben für den Weißenstein-Eklogit in der Münchberger Gneismasse Metamorphosedrücke von mindestens 13-17 kb an. Dies entspricht einer Versenkungstiefe von rund 40-60 km.

Die Liegend- und die Hangend-Serie zeigen Affinitäten zum Tepla-Barrandium, einem Mikrokontinent am S-Rand des saxothuringischen Beckens (vgl. Kap. 1.1.4). Die Kristalldecken von Münchberg, Wildenfels und Frankenberg, sowie das Kristallin des Tepla-Barrandiums repräsentieren heute den aktiven Plattenrand am S-Rand des saxothuringischen Beckens. Der gesamte Deckenstapel wurde im Verlaufe der variszischen Orogenese auf die (par-) autochtone Thüringische Fazies, d.h. nach NW auf den passiven Rand des saxothuringischen Beckens, aufgeschoben. Das Kambrium und Ordovizium der Thüringischen Fazies wurden im Schelfbereich abgelagert, während die gleichalten Serien der Bayerischen Fazies einem Kontinentalhang zugeordnet werden können. Ein ozeanischer Teil des saxothuringischen Beckens steckt wahrscheinlich in ehemaligen MORB-Typ Metabasalten, die jetzt als Eklogite im höchsten Teil des Deckenstapels erhalten sind. Die palinspastische Abfolge der prä-Flysch-Abfolgen ist in Abb. 3 skizziert.

1.1.2 PRÄ-FLYSCH ENTWICKLUNG DES SAXOTHURINGIKUMS

Die Entstehung des saxothuringischen Beckens wird auf ein kambro-ordovizisches Riftsystem zurückgeführt (Zusammenfassungen der Entwicklung bei Franke 1984, 1989a, 1989b). Die ältesten Schichten des Saxothuringikums treten in den Kernbereichen des Schwarzburger Sattels und des Fichtelgebirgs-Antiklinoriums auf. Da die ältesten Sedimente des Saxothuringikums Flachwasserablagerungen sind, kann man für das saxothuringische Becken von einem kontinentalen Unterbau ausgehen (Franke, 1984). Das Alter dieses Basements ist fraglich, Proterozoikum scheint jedoch wahrscheinlich. Im östlichen Saxothuringikum (Lausitz) ist cadomisches Basement, bestehend aus grünschieferfaziellen, proterozoischen Grauwacken und posttektonischen (unmetamorphen) Granitoiden (Granodiorite, ca. 540 Ma) flächenhaft aufgeschlossen (z.B. Kemnitz et al., 1994; Korytowski, 1994; Korytowski et al., 1993).

Im Saxothuringikum sind zwei Faziesbereiche zu unterscheiden: Der Raum der Thüringischen Fazies und der der Bayerischen Fazies. Aus einer palynspastischen Rekonstruktion (Abb. 3), bei der die inverse Stapelung der Münchberger Gneismasse so entstapelt wird, daß die höchsten Decken anschließend am weitesten im SE liegen, folgt, daß die Bayerische Fazies ursprünglich südlich des Raums der Thüringischen Fazies gelegen haben muß. Die Bayerische Fazies repräsentiert dabei einen tieferen Teil des Beckens.

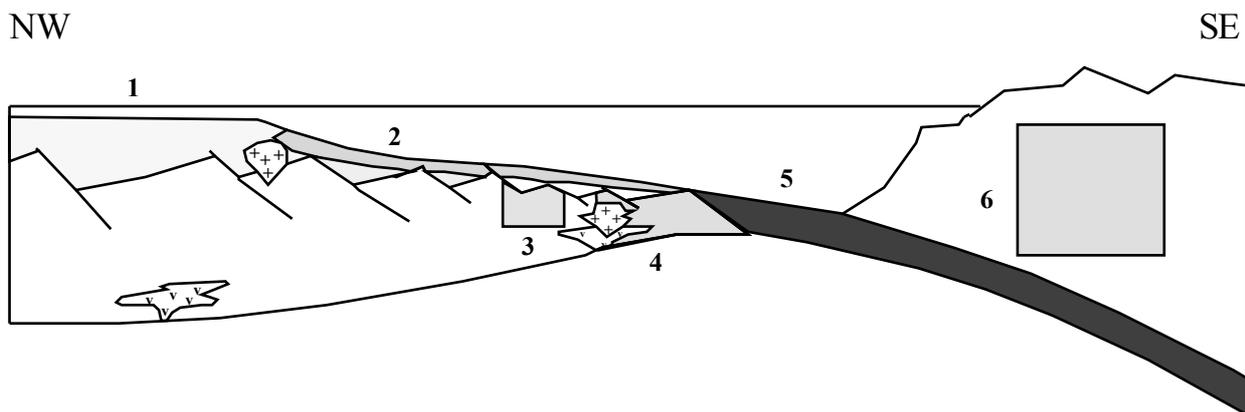


Abb. 3) Palynspastische Rekonstruktion der prä-Flysch Abfolgen: Nach Franke et al., 1992b.

1 = Thüringische Fazies (Schelf); 2 = Bayerische Fazies (gedehnter Kontinentalhang); 3 = Proterozoikum (Prasinit-Phyllit-Serie der MM); 4 = Proterozoikum mit kambro-ordovizischen Intrusionen (Legend-Serie der MM); 5 = Ordovizische MORB-Typ Basalte (Eklogite, Metagabbros, etc. der MM, ZEV und des Marienbader Komplexes); 6 = Jungproterozoisches Basement, teilweise mit kambro-ordovizischen Intrusionen (Hangendserie der MM, Tepla-Barrandium).

Das Kambrium, das fossilführend nur in der Bayerischen Fazies belegt und auch petrographisch untersucht ist, besteht im gesamten Saxothuringikum fast ausschließlich aus klastischen Sedi-

menten (Sandsteine, Quarzite, Schiefer; Ludwig, 1969; Schäfer et al., 1994; Sdzuy, 1964, 1966). Untergeordnet treten auch Magmatite (Spilite und Quarz-Keratophyre) auf (Franke, 1984).

Während die Thüringische Fazies im Kambro-Ordoviz neritisch ausgebildet ist, zeigt die Bayerische Fazies schon während des mittleren Ordoviziums eine fortschreitende Eintiefung. Spätestens seit diesem Zeitpunkt weist sie Anzeichen für tieferes Wasser auf (pelagische Sedimente, Turbidite, Radiolarite). In beiden Faziesreihen tritt im Ordovizium bimodaler Magmatismus (Alkalibasalte und Keratophyre) auf (Wirth, 1984). In der Thüringischen Fazies besitzen die ordovizischen Vulkanite jedoch ein geringeres Volumen als die in der Bayerischen Fazies, und unterscheiden sich von diesen durch eine Vormacht saurer Gesteine (Franke, 1984). Von großer Bedeutung im Ordovizium der Thüringischen Fazies sind Granitoide, deren Hauptvorkommen im Hirschberger Sattel (Hirschberger Gneise = variszisch geschieferte Granitoide), im Fichtelgebirge und im Erzgebirge liegen (Hofmann et al., 1979; Kröner et al., 1991). Auch in der Liegend-Serie der Münchberger Gneismasse treten im Ordovizium saure Intrusionen (ca. 500 Ma, Gebauer & Grünenfelder, 1979; Söllner et al., 1981a) auf, die heute als Augengneise vorliegen.

Im Ordovizium der Randschiefer-Serie der Bayerischen Fazies überwiegen im Gegensatz zur Thüringischen Fazies, neben Tholeiiten und Keratophyren, Alkali-Basalte (Okrusch et al., 1989). Im obersten Ordovizium der Thüringischen Fazies deutet sich ein Wechsel zu pelagischen Verhältnissen an. Im Silur wurden sowohl in der Thüringischen-, als auch in der Bayerischen Fazies schwarze Lydite und Alaunschiefer abgelagert. Das Silur der Thüringischen Fazies ist nur geringmächtig. Neben Lyditen und Alaunschiefern treten Flaserkalke mit pelagischen Faunen ("Ockerkalk") und untergeordnet geringmächtige sandige Einschaltungen, sowie vereinzelt basaltische Laven und Tuffe auf (Franke, 1984). Auch im Silur der Bayerischen Fazies treten basaltische Tuffe auf. Charakteristisch für das Silur der Bayerischen Fazies ist neben den schwarzen Lyditen der "Orthocerenkalk" mit einer reichen benthonischen Fauna (Franke, 1984). Die silurischen Lydite der Bayerischen Fazies leiten lückenlos in die Kieselschiefer-Fazies des Bayerischen Devons über.

Die Eigenheit des Bayerischen Paläozoikums, in der Form isolierter Körper im unterkarbonischen Flysch der Bayerischen Fazies aufzutreten, gilt im besonderen für das Silur. Nur selten ist das Silur im ehemaligen stratigraphischen Verband erhalten (Franke, 1984).

Die Tendenz zu größeren Wassertiefen erreicht im Devon der Bayerischen Fazies einen Höhepunkt (Franke, 1989a): Es kommt zur weitverbreiteten Ablagerung der sehr mächtigen Kieselschiefer-Serie, die aus hellen Lyditen und hellen Tonschiefern besteht. Teilweise können in die Kieselschiefer-Serie Grauwacken eingeschaltet sein (z.B. Geuser-Plateau bei Wallenfels, GK Schwarzenbach a.W.). Insgesamt ist das Devon der Bayerischen Fazies, wie auch das Silur, sehr

variabel ausgebildet. Olistolithe im Unterkarbon der Bayerischen Fazies zeigen einen dritten Faziestyp: Es treten sehr reine Kalke (unterdevonische "Tentakulitenkalke") und oberdevonische Flaserkalke mit pelagischer Fauna auf. Diese Fazies ist aufgrund ihrer Ausbildung von den Kalken des Thüringischen Devons nicht zu unterscheiden.

Im Devon der Thüringischen Fazies werden bis in das Unterdevon Graptolithenschiefer sedimentiert, die mit geringer Mächtigkeit von den "Tentakuliten-Knollenkalken" überlagert werden. Im Hangenden folgen die Tentakulitenschiefer mit Nereitenquarzit. Die Tentakulitenschiefer reichen bis in das tiefe Mitteldevon (Al-Rawi, 1977). Im Unter- und Mittel-Devon ist Vulkanismus selten. Dagegen finden sich im Nordwesten des Saxothuringikums häufig klastische Einschaltungen.

Die Tentakulitenschiefer gehen in die Schwärzschiefer über, die nach Conodonten von der unteren Eifel-Stufe bis in das do Ia reichen (Gandl, 1989). Die Schwärzschiefer bilden das unmittelbar Liegende des oberdevonischen (Adorf, do I) Vulkanismus. Hauptsächlich treten Diabase und zugehörige Tuffe, sowie untergeordnet auch Keratophyre, auf, die eine bimodale Assoziation bilden. Der oberdevonische Vulkanismus wird auf eine intrakontinentale Dehnungsphase zurückgeführt, in deren Verlauf tholeiitische bis alkalische Schmelzen gefördert wurden (Klenke & Poll, 1985; Wirth, 1978).

Einen auffallenden Horizont innerhalb des Oberdevons der Thüringischen Fazies stellen grobe Klastika dar, die in die Vulkanite eingeschaltet sind oder unmittelbar in deren Hangendem auftreten. Diese Granit- oder Diabas-Konglomerate (Reitzensteiner Konglomerat und seine Äquivalente), die somit in das do I (Adorf) gehören, werden in der älteren Literatur der "Reussischen Phase" zugeordnet (vgl. Franke, 1984). Ihr Komponenten-Spektrum beinhaltet Vulkanite der Thüringischen Fazies, prä-Devonische Sedimente der Thüringischen Fazies und Granitoide. Die Granitoide der Konglomerate entsprechen den Hirschberger Gneisen (Eigenfeld, 1938), die im Thüringischen Ordovizium des Hirschberger Sattels auftreten. Das Komponentenspektrum spricht für die Annahme eines Liefergebietes südlich des Bergaer Sattels im Verlauf der Achse Hirschberg-Gefell-Greiz (Eigenfeld, 1938; Weise, 1972). Auch die Verteilung der Mächtigkeiten und der Korngrößen spricht für dieses Liefergebiet: Ausgehend von der Achse Hirschberg-Gefell-Greiz nimmt die Korngröße und die Mächtigkeit der Konglomerate sowohl nach Norden, als auch nach Süden ab, bis die Konglomerate in tuffitische Grauwacken übergehen. Diese "reussischen" Klastika, bei denen es sich um submarine Schuttströme (debris flows) handelt (Franke, 1984), stehen in keiner Beziehung zum saxothuringischen Flysch. Dies konnte auch durch sedimentpetrographische Untersuchungen gezeigt werden (Schäfer, 1992): Die oberdevonischen Grauwacken der

Thüringischen Fazies (Äquivalente des Reitzensteiner Konglomerates) unterscheiden sich von den oberdevonischen Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums durch ein deutlich anderes Spektrum detritischer Zirkone. Das Reitzensteiner Konglomerat und seine Äquivalente werden auf eine Hebungszone innerhalb des Autochthons der Thüringischen Fazies zurückgeführt, die wahrscheinlich die oberdevonische Heraushebung des Sächsischen Granulitgebirges in Form eines Metamorphic Core Complex dokumentiert (Franke, 1989a, 1993, 1995).

Über den Diabasen, bzw. den Granit- oder Diabaskonglomeraten, folgen im allgemeinen Tonschiefer und Flaserkalke mit Cephalopoden und Conodonten.

Im Hangenden dieser oberdevonischen Tonschiefer setzt in der Thüringischen Fazies das Unterkarbon mit den Hangenberg-Quarziten und -Schiefern ein (Abb. 8, S. 35; Franke, 1984). Hierauf folgen der Hangenberg-Kalk (Gattendorfia-Stufe) oder äquivalente Kalkknollen-Schiefer und schließlich der Liegende Alaunschiefer, der im Frankenwald als "Rußschiefer" bezeichnet und in die tiefe Pericyclus Stufe (mittleres Tournai, cu II α) gestellt wird (Abb. 8, S. 35). Im Hangenden des Rußschiefers setzt im Frankenwald mit den "Bordenschiefern" (cu II $\beta/\gamma-\delta$; Gandl, 1981) die distale Flyschsedimentation ein.

In der Bayerischen Fazies ist das Unterkarbon fast ausschließlich in Flysch-Fazies ausgebildet.

1.1.3 FLYSCH DES SAXOTHURINGIKUMS

Während des älteren Devons wurde saxothuringischer Ozeanboden in südliche Richtungen subduziert; dies ist in der Hoch- u. Mitteldruck-Metamorphose der Münchberger Decken und ihren Äquivalenten im Moldanubikum (ZEV, Tepla-Barrandium) dokumentiert (siehe z.B. Franke 1989a; Teufel, 1988). Die neu entstandenen Metamorphite sowie die noch unmetamorphen Serien des nordwestlichen Vorlandes (letztere liegen heute als anchimetamorphe Serien der Thüringischen- und Bayerischen Fazies vor) wurden anschließend in einem dextral-transpressiven Regime (Franke et al., 1992b) tektonisch gestapelt und auf das thüringische Vorland überschoben. Dabei wurden, von SE nach NW, ältere über jüngere Einheiten und stärker metamorphe Gesteine über schwächer metamorphes Material überschoben, so daß heute eine inverse Stapelung der Metamorphose vorliegt. Die vollständige Subduktion des saxothuringischen Ozeanbodens, also der Beginn der kontinentalen Kollision zwischen dem Unterbau des heutigen Saxothuringikums und dem Tepla-Barrandium, läßt sich durch zwei voneinander unabhängige Datensätze in das ältere Oberdevon datieren:

- a) Die ältesten Flysch-Grauwacken im Bereich der Thüringischen Fazies, also aus einem Ablagerungsraum, der nordwestlich des saxothuringischen Ozeanbodens und des Ablagerungsraumes der Bayerischen Fazies gelegen haben muß, treten im tiefen Famenne (ca. 365 Ma; Harland et al., 1989) auf. Sie sind nur bei Bingarten, im Erbdorfer Paläozoikum am Südrand des Fichtelgebirges aufgeschlossen (Franke et al., 1992a).
- b) Die rasche Abfolge von Zirkon-, Hornblende- u. Muskowit-Altern im Kristallin von Münchberg und verwandten Einheiten, die innerhalb des analytischen Fehlers einheitlich bei ca. 380 Ma liegen (Gebauer & Grünfelder, 1979; Kreuzer et al., 1989; Schüssler et al., 1986, Teufel, 1988) läßt sich mit schneller isostatischer Hebung infolge der Unterschiebung von kontinentaler Kruste im Zuge der Kollision erklären.

Im Laufe des höheren Devons und des Unterkarbons schreitet die tektonische Stapelung fort, und auch die Sedimente der Bayerischen- und Thüringischen Fazies werden an den aktiven Plattenrand angegliedert. Spätestens seit Beginn der Visé-Stufe (ca. 350 Ma) hat am SE-Rand des saxothuringischen Beckens ein Akkretionskeil gelegen, der das Vorlandbecken mit Flyschsedimenten beliefert hat (Abb. 4). Andere Liefergebiete für den saxothuringischen Flysch, wie sie in der älteren Literatur postuliert worden sind, sind nicht nachweisbar (siehe Kapitel 1.2, sowie Diskussion in Franke, 1984).

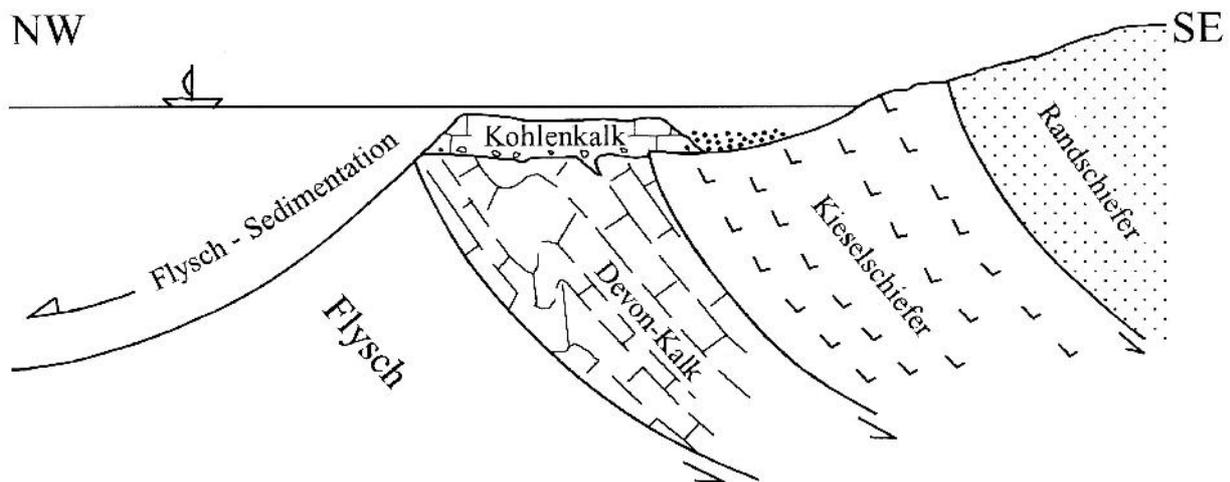


Abb. 4) Paläogeographisch-tektonisches Modell für den SE-Rand des Saxothuringischen Beckens im Unterkarbon. Paläozoikum Bayerischer Fazies bildet einen Akkretionskeil, der von karbonischen Flachwassersedimenten überlagert wird und das Flyschbecken speist. Nach Franke (1984).

Im Endstadium der Orogenese ist auch die unterkarbonische Füllung des Vorlandbeckens in die tektonische Stapelung einbezogen worden; ein ehemals etwas tiefer versenkter (stärker anchimetamorpher) Flysch der Bayerischen Fazies ist nach NW auf den schwächer anchimetamorphen

Flysch der Thüringischen Fazies überschoben worden. Entsprechend der paläogeographischen Situation besteht der Bayerische Flysch im wesentlichen aus Olistostromen und proximalen Turbiditen (inner fan, slope), der Thüringische Flysch dagegen aus distalere Ablagerungen des externen Beckenbodens (Behr et al., 1982; Franke, 1984).

Analysen der Transportrichtungen (z.B. Gräbe, 1968; Gräbe & Wucher, 1967; Greiling, 1966a; Lambelet et al., 1967) in den unterkarbonischen Sedimenten zeigen eine recht uneinheitliche Verteilung (Abb. 5). Franke (1984) gibt eine Zusammenfassung der vorliegenden Beobachtungen. Demnach treten in der Teuschnitzer- und in der Ziegenrücker Mulde hauptsächlich Indikatoren für einen von NE nach SW-gerichteten Transport auf. Eine nach NE gerichtete Strömung wurde bisher nur in der Teuschnitzer Mulde beobachtet. Weiterhin treten Strömungsrichtungen aus Süden bis SE auf. Es gibt aber auch Anzeichen für einen nach Norden (Rutschungen, Slump-Falten), sowie einen nach NW-gerichteten (Dachziegellagerung) Transport. Östlich der Münchberger Gneismasse treten bei Trogenau Strömungsrichtungen aus SSE bis ESE auf (Abb. 5).

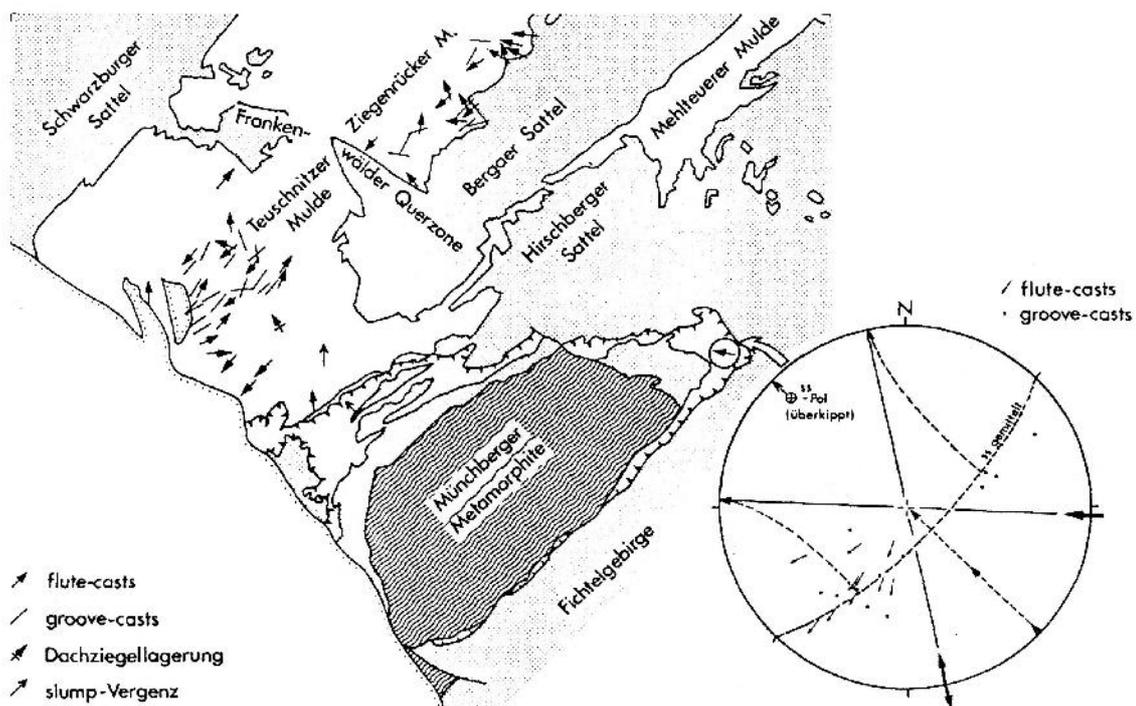


Abb. 5) Verteilung der Strömungsrichtungen im Unterkarbon-Flysch des Saxothuringikums (Aus Franke, 1984). Weiß = Flysch; Punktraster = prä-Karbon. Zusammengestellt nach Gräbe & Wucher (1967); Lambelet et al (1967); diverse GK 1:25000 des Bayerischen Geologischen Landesamtes mit Erläuterungen; Franke (1984). Rechts: Raumlage und Rückrotation von Sohlmarken aus dem Steinbruch am S-Ausgang von Trogenau (GK Boben-neukirchen). Falten- und Kippungsachsen liegen etwa horizontal; die einfache Horizontierung der Schichtung führt daher zu einem realistischen Wert für die Strömungsrichtung (flute-casts aus ESE, groove-casts unipolar in ESE- und SSE-Richtung).

Generell zeigt sich, daß die turbidity currents im saxothuringischen Becken zum größten Teil axial, d.h., parallel zum heutigen tektonischen Streichen, verlaufen. In sehr proximalen, energie-

reichen Schüttungskörpern läßt sich der direkte Einstrom vom Liefergebiet nach N- bis NW belegen (Abb. 5). Dies läßt sich durch ein im SE gelegenes Liefergebiet erklären, von dem die Schüttungen zunächst hangabwärts verlaufen, und dann in die Beckenachse einbiegen. Obwohl die NW-gerichteten Strömungsmarken auf die Münchberger Gneismasse als Liefergebiet hinweisen, muß sie nicht zwangsläufig das Liefergebiet sein, da sie zum Zeitpunkt der Sedimentation noch weiter im SE gelegen- und ihre heutige Position erst zu einem späteren Zeitpunkt, durch gravitatives Abgleiten von einer orogenen Hebungszone (Fichtelgebirge), eingenommen hat (Franke, 1984). Teilweise zeigen die Strömungsrichtungen auch auf die Münchberger Gneismasse zu (siehe oben und Abb. 5). Weiterhin treten in der Ziegenrücker Mulde NW-gerichtete Strömungsmarken auf, obwohl in deren direktem südöstlichen Hinterland ein mit der Münchberger Gneismasse vergleichbares Gebiet fehlt.

Das Bild der Strömungsmarken läßt sich mit der Annahme eines Akkretionskeils vereinbaren, der am SE-Rand des saxothuringischen Beckens als Liefergebiet fungiert haben soll.

Im unterkarbonischen Flysch der Thüringischen Fazies des Frankenwaldes werden auf den amtlichen geologischen Karten folgende Serien unterschieden (Abb. 6):

- Lehestener Schichten (C3): Die Lehestener Schichten werden in die Unteren- und die Oberen Lehestener Schichten unterteilt. Zu den Unteren Lehestener Schichten gehören u.a. die Schneidberg-Grauwacke (cu, gS) und das Schmiedsgrundkonglomerat (cu, cS). Zu den Oberen Lehestener Schichten zählen die Wetzsteinquarzit-Wechselagerung (cu, Wqgt) und das Wurstkonglomerat (cu, gW). Die Lehestener Schichten reichen nach Gandl (1972, 1981) bis in das Visé 3a.
- Untere Teuschnitzer Schichten (C4): Zu den Unteren Teuschnitzer Schichten zählen die Flyschserien im Liegenden des Teuschnitzer Konglomerates. Dies sind die mittlere Tonschiefer-Grau- wacke-Wechselagerung (cu, tg4) und die mittlere Grau- wacke (cu, g4).
- Obere Teuschnitzer Schichten (C5): Die Oberen Teuschnitzer Schichten stellen die jüngsten Serien der Thüringischen Fazies. Neben dem Teuschnitzer Konglomerat (cu, gT) gehören hierzu die Obere Tonschiefer-Grau- wacke-Wechselagerung (cu, tg5) und die Obere Grau- wacke (cu, g5).

Die Hauptmasse der unterkarbonischen Flysch-Sedimente der Thüringischen Fazies liegt in der Thüringer Hauptmulde (Ziegenrücker- und Teuschnitzer Mulde). Nach Lambelet et al. (1967) besteht der Kulm der Teuschnitzer Mulde aus einer ca. 3600 m mächtigen, eintönigen Abfolge

Thüringische Fazies (autochthon)		Bayerische Fazies (allochthon)	Erbendorfer Paläozoikum
Alter	Lithostratigraphie		
Visé	3 Obere Teuschnitzer Schichten inkl. Teuschnitzer Konglomerat	Grauwacken & Tonschiefer mit Konglomeraten, z.B. Poppengrüner- & Zeyemgrund-Kongl.	
	2 Untere Teuschnitzer Schichten		
	1 Lehestener Schichten u.a. Schneidberg-Grauwacke, Schmiedsgrund- und Würstkongl., Wetzsteinquarzit		
Tournai			
Famenne			Grauwacken

Abb. 6) Vereinfachte stratigraphische Übersicht über die wichtigsten Flysch-Serien.

von Tonschiefern, Quarziten, Grauwacken und Grauwacken-Konglomeraten. Auf den unteren Kulm, dessen Obergrenze nach Lambelet et al. (1967) die Basis der ersten Grauwackenbank im Hangenden der Oberen Dachschiefer (Visé 3 β ; Gandl, 1981) ist, entfallen ca. 1000 m Mächtigkeit. In den Unteren Kulm, in dem Tonschiefer vorherrschen, werden die Oberen Dachschiefer, die Wetzsteinquarzit-Serie, zu der auch das "Würstkonglomerat" gehört, und die Dunklen Bordenschiefer gestellt. Der obere Kulm besteht aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern und Grauwacken (ca. 2700 m mächtig). In diese Wechsellagerung sind mehrere Konglomerathorizonte eingeschaltet, die als Leithorizonte dienen können, aber meist nur über kurze Distanzen ausstreichen. Vier dieser Konglomerate aber besitzen eine höhere Mächtigkeit und lassen sich über eine gewisse Distanz im Streichen verfolgen. Es handelt sich um (vom Liegenden zum Hangenden) das Giftinger Konglomerat und das Possecker Konglomerat, die beide in die Unteren Teuschnitzer Schichten (C4) gestellt werden, sowie das Teuschnitzer Konglomerat und das Marienrother Konglomerat (C5, Obere Teuschnitzer Schichten). Das Teuschnitzer Konglomerat, das ausführlich von Eigenfeld (1933) untersucht wurde, ist der bei weitem wichtigste Konglomerathorizont in der Teuschnitzer Mulde. Es ist ca. 10-20 m mächtig, über weite Strecken zu verfolgen und zeichnet die Struktur der Teuschnitzer Mulde nach (vgl. Abb. 2). Die Schichten im Liegenden des Teuschnitzer Konglomerates werden als Untere Teuschnitzer Schichten, die im Hangenden als Obere Teuschnitzer Schichten bezeichnet.

Der allochthone Flysch der Bayerischen Fazies ist von der Deckentektonik stark zerschert und daher lithostratigraphisch nur schlecht zu untergliedern. Lediglich einige Konglomerathorizonte (z.B. Zeyerngrund- und Poppengrüner-Konglomerat) lassen sich abgrenzen und über größere Distanzen verfolgen.

Ausführliche sedimentpetrographische Untersuchungen (Schwermineral- und Zirkonvarietätenanalyse) an Grauwacken der Thüringischen- und der Bayerischen Fazies (Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, in Vorb.) erbrachten zusammenfassend folgende Ergebnisse (vgl. Abb. 7):

- Generell gilt, daß der saxothuringische Flysch durch stabile, zirkondominierte Schwermineralspektren gekennzeichnet ist. "Liefergebietskritische" Minerale fehlen weitgehend. In allen untersuchten Proben ist Zirkon das vorherrschende Schwermineral.
- Auffallend ist ein Rückgang des Anteils rötlicher Zirkone von rund 28% im oberdevonischen Flysch über 13% im älteren Unterkarbon auf ca. 6% im jüngeren Unterkarbon.
- Idiomorphe Zirkone treten gehäuft ab den Unteren Teuschnitzer Schichten in Erscheinung. Allerdings herrschen im tiefen Oberdevon unter den nicht-rötlichen Zirkonen ebenfalls idiomorphe Formen vor. Im älteren Unterkarbon (Lehestener Schichten) dagegen dominieren gerundete Zirkone. Der Anteil idiomorpher Zirkone erreicht hier ein Minimum.
- Im Spektrum der idiomorphen Zirkone zeichnet sich folgende Entwicklung ab: In den Proben des Oberdevons und des älteren Unterkarbons dominieren P-Formen. Hauptvarietät ist dabei meist P5. In den Unteren Teuschnitzer Schichten nimmt der Anteil der S-Typen zu. P5 bleibt aber weiterhin eine wichtige Varietät. Im jüngeren Unterkarbon (Obere Teuschnitzer Schichten) schließlich dominieren die S-Formen mit S23 als Haupttyp (Abb. 7).
- Sowohl die oberdevonischen Grauwacken, als auch die Oberen Teuschnitzer Schichten der Thüringischen Fazies besitzen hohe Apatit- und relativ geringe Rutilgehalte. In den Oberen Teuschnitzer Schichten kann jedoch im Gegensatz zum Oberdevon gehäuft Granat auftreten.
- Das ältere Unterkarbon der Thüringischen Fazies (Lehestener- und Untere Teuschnitzer Schichten) wird durch hohe Rutilgehalte gekennzeichnet. Die Lehestener Schichten fallen außerdem durch hohe Gehalte an "glatten" (Metamorphit-) Zirkonen auf (Schäfer, 1992).

Die Schwermineralspektren und Zirkonpopulationen aus den Grauwacken der Bayerischen Fazies lassen sich wie folgt charakterisieren:

- Die Bayerische Fazies unterscheidet sich im wesentlichen durch sehr hohe Zirkon- und Karbonatgehalte von den Einheiten der Thüringischen Fazies. Außerdem fehlt in der Bayerischen Fazies Spinell fast vollständig.

- Ähnlichkeiten zwischen dem älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies und der Bayerischen Fazies bestehen im niedrigen Apatit- und Granatgehalt, sowie den teilweise hohen Gehalten an Karbonat. Der Rutilgehalt liegt in der Bayerischen Fazies jedoch deutlich unter dem des älteren Unterkarbons der Thüringischen Fazies.
- In den Grauwacken der Bayerischen Fazies treten weniger rötliche Zirkone als im oberdevonischen Flysch, aber mehr als im jüngeren Unterkarbon der Thüringischen Fazies auf. Die Gehalte an rötlichen Zirkonen sind \pm konstant und liegen im Mittel zwischen 15 und 20%.
- Unter den idiomorphen Formen treten P5 und S23 in \pm gleichwertigen Anteilen als Hauptformen nebeneinander auf.

Ähnlichkeiten in den Schwermineralspektren und in der Verteilung der Anteile der einzelnen Zirkonvarietäten lassen eine Korrelation der Bayerischen Fazies mit dem älteren Unterkarbon (Lehestener- und Untere Teuschnitzer Schichten) der Thüringischen Fazies zu, was die Vermutungen früherer Autoren bestätigt (vgl. Kap. 1.2). Von den oberdevonischen Grauwacken und den Oberen Teuschnitzer Schichten unterscheidet sich die Bayerische Fazies deutlich (Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, 1994; Schäfer & Dörr, in Vorb.).

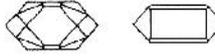
Ältere Arbeiten über die Zusammensetzung der unterkarbonischen Grauwacken, Konglomerate und Olistostrome liefern bereits einige Hinweise auf die Exhumierungs- und Akkretionsgeschichte des Liefergebietes:

Im Oberdevon-Flysch von Erbdorf tritt Chromspinell auf (Ludwig 1968), der nach geochemischen Untersuchungen von v.Gehlen (Dörr et al., 1989a) von alpinotypen Peridotiten abzuleiten ist.

Die Analysen einfacher, prismatischer Zirkone aus dem oberdevonischen Flysch decken sich mit denen von Zirkonen aus einem Orthogneis der ZEV (Teufel, 1988; Dörr et al, 1991). Komplexe S-Zirkone aus dem oberdevonischen Flysch liegen im Concordia-Diagramm auf der Diskordia von Zirkonen, die Teufel (1988) aus einem Granat-Disthen-Paragneis der ZEV untersucht hat: D.h. die detritischen Zirkone aus dem oberdevonischen Flysch liegen auf den Diskordien der von Teufel untersuchten ZEV-Zirkone, die die frühvariszische MP-Metamorphose um 380-390 Ma datieren (Dörr et al, 1991). Auch Einzelzirkone aus den oberdevonischen Grauwacken wurden

Abb. 7 - nächste Seite) Übersichtsdarstellung der Ergebnisse aus Zirkonvarietäten- und Schwermineralanalysen (Nach Schäfer & Dörr, 1994).

Die Breite einer Spalte entspricht jeweils 100%. Die Breite der Felder gibt den jeweiligen Anteil in Korn-% an. Der helle Bereich im Feld für den Anteil der gerundeten Zirkone gibt den Anteil der „Metamorphit“-Zirkone („Glatte“ Zirkone) relativ zur Summe der gerundeten Zirkone an.

		Rötliche, gerundete Zirkone <small>bezogen auf Gesamtsumme</small>	Farblose u.a. (ohne rötliche) <small>rund / idiomorph</small>	Apatit	Rutil	Granat
Visé 3	Obere Teuschnitzer Schichten incl. Teuschnitzer Kgl.					
	Untere Teuschnitzer Schichten					
	Lehestener Schichten (u.a. Schneidberg-Grauwacke, Schmiedsgrund-, Wurstkgl., Weizsteinquarzit)					
Tournai						
Famenne	Grauwacken					

mit der U-Pb Methode datiert (Schäfer & Dörr, 1995; Schäfer et al., 1995): Ein abradierter detritischer Einzelzirkon liegt in der Nähe der Schnittpunkte der Diskordien der oben erwähnten Zirkonfraktionen von Ortho- und Paragneisen aus druckbetonten Einheiten der ZEV (Teufel, 1988) und genau auf den Analysenpunkten der Monazite, die Teufel aus diesen Gesteinen untersucht hat. Dies bedeutet, daß dieser Einzelzirkon die gleichen U-Pb-Alter wie Monazite aus der ZEV besitzt und somit also ein Alter von ca. 380 Ma liefert.

Diese Befunde deuten an, daß bereits im Famenne (um 365 Ma) druckbetonte, frühvariszisch metamorphe Gesteine der ZEV oder äquivalenter Einheiten, möglicherweise auch Ophiolite, exhumiert waren und das Vorlandbecken beliefert haben.

Während der Ablagerung der unterkarbonischen Klastika war das Paläozoikum Bayerischer Fazies an den aktiven Plattenrand akkretioniert (Abb. 4) und hat das Becken mit charakteristischen Geröllen beliefert (Radiolarite des Silurs und Devons, Keratophyre und Diabase, die zum ordovizischen, bimodalen Vulkanismus der Randschieferserie passen, sowie unterkarbonische Flachwasserkalke; Franke, 1984). Die Zusammensetzung des Detritus (hohe Gehalte an Quarz und Feldspat, Apatit, idiomorphe Zirkone, sowie Kristallingerölle) weist jedoch darauf hin, daß auch ein Kristallgebiet (vorläufig) unbekanntes Alters und unbekannter Zusammensetzung im Hinterland vorhanden war (Franke, 1984, Schäfer, 1992).

In einem späten Stadium der Flyschsedimentation (Teuschnitzer Konglomerat) treten auch Komponenten auf, die von der Thüringischen Fazies hergeleitet werden können: ordovizischer Phycoden-Quarzit, sowie Granitgerölle, die ein U-Pb-Alter an Zirkonen von 504 ± 10 Ma geliefert haben (Dörr et al, 1989a). Dies ist möglicherweise als Hinweis darauf zu verstehen, daß im Spätstadium der Orogenese auch das Thüringische Vorland von der Akkretion erfaßt und dem Liefergebiet angegliedert worden ist.

1.1.4 TEPLA-BARRANDIUM

Das Tepla-Barrandium liegt in der Moldanubischen Zone zwischen dem Zentralböhmischem Pluton im Süden und der Erbsendorfer Linie, der Suture zur Saxothuringikum, im Norden (Abb. 1). Es bildet eine schüsselförmige Struktur, in deren Zentralteil, dem Barrandium (Prager Mulde), die jüngsten und am wenigsten metamorphen Einheiten liegen. Das Barrandium verdankt seinen Namen Joachim Barrande (1799-1883), der hier grundlegende Arbeiten zur Erforschung der paläozoischen Schichten und ihrer Faunen geleistet hat (Hauptwerk erschienen ab 1852).

Der Kontakt des Tepla-Barrandiums mit dem Saxothuringikum ist größtenteils durch die Füllung des tertiären Egergrabens und durch spät-karbonische, post-tektonische Granite maskiert. An seiner Ostgrenze wurde das Tepla-Barrandium nach SE auf das Moldanubikum überschoben. Der Westrand des Tepla-Barrandiums wird von der „Zone von Tepla-Domazlice“ (ZTD = Zone von Tepla-Taus = ZTT) gebildet. Die ZTT wird, wie auch deren westlicher Ausleger, die „Zone von Erbendorf-Vohenstrauß“ (ZEV), von Metabasalten und Metasedimenten aufgebaut und von einer früh-variszischen (MP-) Metamorphose dominiert (K-Ar Abkühlalter an Hornblenden: 380-390, Kreuzer et al., 1988, 1989; U-Pb an Zirkonen und Monaziten: ca. 380 Ma, Teufel, 1988). Die ZTT und die ZEV werden als Decken angesehen, die auf Moldanubikum s.str. liegen (Franke, 1990). Bezüglich Lithologie, Metamorphosealter und -Fazies zeigen sie deutliche Analogien zu den Decken der Münchberger Gneismasse.

Im SW-Teil des Tepla-Barrandiums lassen sich sowohl cadomische, als auch variszische Deformationsphasen erkennen (Zulauf, 1995). Nach Zulauf (1995) ist am W-Rand des Tepla-Barrandiums eine typische Barrow-Metamorphose entwickelt, die der cadomischen Orogenese zugeordnet wird (D1). Während einer zweiten cadomischen Deformationsphase entstanden E-W streichende Falten und mächtige mylonitische Scherzonen (Top nach N). Die mit dieser Phase verbundene Metamorphose reicht von der Grünschiefer- bis in die Amphibolitfazies. Die variszische Metamorphose war schwächer. Sie erreichte lediglich anchizonale Bedingungen bis höchstens untere Grünschieferfazies.

Eine Übersicht über die Schichtenfolge und die Entwicklung des Barrandiums gibt Chlupác (1993).

Das Basement des Tepla-Barrandiums besteht aus oberproterozoischen Metasedimenten und Vulkaniten. Es werden eine "prä-spilitische Serie", die größtenteils aus Peliten besteht, eine "spilitische Serie", deren charakteristische Gesteine Metabasalte sind, und eine "post-spilitische Serie", die Flysch-Charakter besitzt, unterschieden (Chlupác, 1993). Aufgrund von geochemischen Daten sind die Metabasite der "spilitischen Serie" auf ein breites Spektrum von Ausgangsgesteinen zurückzuführen. Diese reichen von Intraplattenbasalten bis zu MORB und Kalk-Alkali-Basalten (Chlupác, 1993; Franke, 1989a).

Im Proterozoikum gehen die schwach metamorphen Serien von der Prager Mulde aus langsam in höher metamorphe Einheiten über; im Westen in den Domazlice-Komplex und im NW in den Tepla-Komplex. Im NE tauchen die proterozoischen und paläozoischen Gesteine des Barrandiums unter post-orogene, spät-paläozoische und marine kretazische Serien ab. Im SE trennt der Zen-

tralböhmisches Pluton des Barrandium vom hochgradig metamorphen Moldanubikum. Die (spät-) cadomische Orogenese führt zu einer Diskordanz zwischen den gefalteten und mehr- oder weniger metamorphen Einheiten des Proterozoikums und dem darüberliegenden, transgressiven Paläozoikum (Kambrium oder Ordovizium).

Das Unter-Kambrium, das nur lokal verbreitet ist, ist fluviatil ausgebildet. Im Mittel-Kambrium kommt es kurzzeitig zu einer marinen Transgression. Ober-Kambrium und frühes Ordovizium werden von einem mächtigen andesitischen-rhyolithischen Vulkanismus beherrscht. Im unteren Ordovizium erfolgt darauf eine weitere Transgression, die zu einer vollmarinen Entwicklung überleitet. Das gesamte Ordovizium ist siliziklastisch ausgebildet. Weiterhin tritt submariner basaltischer Vulkanismus auf. Vom Silur bis in das Mitteldevon herrschen im Barrandium neritische bis hemipelagische Bedingungen vor. Im Gegensatz zum unteren Silur, zu dessen Zeit Graptolithenschiefer abgelagert werden, und zum mittleren Silur, in dem submariner basaltischer Vulkanismus vorherrscht, ist das obere Silur kalkig entwickelt. Vom späten Silur bis in das Unterdevon wird eine lückenlose Abfolge von Karbonaten mit einer reichen Faunenentwicklung abgelagert. Die Karbonatsedimentation setzt sich im unteren Devon bis in das frühe Mitteldevon fort. Zu dieser Zeit wird eine reich differenzierte Abfolge von Karbonaten, die von Riffkalken bis zu pelagischen Kalken reicht, sedimentiert.

Im späten Mitteldevon (oberes Givet) kommt es zu einer Regression, verbunden mit siliziklastischen Schüttungen. Diese siliziklastischen Sedimente des Givet (Roblin-Schichten, Srbsko-Formation) werden sedimentologisch als Konturite (Oczlon, 1990, 1992) oder als distale Turbidite (Kukal & Jäger, 1988) angesprochen. Es handelt sich um Silt- bis Feinsandsteine mit Flysch-Charakter (Chlupác, 1993; Kukal & Jäger, 1988). Die maximale erhaltene Mächtigkeit der Roblin-Schichten beträgt nach Kukal & Jäger (1988) ca. 250 m (vgl. hierzu auch Kap. 1.2; S. 37).

1.2 Stand der Forschung

Die Erforschungsgeschichte von saxothuringischem Flysch und der Münchberger Gneismasse, die ein potentiell Liefergebiet des Flyschs darstellt, sind eng miteinander verbunden.

Grundsätzlich gab es für die tektonometamorphe Entwicklung der Münchberger Gneismasse zwei Vorstellungen: Zum Ersten wurde sie als eine herausgepreßte Scholle von kristallinem Basement gedeutet, und zum zweiten als eingemuldeter Deckenrest interpretiert.

Frühe Deutungen, die auf Gümbel (1861) zurückgehen, sahen die Münchberger Gneismasse als eine hochgepreßte Scholle an. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurde die Münchberger Gneismasse, wie auch die analog aufgebauten "Zwischengebirge" von Wildenfels und Frankenberg, als Decke interpretiert (Suess, 1912; Kossmat, 1927; Wurm, 1928). Wurm leitete das Kristallin der Münchberger Gneismasse von einer Wurzelzone südlich des Fichtelgebirges her. Später setzten sich wiederum fixistische Vorstellungen durch, die die Münchberger Gneismasse als eine kristalline Hochzone im Untergrund ansahen, die während der variszischen Orogenese diapirartig ausgequetscht wurde. Die Hauptargumente dieser Theorie waren:

- "Faziesübergänge" zwischen der allochthonen Bayerischen Fazies und der autochthonen Thüringischen Fazies,
- die Zuordnung von Kristallingeröllen aus dem unterkarbonischen Flysch zu Einheiten der Münchberger Gneismasse,
- sowie S-vergente Faltenstrukturen, die mit einem N- bis NW-gerichteten Deckentransport nicht vereinbar erschienen.

Neue Befunde in den frühen achtziger Jahren (z.B. Behr et al., 1982; Franke, 1984) führten zu einer Wiederbelebung der Diskussion um die Münchberger Gneismasse. Franke (1984) erarbeitete eine umfassende Synthese zur tektonischen Entwicklung der Münchberger Gneismasse unter besonderer Berücksichtigung der synorogenen Klastika. Folgende Indizien sind nach seiner Darstellung die Hauptargumente für einen Deckenbau, d.h. eine Allochthonie der Münchberger Gneismasse und der sie umgebenden Bayerischen Fazies:

- Die Münchberger Gneismasse ist in Bezug auf die stratigraphische Abfolge und in Bezug auf den Metamorphosegrad ihrer Einheiten invers gestapelt.
- Das Paläozoikum im Raum des Frankenwaldes und der Münchberger Gneismasse zeigt eine mehrphasige Deformation. Die zur ersten Phase (D1) gehörenden engen, ehemals liegenden Falten und schichtparallelen Überschiebungen sind immer NW-vergent. Dies gilt auch im Gebiet südöstlich der Münchberger Gneismasse. Das Fichtelgebirge kommt als Ursprungsraum der Bayerischen Fazies (und damit der Münchberger Gneismasse) nicht in Frage, da dort das

Paläozoikum in Thüringischer Fazies ausgebildet ist. Somit müssen die Münchberger Decken von einer Wurzelzone südöstlich des Fichtelgebirges stammen.

Als Argumente gegen einen Deckenschub aus SE angeführte SE-vergente Falten und Überschiebungen gehören einer späteren Deformationsphase (D2) an.

- Zwischen der Thüringischen- und der Bayerischen Fazies bestehen im Altpaläozoikum deutliche Unterschiede in den Faziesverhältnissen.
- Zwischen der Thüringischen- und der Bayerischen Fazies bestehen im Unterkarbon deutliche Unterschiede im Sedimentationstil: Die Thüringische Fazies repräsentiert einen distalen Ablagerungsraum, während der Flysch der Bayerischen Fazies dagegen als Wildflysch ausgebildet ist. Er besteht aus Gleitschollen, Slumps, Schlammstromsedimenten und proximalen Turbiditen.
- Die unterkarbonischen Flyschsedimente enthalten umgelagertes Paläozoikum Bayerischer Fazies. Da sie aus südöstlichen Richtungen geschüttet wurden, muß auch das Paläozoikum der Bayerischen Fazies aus dem SE stammen. Das im SE der Münchberger Gneismasse anschließende Fichtelgebirge enthält aber nur Paläozoikum der Thüringischen Fazies. Dies läßt ebenfalls darauf schließen, daß der Münchberger Deckenstapel von südlich des Fichtelgebirges stammt.

Auch in den Auswertungen reflexionseismischer Profile (DEKORP 4) ist die schüsselförmig eingemuldete Struktur der Münchberger Gneismasse gut zu erkennen, so daß das Deckenmodell für die Münchberger Gneismasse heute weitestgehend anerkannt ist.

Der bereits oben angesprochene Punkt „Zusammensetzung der unterkarbonischen Flyschsedimente“ leitet über zur Erforschungsgeschichte des Stoffbestandes der synorogenen Sedimente im Saxothuringikum. Nicht zuletzt in der Diskussion um die Entstehung der Münchberger Gneismasse und die Entwicklung des Deckenmodells zeigt sich die Wichtigkeit der Detritus-Herkunft. Deren Kenntnis kann entscheidenden Einfluß auf das Verständnis von Orogenen und die Entwicklung von entsprechenden Modellen haben.

Tabelle 1 soll einen Überblick über die bekannten sedimentpetrographischen Arbeiten aus dem saxothuringischen Flysch vermitteln. Die Arbeiten der hier aufgeführten Autoren zur Geröllführung der unterkarbonischen Grauwacken und Konglomerate erbrachten folgende Ergebnisse (Zusammenstellung bei Franke, 1984):

Neben Gneis-, Granit-, Porphy-, Keratophyr-, Diabas-, Glimmerschiefer- und Muskowit-Quarzit-Schiefer-Geröllen treten meist Gerölle sedimentären Ursprungs, wie Kieselschiefer (Lydite), Schiefer, Phyllite, vulkanische Tuffe und Kalke auf. Die Herkunft dieser Gerölle war immer um-

stritten. Die Vorherrschaft von Sediment-Geröllen zeigt jedoch, daß Sedimente einen großen Anteil am Aufbau des Liefergebietes hatten. Gesichert ist weiterhin, daß Paläozoikum Bayerischer Fazies im Liefergebiet aufgeschlossen war. Hinweise hierfür sind unterkarbonische Kalke und helle Kieselschiefer des Devons, die nicht aus der Thüringischen Fazies hergeleitet werden können. Auch werden saure Kristallin-Gerölle von der Münchberger Gneismasse hergeleitet (Eigenfeld & Eigenfeld-Mende, 1978). Andere, in der Literatur diskutierte, Liefergebiete sind der Bergaer Sattel, der Hirschberger Sattel, das Fichtelgebirge und die Mitteldeutsche Schwelle (Schwarzburger Sattel). Nach Franke (1984) lassen sich jedoch der Bergaer- und der

Geröllanalysen:

Unterkarbonischer Flysch	Oberdevonischer Flysch (Famenne, Erbendorfer Paläozoikum):
<ul style="list-style-type: none"> - Eigenfeld, 1933 - Eigenfeld, 1938 - Eigenfeld, 1966 - Eigenfeld & Eigenfeld-Mende, 1978 - Freyer & Tröger, 1965 - Gräbe, 1974 - Greilig, 1966a - Greiling, 1966b - Kutschke, 1966 - Lambelet, Mrozek & Samtleben, 1967 - Schlegel (in Hoppe & Seidel, 1974) - Suchan, 1966 - Vogler, 1956 - Wurm, 1961 	<ul style="list-style-type: none"> - Ludwig, 1968

Schwermineralanalysen und allgemeine sedimentpetrographische Arbeiten:

Unterkarbonischer und oberdevonischer Flysch:
<ul style="list-style-type: none"> - Ludwig, 1968 - Schäfer, 1992 - Schäfer, 1993 - Schäfer & Dörr, 1994 - Schäfer & Dörr, 1995 - Schäfer & Dörr, in Vorbereitung - Schäfer, Dörr & Franke, 1995 - Timmermann, 1978

Tab. 1) Zusammenstellung sedimentpetrographischer Arbeiten über den saxothüringischen Flysch.

Hirschberger Sattel, sowie das Fichtelgebirge als Liefergebiet für den unterkarbonischen Flysch ausschließen: In diesen Gebieten fehlen die hellen Kieselschiefer des Devons und die unterkarbonischen Kohlenkalke der Bayerischen Fazies, die typische Komponenten der unterkarbonischen Grauwacken und Konglomerate sind. Außerdem fehlen im Bergaer Sattel Granite, Porphyre und Gneise und der Hirschberger Sattel ist zu klein, um die großen Mengen an Sediment zu liefern. Der ebenfalls diskutierte Schwarzburger Sattel könnte lediglich für das Teuschnitzer Konglomerat als Liefergebiet in Frage kommen, da in diesem Horizont die hellen devonischen Kieselschiefer und andere typische Gesteine der Bayerischen Fazies fehlen. Eigenfeld (1933)

führt als Beweis für die Herkunft der Sedimente vom Schwarzburger Sattel Gerölle von "Phycoden-Quarzit" (Ordovizium der Thüringischen Fazies) und "Langenberg-Quarzit" an, die beide sowohl in den Flysch-Sedimenten, als auch im Schwarzburger Sattel vorkommen. Allerdings sind Phycoden-Quarzite in der gesamten Thüringischen Fazies, einschließlich des Fichtelgebirges, nachgewiesen, so daß die Befunde von Eigenfeld nicht als Beweis für eine Herkunft des Flyschs vom Schwarzburger Sattel gewertet werden können.

Viele Autoren (z.B. Eigenfeld & Eigenfeld-Mende, 1978; Greiling, 1966 a und b; Suchan, 1966; Vogler, 1956) leiten den unterkarbonischen Flysch von der Münchberger Gneismasse und der sie umgebenden Bayerischen Fazies her, da sich fast alle im Flysch enthaltenen Komponenten von dort beziehen lassen. Nach Franke (1984) spricht in diesem Fall die ausgesprochene Sedimentvorherrschaft unter den Komponenten für eine Abtragung der nicht- oder nur schwach metamorphen Hüllschichten der Münchberger Gneismasse. Große Mengen an grobem Quarz und Feldspat in den Grauwacken, die nicht von den relativ geringmächtigen und meist feinkörnigen paläozoischen Sandsteinen der Bayerischen Fazies stammen können, müssen dagegen von den Kristallineinheiten der Münchberger Gneismasse bezogen werden.

Interessanterweise haben frühere Autoren festgestellt, daß die für die Münchberger Gneismasse typischen Metabasite im Geröllspektrum des unterkarbonischen Flyschs fast vollständig fehlen. Gerade diese Gesteine hätten aber, aufgrund ihrer Position im Deckenstapel (Hangend-Serie) bei der Heraushebung der Münchberger Gneismasse zuerst abgetragen werden müssen.

Timmermann (1978) hat die kulmischen Grauwacken der Ziegenrücker Mulde, der östlichen Fortsetzung der Teuschnitzer Mulde, sedimentpetrographisch untersucht und klassifiziert. Aufgrund hoher Transportbeanspruchung, einem hohen Reifegrad und einem geringen Feldspatanteil, der mittels Dünnschliffintegrationen bestimmt wurde, geht sie für die Grauwacken der Ziegenrücker Mulde von einem weit entfernten Liefergebiet aus. Als Haupttransportrichtung gibt sie SE-NW an.

Auch aus den Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums am Südrand des Fichtelgebirges liegen Geröllanalysen vor (Ludwig, 1968). Ludwig bezeichnete diese Grauwacken noch als "Kulm". Heute werden sie in das Famenne gestellt (Adam & Reuter, 1981; Franke et al., 1992a). Es handelt sich bei diesen Grauwacken um die ältesten überlieferten Flyschsedimente des Saxothuringikums. Sie werden zur Thüringischen Fazies gerechnet. Die oberdevonischen Grauwacken zeigen ein ähnliches Komponentenspektrum wie die Grauwacken und Konglomerate nordwestlich des Fichtelgebirges. Die wichtigsten Gesteinsbruchstücke sind Porphyroide, phyllitische Schiefer und -Quarzite, Quarzite, Sedimente, Granitoide und silurische Lydite (Ludwig, 1968).

Ludwig hat auch das Schwermineralspektrum der oberdevonischen Grauwacken untersucht: Neben Zirkon sind die wichtigsten Schwerminerale Amphibol und Chromspinell. Letzterer wurde von ihm röntgenographisch bestimmt. Die Analysen der Chromspinelle wurden von von Gehlen mit der Mikrosonde bestätigt (Dörr et al., 1989a).

Als Liefergebiet des oberdevonischen Flysches bezeichnet Ludwig (1968: S. 407) "früh-variszisch deformierte und z.T. epizonal metamorphosierte saxothuringische Einheiten: Prävariszische Porphyroide und Granitoide mitsamt ihren sedimentären Deckschichten alt-paläozoischen Alters und ein ophiolitischer Basit-Komplex."

Für den unterkarbonischen Flysch des Frankenwaldes sind nur wenige Arbeiten bekannt, in denen Schwermineralanalysen vorgestellt werden (Tab. 1). Allerdings wird in den Arbeiten von Schäfer (1992) und Schäfer & Dörr (in Vorb.) erstmals ein vollständiges Profil durch den saxothuringischen Flysch vom Oberdevon bis in das Unterkarbon (Visé, cu III) systematisch bearbeitet. Neu an diesen Arbeiten ist die Anwendung der Zirkon-Typologie nach Pupin (1976, 1980, 1985) und Pupin & Turco (1972) auf ein Flysch-Profil. Die Kombination von konventioneller Schwermineralanalyse und Zirkonvarietätenanalyse erlaubte es, Trends im Flysch zu erkennen und die Bayerische Fazies mit dem älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies zu korrelieren (siehe Kapitel 1.1.3). Diese Korrelation bestätigt die Vermutung früherer Autoren, die das Unterkarbon der Bayerischen Fazies mit dem unteren, bzw. mittleren Kulm der Thüringischen Fazies korreliert haben (z.B. Greiling, 1969; Gandl & Mansourian, 1978). Auch Franke (1984: S. 108) hält es für "...plausibel, die karbonatreichen Partien der Bayerischen Fazies mit dem "unteren Kulm" der Thüringischen Fazies zu parallelisieren...".

Der saxothuringische Flysch enthält aus bisher ungeklärten Gründen nur sehr selten Goniatiten, die, wie z.B. in den etwa gleichalten Klastika des Rhenohercynikums, eine hochauflösende stratigraphische Gliederung erlauben würden. Eine Unterteilung der sehr mächtigen, in der Teuschnitzer Mulde bis zu 3000 m Mächtigkeit erreichenden (Lambelet et al., 1967), eintönigen Sedimente beruht daher auf sehr detaillierten Kartierungen (Lambelet, 1966; Mrozek, 1968; Samtleben, 1962), die es Lambelet et al. (1967) erlaubten, zumindest im autochthonen Unterkarbon der Thüringischen Fazies des Frankenwaldes, eine verlässliche lithostratigraphische Gliederung zu erarbeiten (vgl. Kapitel 1.1.3; Abb. 6). Diese Gliederung ermöglicht es, sedimentologische und stoffliche Trends vom Liegenden zum Hangenden zu verfolgen.

Biostratigraphisch läßt sich das Alter der (Wild-) Flysch-Sedimentation der Bayerischen Fazies lediglich einengen, da die entsprechenden Leitfossilien meist aus umgelagerten Schollen im

Flysch stammen, und somit nur ein stratigraphisches Höchstalter für die silikatische Matrix angeben (Zusammenstellung biostratigraphischer Alter bei Franke, 1984). Lediglich in einigen Fällen geben umgelagerte Fossilien ein Alter an, das ungefähr dem Alter der Matrix entsprechen dürfte: So gehören z.B. die Kalkgrauwacken der Bayerischen Fazies im Bahneinschnitt Bärenhäuser (bei Poppengrün) wahrscheinlich in das mittlere bis obere Tournai (Franke, 1984).

Die Flysch-Sedimentation in der Thüringischen Fazies des Frankenwaldes setzt über dem Rußschiefer mit dem Bordenschiefer ein. Der Rußschiefer wird in die tiefe Pericyclus-Stufe des mittleren Tournai (cu II α) gestellt (v.Horstig & Stettner, 1976). Der untere Bordenschiefer ist nach Gandl (1981: Abb. 1) in das cu II β / γ - δ zu stellen (Abb. 8). Einen Hinweis auf die Obergrenze für das Alter der Flysch-Sedimentation liefert die kohleführende intramontane Molasse von Borna-Hainichen, die diskordant auf älterem Paläozoikum und Frankenberger Kristallin liegt (Franke, 1984). Die in der Molasse gefundene Flora wird in das Obervisé gestellt ("nicht älter als cu III β "; M. Boersma, in Franke, 1984: S. 109). Gandl (1981) geht davon aus, daß die Flysch-Sedimentation bis in das Visé 3 γ reicht (Abb. 8).

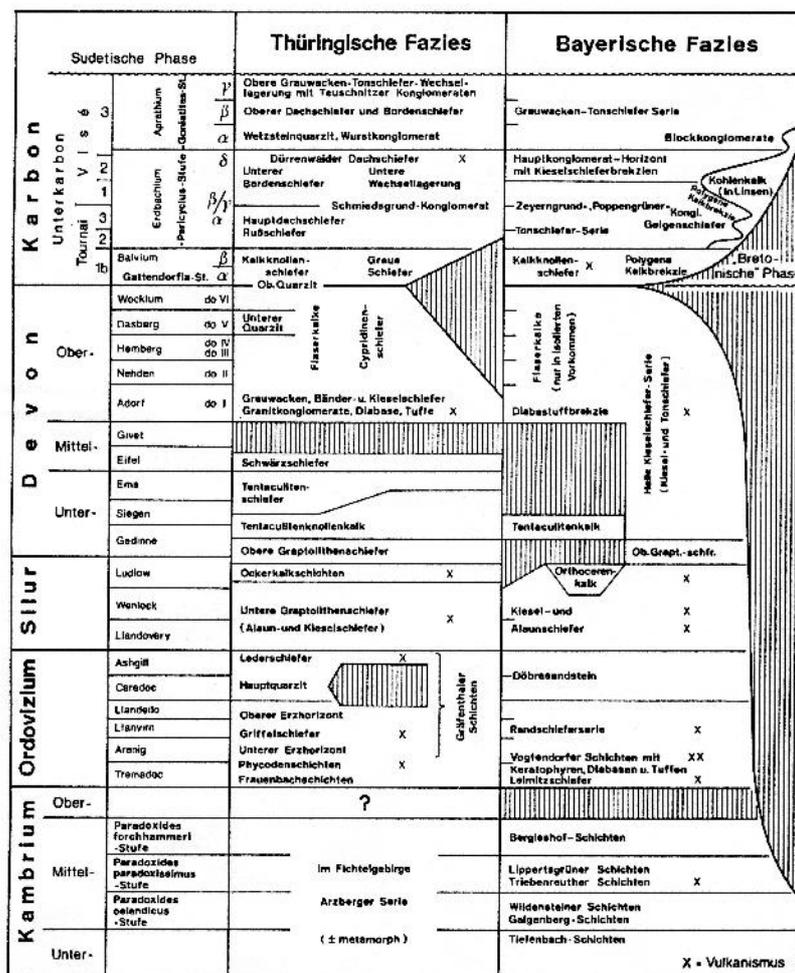


Abb. 8) Stratigraphische Tabelle für das Paläozoikum des westlichen Saxothuringikums (aus Gandl, 1981).

Auf die Ergebnisse der Untersuchungen der Transportrichtungen innerhalb des saxothuringischen Flyschs wurde schon in Kapitel 1.1.3 ausführlich eingegangen. Diese Untersuchungen erbrachten Hinweise auf ein im SE gelegenes Liefergebiet (vgl. Kapitel 1.1.3; Abb. 5).

Dies deckt sich mit dem Schluß, zu dem Franke (1984) in seiner Synthese kommt. Er vermutet als Liefergebiet des saxothuringischen Flyschs einen Deckenstapel aus Paläozoikum der Bayerischen Fazies (Akkretionskeil) mit einem kristallinen Hinterland „am SE-Rand des Saxothuringischen Unterkarbonbeckens“ (Franke, 1984: S. 72). Mit dieser Vorstellung könne sowohl der Stoffbestand des Flyschs, als auch die Verteilung der Strömungsmarken erklärt werden.

Die stoffliche Analyse des synorogenen Detritus (Gerölle, Schwerminerale) ist ein klassischer Ansatz zur Erforschung orogener Prozesse und hat in den letzten Jahren durch die Weiterentwicklung geochemischer und isotope-geochronometrischer Methoden neuen Auftrieb erfahren. Diese Methoden erlauben es, auch kleine Gerölle, Einzelkörner, und sogar Wachstumszonen innerhalb eines Kristalles geochemisch-mineralogisch zu analysieren und zu datieren. Außerdem gibt es eine Fülle von Fallstudien, die eine empirische Beziehung zwischen der petrographischen Zusammensetzung des synorogenen Detritus und der geotektonischen Situation des Liefergebietes herstellen. Einen Überblick über diese Entwicklungen vermittelt der von Morton et al. (1991) herausgegebene Band über "Sediment Provenance Studies".

In weiteren methodischen Ansätzen wird die isotopechemische Zusammensetzung der Klastika (z.B. Sm-Nd; Henjes-Kunst et al., 1995), sowie die Gesamtgesteinschemie von Sedimenten (z.B. Bhatia, 1983, 1985; Bhatia & Crook, 1986) zur Charakterisierung von Liefergebieten herangezogen. Aber auch die isotopechemische Zusammensetzung detritischer Minerale und deren radio-metrische Datierung (v.a. von Zirkon und Muskowit) spielt eine große Rolle bei der Untersuchung orogener Prozesse.

Seit Ende der achtziger Jahre liegen auch aus dem saxothuringischen Flysch isotopechemische Daten und Datierungen von detritischen Zirkonen und Muskowiten vor (Tab. 2). Eine Verknüpfung zwischen synorogenen Klastika und Liefergebiet durch die U-Pb Analyse detritischer Zirkone scheint im Falle der oberdevonischen Erbdorf Grauwacke und der ZEV gelungen zu sein (Dörr et al., 1991). Komplex aufgebaute idiomorphe Zirkone (Zirkonfraktionen) aus dem Flysch fallen auf die Diskordia eines Granat-Disthen Gneises der ZEV (Metamorphosealter 380 - 390 Ma; Teufel, 1988). Detritische Zirkone mit einfachem Habitus liegen auf der Diskordia eines Orthogneises der ZEV (Maximales Intrusionsalter 404 ± 30 Ma; Teufel, 1988). Dieses Ergebnis konnte von W. Dörr auch durch die Analyse detritischer Einzelzirkone (ca. 380 Ma) aus dem oberdevonischen Flysch bestätigt werden (Schäfer et al., 1995).

Detritische Zirkone:	Detritische Muskowite:
- Dörr, Franke & v.Gehlen, 1989	- Ahrendt, Franke & Welzel, 1992
- Dörr, Franke & Kramm, 1989	- Ahrendt, Franke & Welzel, 1993
- Dörr, Kramm, Franke & v.Gehlen, 1991	- Ahrendt, Neuroth & Franke, 1994
- Schäfer & Dörr, 1994	- Ahrendt, Neuroth & Franke, 1995
- Schäfer, Dörr & Franke, 1995	- Neuroth, in Vorbereitung

Tab. 2) Isotopenchemische Untersuchungen und Datierungen detritischer Minerale aus dem saxothuringischen Flysch.

Eine Übersicht der Erforschungsgeschichte der Geologie des Barrandiums, mit einer ausführlichen Literaturzusammenstellung, findet sich in Chlupác (1993). Die klastischen Anteile des Mitteldevons (Siltsteine mit Flysch-Charakter, Roblin-Schichten, Givet; Chlupác, 1993) werden von früheren Autoren als distale Turbidite (Kukal & Jäger, 1988) oder als Konturite (Oczlon, 1990, 1992) angesehen. Sie sollen früh-variszische tektonische Aktivitäten widerspiegeln (Franke, 1989a; Kukal & Jäger, 1988). Eine Untersuchung des Schwermineralspektrums und der detritischen Quarze der jüngsten Einheiten der Roblin-Schichten liegt von Petráněk (1953) vor. Die Silt- und Feinsandsteine der Roblin-Schichten enthalten variable Muskowitgehalte, besitzen ein calcitisches- oder toniges Zement und führen im Schermineralspektrum Zirkon, Granat, Rutil, Turmalin und selten Disthen (Petráněk, 1953). Das Liefergebiet dieser Klastika soll aus älteren (aufbereiteten) Sedimenten, basischen Vulkaniten, niedriggradigen Metamorphiten, sowie evtl. sauren Magmatiten (Pegmatiten) bestanden haben (Kukal & Jäger, 1988; Petráněk, 1953).

1.3 Problemstellung

Die Detritusanalyse von klastischen Sedimenten ist ein wichtiges Hilfsmittel, um orogene Prozesse im Liefergebiet (aktiver Plattenrand) zu erkennen und zeitlich einordnen zu können. In den Alpen hat sie wesentliche Beiträge zum Verständnis der Orogen-Entwicklung geliefert (z.B. Dietrich & Franz, 1976; Faupl, 1975; Faupl & Miller, 1978; Faupl & Tollmann, 1979; Stanley, 1965; Statterger, 1986; Valloni & Zuffa, 1984).

Für den saxothuringischen Flysch liegen nur relativ wenige sedimentpetrographische Arbeiten vor (siehe Kapitel 1.2). In den meisten dieser Arbeiten werden das Geröllspektrum der Grauwacken und Konglomerate untersucht (z.B. Eigenfeld, 1933; vgl. Tab. 1). Schwermineralanalytische Untersuchungen des saxothuringischen Flyschs bilden dagegen eine Ausnahme (Ludwig, 1968; Schäfer, 1992).

Im Unterschied zur klassischen Detritusanalyse werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit detritische Minerale (Granat, Muskowit, Amphibol, Rutil) aus Grauwacken und Konglomeraten des saxothuringischen Flyschs, sowie Minerale (Granat, Muskowit, Biotit) aus Geröllen der Teuschnitzer Schichten (unterkarbonischer saxothuringischer Flysch) mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde chemisch/petrologisch analysiert.

Diese Untersuchungen sollten dazu beitragen, eine genauere petrologische Kennzeichnung des synorogenen Detritus zu ermöglichen, als dies mit konventionellen sedimentpetrographischen Methoden möglich wäre. Dadurch kann ein Beitrag zur Klärung von Prozessen während der variszischen Orogenese im Saxothuringikum und der Entwicklung im Liefergebiet gegeben werden. Eine den Untersuchungen zugrundeliegende Fragestellung war, ob es typische Zusammensetzungen und/oder charakteristische zonierte Körner gibt, deren Zusammensetzung sich mit potentiellen Liefergebietsgesteinen vergleichen läßt. Lassen sich also, in Kombination mit Daten von früheren Untersuchungen, bestimmte Einheiten aus dem heute noch anstehenden Kristallin (bzw. dazu äquivalente Serien) als Liefergesteine des Flyschs erkennen?

Ein weiterer Ansatz war, über die chemischen Zusammensetzungen von Granaten, Muskowiten und Hornblenden, sowie die Messung geeigneter Mineralparagenesen in Geröllen, zu versuchen, die Bildungsbedingungen der detritischen Minerale, bzw. die P-T-Geschichte von Geröllen abzuschätzen. Es galt herauszufinden, wann zum ersten Mal hoch-, bzw. mitteldruckmetamorpher Detritus im Flysch auftritt. In Kombination mit radiometrischen Altersdatierungen des Detritus läßt sich so (bei bekanntem Sedimentationsalter) die Geschwindigkeit der Exhumierung am aktiven Plattenrand ableiten.

Ergänzend wurden optische Dünnschliff-Betrachtungen, sowie geochemische Analysen von Gneisgeröllen, auf denen mit der Mikrosonde gemessen wurde, durchgeführt.

Abschließend wurden die Ergebnisse röntgendiffraktometrischer Untersuchungen an den Grauwacken des Frankenwaldes (Feldspat/Quarz -Verhältnisse), die freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. W. Franke zur Verfügung gestellt wurden, in die Diskussion miteinbezogen.

Die bearbeiteten Proben stammen aus dem oberdevonischen Flysch des Erbsendorfer Paläozoikums und dem unterkarbonischen Flysch des Frankenwaldes. Außerdem wurde eine Vergleichsprobe aus dem Givet des Barrandiums untersucht, um das stratigraphische Profil zum Liegenden hin zu vervollständigen, und um nach Dokumenten frühvariszischer Prozesse zu suchen.

2. METHODIK

2.1 Mikrosondenuntersuchungen

2.1.1 PROBENPRÄPARATION

Die Herstellung der für die Mikrosondenuntersuchungen vorgesehenen Dünnschliffe erfolgte nach Standardverfahren. Eine Mindestdicke von 20-30 μm sollte dabei eingehalten werden. Teilweise mußten die Dünnschliffe etwas dicker belassen werden, um ein Herausbrechen von Mineralen (hauptsächlich von Granat) beim Polieren der Schliffe zu vermeiden.

Die Körnerpräparate detritischer Minerale wurden nach folgender Methode hergestellt: Nach der Aufbereitung des Gesteins (Backenbrecher, Siebmaschine, Schwerentrennung mit Bromoform) wurde die Schwermineralfraktion mit einem FRANTZ Magnetscheider, unter Ausnutzung unterschiedlicher magnetischer Suszeptibilitäten der Schwerminerale, in magnetische Fraktionen (0,4 Ampere - 1,6 Ampere, in 0,4 Ampere-Schritten) geteilt. Hierdurch wurde eine Konzentration von Granat und Amphibol in den Fraktionen 0,4 Ampere und 0,8 Ampere erreicht. In den anderen magnetischen Fraktionen wurde weder Granat noch Amphibol gefunden. Die so gewonnenen Schwermineralkonzentrate wurden in Epoxid-Kunstharz eingebettet. Hierzu wurden auf Objektträger (Format 48x48 mm), nach der Aufbringung von doppelseitigem Klebeband, quadratische Formen mit einer Kantenlänge von 25 mm geklebt. Innerhalb dieser Formen wurden die Körner auf das Klebeband gestreut, wobei darauf geachtet wurde, daß sie möglichst in einer Ebene liegen. Anschließend wurden die Formen mit Epoxid-Kunstharz aufgefüllt und mindestens 48 h getrocknet. Nach dem Trocknen konnten die so hergestellten Klötzchen aus den Formen genommen, Klebebandreste entfernt und die Seite, auf der sich die Körner befanden, plangeschliffen werden. Danach wurden die Klötzchen auf normale Objektträger aufgeklebt. Nach dem Absägen, Fräsen und Dünnschleifen wurden die so hergestellten Körnerpräparate, ebenso wie die Dünnschliffe, mit einer Poliermaschine der Fa. LOGITECH auf Hochglanz poliert (Körnung 1 μm) und entfettet. Zum Abschluß erfolgte unter Vakuum eine Bedampfung der Präparate mit Kohlenstoff, um eine leitfähige Oberflächenbeschichtung zu erhalten.

Die Muskowitkonzentrate wurden am Institut für Geodynamik der Lithosphäre (IGDL) der Universität Göttingen von Frau Dipl.Geol. Heike Neuroth (Arbeitsgruppe Dr. Hans Ahrendt) mit der Mica-Jet Methode hergestellt. Die Anfertigung der Muskowit-Präparate für die Mikrosonde erfolgte wiederum am Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung der Universität Gießen ähnlich wie oben beschrieben: Nach Aufbringung der Muskowitkörner auf Klebeband, wobei darauf geachtet wurde, daß sie parallel zu den Basisflächen {001} lagen, wurden die in

Kunstharz eingegossenen Muskowite als Klötzchen angeschliffen und poliert. Im Gegensatz zu den anderen Körnerpräparaten wurden sie also nicht dünn geschliffen, da, wie Vorversuche gezeigt hatten, die Gefahr des Probenverlustes zu groß war.

2.1.2 MESSBEDINGUNGEN

Die Mikrosondenanalysen wurden mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde der Fa. CAMECA (Camebax SX-50), ausgerüstet mit vier senkrechten, wellenlängendispersiven Spektrometern (WDS), durchgeführt. Folgende Analysatorkristalle wurden in den Spektrometern benutzt: 2x TAP und je 1x PET und LiF. Kalibriert wurde auf natürlichen Mineralstandards der Firmen TAYLOR und ASTIMEX (Tab. 3). Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV, der Strahlstrom wurde auf 20 nA eingeregelt. Die Peak-Meßdauer betrug für jedes Element, abgesehen von der für das leichtflüchtige Natrium, 20 s. Auf dem Na-Peak wurde 10 s gemessen. Der Untergrund (beidseitig des Peaks) wurde jeweils mit halber Peak-Meßdauer gemessen. Alle Messungen wurden mit fokussiertem Elektronenstrahl (2-3 µm Durchmesser) durchgeführt.

Standard	Element
Diopsid	Mg, Si, Ca
Albit	Na
Korund	Al
Orthoklas	K
Rutil	Ti
Spessartin	Mn
Hämatit	Fe

Tab. 3) Liste der für die Kalibrierungen der jeweiligen Elemente benutzten Mineralstandards der Firmen Taylor und Astimex.

Die aufgefangenen Impulse wurden on-line von einem PDP-11/73 Computer verarbeitet. Die Aufbereitung der Rohdaten erfolgte unter Benutzung der PAP-Korrekturparameter (Pouchou & Pichoir, 1984) mit dem integrierten Softwarepaket "Geo" und "Cameca Multilabel".

Die PAP-Korrektur (**P**ouchou **A**nd **P**ichoir) ist eine Weiterentwicklung der ZAF-Korrektur (Ordnungszahlkorrektur, Absorptionskorrektur, Fluoreszenzkorrektur). Diese Korrekturen sind bei der Anwendung von Elektronenstrahl-Mikrosonden nötig, da zwar ein genereller Zusammenhang zwischen der Intensität i einer charakteristischen Röntgenlinie und der Konzentration des emittierenden Elements besteht, aber der Vergleich mit einem Standard (Intensität i_{Probe} /Intensität i_{Standard}) nur in erster Näherung ein Maß für die Konzentration des betreffenden Elements in der Probe darstellt. Diese erste Näherung ist noch mit einem großen Fehler behaftet. Die ZAF-, bzw. PAP-Korrektur berücksichtigt Faktoren wie unterschiedliche Ionisationspotentiale in Abhängig-

keit von der Ordnungszahl, Massenbremsvermögen, Rückstreuungseffekte, Schwächung der Röntgenstrahlung durch Absorption im Probenmaterial, sowie Verstärkung der charakteristischen Röntgenstrahlung durch Sekundärfluoreszenz (sekundäre Anregung durch die emittierte Röntgenstrahlung).

2.1.3 FEHLERQUELLEN

Die Qualität einer Mikrosondenmessung, d.h. Fehler, Genauigkeit und Reproduzierbarkeit, hängt von vielen Faktoren ab. Zum einen sind hier technische Einflüsse, wie schwankender, instabiler Strahlstrom, instabile Elektronik, schlechte Probenpräparation / Probengeometrie (schlechte Politur, d.h. unebene Probenoberfläche), sowie Kontamination der Probenoberfläche zu nennen. So führt zum Beispiel 1° Neigung der Probenoberfläche zu einem zusätzlichen Meßfehler von etwa 1%. Ein wichtiger Punkt kann außerdem die Bedampfung des Probenmaterials sein. Eine schlechte Bedampfung kann wegen eines zu geringen Probenstroms zu statischen Aufladungen an der Probenoberfläche führen, die letztlich fehlerhafte Ergebnisse zur Folge haben. Um eine gute Reproduzierbarkeit von Mikrosondenmessungen zu gewährleisten ist es deshalb auch nötig, innerhalb einer Meßserie konstante, einheitliche Präparationsbedingungen einzuhalten. Die zweite große Fehlerquelle sind systematische Fehler, wie Impulsstatistik und Zählsystemfehler. Fehler entstehen aber auch durch Peak-Überlagerungen, Linienverschiebungen und schlechte Untergrundmessungen. Letztere sind oft durch eine falsche Festlegung der Meßposition bedingt, weil noch im Randbereich des Peaks oder schon auf dem nächsten Peak gemessen wird. Aufladungs-, Verdampfungs- und Diffusionserscheinungen, sowie Dichteänderungen des Probenmaterials, beeinflussen die Messungen ebenfalls negativ. Diese Erscheinungen haben ihre Ursache oft in einer nicht ausreichenden Bedampfung des Probenmaterials (Aufladungserscheinungen), bzw. werden durch Erhitzung der Probe unter dem Elektronenstrahl hervorgerufen.

Im allgemeinen ist der auftretende Fehler und die Genauigkeit einer Messung auch von der Meßzeit abhängig: Eine längere Meßzeit erhöht die statistische Genauigkeit einer Messung.

Für Hauptelemente kann der Gesamtfehler im allgemeinen mit $\leq 3\%$ angesetzt werden. In der Literatur wird die Genauigkeit (Standardabweichung) der Elektronenstrahl-Mikroanalyse mit ca. 1-2% angegeben (Brümmer et al., 1978).

Die Nachweisempfindlichkeit der Elektronenstrahl-Mikroanalyse ist im allgemeinen umso besser, je größer das Peak/Untergrund-Verhältnis ist. Dieses ist abhängig von der Beschleunigungs-

spannung, dem primären Elektronenstrom, der Effektivität der Spektrometer, der Zusammensetzung und Beschaffenheit der Matrix, in der das zu analysierende Element auftritt, sowie der Meßzeit.

Für Elemente mit Ordnungszahl $Z > 10$ können relative Nachweisgrenzen (NWG) unter 0,01 Gew.-% (100 ppm) erreicht werden. Für Elemente mit $Z \leq 10$ betragen die relativen NWG $\geq 0,1$ Gew.-%.

2.1.4 FEHLERBETRACHTUNG DER MIKROSONDENANALYSEN

2.1.4.1 Statistischer Fehler der Kalibrationsmessungen

Am Beispiel der Kalibrierungen für die Meßlabel „Amphibol“ und „Mica“ werden die relativen statistischen Fehler der Einzelmessungen (Meßgenauigkeit) berechnet. Die Berechnung der statistischen Fehler erfolgt nach Brümmer et al. (1978):

$$\sigma_i [1/s] = \frac{\sqrt{x}}{t} = \sqrt{\frac{I}{t}}$$

σ_i = Standardabweichung für die Einzelmessung

x = Anzahl der Impulse (mittlere Impulszahl)

t = Meßzeit [s]

I = Impulse/Zeiteinheit = x/t [1/s]

Die Berechnungen werden für eine statistische Wahrscheinlichkeit von 99,73% durchgeführt. Hierbei ergibt sich ein Fehlerbereichsfaktor von $k = 3$ (Brümmer et al., 1978).

Das Konfidenzintervall, in dem mit einer Wahrscheinlichkeit von 99,73% eine Messung zu liegen kommt, kann für große Impulsraten angegeben werden als:

$$x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$$

λ = Erwartungswert (Impulse)

Folgende relative statistische Fehler können hieraus für die Kalibrationsmessungen berechnet werden ($c/s = \text{counts/s} = \text{Impulse/Zeiteinheit}$):

Natrium: Standard: Albit; 11,46 Gew.-% Na_2O ; 8,5 Gew.-% Na
 $t = 20$ s
 Mittlere Impulszahl = $x = 14653$

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{733}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 18,2 \text{ c/s} = 2,5\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 14290 &\leq \lambda \leq 15016 \\ &= 14653 \pm 363 (\pm 2,5\%) \end{aligned}$$

Magnesium: Standard: Diopsid; 17,94 Gew.-% MgO; 10,82 Gew.-% Mg
t = 20 s
Mittlere Impulszahl = x = 33394

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{1670}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 27,4 \text{ c/s} = 1,6\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 32846 &\leq \lambda \leq 33942 \\ &= 33394 \pm 548 (\pm 1,6\%) \end{aligned}$$

Silicium: Standard: Diopsid; 55,19 Gew.-% SiO₂; 10,82 Gew.-% Si
t = 10 s
Mittlere Impulszahl = x = 80027

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{8003}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 84,9 \text{ c/s} = 1,1\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 79178 &\leq \lambda \leq 80876 \\ &= 80027 \pm 849 (\pm 1,1\%) \end{aligned}$$

Calcium: Standard: Diopsid; 25,18 Gew.-% CaO; 18,0 Gew.-% Ca
t = 20 s
Mittlere Impulszahl = x = 60406

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{3020}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 36,9 \text{ c/s} = 1,2\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 59669 &\leq \lambda \leq 61143 \\ &= 60406 \pm 737 (\pm 1,2\%) \end{aligned}$$

Aluminium: Standard: Korund; 52,92 Gew.-% Al
t = 20 s
Mittlere Impulszahl = x = 337483

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{16874}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 87,1 \text{ c/s} = 0,5\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 335740 &\leq \lambda \leq 339226 \\ &= 337483 \pm 1743 (\pm 0,5\%) \end{aligned}$$

Kalium: Standard: Orthoklas; 15,49 Gew.-% K_2O ; 12,86 Gew.-% K

t = 20 s

Mittlere Impulszahl = x = 38450

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{1922}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 29,4 \text{ c/s} = 1,5\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 37862 &\leq \lambda \leq 39038 \\ &= 38450 \pm 588 (\pm 1,5\%) \end{aligned}$$

Titan: Standard: Rutil; 59,95 Gew.-% Ti

t = 20 s

Mittlere Impulszahl = x = 218632

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{10932}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 70,1 \text{ c/s} = 0,6\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 217229 &\leq \lambda \leq 220035 \\ &= 218632 \pm 1403 (\pm 0,6\%) \end{aligned}$$

Mangan: Standard: Spessartin; 40,87 Gew.-% MnO ; 31,65 Gew.-% Mn

t = 20 s

Mittlere Impulszahl = x = 25985

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{1299}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 24,2 \text{ c/s} = 1,9\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 25501 &\leq \lambda \leq 26469 \\ &= 25985 \pm 484 (\pm 1,9\%) \end{aligned}$$

Eisen: Standard: Hämatit; 69,94 Gew.-% Fe

t = 20 s

Mittlere Impulszahl = x = 64236

$$k\sigma_i = 3\sqrt{\frac{3212}{s} \cdot \frac{1}{20}} = 38 \text{ c/s} = 1,2\%$$

Nach $x - k\sqrt{x} \leq \lambda \leq x + k\sqrt{x}$ folgt für die Anzahl der gemessenen Impulse:

$$\begin{aligned} 63476 &\leq \lambda \leq 64996 \\ &= 64236 \pm 760 (\pm 1,2\%) \end{aligned}$$

2.1.4.2 Nachweisgrenzen von Elementoxidkonzentrationen

Die Kenntnis der unteren Nachweisgrenze für Elementoxidkonzentrationen ist wichtig bei der Betrachtung von Spurenelementen. Für sehr niedrige Elementkonzentrationen wird der relative statistische Fehler sehr groß. Die Standardabweichung kann in solchen Fällen, selbst bei sehr langen Meßzeiten, größer als die Zählrate (Konzentrationsangabe) werden. Eine gerade noch interpretierbare Konzentration legt die untere Nachweisgrenze fest. Wichtig dabei ist das Verhältnis von Impulsrate des Peaks zur Impulsrate des Untergrundes.

Die untere Nachweisgrenze eines Elementes wird bestimmt, indem man die Impulsraten dieses Elementes an einer Probe mißt, die das interessierende Element in bekannter Konzentration enthält (Standard). Im Folgenden werden die unteren Nachweisgrenzen für die Elemente Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Mn und Fe beispielhaft anhand von Messungen auf den jeweiligen Standards berechnet.

Die Nachweisgrenze (c_{NWG}) für ein bestimmtes Element errechnet sich nach Brümmer et al. (1978) zu:

$$c_{\text{NWG}} [\text{Gew.-%}] = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot I_u)}}{(I_c - I_u)} \cdot c$$

I_u = Intensität des Untergrundes [Impulse absolut]

I_c = Intensität der charakteristischen Strahlung (Peak) [Impulse absolut]

c = bekannte Konzentration des Elements [Gew.-%]

Zum Vergleich werden die unteren Nachweisgrenzen auch nach dem vereinfachten Ansatz von Le Maitre (1982) ermittelt:

$$\text{Untere NWG [Gew.-%]} = X_m = \frac{z_\alpha \cdot \sqrt{(2 \cdot R_b)}}{K \cdot \sqrt{t}}$$

z_α = Fehlerbereichsfaktor
= 1,645 (95% Signifikanzniveau)

= 2,326 (99% Signifikanzniveau)

R_b = Zählrate des Untergrundes (Impulse pro Zeiteinheit) [c/s]

t = Meßzeit

$$K = \text{Kalibrationskonstante} = \frac{R_{PS} - R_{BS}}{x_S} \text{ [c/s/\%]}$$

R_{PS} = Peakimpulsrate des Standards [c/s]

R_{BS} = Untergrundimpulsrate des Standards [c/s]

x_S = bekannte Elementoxidkonzentration des Standards [Gew.-%]

Natrium

(Brümmer et al., 1978):

$$\begin{aligned} c_{NWG} &= \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot I_u)}}{(I_c - I_u)} \cdot c \\ &= \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 540)}}{(14653 - 540)} \cdot 11,46 \text{ Gew.-% Na}_2\text{O} \\ &= 0,08 \text{ Gew.-% Na}_2\text{O} = 800 \text{ ppm Na}_2\text{O}. \end{aligned}$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$\begin{aligned} X_m \text{ [\%]} &= \frac{z_\alpha \cdot \sqrt{(2 \cdot R_b)}}{K \cdot \sqrt{t}}; & K &= \frac{R_{PS} - R_{BS}}{x_S} \text{ [c/s/\%];} \\ X_m \text{ [\%]} &= \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 27)}}{K \cdot \sqrt{10s}}; & K &= \frac{734 - 27}{11,46} = 61,7 \text{ [c/s/\%];} \\ &= 0,062 \text{ Gew.-% Na}_2\text{O} \\ &= 620 \text{ ppm Na}_2\text{O}. \end{aligned}$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,088 \text{ Gew.-% Na}_2\text{O} = 880 \text{ ppm Na}_2\text{O}$.

Magnesium

(Brümmer et al., 1978):

$$\begin{aligned} c_{NWG} &= \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 366)}}{33028} \cdot 17,94 \text{ Gew.-% MgO} \\ &= 0,044 \text{ Gew.-% MgO} = 440 \text{ ppm MgO}. \end{aligned}$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$\begin{aligned} X_m \text{ [\%]} &= \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 18,3)}}{K \cdot \sqrt{20s}}; & K &= \frac{1675 - 18}{17,94} = 92,4 \text{ [c/s/\%];} \\ &= 0,024 \text{ Gew.-% MgO} \\ &= 240 \text{ ppm MgO}. \end{aligned}$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,034 \text{ Gew.-% MgO} = 340 \text{ ppm MgO}$.

Silicium

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 568)}}{79459} \cdot 55,19 \text{ Gew.-% SiO}_2$$

$$= 0,07 \text{ Gew.-% SiO}_2 = 700 \text{ ppm SiO}_2.$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 57)}}{K \cdot \sqrt{20s}} ; \quad K = \frac{8003 - 57}{55,19} = 144 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,027 \text{ Gew.-% SiO}_2$$

$$= 270 \text{ ppm SiO}_2.$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,038 \text{ Gew.-% SiO}_2 = 380 \text{ ppm SiO}_2.$ **Calcium**

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 354)}}{60052} \cdot 25,18 \text{ Gew.-% CaO}$$

$$= 0,034 \text{ Gew.-% CaO} = 340 \text{ ppm CaO}.$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 18)}}{K \cdot \sqrt{20s}} ; \quad K = \frac{3039 - 18}{25,18} = 120 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,02 \text{ Gew.-% CaO}$$

$$= 200 \text{ ppm CaO}.$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,026 \text{ Gew.-% CaO} = 260 \text{ ppm CaO}.$ **Aluminium**

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 1628)}}{335855} \cdot 99,98 \text{ Gew.-% Al}_2\text{O}_3$$

$$= 0,051 \text{ Gew.-% Al}_2\text{O}_3 = 510 \text{ ppm Al}_2\text{O}_3.$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 81)}}{K \cdot \sqrt{20s}} ; \quad K = \frac{17464 - 81}{99,98} = 173,9 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,027 \text{ Gew.-% Al}_2\text{O}_3$$

$$= 270 \text{ ppm Al}_2\text{O}_3.$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,038 \text{ Gew.-% Al}_2\text{O}_3 = 380 \text{ ppm Al}_2\text{O}_3.$

Kalium

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 224)}}{38226} \cdot 15,49 \text{ Gew.-% K}_2\text{O}$$

$$= 0,026 \text{ Gew.-% K}_2\text{O} = 260 \text{ ppm K}_2\text{O}.$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 11)}}{K \cdot \sqrt{20s}};$$

$$K = \frac{1930 - 11}{15,49} = 123,9 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,014 \text{ Gew.-% K}_2\text{O}$$

$$= 140 \text{ ppm K}_2\text{O}.$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,02 \text{ Gew.-% K}_2\text{O} = 200 \text{ ppm K}_2\text{O}.$

Titan

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 1008)}}{217624} \cdot 100 \text{ Gew.-% TiO}_2$$

$$= 0,062 \text{ Gew.-% TiO}_2 = 620 \text{ ppm TiO}_2.$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 50)}}{K \cdot \sqrt{20s}};$$

$$K = \frac{11176 - 50}{100} = 111,3 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,033 \text{ Gew.-% TiO}_2$$

$$= 330 \text{ ppm TiO}_2.$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,047 \text{ Gew.-% TiO}_2 = 470 \text{ ppm TiO}_2.$

Mangan

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 150)}}{25835} \cdot 40,87 \text{ Gew.-% MnO}$$

$$= 0,082 \text{ Gew.-% MnO} = 820 \text{ ppm MnO}.$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(16)}}{K \cdot \sqrt{20s}}; \quad K = \frac{1303 - 8}{40,87} = 31,7 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,046 \text{ Gew.-% MnO}$$

$$= 460 \text{ ppm MnO.}$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,066 \text{ Gew.-% MnO} = 660 \text{ ppm MnO.}$

Eisen

(Brümmer et al., 1978):

$$c_{\text{NWG}} = \frac{3 \cdot \sqrt{(2 \cdot 374)}}{63862} \cdot 69,94 \text{ Gew.-% Fe}$$

$$= 0,089 \text{ Gew.-% Fe} = 890 \text{ ppm Fe.}$$

Le Maitre, 1982 (95 % Signifikanz):

$$X_m [\%] = \frac{1,645 \cdot \sqrt{(2 \cdot 19)}}{K \cdot \sqrt{20s}}; \quad K = \frac{3233 - 19}{69,94} = 46 \text{ [c/s/\%]};$$

$$= 0,05 \text{ Gew.-% Fe}$$

$$= 500 \text{ ppm Fe } (\approx 650 \text{ ppm FeO}).$$

99% Signifikanz: $X_m = 0,07 \text{ Gew.-% Fe} = 700 \text{ ppm Fe } (\approx 900 \text{ ppm FeO}).$

2.1.4.2.1 Signifikanter Unterschied zwischen der Intensität der charakteristischen Strahlung und dem Untergrund

Um zu überprüfen, ob mit der Mikrosonde eine Elementkonzentration nachgewiesen wurde, oder ob ein vermeintlicher Peak auf einen Gerätegang zurückzuführen ist und somit lediglich Untergrundrauschen registriert wurde, ist es nötig, die Erwartungswerte zweier Messungen (Peak und Untergrund) zu vergleichen. Dies ist vor allem bei Messungen im Spurenelementbereich, nahe der Nachweisgrenze eines Elements, von Bedeutung.

Die Überprüfung der Signifikanz eines Analyseergebnisses erfolgt durch Messungen des Untergrundes jeweils links und rechts des Peaks über die Zeit t_U und eine Messung der Intensität der charakteristischen Strahlung (Peak) über die Zeit t_I . Die Ergebnisse dieser Messungen werden miteinander verglichen. Dabei muß beachtet werden, daß das Ergebnis der Peak-Messung mit dem Untergrund-Wert behaftet ist. Damit eine Messung als signifikant angesehen werden kann,

d.h., um sicher zu sein, daß eine Elementkonzentration nachgewiesen wurde, muß nach Brümmer et al. (1978) für eine statistische Sicherheit von 99,73% folgende Bedingung erfüllt sein:

$$(t_i \cdot N_I) - N_U \geq 2,78 \cdot \sqrt{(t_i \cdot (N_I + N_U))} + 1,12 \cdot (t_i - 1)$$

$$t_i = \frac{t_U}{t_I}$$

N_I = Anzahl der Impulse gemessen auf dem Peak

N_U = (N_{UL} + N_{UR}) = Summe der Impulse gemessen auf dem Untergrund links und rechts des Peaks

t_U = Untergrund-Meßzeit [s]

t_I = Peak-Meßdauer [s]

Anhand einiger Beispiele soll im Folgenden dargestellt werden, in welcher Beziehung eine bestimmte Konzentration eines Elements in einer Probe, die Impulsrate des Untergrundes, die Nachweisgrenze (NWG) für dieses Element und die Signifikanz einer Messung zueinander stehen.

Beispiel 1: MnO in Hellglimmer S1-4

NWG (95% Wahrscheinlichkeit)	: 460 ppm
gemessener Gehalt	: 446 ppm MnO
Peak-Impulsrate	: 5,25 c/s
Peak-Meßzeit	: 20 s
Untergrund-Impulsrate	: 3,95 c/s
Untergrund-Meßzeit	: 2 · 10 s

$$t_i = \frac{2 \cdot 10}{20} = 1$$

$$(t_i \cdot N_I) - N_U \geq 2,78 \cdot \sqrt{(t_i \cdot (N_I + N_U))} + 1,12 \cdot (t_i - 1)$$

$$\Rightarrow 105 - 79 \geq 2,78 \cdot \sqrt{184}$$

$$\Rightarrow 26 < 37,7$$

Der bei dieser Messung bestimmte Gehalt an MnO liegt unterhalb der Nachweisgrenze. Entsprechend kann auch kein signifikanter Peak, d.h. keine Elementkonzentration für Mangan nachgewiesen werden.

Beispiel 2: CaO in Hellglimmer S1-8

NWG (95% Wahrscheinlichkeit)	: 200 ppm
99% Wahrscheinlichkeit	: 260 ppm
gemessener Gehalt	: 218 ppm CaO
Peak-Impulsrate	: 14,8 c/s
Peak-Meßzeit	: 20 s
Untergrund-Impulsrate	: 12,2 c/s
Untergrund-Meßzeit	: 2 · 10 s

$$t_i = 1$$

$$(t_i \cdot N_I) - N_U \geq 2,78 \cdot \sqrt{(t_i \cdot (N_I + N_U)) + 1,12 \cdot (t_i - 1)}$$

$$\Rightarrow 296 - 244 \geq 2,78 \cdot \sqrt{540}$$

$$\Rightarrow 52 < 64,6$$

Die Bedingung für den Nachweis einer Elementkonzentration ist auch in diesem Fall nicht erfüllt, obwohl der gemessene Gehalt über der NWG für 95% Wahrscheinlichkeit liegt.

Beispiel 3: CaO in Hellglimmer S1-9

NWG (95% Wahrscheinlichkeit)	: 200 ppm
99% Wahrscheinlichkeit	: 260 ppm
gemessener Gehalt	: 268 ppm CaO
Peak-Impulsrate	: 14,7 c/s
Peak-Meßzeit	: 20 s
Untergrund-Impulsrate	: 11,5 c/s
Untergrund-Meßzeit	: 2 · 10 s

$$t_i = 1$$

$$(t_i \cdot N_I) - N_U \geq 2,78 \cdot \sqrt{(t_i \cdot (N_I + N_U)) + 1,12 \cdot (t_i - 1)}$$

$$\Rightarrow 294 - 230 \geq 2,78 \cdot \sqrt{524}$$

$$\Rightarrow 64 > 63,6$$

In diesem Fall, in dem der gemessene Gehalt an CaO 8 ppm über der NWG für 99% Wahrscheinlichkeit liegt, kann mit einer Sicherheit von 99,73% eine CaO-Konzentration nachgewiesen werden.

Beispiel 4: CaO in Hellglimmer WZ-5

NWG (95% Wahrscheinlichkeit)	: 200 ppm
99% Wahrscheinlichkeit	: 260 ppm
gemessener Gehalt	: 432 ppm CaO
Peak-Impulsrate	: 18,05 c/s
Peak-Meßzeit	: 20 s
Untergrund-Impulsrate	: 12,9 c/s
Untergrund-Meßzeit	: 2 · 10 s

$$t_i = 1$$

$$(t_i \cdot N_I) - N_U \geq 2,78 \cdot \sqrt{(t_i \cdot (N_I + N_U)) + 1,12 \cdot (t_i - 1)}$$

$$\Rightarrow 361 - 258 \geq 2,78 \cdot \sqrt{619}$$

$$\Rightarrow 103 > 69,2$$

Auch in dieser Analyse, in der gemessene Wert für CaO deutlich über der berechneten Nachweisgrenze liegt, ist mit einer Sicherheit von 99,73% eine CaO-Konzentration nachgewiesen.

Beispiel 5: MnO in Hellglimmer WZ-10

NWG (95% Wahrscheinlichkeit)	: 460 ppm
99% Wahrscheinlichkeit	: 660 ppm
gemessener Gehalt	: 530 ppm CaO
Peak-Impulsrate	: 5,45 c/s
Peak-Meßzeit	: 20 s
Untergrund-Impulsrate	: 3,9 c/s
Untergrund-Meßzeit	: $2 \cdot 10$ s

$$t_i = 1$$

$$(t_i \cdot N_I) - N_U \geq 2,78 \cdot \sqrt{(t_i \cdot (N_I + N_U)) + 1,12 \cdot (t_i - 1)}$$

$$\Rightarrow 109 - 78 \geq 2,78 \cdot \sqrt{187}$$

$$\Rightarrow 31 < 38$$

Im Fall dieser Analyse kann mit einer Sicherheit von 99,73% keine Konzentration von MnO nachgewiesen werden, obwohl der gemessene MnO-Gehalt über der Nachweisgrenze für eine Sicherheit von 95% (460 ppm) liegt. Der gemessene Wert liegt jedoch deutlich unter der NWG für 99% Sicherheit.

2.1.4.3 Reproduzierbarkeit und Genauigkeit der quantitativen Analyse

Die Varianz, bzw. die Standardabweichung eines gemessenen Elements ist wichtig zur Beurteilung der Genauigkeit oder zur Abschätzung der Reproduzierbarkeit von quantitativen Analysen. Unter der Voraussetzung, daß sich die Rohdaten (Zählraten) einer Messung ohne systematische Fehler in Gew.-% umrechnen lassen, kann für die Varianz nach Le Maitre (1982) folgende Gleichung angegeben werden:

$$\text{var } x_U = x_U^2 \cdot \left(\frac{R_{PU}/t_{PU} + R_{BU}/t_{BU}}{(R_{PU} - R_{BU})^2} + \frac{R_{PS}/t_{PS} + R_{BS}/t_{BS}}{(R_{PS} - R_{BS})^2} + \frac{\text{var } x_S}{x_S^2} \right)$$

Dabei sind:

$\text{var } x_U$ = Varianz des zu messenden Elementes [Gew.-%]

x_U = Konzentration des zu messenden Elementes in der unbekannt Probe [Gew.-%]

R_{PU} = Zählrate des Peaks in der unbekannt Probe [1/s]

t_{PU}	= Meßzeit des Peaks in der unbekanntem Probe [s]
R_{BU}	= Zählrate des Untergrundes in der unbekanntem Probe [1/s]
t_{BU}	= Meßzeit des Untergrundes in der unbekanntem Probe [s]
R_{PS}	= Zählrate des Peaks des Standards [1/s]
t_{PS}	= Meßzeit des Peaks des Standards [s]
R_{BS}	= Zählrate des Untergrundes des Standards [1/s]
t_{BS}	= Meßzeit des Untergrundes des Standards [s]
$\text{var } x_S$	= Varianz des zu messenden Elementes im Standard [Gew.-%]
x_S	= Bekannte Konzentration des zu messenden Elementes im Standard [Gew.-%]

Wichtig ist, daß die beiden linken Terme ausschließlich von Zählfehlern (Meßbedingungen) abhängig sind und somit die Präzision oder Reproduzierbarkeit von Messungen angeben. Der rechte Term ($\text{var } x_S/x_S^2$) gibt die Genauigkeit einer Messung an. Das heißt, dieser Term ist ein Maß dafür, wie nahe Ergebnisse dem wahren Wert kommen können. Da für die benutzten Standards keine Angaben zur Varianz vorliegen, muß $\text{var } x_S = 0$ gesetzt werden. Dies bedeutet, daß keine Genauigkeit für die quantitativen Analysen angegeben werden kann. Lediglich die Reproduzierbarkeit läßt sich errechnen.

Aus der Gleichung für die Varianz wird deutlich, daß eine Erhöhung der Meßzeit zu einer Verringerung der Varianz führt: Unter der Bedingung, daß $\text{var } x_S = 0$, verringert sich bei einer Erhöhung aller Meßzeiten um den Faktor 4 die Varianz um den Faktor 2 (Le Maitre, 1982). Außerdem zeigt die Gleichung, daß der relative Fehler von x_U nicht kleiner werden kann als der relative Fehler von x_S .

Im allgemeinen wird in der Literatur statt der Varianz die Standardabweichung einer Messung angegeben:

$$S_U \text{ [Gew.-%]} = \sqrt{\text{var } x_U}$$

Der prozentuale relative Fehler (bezogen auf die Elementkonzentration) läßt sich berechnen zu:

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{\text{var } x_U}}{x_U} \right)$$

Bei einer Vollanalyse kann auch die Summe der Gew.-% mit einer Varianz versehen werden:

$$\text{var}_{tot} = \sum \text{var } x_{Ui}$$

Diese Varianz ist wichtig zur Beurteilung der Qualität der Gesamtanalyse.

Im Folgenden werden an Beispielen von Vollanalysen eines detritischen Amphibols (Messung A1-1 28/07) und eines Hellglimmers (P4 S1-1) die Reproduzierbarkeit (Varianz), die Standardabweichung, sowie der relative prozentuale Fehler für jede Elementkonzentration berechnet. Abschließend wird jeweils die Varianz und die Standardabweichung der Gesamtanalyse angegeben.

Beispiel 1: Amphibol-Analyse A1-1 28/07**SiO₂:**

$$\text{var } x_U = x_U^2 \cdot \left(\frac{R_{PU}/t_{PU} + R_{BU}/t_{BU}}{(R_{PU} - R_{BU})^2} + \frac{R_{PS}/t_{PS} + R_{BS}/t_{BS}}{(R_{PS} - R_{BS})^2} + \frac{\text{var } x_S}{x_S^2} \right)$$

$$\text{var } x_U = (45,77)^2 \cdot \left(\frac{6471/20 + 56/20}{(6471 - 56)^2} + \frac{8133/20 + 57/20}{(8133 - 57)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,03 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,17 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,03}}{45,77} \right) = 0,38\%$$

TiO₂:

$$\text{var } x_U = (0,36)^2 \cdot \left(\frac{60/20 + 23/20}{(60 - 23)^2} + \frac{11176/20 + 50/20}{(11176 - 50)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,0004 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,02 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,0004}}{0,36} \right) = 5,56\%$$

Al₂O₃:

$$\text{var } x_U = (11,1)^2 \cdot \left(\frac{1659/20 + 32/20}{(1659 - 32)^2} + \frac{17464/20 + 81/20}{(17464 - 81)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,004 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,06 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,004}}{11,1} \right) = 0,57\%$$

MgO:

$$\text{var } x_U = (9,72)^2 \cdot \left(\frac{841/20 + 16/20}{(841 - 16)^2} + \frac{1675/20 + 18/20}{(1675 - 18)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,009 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,095 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,009}}{9,72} \right) = 0,98\%$$

CaO:

$$\text{var } x_U = (10,5)^2 \cdot \left(\frac{1299/20 + 16/20}{(1299 - 16)^2} + \frac{3039/20 + 18/20}{(3039 - 18)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,006 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,08 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,006}}{10,5} \right) = 0,74\%$$

MnO:

$$\text{var } x_U = (0,27)^2 \cdot \left(\frac{14/20 + 5/20}{(14 - 5)^2} + \frac{1303/20 + 19/20}{(1303 - 19)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,0009 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,03 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,0009}}{0,27} \right) = 11,1\%$$

FeO:

$$\text{var } x_U = (17,9)^2 \cdot \left(\frac{585/20 + 8/20}{(585 - 8)^2} + \frac{3233/20 + 19/20}{(3233 - 19)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,034 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,18 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,034}}{17,9} \right) = 1\%$$

Na₂O:

$$\text{var } x_U = (1,5)^2 \cdot \left(\frac{86/10 + 9/10}{(86 - 9)^2} + \frac{734/20 + 27/20}{(734 - 27)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,004 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,06 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,004}}{1,5} \right) = 4,2\%$$

K₂O:

$$\text{var } x_U = (0,4)^2 \cdot \left(\frac{58/20 + 8/20}{(58 - 8)^2} + \frac{1930/20 + 11/20}{(1930 - 11)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,0002 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,01 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,0002}}{0,4} \right) = 3,5\%$$

Gesamtanalyse:

$$\text{var } x_{tot} = \sum \text{var } x_{ui} = 0,087 \text{ Gew.-%}$$

$$S_{tot} = \sqrt{\text{var } x_{ui}} = 0,29 \text{ Gew.-%}$$

$$PE_{tot} = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,087}}{97,52} \right) = 0,3\%$$

Beispiel 2: Hellglimmeranalyse P4 S1-1

SiO₂:

$$\text{var } x_U = x_U^2 \cdot \left(\frac{R_{PU}/t_{PU} + R_{BU}/t_{BU}}{(R_{PU} - R_{BU})^2} + \frac{R_{PS}/t_{PS} + R_{BS}/t_{BS}}{(R_{PS} - R_{BS})^2} + \frac{\text{var } x_S}{x_S^2} \right)$$

$$\text{var } x_U = (45,5)^2 \cdot \left(\frac{6500/20 + 52/20}{(6500 - 52)^2} + \frac{8133/20 + 57/20}{(8133 - 57)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,03 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,17 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,03}}{45,5} \right) = 0,38\%$$

TiO₂:

$$\text{var } x_U = (1,24)^2 \cdot \left(\frac{145/20 + 19/20}{(145 - 19)^2} + \frac{11176/20 + 50/20}{(11176 - 50)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,0008 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,03 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,0004}}{1,24} \right) = 1,6\%$$

Al₂O₃:

$$\text{var } x_U = (34,4)^2 \cdot \left(\frac{5777/20 + 43/20}{(5777 - 43)^2} + \frac{17464/20 + 81/20}{(17464 - 81)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,014 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,12 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,014}}{34,4} \right) = 0,34\%$$

MgO:

$$\text{var } x_U = (0,8)^2 \cdot \left(\frac{90/20 + 13/20}{(90 - 13)^2} + \frac{1675/20 + 18/20}{(1675 - 18)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,0006 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,025 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,0006}}{0,8} \right) = 3,1\%$$

CaO:

$$x_U = 0 \Rightarrow \text{var } x_U = 0$$

MnO:

$$x_U = 0 \Rightarrow \text{var } x_U = 0$$

FeO:

$$\text{var } x_U = (0,96)^2 \cdot \left(\frac{37/20 + 6/20}{(37 - 6)^2} + \frac{3233/20 + 19/20}{(3233 - 19)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,002 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,045 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,002}}{0,96} \right) = 4,7\%$$

Na₂O:

$$\text{var } x_U = (0,83)^2 \cdot \left(\frac{58/10 + 8/10}{(58 - 8)^2} + \frac{734/20 + 27/20}{(734 - 27)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,0019 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,04 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,0019}}{0,83} \right) = 5,3\%$$

K₂O:

$$\text{var } x_U = (10,1)^2 \cdot \left(\frac{1263/20 + 10/20}{(1263 - 10)^2} + \frac{1930/20 + 11/20}{(1930 - 11)^2} + 0 \right)$$

$$\text{var } x_U = 0,007 \text{ Gew.-%}$$

$$S_U = \sqrt{\text{var } x_U} = 0,08 \text{ Gew.-%}$$

$$PE = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,007}}{10,1} \right) = 0,8\%$$

Gesamtanalyse:

$$var_{tot} = \sum var x_{ui} = 0,06 \text{ Gew.-%}$$

$$S_{tot} = \sqrt{var x_{ui}} = 0,25 \text{ Gew.-%}$$

$$PE_{tot} = 100 \cdot \left(\frac{\sqrt{0,06}}{93,83} \right) = 0,26\%$$

Zusammenfassung der Fehlerbetrachtung:

Zusammenfassend lassen sich aus den oben vorgestellten Beispielen einige Aussagen zu den statistischen Fehlern der quantitativen Analysen machen.

Der relative statistische Fehler der Kalibrationsmessungen liegt zwischen $\pm 0,5\%$ und $\pm 2\%$. Einen Extremwert markiert der relative statistische Fehler für die Kalibrierung von Natrium ($\pm 2,5\%$). Dies kann auf die hohe Volatilität des Natriums unter dem Einfluß des Elektronenstrahls zurückgeführt werden.

Zu den Nachweisgrenzen ist festzustellen, daß diese im allgemeinen umso besser werden, je länger die Meßzeit ist. Für eine statistische Sicherheit von 99% konnten Nachweisgrenzen zwischen 200 ppm (K_2O) und 700 ppm (Fe), bzw. 900 ppm (FeO) ermittelt werden. Das heißt, Elementoxidegehalte unter 0,1 Gew.-% sind mit entsprechendem Vorbehalt zu interpretieren. Eine Betrachtung des signifikanten Unterschieds zwischen dem Untergrund und dem Peak kann in diesen Fällen nützlich sein, um zu entscheiden, ob tatsächlich eine Elementkonzentration nachgewiesen werden konnte.

Eine Genauigkeit ($var x_s/x_s$) kann nicht angegeben werden, da keine Angaben zur Varianz der Standards vorliegen. Die Varianz der quantitativen Analysen entspricht somit im vorliegenden Fall der Reproduzierbarkeit (Präzision) der Analysen. Bei den berechneten Beispielen liegen die Standardabweichungen der Analysen zwischen $\pm 0,01$ Gew.-% und $\pm 0,18$ Gew.-%. Hieraus ergeben sich, je nach Element und Konzentration, relative Fehler von bis zu $\pm 11\%$. Allgemein gilt, daß der relative Fehler umso größer ist, je kleiner die Konzentration des zu bestimmenden Elements in der Probe ist.

Die Standardabweichungen der Gesamtanalysen können nach den berechneten Beispielen mit $\pm 0,3$ Gew.-% abgeschätzt werden. Die relativen Fehler der Gesamtanalysen dürften demnach im allgemeinen $\pm 0,3\%$ betragen.

2.2 Röntgenfluoreszenz-Analyse

Die geochemischen Analysen der Gneisgerölle wurden mit einem Röntgenfluoreszenz-Spektrometer der Fa. PHILIPS (RFA-PW-1400), das mit einer Rhodiumröhre als Röntgenquelle ausgerüstet ist, durchgeführt.

Die Hauptelementgehalte werden an einer Schmelztablette und die Spurenelementgehalte an einer Pulverpreßtablette ermittelt. Die Gehalte der Hauptelemente werden in Oxid-% und die der Spurenelemente in ppm angegeben. Folgende Standards mit granitoider Zusammensetzung wurden benutzt: AGV-1, FK-N, G-2, GA, GH, GS-N, GM, GSP-1, MA-N, NIM-S, QLO-1, SDC-1, SIM-1 und T-1.

Tab. 4 zeigt die maximale erreichbare Genauigkeit (absoluter Meßfehler) für die jeweiligen Elemente (Angaben der Fa. PHILIPS).

Hauptelemente (Gew.-%)		Spurenelemente (ppm)	
SiO ₂	± 0,6%	Cr	± 3
TiO ₂	± 0,02%	Ni	± 2-3
Al ₂ O ₃	± 0,3%	Cu	± 3
Fe ₂ O ₃	± 0,05%	Zn	± 3
MnO	± 0,005%	Ga	± 2
MgO	± 0,03-0,05%	Rb	± 2
CaO	± 0,03%	Sr	± 2
Na ₂ O	± 0,1%	Y	± 3
K ₂ O	± 0,03-0,05%	Zr	± 5
P ₂ O ₅	± 0,01%	Nb	± 3
		Pb	± 3
		Th	± 3

Tab. 4) Maximale erreichbare Genauigkeit für Haupt- und Spurenelementanalysen mit dem Röntgenfluoreszenz-Spektrometer RFA-PW-1400 der Fa. PHILIPS.

2.3 Röntgendiffraktometrie (Feldspat/Quarz-Verhältnisse)

Die Ermittlung der Fsp/Qz-Verhältnisse der Grauwacken wurde am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Göttingen mittels der Röntgendiffraktometrie an Pulverpreßtablets durchgeführt.

Die Röntgendiffraktometrie beruht auf der Beugung von Röntgenstrahlen am Kristallgitter. Grundlage ist die Bragg'sche Gleichung, die angibt, unter welchem Winkel Θ bei gegebener Wellenlänge λ die Netzebenen hkl mit dem Abstand d_{hkl} Röntgenstrahlung reflektieren:

$$n \cdot \lambda = 2 \cdot d_{hkl} \cdot \sin(\Theta)$$

Röntgendiffraktometer arbeiten mit der spezifischen Röntgenstrahlung der Anode (z.B. Cu K_{α} = 1,5405 Å).

Die aufgezeichneten Beugungsdiagramme sind für jedes Mineral charakteristisch. Die Mineralphasen in einer Probe lassen sich so mit Hilfe datenbankgestützter Rechnerprogramme durch einen Vergleich der d-Werte und der zugehörigen Intensitäten mit der JCPDS-Kartei (Joint Committee of Powder Diffraction Standards) sowohl qualitativ, als auch (halb-) quantitativ bestimmen.

Zusätzlich zu den RDA-Analysen wurde der Natriumgehalt (Na^+) der Grauwackeproben mit der AAS an HF-Aufschlüssen bestimmt (C_2H_2 -Flamme). Hierdurch wird eine Kontrolle der RDA-Messungen möglich. Es ergab sich folgende Beziehung:

$$10 \text{ cm Peakhöhe Ab} \triangleq 1\% \text{ Na}^+ \text{ (AAS)} \triangleq 2,7\% \text{ Na}_2\text{O} \approx 11\% \text{ Albit}$$

Eine Korrelation von Natrium- und Albitgehalt ist allerdings nur möglich, wenn, wie dies bei den vorliegenden Proben der Fall ist, Albit der einzige Natriumträger im Gestein ist. Die obige Beziehung zeigt, daß die Albit-Peakhöhe ein ungefähres Maß für den Albitgehalt liefert.

Aus der tatsächlichen Verteilung der mit RDA und AAS gemessenen Werte für die einzelnen Proben wurde eine Regressionsgerade berechnet:

$$\text{Na}^+ [\%] = 0,93 \cdot \text{PH} [\text{cm}] + 0,23$$

$$(r^2 = 0,89)$$

PH = Höhe des Albit-Peaks

3. ERGEBNISSE

3.1 Dünnschliffbetrachtung der Gneisgerölle

Im Folgenden werden die Befunde der Dünnschliffbetrachtungen der Gneisgerölle, die auch mit der Mikrosonde untersucht wurden, kurz dargestellt. Dieses Kapitel soll keine genaue petrographische/petrologische Beschreibung der Gerölle, sondern lediglich einen Überblick geben. Die wichtigsten Befunde sind in Tabelle 5 dargestellt.

Die Gerölle Teu-65, Teu-77 und Teu-87 lassen sich aufgrund ihres Gefüges eindeutig als Orthogneise identifizieren. Das Geröll Teu-200 ist ein Phyllit.

Für die Gerölle Teu-65, Teu-75, Teu-77 und Teu-87 läßt sich aufgrund der beobachteten Deformationserscheinungen (z.B. duktile Plagioklas- und bruchhafte Kalifeldspatdeformation) und Mineralparagenesen mindestens ein Metamorphosegrad im Bereich des Übergangs von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies abschätzen.

Geröll	Wichtigste Minerale	Besonderheiten
Teu-41	Quarz, Feldspat (Plagioklas), Muskowit	Quarz mit Deformationsbändern; rekristallisierter Quarz; Foliation wird durch Glimmerneubildung nachgezeichnet; Kataklaste
Teu-65	Quarz, Plagioklas, Muskowit, Biotit, Granat	Quarz ist teilweise rekristallisiert; Plagioklase sind sehr klein; In Druckschattenbereichen finden sich Klaster mit primären Gefügen (magmatisch)
Teu-75	Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muskowit, Granat	Sehr große Granate (einige mm Durchmesser), jedoch zum großen Teil stark zersetzt; Minerale sind parallel zur Foliation ausgerichtet; teilweise Feldspat-Blastese; Feldspatklaster mit rekristallisierten Quarzen; Tripelpunkt-Korngrenzen
Teu-76	Quarz, Feldspat, Muskowit, Granat	
Teu-77	Quarz, Kalifeldspat (große Perthite), Plagioklas, Muskowit	Neubildungen von Glimmer und kleinem Quarz; teilweise findet sich feinkörnig rekristallisierter, gleichkörniger Quarz (durchschneidet auch große Körner); Große Quarze zeigen Deformationsbänderung; Plagioklas (duktile verfaltet) zeigt Deformationslamellen; Kalifeldspat verhält sich rigide; weitständige Schieferung (umfließt große Körner)
Teu-87	Quarz (z.T. primär), Plagioklas, Kalifeldspat (Mikroklin), Muskowit (z.T. undulös auslöschend)	undulös auslöschende Quarze, sowie Klaster mit primären Gefügen; Quarzklaster zeigen suturierte Korngrenzen; In Druckschattenbereichen finden sich rekristallisierte Quarze mit regelmäßigen Korngrenzen (Tripelpunkte); weiterhin kleine, mylonitisch deformierte Quarze; Plagioklas und Kalifeldspat sind bruchhaft deformiert
Teu-200	Quarz, Muskowit	Muskowit zeichnet eine engständige Foliation nach

Tab. 5) Die wichtigsten Befunde der Dünnschliffbetrachtungen der Gneisgerölle

3.2 Geochemische Charakterisierung der Gneisgerölle

Von 6 Gneisgeröllen, die gleichfalls mit der Mikrosonde untersucht wurden, liegen geochemische Analysen vor (Tab. 6). Die chemischen Zusammensetzungen dieser Gneisgerölle werden in diesem Kapitel mit denen von Graniten aus dem Saxothuringikum verglichen. Die dazu benutzten Diskriminationsdiagramme sollen nicht genetisch interpretiert werden, sondern lediglich den Vergleich der Analysendaten anschaulich machen.

Bezüglich der Hauptelemente zeichnen sich alle untersuchten Gneisgerölle durch sehr hohe SiO₂-Gehalte aus (72-79 Gew.-%). Abgesehen von der Probe Teu-75 (72,3 Gew.-% SiO₂) liegen die SiO₂-Gehalte der anderen Gneisgerölle außerhalb des oberen Grenzwertes (76 Gew.-% SiO₂) der Eichkurve der RFA. Weiterhin weisen alle untersuchten Gneisgerölle einen Al₂O₃-Überschuß auf (Al₂O₃ > (Na₂O + K₂O + CaO)). Nach der CIPW-Norm besitzen sie einen normativen Korund-Anteil (C).

Typisch für die vorliegenden Gneisgerölle sind die durchweg sehr niedrigen CaO-Gehalte, die alle unterhalb des unteren Grenzwertes (0,5 Gew.-% CaO) der CaO-Eichkurve der RFA liegen. In diesem Zusammenhang fällt auf, daß die Gneisgerölle trotz ihrer niedrigen CaO-Gehalte nach einer Rückrechnung nach der CIPW-Norm auf der Plagioklas-Seite des QAP-Diagramms (Abb. 9) liegen.

Hauptelemente (Gew.-%)

Geröll	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe ¹⁾
TEU 41	76,6	0,45	12,4	2,51	0,04	0,87	*0,15	4,11	1,94	0,11	99,13
TEU 65	+77,0	0,25	12,4	2,13	0,04	0,49	*0,18	5,11	1,40	0,08	99,09
TEU 75	72,3	0,44	13,7	3,46	0,04	0,85	*0,43	4,28	2,25	0,23	97,96
TEU 76	+79,4	*0,03	12,1	0,77	0,03	*0,24	*0,15	5,21	1,48	0,07	99,45
TEU 77	+79,2	0,12	11,5	1,34	0,04	*0,26	*0,08	3,45	4,11	*0,04	100,06
TEU 87	+78,6	0,32	10,2	2,24	0,02	1,07	*0,13	3,96	1,22	0,08	97,87

Spurenelemente (ppm)

Geröll	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
TEU 41	26,9	13,2	*4,6	8,3	37,2	48,0	435,6	72,9	14,0	6,4	130,3	17,6	5,2
TEU 65	13,1	*8,6	*9,8	15,9	40,2	46,4	181,2	79,8	17,9	8,4	175,5	40,5	15,4
TEU 75	16,6	*8,8	*2,8	18,9	49,9	99,2	314,1	96,4	18,4	9,4	201,1	30,4	8,8
TEU 76	*7,5	*3,2	*0,0	11,7	17,2	75,4	80,9	58,2	13,1	*2,8	43,7	15,9	6,3
TEU 77	*8,2	*4,6	*1,9	14,2	32,1	115,9	344,5	28,8	19,1	10,7	137,4	30,0	12,3
TEU 87	19,0	*9,6	*0,0	5,5	25,3	32,8	412,5	133,1	11,3	*4,6	95,6	6,3	*2,7

Tab. 6) Ergebnisse der RFA-Analysen der Gneisgerölle (Mittelwerte aus jeweils 2 Analysen). Die mit einem "+" versehenen Werte liegen über dem oberen Grenzwert der Eichkurve, die mit einem "*" versehenen Werte liegen unterhalb des unteren Grenzwertes der jeweiligen Eichkurve der RFA.

¹⁾: Die Summe der Elementoxide wird ohne Wasser und CO₂ angegeben. Deren Gehalte konnten noch nicht bestimmt werden. Die Analysen werden für die Diskriminationsdiagramme wasserfrei gerechnet.

Das Geröll Teu-77 ist das einzige der untersuchten Gneisgerölle, das eine chemische Zusammensetzung aufweist, in der $K_2O > Na_2O$ und $MgO > CaO$ ist. Nach Mason & Moore (1985) könnte dies für ein sedimentäres, toniges Edukt sprechen. Nach Dünnschliffbetrachtungen jedoch kann das Geröll Teu-77 aufgrund seines Gefüges als Orthogneis angesprochen werden.

Bei Betrachtung der Spurenelementgehalte (Tab. 6) zeigt sich, daß alle untersuchten Gneisgerölle äußerst arm an Kupfer und Nickel sind. Außerdem fallen die Proben Teu-76 und Teu-87 auf, die beide sehr geringe Gehalte an Niob und Yttrium, die im allgemeinen als immobil angesehen werden, aufweisen. Der Nb-Anteil liegt in beiden Proben unterhalb des unteren Grenzwertes der Eichkurve (5 ppm). Weiterhin zeigt die Probe Teu-76 sehr geringe Chrom-Gehalte.

In den hier nicht dargestellten Diskriminationsdiagrammen nach Irvine & Baragar (1971, fig.3) und Miyashiro (1974, fig. 1a) liegen die untersuchten Gneisgerölle in den Feldern der subalkalinen, bzw. kalk-alkalinen Gesteine. Dies trifft auch für alle anderen aufgesammelten Gneis- und Granitgerölle aus dem Teuschnitzer- und dem Marienrother Konglomerat, sowie für Granitgerölle aus oberdevonischen Konglomeraten der Thüringischen Fazies zu. Diese Gneis- und Granitgerölle, die in einem noch nicht abgeschlossenen Projekt bearbeitet werden und deren Analysenergebnisse freundlicherweise von Dr. W. Dörr zur Verfügung gestellt wurden, werden als Vergleichsdaten zu den Analysen der Gneisgerölle aus Tabelle 6 in den Diagrammen aufgeführt.

Nach einer Berechnung des normativen Mineralbestandes nach der CIPW-Norm konnten die Gerölle in ein QAP-Diagramm eingetragen werden (Abb. 9). Die 6 Gneisgerölle aus Tabelle 6 liegen, wie auch die meisten der Vergleichsproben, in diesem Diagramm in den Feldern der Adammellite (3b) und Granodiorite (4) bis Tonalite (5). Aus Tabelle 6 ist dagegen zu ersehen, daß die Gehalte der Gerölle an Na_2O für Granodiorite zwar normal, die CaO -Gehalte aber deutlich zu niedrig sind. Eventuell kann dies auf sekundäre Prozesse (? Albitisierung) zurückgeführt werden. Dies erklärt aber nicht die Tendenz der Gerölle zur Plagioklas-Seite dieses Diagramms. In einem, ebenfalls nach der CIPW-Norm gerechneten, Albit-Anorthit-Orthoklas Diagramm (hier nicht dargestellt) liegen die meisten der Proben im Bereich Ab_{50-100} . Der maximale Anorthitgehalt beträgt 20 Mol-% (meist < Mol-10%).

Im Diskriminationsdiagramm nach Pearce et al. (1984, fig. 3) liegen die darstellenden Punkte der untersuchten Gneisgerölle im Feld der "Volcanic-arc"- und Syn-Kollisions Granite (Abb. 10a). Die zum Vergleich mitherangezogenen Analysen von Granitgeröllen und zwei anstehenden Graniten ("Hirschberger Gneis" und "Granit von Jahn's Fabrik" = Do121, a.d. Eisenbahnbrücke im

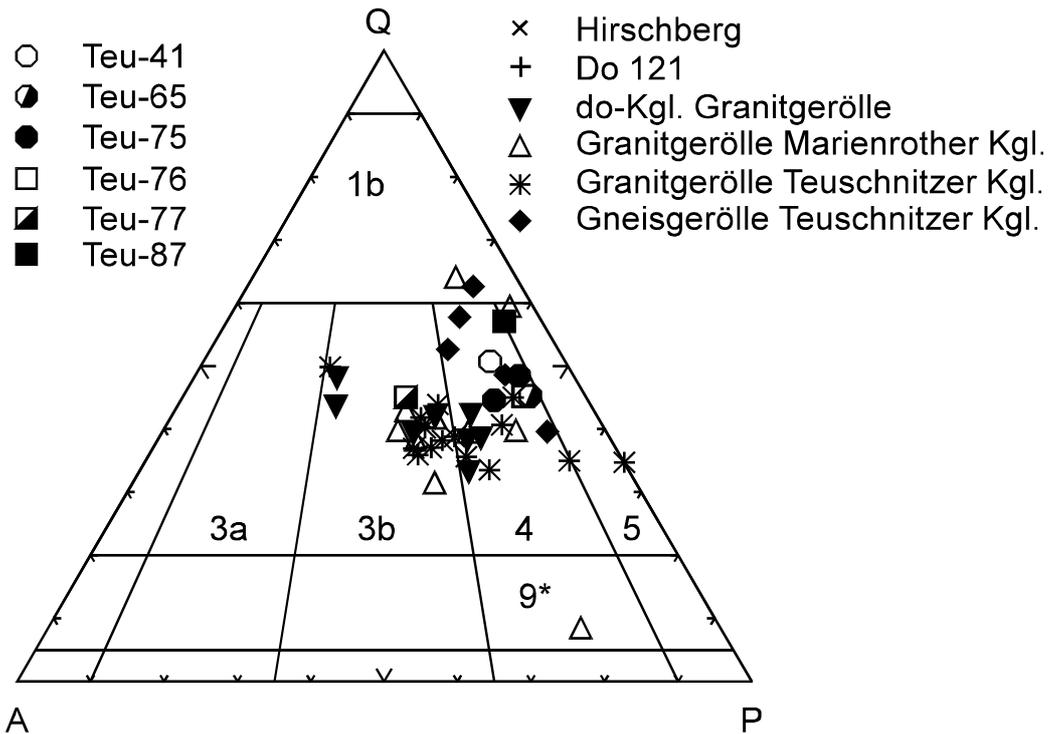


Abb. 9) Die Lage der untersuchten Gneisgerölle im QAP- (Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas) Diagramm nach Le Maitre (1989, fig. B4). Zum Vergleich sind die darstellenden Punkte von weiteren Gneis- und Granitgeröllen aus dem Teuschnitzer- und dem Marienrother Konglomerat, von Granitgeröllen aus oberdevonischen Konglomeraten der Thüringischen Fazies, sowie von zwei anstehenden Graniten (Hirschberg und Do121) aus dem Raum der Thüringischen Fazies angegeben (Dörr, unveröffentlicht). Dargestellt ist der nach der CIPW-Norm berechnete normative Mineralbestand.

1b = Quarzreiche Granitoide; 3a = (Syenit-) Granite; 3b = Adamellite (Monzo-Granite); 4 = Granodiorite, 5 = Tonalite; 9* = Quarz-Monzodiorite und -gabbros.

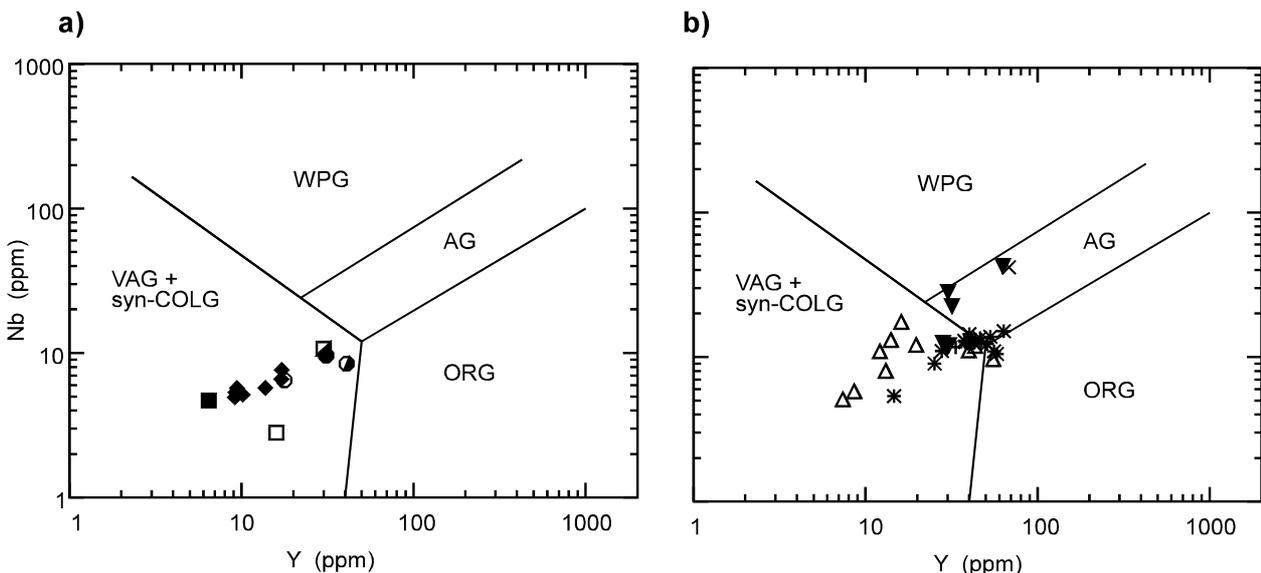


Abb. 10) Nb-Y Diskriminationsdiagramm nach Pearce et al. (1984, fig. 3).

a) Gneisgerölle aus dem Teuschnitzer Konglomerat

b) Granitgerölle aus dem Teuschnitzer- und Marienrother Konglomerat, sowie aus oberdevonischen Konglomeraten der Thüringischen Fazies und anstehenden Graniten der Thüringischen Fazies.

AG = Alkali-Granite; ORG = Rift-Bezogene Granite; VAG+synCOLG = Volcanic-arc- und Syn-Kollisions Granite; WPG = Intraplatten-Granite.

Legende wie in Abb. 9.

Költzschtal, GK Blatt Greiz) zeigen in diesem Diagramm eine größere Streuung (Abb. 10b). Die Granitgerölle aus dem Marienrother Konglomerat liegen meist im Feld der "Volcanic-arc"- und Syn-Kollisions Granite. Die Granitgerölle aus dem Teuschnitzer Konglomerat liegen am Tripelpunkt zwischen den einzelnen Feldern. Die Granitgerölle aus den oberdevonischen Konglomeraten der Thüringischen Fazies, sowie der Hirschberger Gneis, tendieren deutlich zu "within-plate" Graniten (Dörr, mündl.Mitt.).

Im Diskriminationsdiagramm nach Maniar & Piccoli (1989, fig. 2), dem das Aluminium/Kalk-Alkalien-Verhältnis zugrunde liegt, lassen sich die Granitgerölle aus den oberdevonischen Konglomeraten, sowie die anstehenden Granite aus der Thüringischen Fazies deutlich von den Granitgeröllen aus dem Teuschnitzer- und dem Marienrother Konglomerat unterscheiden (Abb. 11b). Die Gneisgerölle zeigen in dieser Darstellung (Abb. 11a) deutliche Analogien zu den Granitgeröllen aus den unterkarbonischen Konglomeraten, aber auch teilweise Ähnlichkeiten zu den Graniten aus den oberdevonischen Konglomeraten der Thüringischen Fazies.

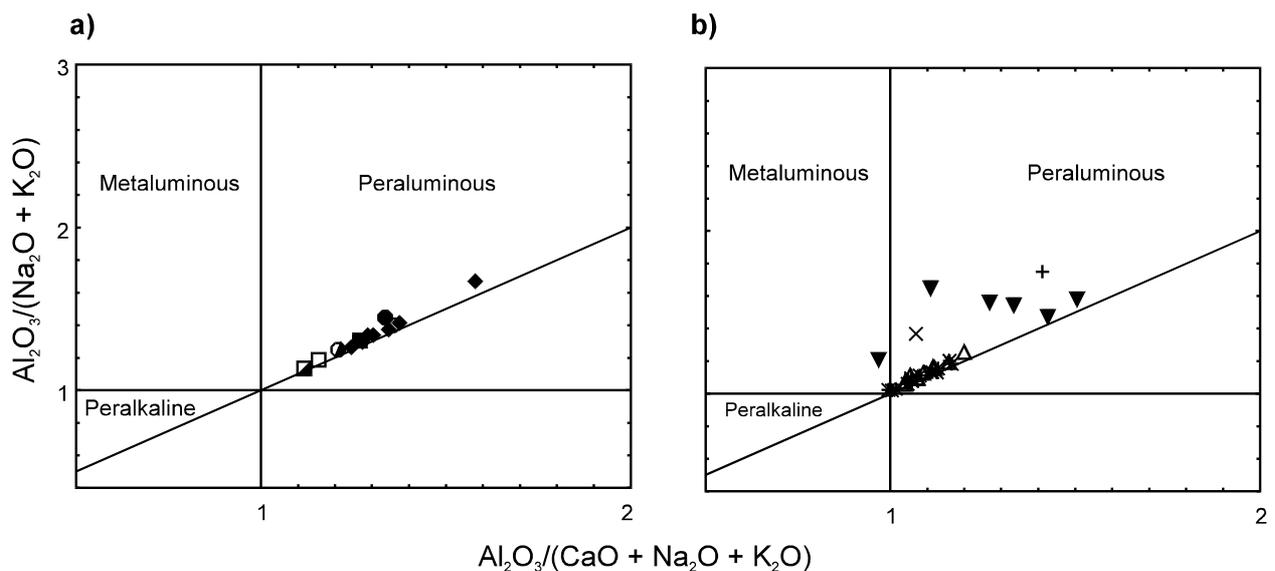


Abb. 11) Diskriminationsdiagramm nach Maniar & Piccoli (1989, fig. 2).

a) Gneisgerölle aus dem Teuschnitzer Konglomerat

b) Granitgerölle und anstehende Granite

Legende wie in Abb. 9.

3.3 Mikrosondenanalysen

3.3.1 GRANAT

Wie Voruntersuchungen (Schäfer, 1992) gezeigt haben, tritt nur in den Oberen Teuschnitzer Schichten gehäuft Granat auf. In den anderen Flysch-Serien, d.h. den Grauwacken des Erben-

dorfer Paläozoikums, dem älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies, sowie dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies, ist Granat selten.

In Dünnschliffen von Siltsteinen aus dem Givet des Barrandiums wurden keine Granate gefunden. In Proben der oberdevonischen Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums konnten lediglich drei Granate gemessen werden, obwohl insgesamt ca. 60 Schwermineralpräparate durchgesehen wurden.

Aus dem älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies wurden zwei Großproben (jeweils mind. 50 kg) aufbereitet (Schmiedsgrund- und Wurstkonglomerat). Es wurden aber keine Granate gefunden.

Aus den Oberen Teuschnitzer Schichten wurden in einer Probe aus dem Horizont des Teuschnitzer Konglomerates 61 detritische Granate gefunden und mit der Mikrosonde analysiert. Zusätzlich wurden in den Geröllen Teu-75 und Teu-65 aus dem Teuschnitzer Konglomerat 16, bzw. 5 Granate und aus dem Geröll Mar1-30 aus dem Marienrother Konglomerat ein Granat analysiert. Weiterhin liegen von 5 Granaten aus der Matrix des Marienrother Konglomerates Mikrosondenanalysen vor.

Die ausführlichen Analysenergebnisse sind in den Tabellen im Anhang aufgelistet.

Die detritischen Granate sind durchweg farblos bis leicht rosa gefärbt und sehr klein (meist um 150-200 μm). Häufig findet man nur noch Bruchstücke von Granat. Idiomorphe Granate treten sehr selten auf. Charakteristisch für die detritischen Granate sind Risse, die teilweise mit Chlorit verfüllt sind. Die Zersetzung der Granate ist besonders in den untersuchten Geröllen zu beobachten (z.B. Teu-75). Oft sind die Granate in den Geröllen, wo sie ursprünglich Größen von bis zu einigen mm erreicht haben, nur noch rudimentär erhalten und teilweise nur noch schemenhaft zu erkennen. Die Umwandlung der Granate kann soweit führen, daß man kaum einen Bereich findet, in dem mehrere Mikrosondenmessungen möglich sind.

Die retrograde Umbildung der Granate und die Verwitterung der Gerölle könnten Gründe für die relativ schlechten Oxidsummen der Mikrosondenanalysen, sowie für die teilweise schlechten Berechnungen der Kationenbesetzungen auf den Positionen X und Y sein. Granatanalysen, deren Kationensummen (bei einer Normierung auf 24 Sauerstoffatome; Cameca-Programm Geo-Multilabel "Garnet") wesentlich von 16 (d.h. mit einer Differenz von mehr als $\pm 0,2$) abwich, wurden eliminiert.

Die Mikrosondendaten wurden mit dem Programm "autogrna" (U. Schüssler, Univ. Würzburg) nachberechnet, um eine Fe^{3+} -Abschätzung durchzuführen. Hierbei wird auf 8 Kationen normiert.

Die Tetraederpositionen (Z-Positionen der allgemeinen Granatformel $X_3^{2+}Y_2^{3+}Z_3O_{12}$) werden zuerst mit Si^{4+} besetzt. Danach werden verbleibende offene Z-Positionen mit Al^{3+} auf 3 aufgefüllt. Fe^{3+} besetzt Oktaederpositionen. Hieraus ergibt sich folgende Idealformel: $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca)_3(Al, Fe^{3+}, Cr)_2(Al, Si)_3O_{12}$ (vgl. Tabellen im Anhang).

Auf sehr kleinen Körnern wurden lediglich Einzelmessungen durchgeführt (mindestens 2). Wenn ein grobes Scannen von größeren Körnern Hinweise auf Zonierungen lieferte, wurden auch Profile gemessen, um die Elementzonierungen zu erfassen. Es zeigte sich allerdings, daß Elementzonierungen sowohl in den Granaten aus den Geröllen, als auch in den detritischen Granaten, abgesehen von zwei Ausnahmen (siehe unten), nicht auftreten.

Die drei Granate aus dem oberdevonischen Flysch des Erbdorfer Paläozoikums (Famenne) besitzen folgende Zusammensetzungen (vgl. Tabelle A-1 im Anhang):

$ALM_{80}GRS_2PYR_{17}SPES_2$	(D86A)
$ALM_{58}GRS_{25}PYR_3SPES_{13}$	(G861)
$ALM_{67}GRS_{21}PYR_{10}SPES_2$	(G862)

Zwei der detritischen Granate aus dem oberdevonischen Flysch sind also Fe-Ca-Granate (Almandin-Grossulare). Der eine mit einer Spessartin-Komponente von rund 12,5 Mol-%, der andere mit einer Pyrop-Komponente von 10,2 Mol-%. Der dritte Granat (D86A) ist ein Almandin mit einer Pyropkomponente von 17,2 Mol-%. Im Dreieckdiagramm Almandin+Spessartin-Pyrop-Grossular+Andradit (AS-P-GA; Abb. 12) liegen diese Granate in der AS-Ecke; der Almandin-Pyrop (D86A) naturgemäß auf der Verbindungslinie AS-P.

Abb. 13 zeigt ein Diagramm nach Sturt (1962) und Nandi (1967), das die Variation des $(CaO+MnO)/(FeO+MgO)$ -Verhältnisses der Granate widerspiegelt. Aufgetragen ist die Summe der Gewichtsprozent von $(CaO+MnO)$ gegen die Summe der Gewichtsprozent von $(FeO+MgO)$. Deutlich zu erkennen ist, daß der Almandin-Pyrop (D86A) aus den Famenne-Grauwacken stark $(FeO+MgO)$ -betont ist.

Die Analyseergebnisse der detritischen Granate aus dem unterkarbonischen Flysch (Obere Teuschnitzer Schichten) sind in den Tabellen A-2 (Horizont des Teuschnitzer Konglomerates) und A-3 (Matrix des Marienrother Konglomerates) im Anhang zusammengefaßt.

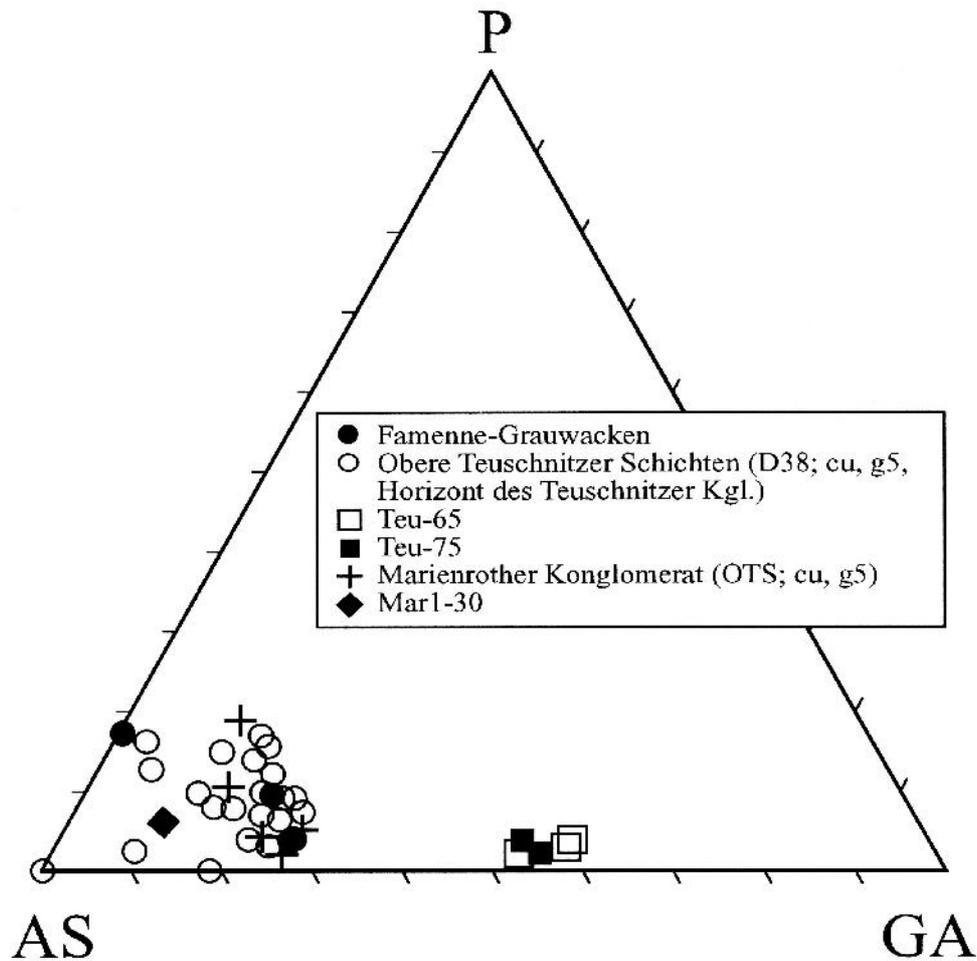


Abb. 12) Dreieckdiagramm mit Lage der Granate aus dem Flysch. (AS = Almandin+Spessartin, P = Pyrop, GA = Grossular+Andradit).

Es zeigt sich, daß die detritischen Granate aus diesen beiden Proben des unterkarbonischen Flyschs eine recht homogene Gruppe bilden. Im AS-P-GA-Diagramm liegen diese Granate durchweg in der linken unteren Ecke, d.h. sie besitzen (Almandin+Spessartin)-Gehalte von > 65 Mol-% und Pyropgehalte von < 20 Mol-%. Sie liegen damit in diesem Diagramm in unmittelbarer Nähe zu den detritischen Granaten aus dem oberdevonischen Flysch des Erbdorfer Paläozoikums.

Die detritischen Granate aus dem unterkarbonischen Flysch unterscheiden sich im wesentlichen nur durch ihr $(\text{CaO}+\text{MnO})/(\text{FeO}+\text{MgO})$ -Verhältnis, das über einen relativ breiten Bereich streuen kann (Abb. 13). Es zeigt die gleiche Streubreite wie das der detritischen Granate aus dem Erbdorfer Paläozoikum. Allerdings wird der Maximalwert, den der Granat D86A aus den Famenne-Grauwacken markiert ($\text{FeO}+\text{MgO} = 38,9$ Gew.-%), bei weitem nicht erreicht.

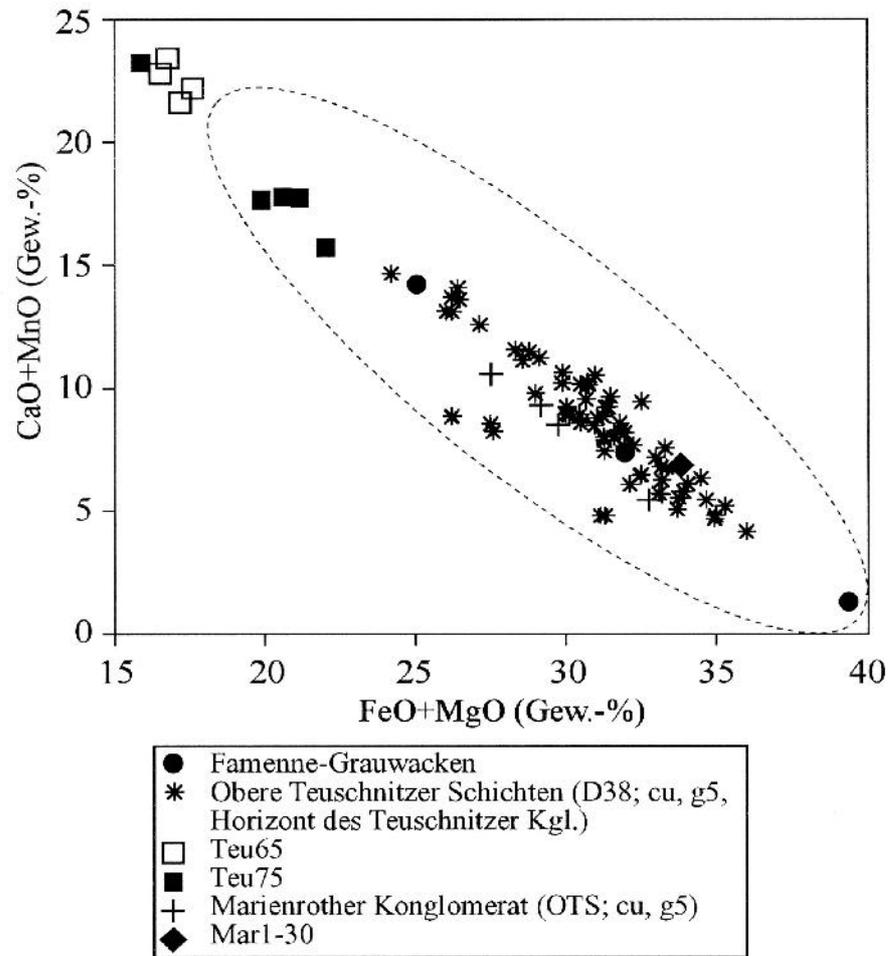


Abb. 13) Variationsdiagramm nach Sturt (1962) und Nandi (1967). Dieses Diagramm zeigt die Variation des $(\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{CaO}+\text{MnO})$ -Verhältnisses der Granate aus dem saxothuringischen Flysch. Das umrandete Feld gibt die Lage der Daten von Sturt (1962) an.

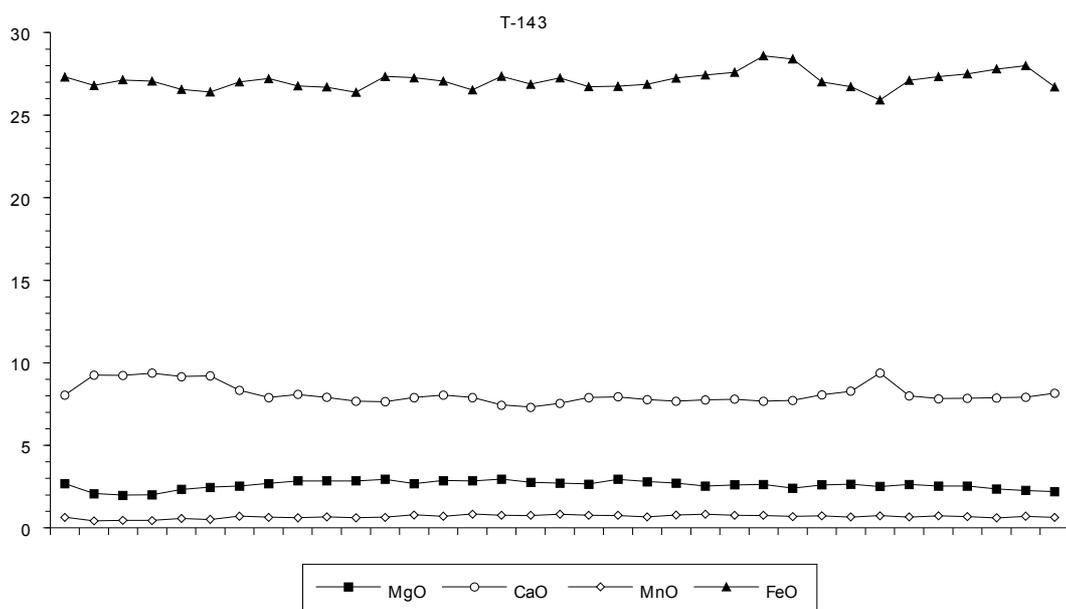


Abb. 14 a) Typische Elementverteilung (Gew.-% der Oxide) in einem detritischen, unzonierten Granat aus den Oberen Teuschnitzer Schichten. Profillänge ca. 120 μm .

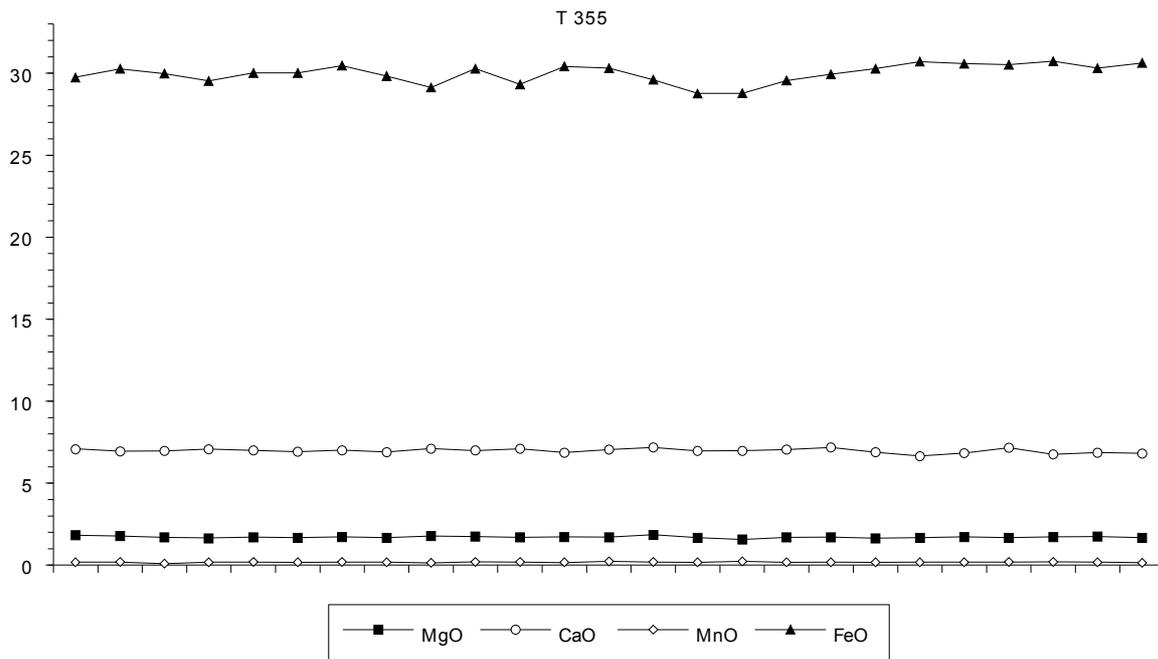


Abb. 14 b) Ein zweites Beispiel für eine typische Elementverteilung (Gew.-% der Oxide) in einem detritischen, unzonierten Granat aus den Oberen Teuschnitzer Schichten. Profillänge ca. 120 µm.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß die chemischen Zusammensetzungen der detritischen Granate aus dem oberdevonischen Fylsch und die der detritischen Granate aus dem unterkarbonischen Fylsch sehr ähnlich sind. Beide Gruppen zeichnen sich durch hohe (Almandin+Spessartin)-Gehalte, sowie relativ niedrige Pyrop-Gehalte aus.

Die Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse aller untersuchten detritischen Granate liegen sehr einheitlich zwischen 0,8 und 0,97. Lediglich 3 detritische Granate zeigen Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse von rund 0,1.

Wie bereits einleitend erwähnt, wurden zwei detritische Granate gefunden, die einen Zonarbau aufweisen. Bei einem dieser Granate (Nr. T054; Tab. A-4) handelt es sich im Kernbereich des Korns um einen Almandin mit einer großen Grossular-Komponente (25-30 Mol-%). Zum Rand hin nimmt die Grossular-Komponente ab und die Pyrop-Komponente nimmt von ca. 5 Mol-% auf knapp 15 Mol-% zu. Das Profil T054 (Abb. 15) zeigt im Kernbereich des Granats eine normale Wachstumszonierung für Mangan (Spessartin-Komponente). Der Magnesiumgehalt (Pyrop-Komponente) zeigt eine Zonierung, die im Kernbereich gegenläufig zur Manganzonierung verläuft. Der Calciumgehalt ist im zentralen Bereich des Granats homogen verteilt. Im Randbereich des Granats kommt es allerdings zu einer starken Abnahme des Calciumgehalts, um daraufhin wieder zuzunehmen. Mangan verhält sich im Randbereich des Granats gegenläufig zu Calcium: Der Mangan-Gehalt nimmt also wieder zu. Der Magnesiumgehalt nimmt zum Randbereich hin ebenfalls zu, um zum Rand hin ± konstant zu bleiben. Der FeO-Gehalt ist im Kernbereich des

Granats homogen und steigt zum Rand hin an. Das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis zeigt eine normale Zonierung (Abb. 15b). Diese Elementzonierung kann nicht mit einer einfachen Elementdiffusion im Granat erklärt werden. Wahrscheinlich ist eine zweite Granat-Wachstumsphase für diese Zonierung verantwortlich.

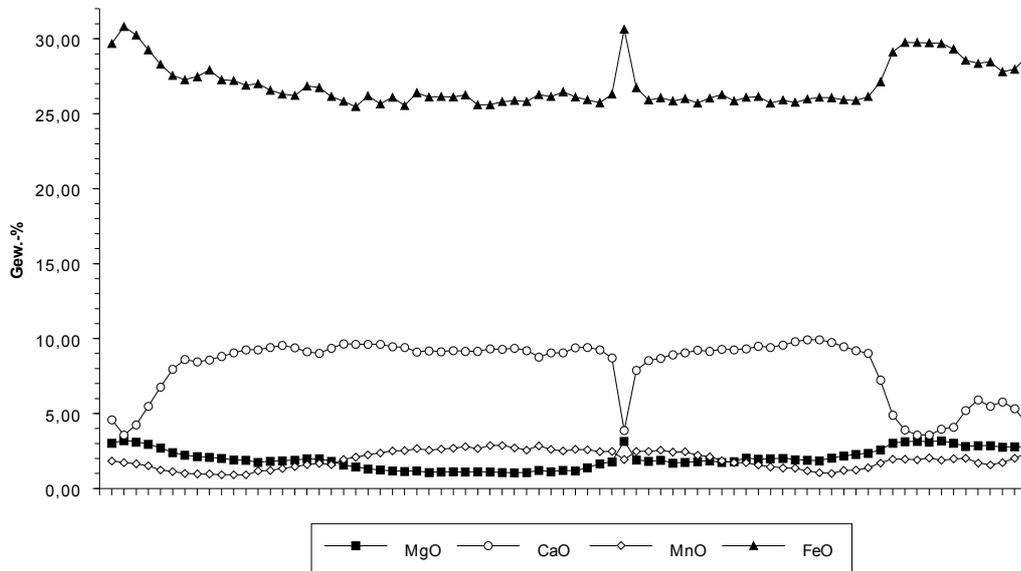


Abb. 15a) Elementzonierung für Fe, Mg, Ca und Mn (dargestellt in Oxidform) in einem detritischen Granat (T-054) aus den Oberen Teuschnitzer Schichten. Deutlich ist die normale Wachstumszonierung im Kernbereich des Granats für Mangan, sowie die inverse Zonierung des Magnesiumgehaltes (Pyropkomponente). Weiterhin gut erkennbar ist eine sekundäre Zonierung im Randbereich des Granats. Profillänge ca. 180 µm.

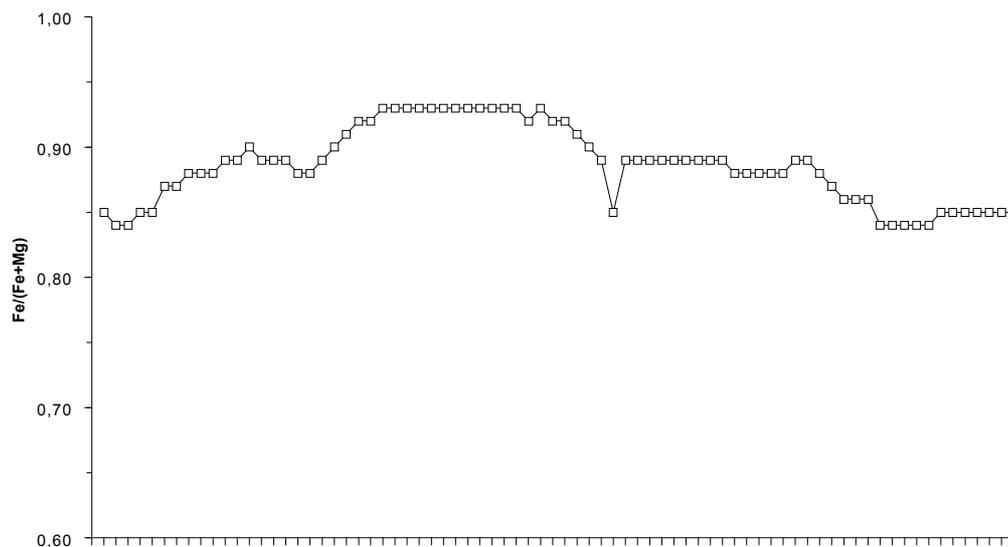
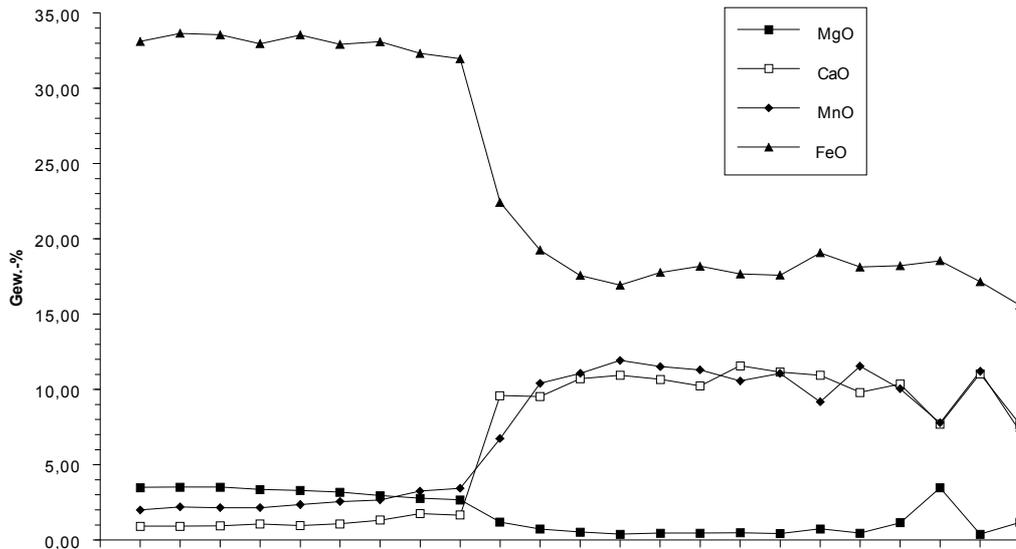
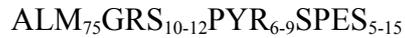


Abb. 15b) Die Variation des Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisses in dem detritischen Granat T-054 aus den Oberen Teuschnitzer Schichten.

Der zweite zonierte, detritische Granat (T364-1; Tab. A-5) ist unter dem Mikroskop deutlich als Bruchstück zu erkennen. Er besitzt eine Zweiteilung bezüglich seiner Zusammensetzung: Der linke Teil des Profils (Abb. 16) zeigt einen Almandingranat mit einer Pyrop-Komponente von 10-15 Mol-%. Im rechten Teil des Profils dagegen nehmen der Eisen- (Almandin) und der Magnesiumgehalt (Pyrop) deutlich ab. Calcium (Grossular) und Mangan (Spessartin) nehmen entsprechend zu. Auch dieser Effekt kann mit einer zweiten Granatgeneration erklärt werden.



tritischen Granate liegt. Der Granat aus dem Geröll MAR1-30 zeichnet sich durch niedrige Ca-, Mn-, und Mg-Gehalte aus. Es handelt sich um einen Almandin folgender Zusammensetzung (vgl. Tab A-6):



Die Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse der Granate aus den Geröllen liegen zwischen 0,9 und 0,98.

Die Beziehung der Granate aus dem Flysch zu Granaten aus potentiellen Liefergesteinen, die sich aus einem Vergleich der Analysen der detritischen Granate mit Literaturdaten aus potentiellen Liefergebieten ergeben, wird in Kapitel 5.2.1 (S. 104 ff.) diskutiert.

3.3.2 AMPHIBOL

In den oberdevonischen Grauwacken des Erbindorfer Paläozoikums fallen hohe Gehalte an Amphibolen auf (Ludwig, 1968). Unter dem Mikroskop erscheinen diese Amphibole grün, teilweise etwas bläulich. Sie besitzen einen deutlichen Pleochroismus, meist von hellgrün-gelblich (teilweise leicht bräunlich) nach dunkelgrün-bläulich.

225 dieser detritischen Amphibole wurden mit der Mikrosonde untersucht. Die ausführlichen Analyseergebnisse sind in den Tabellen im Anhang aufgeführt (Tab. A-8). 209 der untersuchten Amphibole stammen aus der magnetischen Fraktionen 0,4 A und 16 Amphibole aus der magnetischen Fraktion 0,8 A. Die Amphibole der beiden magnetischen Fraktionen unterscheiden sich weder unter dem Mikroskop noch in den Ergebnissen der Mikrosondenanalysen.

Die Mikrosondenanalysen der detritischen Amphibole wurden mit dem Cameca Meßprogramm "Amphibol" durchgeführt. Die Kationenbesetzung wird dabei auf 24 Sauerstoffatome (inklusive Wasser) normiert.

Auf jedem Korn wurden mehrere Messungen durchgeführt (mind. 3). Für jeden einzelnen detritischen Amphibol wurden von diesen Messungen die Mittelwerte und die Standardabweichungen der Ergebnisse der Einzelmessungen für die Oxide und die Kationen berechnet. Die Mittelwerte der Oxidgehalte wurden mit dem Computerprogramm "Amphibol - Amph13RX" (U. Schüssler, Univ. Würzburg) auf der Grundlage von 13 Kationen (ohne Kalium, Natrium und Calcium) nachberechnet. In den Tabellen im Anhang werden die Ergebnisse dieser Nachberechnungen aufgelistet. Da die Berechnung der Kationenbesetzung etwas von der des Cameca-Programms ab-

weicht, können folglich lediglich die Standardabweichungen für die Oxidgehalte angegeben werden. Einschränkend muß allerdings angemerkt werden, daß das Cameca-Programm den Gehalt an Gesamt-Eisen als FeO berechnet ($\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{\text{tot}}$). Daher kann keine Standardabweichung für den Fe_2O_3 -Gehalt angegeben werden. Die aufgeführte Standardabweichung für FeO entspricht der des, als FeO berechneten, Gesamt-Eisens.

Zweck dieser Nachberechnungen war es, einen Fe^{3+} -Abgleich durchzuführen und die Besetzungen der Gitterpositionen zu ermitteln, um damit eine Klassifikation der Amphibole nach den Standards der "International Mineralogical Association Commission On New Minerals And Mineral Names" (Leake, 1978) zu ermöglichen.

Der Fe^{3+} -Abgleich erfolgt bei dem oben genannten Programm manuell iterativ bis die Summe der Valenzen 46 beträgt. Die Besetzung der Gitterpositionen erfolgt nach Leake (1978) [Allgemeine Amphibolformel: $\text{A}_{0-1}\text{B}_2\text{C}_5\text{VI}\text{T}_8\text{IV}\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$]. Bei der für die Nachberechnung der detritischen Amphibole gewählten Berechnungsweise ist die Aufteilung des Calciums und des Natriums auf die A- und B-Positionen besonders gut für Ca-Amphibole geeignet. Die Kationenbesetzung wird normiert auf 23 Sauerstoffatome angegeben (Tab. A-8). Der Wassergehalt wird bei der gewählten Berechnungsart nicht berücksichtigt und in der Ausgabetabelle nicht mit aufgeführt. Die Berechnungen der Analysen mit dem Cameca-Programm zeigen jedoch, daß der Wassergehalt der detritischen Amphibole sehr einheitlich um 2 Gew.-% H_2O beträgt.

Die Mikrosondenanalysen ergaben, daß es sich bei den detritischen Amphibolen aus den Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums durchweg um Ca-Amphibole handelt. Sie stellen eine sehr einheitliche Gruppe dar, die in unterschiedlichen Darstellungen als homogenes Feld auftreten (Abb. 17, Abb. 18). Gekennzeichnet sind sie durch Gehalte an $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1,34$; $\text{Na}_{\text{B}} < 0,67$; $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0,50$ und $\text{Ti} < 0,50$. Nach der Klassifikation nach Leake (1978) handelt es sich im wesentlichen um Magnesio-Hornblenden und tschermakitische Hornblenden (Abb. 17). Ein typischer Amphibol aus den oberdevonischen Grauwacken hat beispielsweise folgende Zusammensetzung:



Die Formel jedes einzelnen Amphibols kann direkt aus Tabelle A-8 im Anhang abgelesen werden.

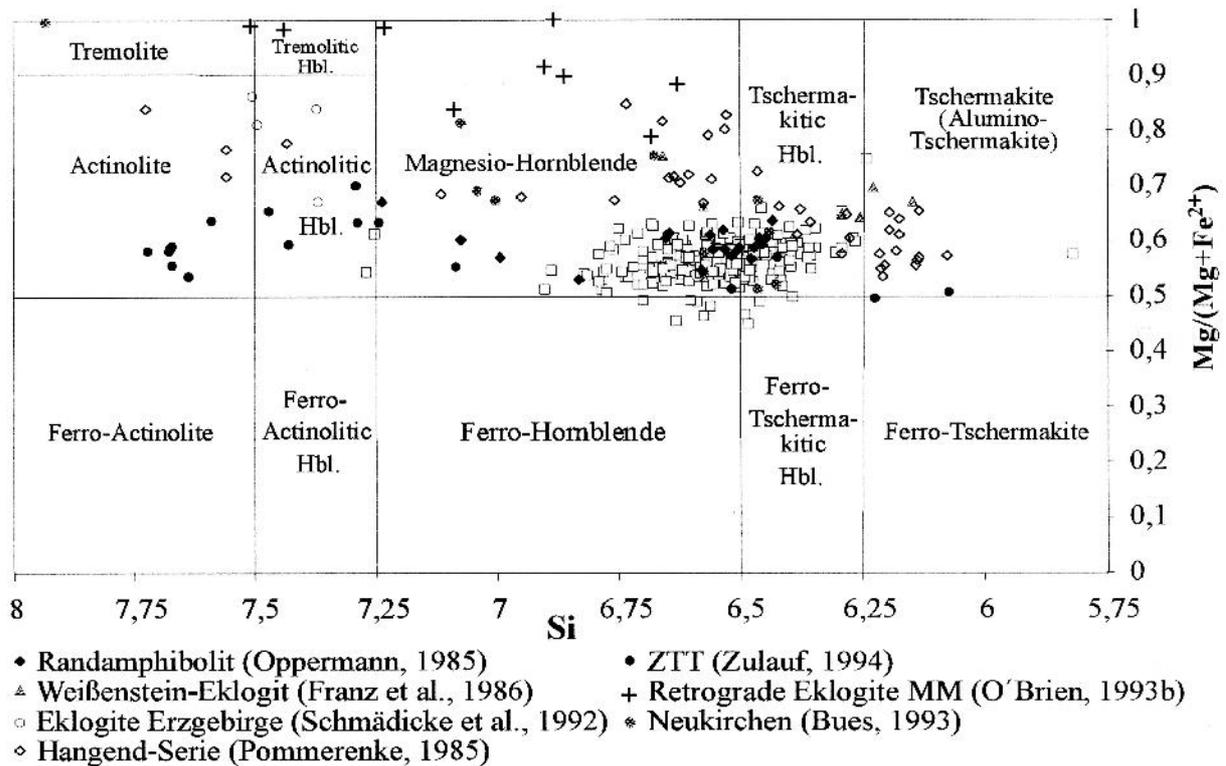


Abb. 17 Vergleich der detritischen Amphibole aus dem oberdevonischen Flysch (offene Quadrate) mit Amphibolen aus der Literatur im Amphibol-Klassifikationsschema nach Leake (1978).

Auch die Analysendaten der detritischen Amphibole wurden mit Literaturdaten verglichen. Die Literaturdaten wurden mit dem gleichen Programm, mit den gleichen Optionen, nachberechnet, wie die Analysen der detritischen Amphibole. Dies sollte dazu beitragen, die Daten besser und sicherer vergleichen zu können. Amphibole aus potentiellen Liefergesteinen, die keine Ca-Amphibole sind oder die als Ca-Amphibole nicht die oben genannten Kriterien ($(Ca+Na)_B \geq 1,34$; $Na_B < 0,67$; $(Na+K)_A < 0,50$ und $Ti < 0,50$) erfüllen, um im gleichen Klassifikationsdiagramm wie die detritischen Amphibole dargestellt werden zu können, werden hier nicht weiter behandelt, da sie offensichtlich nicht zu den Amphibolen aus dem Flysch passen. Solche Amphibole können sich jedoch in der Diskussion potentieller Liefergebiete als wichtig erweisen, da sie im oberdevonischen Flysch vollständig fehlen (vgl. Kap. 5.2.2).

Ähnlichkeiten zwischen den detritischen Amphibolen und solchen aus potentiellen Liefergebieten, die sich aus einem Vergleich verschiedener chemischer Parameter der detritischen Amphibole mit denen von Amphibolen aus potentiellen Liefergesteinen (Abb. 18), sowie aus der Lage der Hornblenden im Klassifikationsdiagramm (Abb. 17), ergeben, werden in Kapitel 5.2.2 diskutiert.

Abb. 18 - nächste Seite) Verschiedene chemische Parameter der detritischen Amphibole im Vergleich mit Literaturdaten; jeweils aufgetragen gegen den Gehalt an vierfach (tetraedrisch) koordiniertem Aluminium. Deutlich wird eine gute Übereinstimmung zwischen den detritischen Amphibolen und denen aus dem Randamphibolit.

Oben: Das Verhältnis $Fe/(Fe+Mg)$;

Mitte: Die Summe von (Na+K) auf der Position A;

Unten: Die Summe von sechsfach (oktaedrisch) koordiniertem Aluminium und Fe^{3+} .

Legende:

Offene Quadrate: detritische Amphibole Oberdevon-Flysch;

Gefüllte Rauten: Randamphibolit, Münchberger Gneismasse (Oppermann, 1985);

Kopfstehende offene Dreiecke: Weißenstein-Eklogit (Franz et al., 1986);

Offene Rauten: Hangend-Serie, MM (Pommerenke, 1985);

Gefüllte Kreise: Amphibolite ZTT (Zulauf, 1994);

Offene Kreise: retrograde Eklogite MM (O'Brien, 1993b);

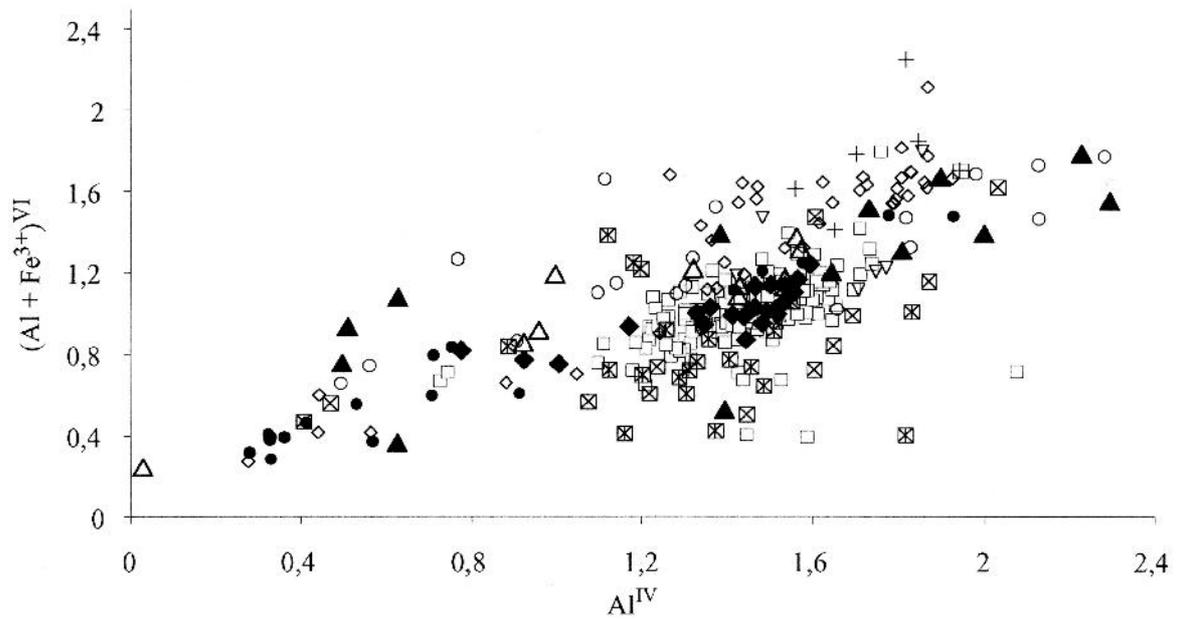
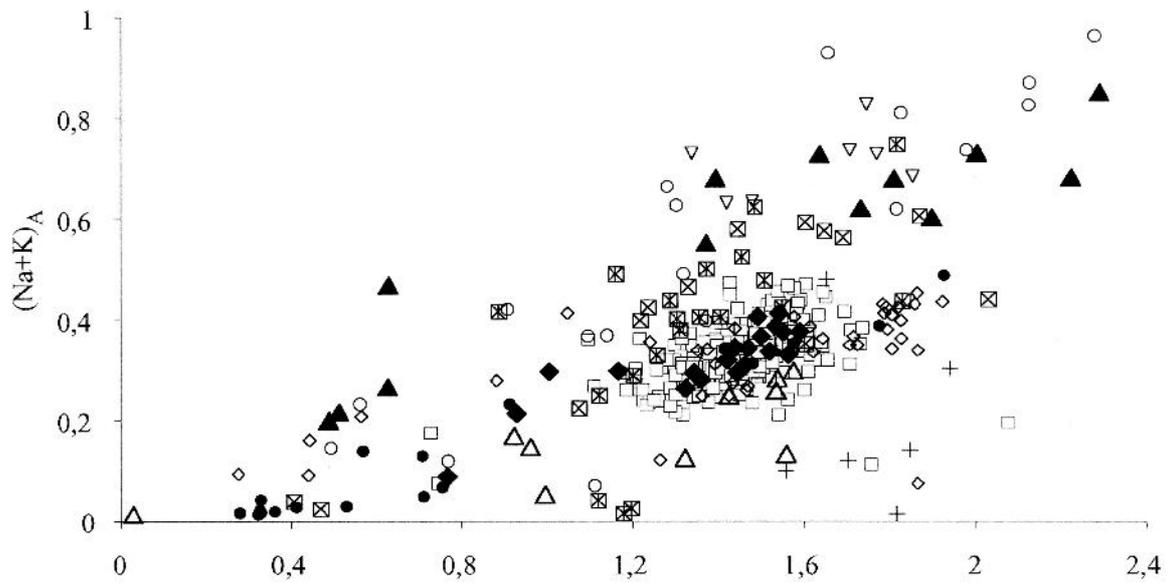
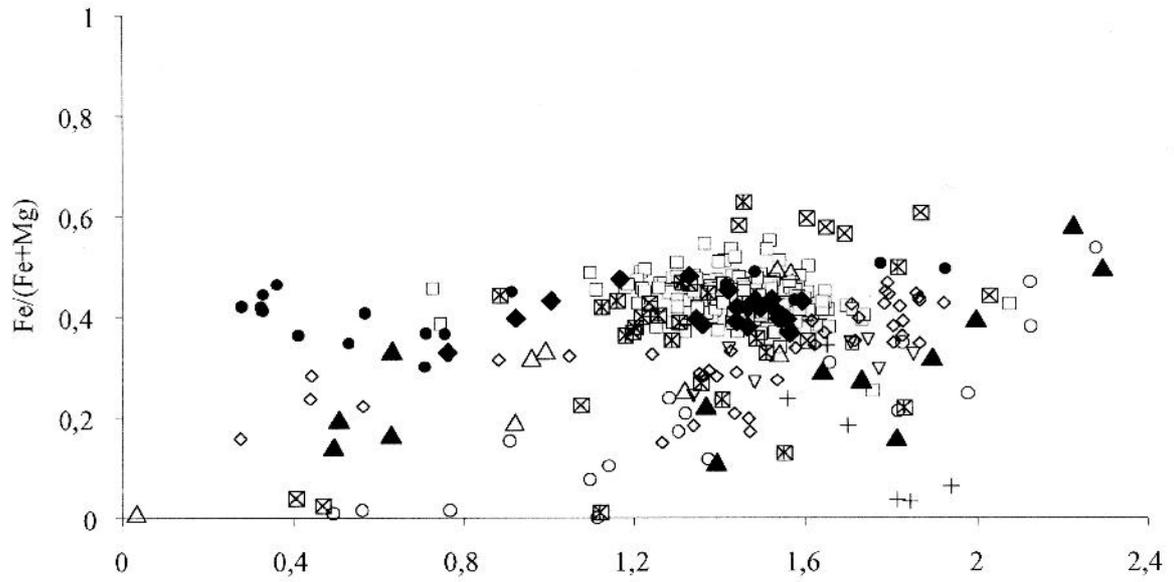
Gefüllte Dreiecke: Eklogite Erzgebirge (Schmädicke et al., 1992);

Quadrate mit Andreaskreuz: Metabasite, KTB (O'Brien et al., 1992);

Offene Dreiecke: Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen (Bues, 1993);

Kreuze: Amphibolite, Alpen (Weber-Diefenbach, 1976);

Quadrate mit durchgestrichenem Andreaskreuz: Variszische Orthoamphibolite, Spanien (Bard, 1970).



3.3.3 HELLGLIMMER

Die Mikrosondenanalysen der Hellglimmer wurden mit dem Cameca Meßlabel "Mica" (Programm "Geo") durchgeführt. Die Berechnung der Kationenbesetzung erfolgt dabei auf der Grundlage von 22 Sauerstoffatomen.

Für jeden einzelnen Hellglimmer wurden die Mittelwerte der Analysenergebnisse (Oxidgehalte) mit dem Computerprogramm "MS-Hell" (U. Schüssler, Univ. Würzburg), ebenfalls aus der Basis von 22 Sauerstoffatomen, nachberechnet, um die Anteile der Endglieder Margarit, Paragonit, Celadonit und Muskowit, sowie den Anteil der Pyrophyllit-Komponente zu ermitteln.

Muskowit:	$\text{KAl}_2 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$
Celadonit:	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
Paragonit:	$\text{NaAl}_2 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_2$
Margarit:	$\text{CaAl}_2 [\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
Pyrophyllit:	$\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$

Tab. 7) Chemische Formeln der Hellglimmer-Endglieder.

Im Vergleich mit den Ergebnissen des Cameca Programms ergaben sich für die nachberechneten Kationenbesetzungen keine nennenswerten Abweichungen. Die ausführlichen Ergebnisse der Hellglimmeranalysen sind in den Tabellen im Anhang aufgelistet. Um eine unmittelbare Vergleichbarkeit der Daten mit dem Phengit-Barometer (Abb. 36, S. 127) nach Massonne & Schreyer (1987) zu gewährleisten, sind in den Abbildungen die Aluminium- und Silicium-Gehalte auf 11 Sauerstoffatome normiert dargestellt. Die auf 11 Sauerstoffatome normierten Werte für Al und Si sind ebenfalls in den Tabellen im Anhang aufgelistet.

Da die Berechnung der Endglieder aus den Mittelwerten der Einzelmessungen erfolgte, sind in den Tabellen nur die Standardabweichungen für die Oxidgehalte und die Kationenbesetzungen angegeben.

3.3.3.1 Mitteldevonische Siltsteine des Barrandiums

In Dünnschliffen von Siltsteinen der Roblin-Schichten (Givet) aus der Prager Mulde konnten 7 detritische Hellglimmer mit der Mikrosonde analysiert werden. Die maximale Korngröße dieser Hellglimmer betrug ca. 100 µm. Auf jedem Korn wurden mindestens 3 Messungen durchgeführt.

Es handelt sich bei den analysierten Hellglimmern um relativ reine Muskowite (Tab. A-9 im Anhang). Sie zeigen einheitliche Zusammensetzungen. Der Anteil der Muskowit-Komponente beträgt 76-89 Mol-%, der der Celadonit-Komponente liegt zwischen 2 und 8 Mol-%. Der Anteil an Silicium pro Formeleinheit (Si/f.u.) liegt zwischen 3,02 und 3,08 (Abb. 19).

Der Titangehalt der detritischen Hellglimmer aus dem Barrandium ist sehr niedrig. Er variiert zwischen 0,14 und 0,69 Gew.-% TiO_2 (im Mittel 0,32 Gew.-% TiO_2). Dies entspricht 0,01-0,07 Ti/f.u. (im Durchschnitt 0,03 Ti/f.u.).

Die Gehalte an Na_2O liegen unter 1 Gew.-%, die Gehalte an MgO schwanken zwischen 0,5 und 1,5 Gew.-%.

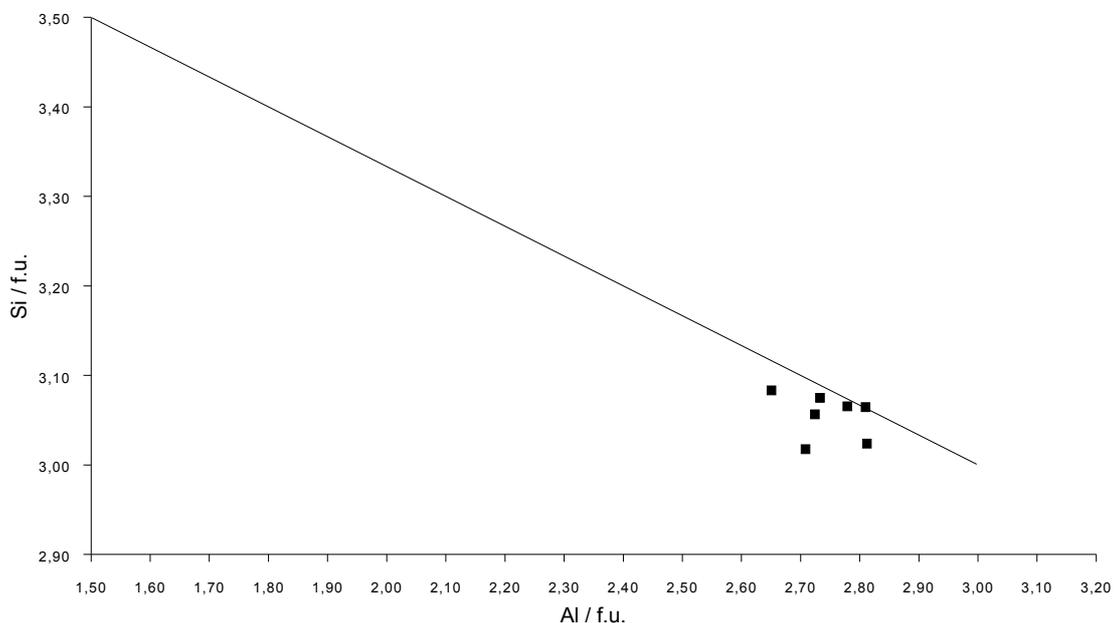


Abb. 19) Si-Gehalte pro Formeleinheit der detritischen Hellglimmer aus mitteldevonischen Siltsteinen des Barrandiums aufgetragen gegen den Gehalt an Aluminium pro Formeleinheit (normiert auf 11 Sauerstoff). Die Gerade repräsentiert die Phengit Mischkristallreihe zwischen den Endgliedern Muskowit und Celadonit.

3.3.3.2 Oberdevonische Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums

Aus den Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums konnten in 16 Dünnschliffen insgesamt 35 detritische Hellglimmer mit der Mikrosonde analysiert werden (Tab. A-10). Auf jedem Korn wurden mindestens 5 Messungen durchgeführt. Die maximale Korngröße betrug ca. 120 μm . Im Probenverzeichnis im Anhang werden die Probenlokationen im Schurf von Bingarten angegeben, aus dem die vorliegenden Muskowite stammen. Die untersuchten Proben stellen einen repräsentativen Querschnitt durch das im Schurf von Bingarten aufgeschlossene Grauwackenprofil dar.

Wie aus der Tabelle A-10 und aus Abbildung 20 zu ersehen ist, streuen die Anteile der Endglieder und die Gehalte an Silicium pro Formeleinheit in den detritischen Hellglimmern aus den oberdevonischen Grauwacken sehr stark. Der Anteil der Celadonit-Komponente schwankt zwischen 5,7 und 46 Mol-%. Der Gehalt an Si/f.u. liegt zwischen 3,06 und 3,45 (Abb. 20).

Auch die Titangehalte schwanken sehr stark (Abb. 21). Sie liegen zwischen 0 und 3,8 Gew.-% TiO_2 , d.h. sie erreichen einen maximalen Gehalt von 0,4 Ti/f.u. Durchschnittlich liegt der Titan-gehalt bei 0,32 Gew.-% (0,03 Ti/f.u.).

Die Natrium- und Magnesiumgehalte streuen zwischen 0,09 und 1,65 Gew.-% Na_2O , bzw. 0,45-3,46 Gew.-% MgO.

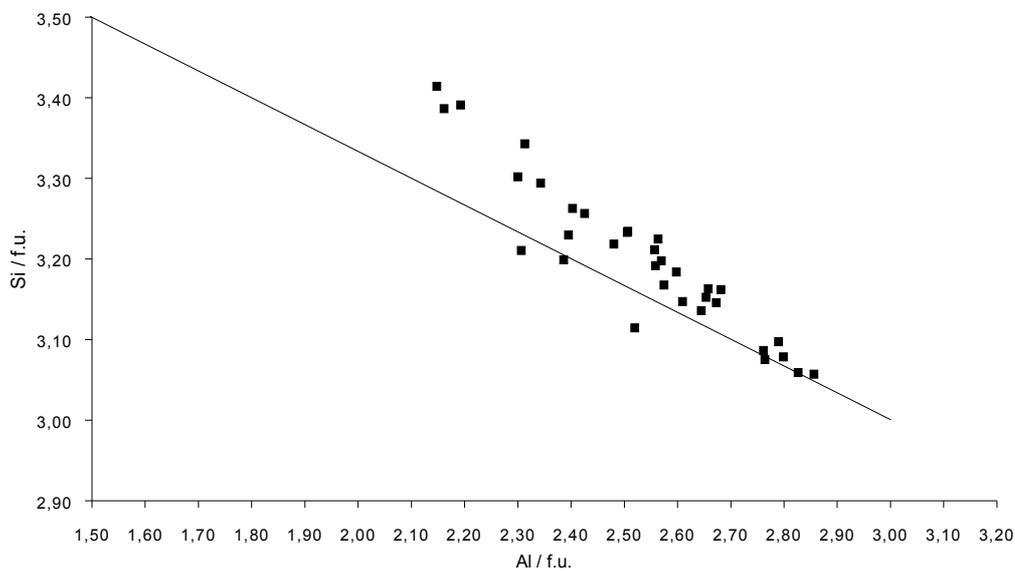


Abb. 20) Si-Gehalte pro Formeleinheit der detritischen Hellglimmer aus dem oberdevonischen Flysch des Erbdorfer Paläozoikums (Famenne) aufgetragen gegen den Gehalt an Aluminium pro Formeleinheit (normiert auf 11 Sauerstoffatome).

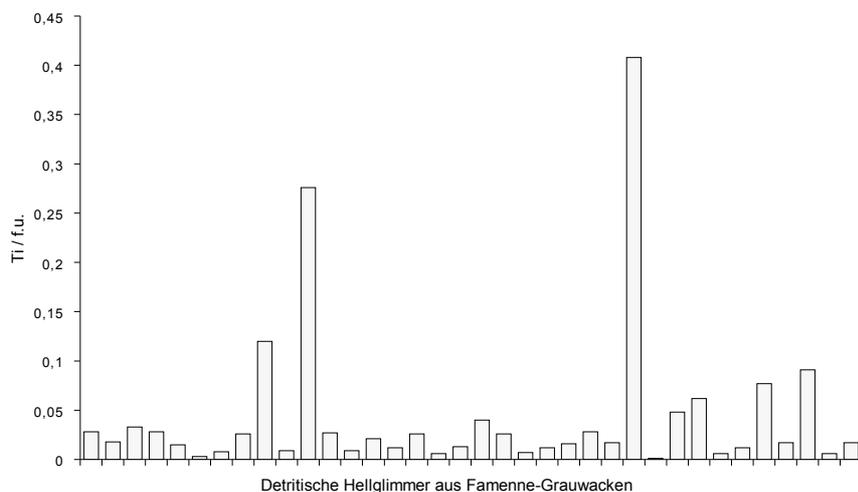


Abb. 21) Ti-Gehalte pro Formeleinheit (Ti/f.u.; normiert auf 22 Sauerstoffatome) der einzelnen detritischen Hellglimmer aus dem oberdevonischen Flysch des Erbdorfer Paläozoikums.

3.3.3.3 Unterkarbonische Grauwacken des Frankenwaldes

Die detritischen Hellglimmer aus den unterkarbonischen Grauwacken des Frankenwaldes wurden in Körnerpräparaten gemessen. Die mittlere Korngröße betrug rund 150-200 μm . Die Muskowit-Konzentrate wurden freundlicherweise von der Arbeitsgruppe Dr. Hans Ahrendt (Univ. Göttingen) zur Verfügung gestellt. Insgesamt waren 5 Proben aus der Thüringischen Fazies und 2 Proben aus der Bayerischen Fazies vorhanden.

a) Gifting

Die Probe Gifting stammt aus der Wetzsteinquarzit-Serie der Lehestener Schichten (Thüringische Fazies). Hier konnten 10 detritische Hellglimmer im Korngrößenbereich von 125-250 μm analysiert werden. Pro Korn wurden mindestens 2, maximal 14 Messungen durchgeführt.

Die Probe Gifting besitzt eine relativ homogene Glimmerpopulation, in der nur geringe Schwankungen in den chemischen Zusammensetzungen auftreten. Der Anteil der Celadonit-Komponente ist gering. Er beträgt maximal 11,3 Mol-%. Entsprechend handelt es sich bei den Hellglimmern der Probe Gifting um fast reine Muskowite (76-90 Mol-% Muskowit-Komponente) mit geringen Celadonit- und Paragonit-Anteilen (Tab. A-11 im Anhang). Der Gehalt an Si/f.u. schwankt zwischen 2,96 und 3,11 (Abb. 22).

Gehalte an Silicium pro Formeleinheit unter 3,0 Si/f.u., bzw. eine Lage der Hellglimmer unter der Muskowit-Celadonit-Mischungsreihe (Abb. 22), können eventuell mit meßtechnischen Einflüssen und/oder Verwitterungserscheinungen der Muskowite erklärt werden. Die detritischen Muskowite der Probe Gifting zeigen jedoch weder erhöhte H_2O -Gehalte, noch finden sich Anzeichen für eine Wegführung von Kalium, was ein Hinweis auf Verwitterungseinflüsse wäre.

Die Titangehalte der Giftinger Muskowite liegen auf relativ hohem Niveau. Sie schwanken jedoch zwischen 0,05 und 1,57 Gew.-% TiO_2 (0,01-0,16 Ti/f.u.). Im Mittel beträgt der Titangehalt dieser Muskowite 0,75 Gew.-% TiO_2 (0,08 Ti/f.u.) (Abb. 23). Der Natriumgehalt beträgt im Mittel 0,92 Gew.-% Na_2O (0,3-1,41 Gew.-%) und der Magnesiumgehalt im Durchschnitt 0,93 Gew.-% (0,39-1,38 Gew.-%).

b) Hesselbach (FW-1)

Die Probe FW-1 stammt aus der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung (cu, g4) der Unteren Teuschnitzer Schichten (Gemeindesteinbruch Hesselbach). Aus dieser Probe wurden 11 Hellglimmer im Korngrößenbereich 125-200 μm mit der Mikrosonde analysiert, wobei pro Korn mindestens 2, maximal 9 Messungen durchgeführt wurden.

In der Probe FW-1 tritt eine inhomogene Glimmerpopulation auf. Die chemischen Zusammensetzungen dieser Hellglimmer streuen stark. Die Anteile der Endglieder Muskowit und Celadonit schwanken zwischen 8 und 76 Mol-%, bzw. 0-28 Mol-% (Tab. A-11). Die Gehalte an Si/f.u. liegen zwischen 2,99 und 3,28 Si/f.u. (Abb. 22).

Die Hellglimmer dieser Probe besitzen mittlere, relativ einheitliche Titangehalte (Abb. 23: 0,08-0,61 Gew.-% TiO_2 ; 0,01-0,06 Ti/f.u.) mit durchschnittlich 0,41 Gew.-% TiO_2 , bzw. 0,04 Ti/f.u.. Die Natriumgehalte schwanken zwischen 0,14 und 1,43 Gew.-% Na_2O . Ein Hellglimmer zeigt einen Natriumgehalt von 7,18 Gew.-% Na_2O . Dieser Hellglimmer (FW-5, Tab. A-11) besitzt eine Paragonit-Komponente von rund 91 Mol-%.

Im Mittel beträgt der Na_2O -Gehalt 0,8 Gew.-%. Unter Einbeziehung des Paragonits beträgt der Mittelwert 1,43 Gew.-% Na_2O . Der MgO-Gehalt liegt zwischen 0,1 und 2,76 Gew.-%. Im Mittel beträgt er 1,61 Gew.-%.

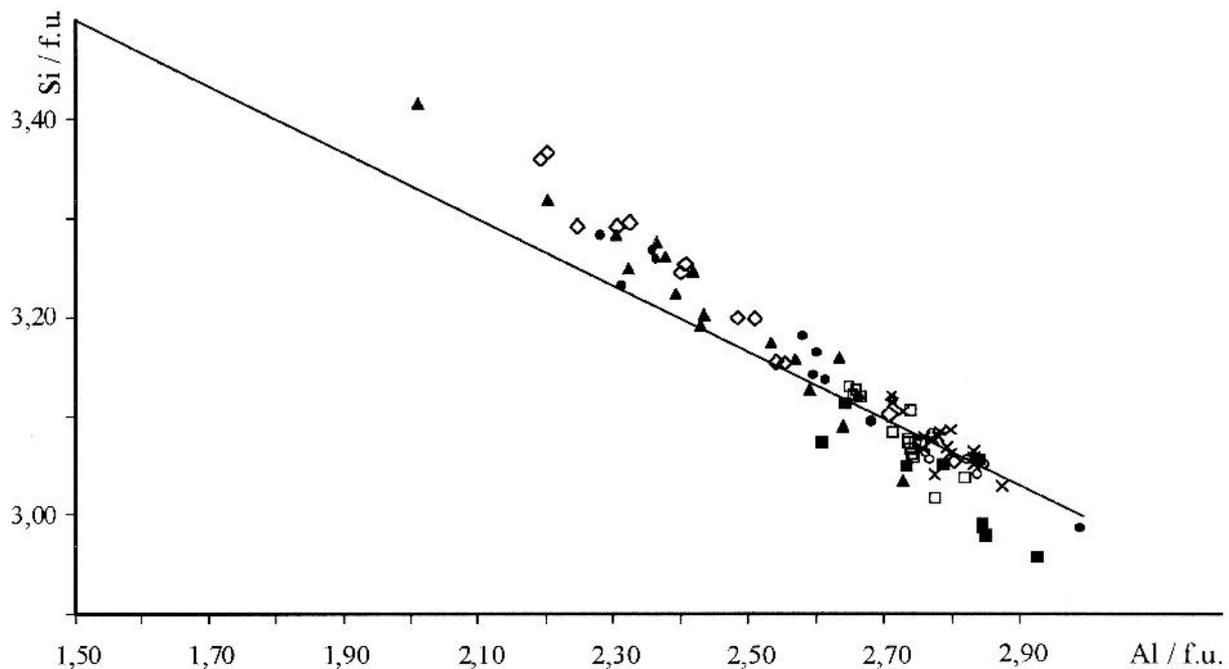


Abb. 22) Si-Gehalte pro Formeleinheit der detritischen Hellglimmer aus dem unterkarbonischen Flysch aufgetragen gegen den Gehalt an Aluminium pro Formeleinheit (normiert auf 11 Sauerstoffatome).

Gefüllte Quadrate: Gifting (Lehestener Schichten); **Offene Quadrate:** Stein (Bayerische Fazies); **Offene Kreise:** Trogenau (Bayerische Fazies); **Gefüllte Kreise:** Hesselbach (Untere Teuschnitzer Schichten); **Gefüllte Dreiecke:** Steinberg (Untere Teuschnitzer Schichten); **Offene Rauten:** WZ-135, Förtschendorf (Obere Teuschnitzer Schichten); **Andreaskreuze:** Döbritz (Obere Teuschnitzer Schichten).

c) Steinberg

Auch die Probe Steinberg stammt aus der Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerung (cu,g4) der Unteren Teuschnitzer Schichten. In dieser Probe wurden 16 Hellglimmer analysiert, die zwischen 150 und maximal 300 μm groß waren. Je nach Korngröße und Kornbeschaffenheit konnten hier 1 bis 10 Messungen pro Korn durchgeführt werden.

Die chemischen Zusammensetzungen der Hellglimmer in dieser Probe streuen über einen ebenso großen Bereich wie die der Hellglimmer aus der Probe FW-1. Allerdings ist das Spektrum der Si-Gehalte (Si/f.u.) der Hellglimmer der Probe Steinberg etwas zu höheren Werten hin verschoben. Der Streubereich der Si-Gehalte der Glimmer aus dieser Probe ist identisch mit dem der detritischen Hellglimmer aus den Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums (Abb. 20).

Die Anteile der Endglieder Muskowit und Celadonit schwanken zwischen 57 und 83 Mol-%, bzw. zwischen 3 und 42 Mol-% (Tab. A-11). Entsprechend variiert der Gehalt an Si/f.u. zwischen 3,04 und 3,42 Si/f.u. (Abb. 22).

Die Paragonit-Komponente kann bis zu 21 Mol-% erreichen (Glimmer Sb-12, Tab. A-11).

Die Glimmer aus der Probe Steinberg zeigen relativ einheitliche Titangehalte (Abb. 23) zwischen 0,24 und 0,76 Gew.-% TiO_2 (0,03-0,08 Ti/f.u.). Im Mittel liegt der Titangehalt bei 0,53 Gew.-% TiO_2 (0,06 Ti/f.u.). Die Na_2O -Gehalte liegen zwischen 0,02 und 1,55 Gew.-% (im Mittel: 0,67 Gew.-% Na_2O). Die Hellglimmer der Probe Steinberg besitzen einen sehr hohen mittleren Gehalt an MgO von 2,11 Gew.-%. Die Gehalte schwanken zwischen 1,2 und 3,81 Gew.-% MgO.

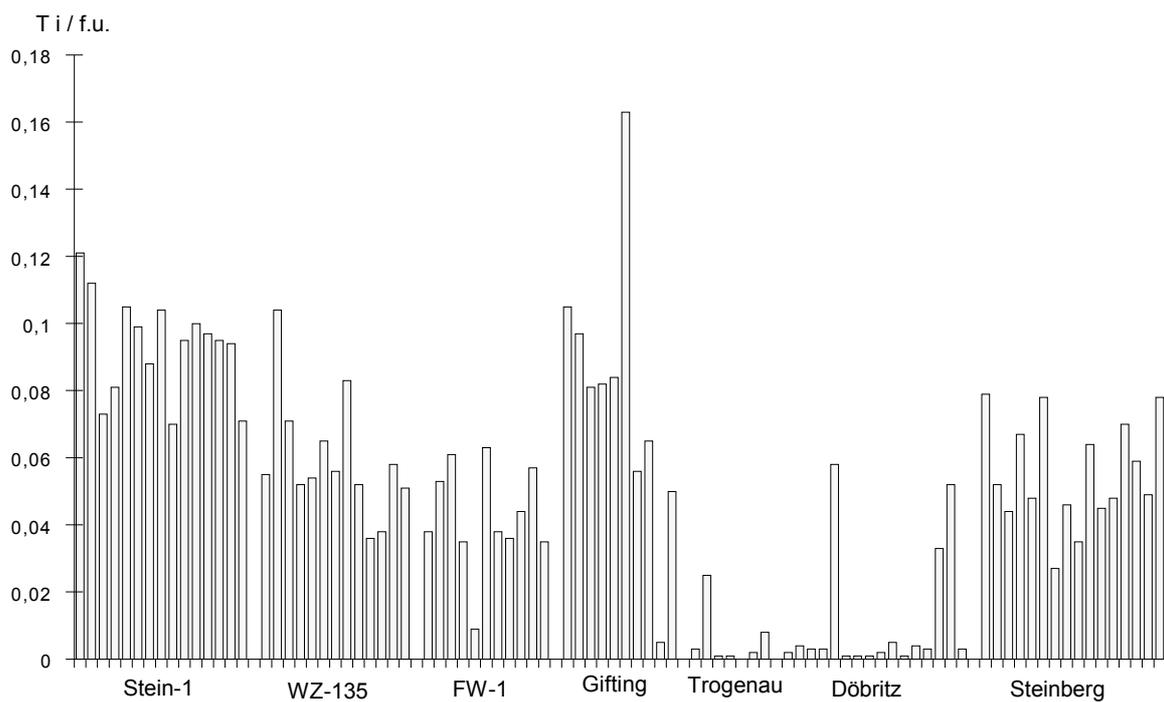


Abb. 23) Ti-Gehalte pro Formeleinheit (Ti/f.u.; normiert auf 22 Sauerstoffatome) der einzelnen detritischen Hellglimmer aus dem unterkarbonischen Flysch.

d) WZ-135 (Förtschendorf)

Aus der Probe WZ-135 (cu, g5; Tonschiefer-Grauwacke-Wechsellagerung der Oberen Teuschnitzer Schichten) wurden 16 Hellglimmer (125-250 μm), mit 3-6 Messungen pro Korn, analysiert.

Die Zusammensetzungen der Glimmer dieser Probe streuen ebenfalls über einen großen Bereich. Der Anteil der Celadonit-Komponente schwankt zwischen 5 und 37 Mol-%, der der Musko-

wit-Komponente zwischen 59 und 85 Mol-% (Tab. A-11). Der Gehalt an Si/f.u. variiert von 3,06 bis 3,37 Si/f.u. (Abb. 22).

Die Titangehalte sind relativ homogen verteilt (Abb. 23). Sie zeigen eine Variation zwischen 0,35 und 0,98 Gew.-% TiO_2 (0,04-0,1 Ti/f.u.). Der Mittelwert liegt bei 0,57 Gew.-% TiO_2 (0,06 Ti/f.u.). Der Natriumgehalt beträgt im Mittel 0,6 Gew.-% Na_2O (0,29-1,23 Gew.-%). Der Magnesiumgehalt beträgt im Durchschnitt 1,99 Gew.-% MgO (0,73-2,77 Gew.-%).

e) Döbritz

Die 16 analysierten Hellglimmer aus der Probe Döbritz (cu, g5; Obere Teuschnitzer Schichten) mit Korngrößen zwischen 250 und 500 μm , auf denen jeweils 3 bis 13 Messungen durchgeführt wurden, zeigen sehr einheitliche chemische Zusammensetzungen.

Der Anteil der Muskowit-Komponente variiert zwischen 77 und 89 Mol-%, der Anteil der Celadonit-Komponente zwischen 4 und 12 Mol-% (Tab. A-11). Auffallend sind sehr niedrige Si-Gehalte. Sie betragen zwischen 3,04 und 3,12 Si/f.u. (Abb. 22).

Die Titangehalte sind ebenfalls sehr niedrig (Abb. 23). Lediglich 3 Hellglimmer zeigen höhere Titangehalte (0,3-0,6 Gew.-% TiO_2). Im Durchschnitt beträgt der Titangehalt nur 0,11 Gew.-% TiO_2 (0,01 Ti/f.u.). Der Natriumgehalt beträgt durchschnittlich 0,69 Gew.-% Na_2O (0,51-0,91 Gew.-%). Der Gehalt an MgO variiert relativ stark (0,05-0,88 Gew.-%), und zeigt einen Mittelwert von 0,65 Gew.-% MgO .

f) Stein-1

Die Probe Stein-1 stammt aus dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies. Aus dieser Probe wurden 15 Hellglimmer analysiert, deren Korngrößen meist um 200 μm betragen und auf denen jeweils 1-6 Messungen durchgeführt wurden.

Die detritischen Hellglimmer dieser Probe zeigen sehr einheitliche chemische Zusammensetzungen. Der Anteil der Muskowit-Komponente liegt zwischen 80 und 91 Mol-% und der Anteil der Celadonit-Komponente zwischen 2 und 15 Mol-% (Tab. A-11). Der Siliciumgehalt der Hellglimmer ist sehr niedrig. Der Gehalt an Silicium beträgt 3,02-3,15 Si/f.u. (Abb. 22).

Der Titangehalt liegt, ebenfalls relativ homogen, auf hohem Niveau (Abb. 23), zwischen 0,66 und 1,18 Gew.-% TiO_2 (0,07-0,12 Ti/f.u.). Im Durchschnitt beträgt er 0,9 Gew.-% TiO_2 (0,09 Ti/f.u.). Der Natriumgehalt beträgt im Mittel 0,58 Gew.-% Na_2O (0,4-0,82 Gew.-%), der Magnesiumgehalt liegt im Mittel bei 0,78 Gew.-% MgO (0,66-0,98 Gew.-%).

g) Trogenau

Die Probe Trogenau stammt ebenfalls aus dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies. Auch die 7 analysierten Hellglimmer aus dieser Probe, mit Korngrößen zwischen 200 und 500 μm (3-22 Messungen pro Korn), zeichnen sich durch sehr einheitliche chemische Zusammensetzungen aus.

Der Anteil der Muskowit-Komponente beträgt 77-88 Mol-%, der der Celadonit-Komponente 4-12 Mol-% (Tab. A-11). Entsprechend niedrig liegt der Gehalt an Silicium. Er beträgt 3,04-3,11 Si/f.u. (Abb. 22).

Im Gegensatz zu den Hellglimmern der zweiten Probe aus der Bayerischen Fazies (Stein-1) zeigen die Glimmer dieser Probe sehr niedrige Titangehalte bis maximal 0,23 Gew.-% TiO_2 (0,03 Ti/f.u.; Abb. 23). Durchschnittlich beträgt der Titangehalt lediglich 0,05 Gew.-% TiO_2 . Der Natriumgehalt beträgt im Mittel 0,73 Gew.-% Na_2O (0,5-0,91 Gew.-%). Der Magnesiumgehalt liegt durchschnittlich bei 0,65 Gew.-% MgO (0,24-0,94 Gew.-%).

3.3.3.4 Gerölle des Teuschnitzer Konglomerates

Insgesamt konnten in Dünnschliffen von 7 Geröllen aus dem Teuschnitzer Konglomerat (Obere Teuschnitzer Schichten) Hellglimmer mit der Mikrosonde analysiert werden. Dabei wurden bis zu 26 Messungen pro Korn durchgeführt (vgl. Tab. A-12).

a) Teu-41

Im Gneisgeröll Teu-41 wurden lediglich 3 meßbare Hellglimmer gefunden. Zwei dieser Glimmer weisen niedrige Si-Gehalte von 3,07 Si/f.u. auf (Abb. 24). Entsprechend gering ist bei diesen Glimmern der Anteil der Celadonit-Komponente (7-8 Mol-%). Der Anteil der Muskowit-Komponente beträgt hier 90-92 Mol-% (Tab. A-12). In diesen zwei Muskowiten treten Titangehalte von 0,5-0,6 Gew.-% TiO_2 (Abb. 25; 0,05-0,06 Ti/f.u.), Natriumgehalte von 0,5 Gew.-% Na_2O und Magnesiumgehalte von 0,6 Gew.-% MgO auf.

Der dritte Hellglimmer aus dem Geröll Teu-41 besitzt eine Muskowit-Komponente von 61 Mol-% und eine Celadonit-Komponente von 37 Mol-% (Tab. A-12). Der Siliciumgehalt beträgt 3,35 Si/f.u. (Abb. 24). Der Titangehalt liegt bei 0,2 Gew.-% TiO_2 (Abb. 25; 0,02 Ti/f.u.), der Natriumgehalt bei 0,25 Gew.-% Na_2O und der Magnesiumgehalt bei 2,7 Gew.-% MgO .

b) Teu-65

Die 6 analysierten Hellglimmer aus dem Orthogneisgeröll Teu-65 weisen über einen relativ großen Bereich streuende chemische Zusammensetzungen auf. Zwei dieser Glimmer besitzen Siliciumgehalte von 3,12, bzw. 3,13 Si/f.u.. Die anderen vier Glimmer weisen Siliciumgehalte von mindestens 3,24 Si/f.u. auf. Insgesamt variiert der Siliciumgehalt zwischen 3,12 und 3,33 Si/f.u. (Abb. 24). Der Gehalt an Muskowit-Komponente der 6 untersuchten Glimmer liegt zwischen 49 und 76 Mol-%. Der Gehalt der Celadonit-Komponente schwankt zwischen 13 und 34 Mol-% (Tab. A-12).

Der Titangehalt variiert von 0,08 bis 0,46 Gew.-% TiO_2 (0,01-0,05 Ti/f.u.; Abb. 25). Im Mittel liegt er bei 0,3 Gew.-% TiO_2 (0,03 Ti/f.u.). Der Natriumgehalt der Glimmer aus Teu-65 beträgt im Durchschnitt 0,4 Gew.-% Na_2O (0,15-0,82 Gew.-%), der Magnesiumgehalt 1,6 Gew.-% (1,35-2,16 Gew.-%).

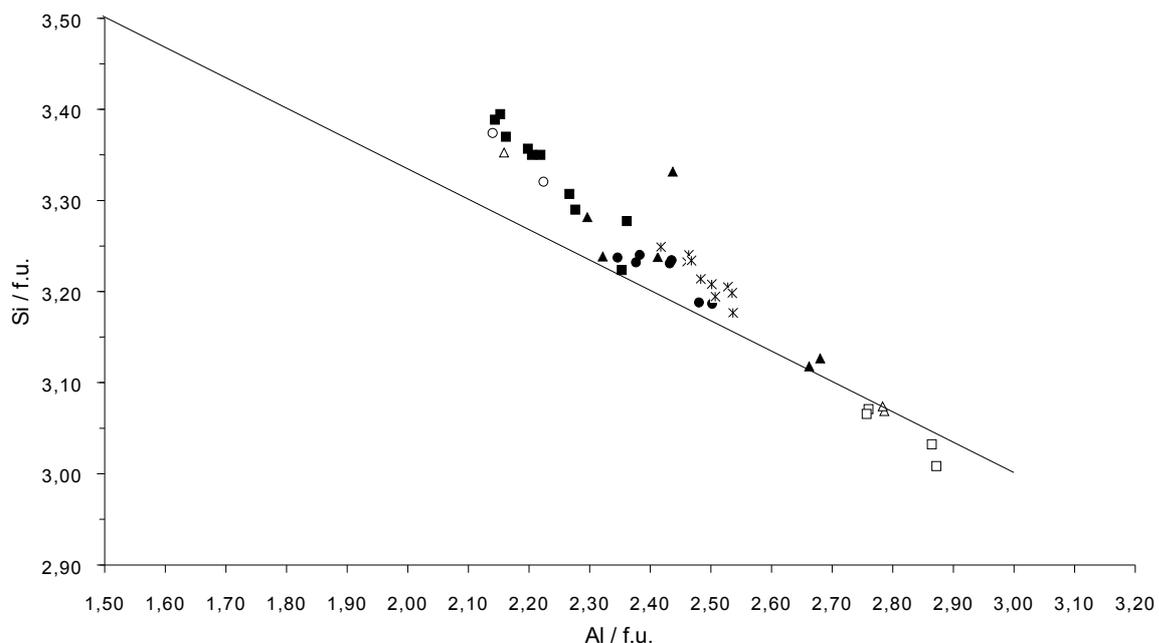


Abb. 24) Si-Gehalte pro Formeleinheit der Hellglimmer aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates aufgetragen gegen den Gehalt an Aluminium pro Formeleinheit (normiert auf 11 Sauerstoffatome).

Offene Dreiecke: Teu-41; **Gefüllte Dreiecke:** Teu-65; **Offene Kreise:** Teu-75; **Gefüllte Quadrate:** Teu-76; **Gefüllte Kreise:** Teu-77; **Offene Quadrate:** Teu-87; **Kreuze:** Teu-200.

c) Teu-75

Im Gneisgeröll Teu-75 konnten nur 2 Hellglimmer mit der Mikrosonde analysiert werden. Diese Hellglimmer weisen hohe Gehalte an Si/f.u. von 3,32 und 3,37 Si/f.u. auf (Abb. 24). Der Anteil der Muskowit-Komponente in diesen Glimmern beträgt 60, bzw. 65 Mol-%. Der Anteil der Celadonit-Komponente beträgt 32, bzw. 37,5 Mol-% (Tab. A-12).

Der Titangehalt liegt im Durchschnitt bei 0,35 Gew.-% TiO_2 (Abb. 25; 0,04 Ti/f.u.). Der Natrium- und der Magnesiumgehalt liegen im Mittel bei 0,16 Gew.-% Na_2O , bzw. 2,11 Gew.-% MgO .

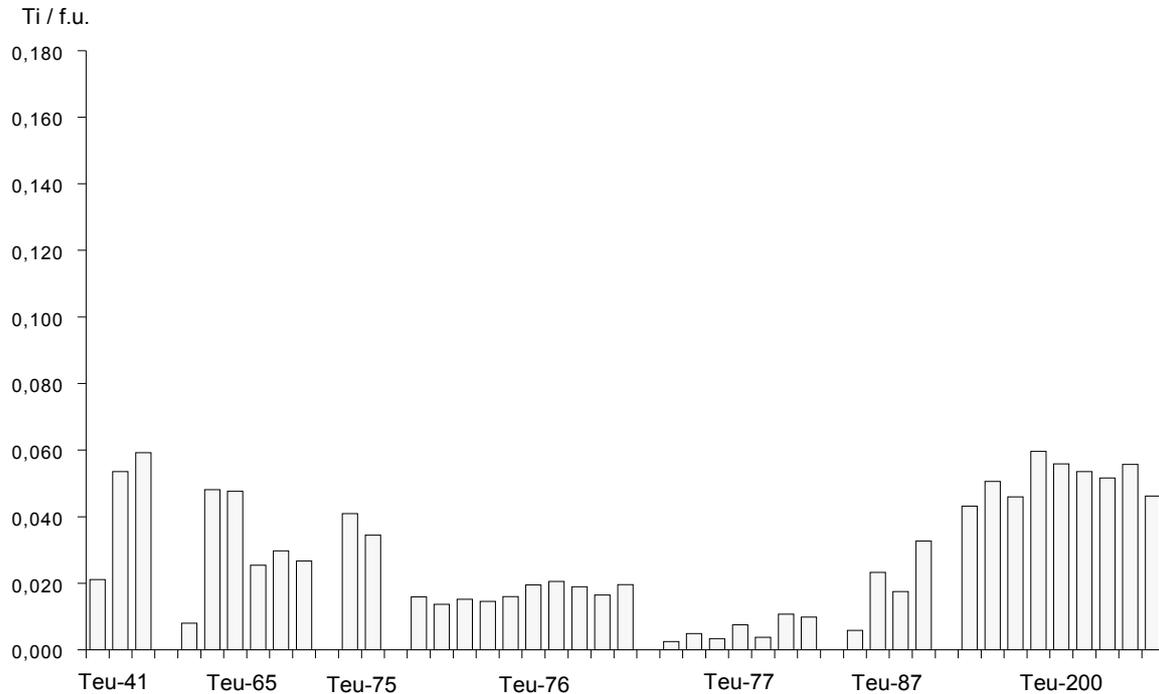


Abb. 25) Ti-Gehalte pro Formeleinheit (Ti/f.u.; normiert auf 22 Sauerstoffatome) der einzelnen Hellglimmer aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates.

d) Teu-76

Die Hellglimmer aus dem Gneisgeröll Teu-76 weisen relativ einheitliche chemische Zusammensetzungen auf. Innerhalb der analysierten 10 Hellglimmer streut der Anteil der Muskowit-Komponente zwischen 59 und 75 Mol-%. Der Anteil der Celadonit-Komponente liegt sehr hoch. Er variiert zwischen 22 und 40 Mol-% (Tab. A-12). Der Siliciumgehalt liegt zwischen 3,22 und 3,40 Si/f.u. (Abb. 24).

Die Titangehalte sind ebenfalls sehr einheitlich (Abb. 25). Sie schwanken zwischen 0,13 und 0,2 Gew.-% TiO_2 (0,01-0,02 Ti/f.u.). Im Mittel liegt der Titangehalt bei 0,16 Gew.-% TiO_2 (0,02 Ti/f.u.). Auch die Natrium- und Magnesiumgehalte variieren nur wenig (0,07-0,17 Gew.-% Na_2O , bzw. 1,9-2,4 Gew.-% MgO). Im Durchschnitt besitzen die Hellglimmer dieser Probe 0,12 Gew.-% Na_2O und 2,2 Gew.-% MgO .

e) Teu-77

Im Orthogneisgeröll Teu-77 konnten 7 Hellglimmer mit der Mikrosonde analysiert werden. Diese Hellglimmer zeigen einheitliche chemische Zusammensetzungen mit nur geringen Streuungen.

Der Anteil der Muskowit-Komponente liegt zwischen 74 und 79 Mol-%. Der Anteil der Celadonit-Komponente variiert im Bereich 19-24 Mol-% (Tab. A-12). Der Gehalt an Silicium beträgt 3,19 bis 3,24 Si/f.u. (Abb. 24).

Der Titangehalt ist sehr gering (Abb. 25). Er beträgt maximal 0,1 Gew.-% TiO_2 (0,01 Ti/f.u.). Durchschnittlich liegt er bei 600 ppm TiO_2 . Der Natriumgehalt beträgt im Mittel 0,13 Gew.-% Na_2O (0,1-0,16 Gew.-% Na_2O). Der Magnesiumgehalt liegt bei durchschnittlich 1,1 Gew.-% (0,9-1,25 Gew.-% MgO). Auffallend sind auch hier, wie im Gneisgeröll Teu-76, hohe Eisengehalte von 5-6 Gew.-% FeO (Tab. A-12).

f) Teu-87

Die 4 analysierten Hellglimmer aus dem Orthogneisgeröll Teu-87 sind gleichfalls chemisch relativ einheitlich zusammengesetzt. Auffällig sind sehr niedrige Gehalte an Silicium (3,01-3,07 Si/f.u.; Abb. 24). Entsprechend gering ist der Anteil der Celadonit-Komponente (1-7 Mol-%). Der Anteil der Muskowit-Komponente liegt zwischen 81 und 87 Mol-%. Der Anteil der Paragonit-Komponente erreicht Werte von 7-15 Mol-% (Tab. A-12).

Der Titangehalt erreicht maximal 0,3 Gew.-% TiO_2 (Abb. 25; 0,03 Ti/f.u.). Im Mittel liegt er bei 0,18 Gew.-% TiO_2 (0,02 Ti/f.u.). Der Natrium- und der Magnesiumgehalt betragen jeweils durchschnittlich 0,7 Gew.-% Na_2O , bzw. MgO (0,5-1 Gew.-% Na_2O und 0,6-0,9 Gew.-% MgO).

g) Teu-200

Auch die 9 analysierten Hellglimmer aus dem Phyllitgeröll Teu-200 zeigen sehr einheitliche chemische Zusammensetzungen. Der Anteil der Muskowit-Komponente beträgt 70-77 Mol-%. Der Anteil der Celadonit-Komponente liegt zwischen 18 und 25 Mol-% (Tab. A-12). Der Siliciumgehalt pro Formeleinheit schwankt zwischen 3,18 und 3,25 Si/f.u. (Abb. 24).

Der Titangehalt ist sehr einheitlich (Abb. 25). Er variiert zwischen 0,4 und 0,6 Gew.-% TiO_2 (0,04-0,06 Ti/f.u.). Durchschnittlich beträgt er 0,5 Gew.-% TiO_2 (0,06 Ti/f.u.). Von allen untersuchten Geröllen zeigen die Hellglimmer aus dem Phyllitgeröll Teu-200 die höchsten Titangehalte, abgesehen von 2 Glimmern aus dem Gneisgeröll Teu-41.

Die Natriumgehalte der Hellglimmer aus Teu-200 zeigen Werte zwischen 0,36 und 0,42 Gew.-% Na_2O (im Mittel: 0,38 Gew.-% Na_2O). Die Magnesiumgehalte sind, mit im Mittel 1,83 Gew.-%, sehr hoch (1,67-2,06 Gew.-% MgO).

3.3.3.5 Zusammenfassung der Ergebnisse der Hellglimmeranalysen

Die Ergebnisse der Analysen der detritischen-, sowie der Hellglimmer aus Geröllen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Im Mitteldevon des Barrandiums tritt eine homogene Glimmerpopulation mit niedrigen Si-Gehalten auf.

In den oberdevonischen Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums streut die chemische Zusammensetzung der detritischen Hellglimmer über einen großen Bereich. Es treten sowohl Muskowite mit sehr niedrigen, als auch mit sehr hohen Si-Gehalten (pro Formeleinheit) auf.

Im Unterkarbon der Thüringischen Fazies des Frankenwaldes zeigen die Proben Gifting (Lehestener Schichten) und Döbritz (Obere Teuschnitzer Schichten) homogene Glimmerzusammensetzungen mit sehr niedrigen Si-Gehalten. Die detritischen Hellglimmer aus allen anderen untersuchten Proben der Thüringischen Fazies streuen bezüglich ihrer Si-Gehalte über den gleichen großen Bereich, wie die detritischen Hellglimmer aus den Famenne-Grauwacken. Die zwei Proben aus dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies (Stein und Trogenau) besitzen beide sehr einheitlich zusammengesetzte Glimmerpopulationen. Die detritischen Muskowite aus diesen Proben weisen sehr niedrige Si-Gehalte (pro Formeleinheit) auf.

Die chemische Zusammensetzung der untersuchten Hellglimmer aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates (Obere Teuschnitzer Schichten) zeigt insgesamt die gleiche Variationsbreite, wie die der detritischen Hellglimmer. Innerhalb der einzelnen Gerölle jedoch ist die chemische Zusammensetzung der Hellglimmer vergleichsweise einheitlich. Ausnahmen hiervon sind das Gneisgeröll Teu-41 und das Orthogneisgeröll Teu-65, in denen die Hellglimmer eine deutliche Varianz der Si-Gehalte aufweisen. Die Streubreite in diesen Geröllen reicht von sehr hohen Si-Gehalten (3,35 Si/f.u.; Teu-41) bis zu sehr niedrigen Si-Gehalten von ca. 3,1 Si/f.u. (Teu-41). Die höchsten Si-Gehalte treten in den Hellglimmern der Gneisgerölle Teu-76 und Teu-75 auf (bis 3,4 Si/f.u.). Mittlere Si-Gehalte zeigen die Hellglimmer im Orthogneis Teu-77 und im Phyllit Teu-200. Die niedrigsten Si-Gehalte (3,01-3,07 Si/f.u.) besitzen die Hellglimmer des Orthogneisgerölls Teu-87, einem Augengneis.

3.3.4 RUTIL

Rutil, die stabilste TiO_2 Modifikation, ist ein ultrastabiles Schwermineral. Neben Zirkon, einem weiteren extrem stabilen Schwermineral, ist Rutil eines der wenigen Minerale, die im saxothu-

ringischen Flysch durchgehend vom Famenne bis in die Oberen Teuschnitzer Schichten des Unterkarbons auftreten. Einen maximalen Anteil erreicht Rutil in den Lehestener Schichten des älteren Unterkarbons der Thüringischen Fazies. Im Flysch der Bayerischen Fazies tritt Rutil dagegen selten auf (Schäfer, 1992).

Aufgrund seiner durchgehenden Präsenz lag es nahe, ein vollständiges Profil detritischer Rutilite mit der Mikrosonde zu analysieren, um festzustellen, ob es Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung der Rutilite innerhalb dieses Profils gibt, und ob sich daraus Hinweise auf das Liefergebiet ergeben.

Die Analysen der detritischen Rutilite erfolgten mit dem Cameca Meßlabel "Rutilite" (Programm "Geo"). Die ausführlichen Ergebnisse der Analysen sind in der Tabelle A-13 im Anhang aufgelistet. Auf jedem Rutilkorn wurden mindestens 2 Messungen durchgeführt (vgl. Tab. A-13).

Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums:

Aus den oberdevonischen Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums konnten 14 detritische Rutilite analysiert werden (Tab A-13; Abb. 26).

Drei Rutilite fallen durch sehr hohe Gehalte an Cr_2O_3 auf ($> 0,4$ Gew.-%). Im allgemeinen beträgt der Gehalt an Cr_2O_3 in den Rutilen aus den oberdevonischen Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums $< 0,1$ Gew.-%. Die FeO-Gehalte liegen meist um 0,1 Gew.-% und somit nahe der Nachweisgrenze. Sie können Maximalwerte um 0,3 Gew.-% erreichen. Der Al-Gehalt liegt meist unter 0,1 Gew.-% Al_2O_3 , nahe der Nachweisgrenze.

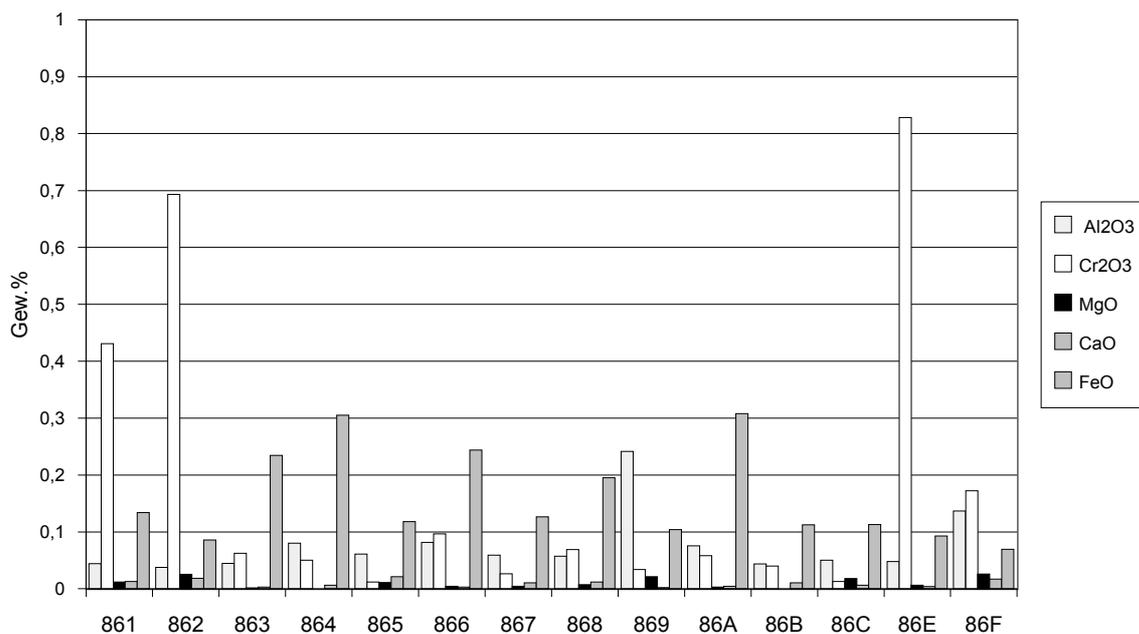


Abb. 26) Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der detritischen Rutilite aus den oberdevonischen Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums.

Lehestener Schichten (Unterkarbon):

Aus Grauwacken der Lehestener Schichten konnten insgesamt 13 detritische Rutilen analysiert werden. Die Rutilen 201 bis 206 stammen aus den Unteren Lehestener Schichten, die anderen Rutilen aus der Wetzsteinquarzit-Serie und dem Wurstkonglomerat der Oberen Lehestener Schichten (Tab. A-13; Abb. 27).

Innerhalb der Unteren Lehestener Schichten fällt der Rutil 201 auf, der sehr hohe Gehalte an Al, Mg, Ca und Fe aufweist. In der Regel liegen die Gehalte an diesen Elementen in den Rutilen der Unteren Lehestener Schichten niedriger (Abb. 27). Al_2O_3 besitzt meist Anteile von unter 0,1 Gew.-%. In einem Fall (Rutil 204) liegt der Al_2O_3 -Gehalt unter der Nachweisgrenze. CaO, und vor allem MgO, treten in den meisten Rutilen aus den Lehestener Schichten nur in Gehalten unterhalb der Nachweisgrenze auf. Der FeO-Gehalt der Rutilen aus den Unteren Lehestener Schichten beträgt zwischen 0,06 und 0,6 Gew.-%. Meist liegt er um 0,1 Gew.-% FeO und somit nahe der Nachweisgrenze. Der Cr_2O_3 -Gehalt ist in den Unteren Lehestener Schichten einheitlicher als in den Rutilen aus den Famenne-Grauwacken. Er beträgt in den Rutilen aus den Unteren Lehestener Schichten zwischen 0,1 und 0,25 Gew.-%.

In den Oberen Lehestener Schichten nimmt der mittlere FeO-Gehalt der detritischen Rutilen etwas zu (Abb. 27). Die FeO-Gehalte der einzelnen Rutilen liegen in den Proben aus den Oberen Lehestener Schichten zwischen 0,1 und 0,45 Gew.-%. Der Gehalt an Cr_2O_3 nimmt in den detritischen Rutilen der Oberen Lehestener Schichten auf Werte meist unter 0,1 Gew.-% ab. Auffällig ist der Rutil 504, der einen Al_2O_3 -Gehalt von ca. 1,2 Gew.-% aufweist.

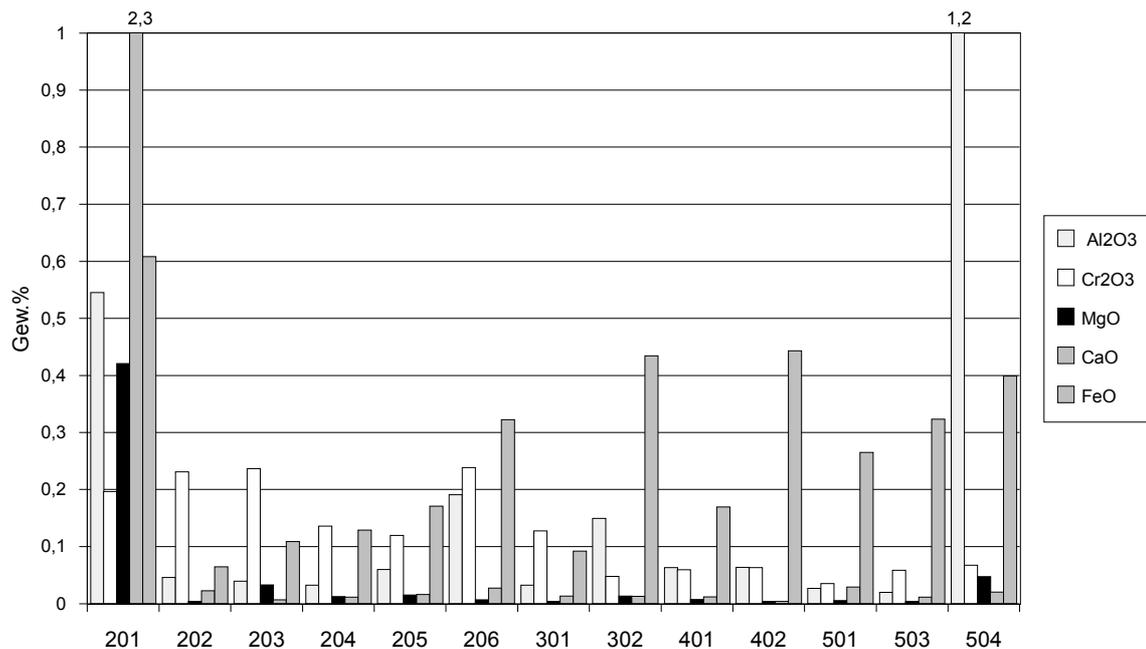


Abb. 27) Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der detritischen Rutilen aus den Lehestener Schichten (älteres Unterkarbon der Thüringischen Fazies).

Untere Teuschnitzer Schichten (Unterkarbon):

Die 10 analysierten detritischen Rutilen aus den Unteren Teuschnitzer Schichten zeigen relativ einheitliche chemische Zusammensetzungen (Tab. A-13; Abb. 28).

Die Aluminiumgehalte liegen in diesen Rutilen, abgesehen von zwei Ausnahmen, unter 0,1 Gew.-% Al_2O_3 . Das gleiche gilt für die Cr_2O_3 -Gehalte. Die FeO-Gehalte sind vergleichbar mit denen der Rutilen aus den Oberen Lehestener Schichten. Sie liegen hier meist zwischen 0,2 und 0,45 Gew.-% FeO.

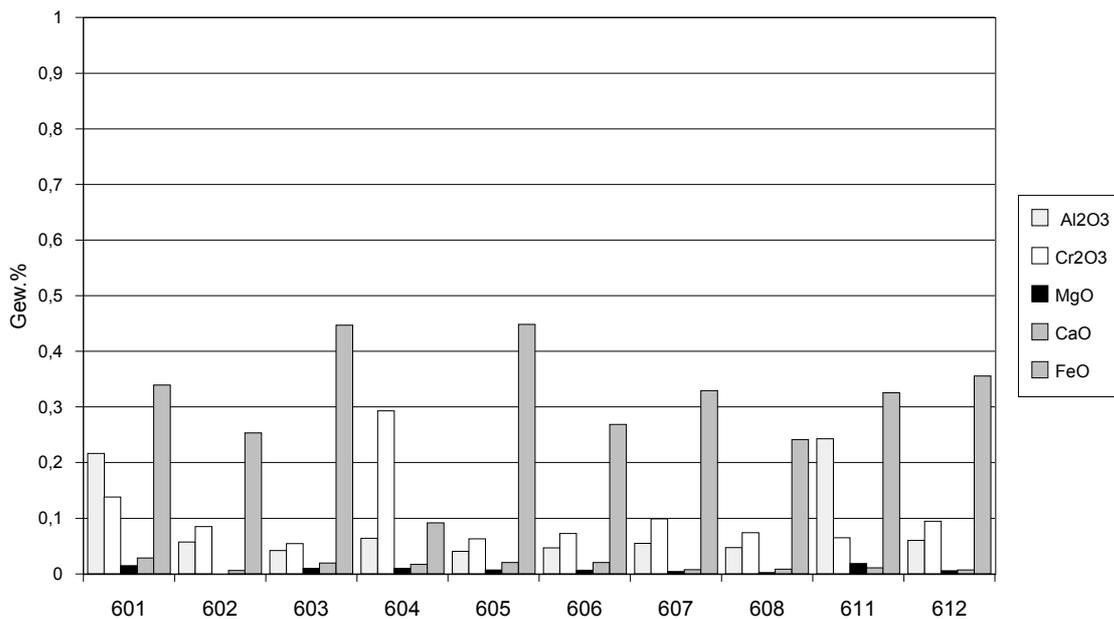


Abb. 28) Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der detritischen Rutilen aus den Unteren Teuschnitzer Schichten (Unterkarbon der Thüringischen Fazies).

Obere Teuschnitzer Schichten (Unterkarbon):

Aus Grauwacken der Oberen Teuschnitzer Schichten konnten insgesamt 20 detritische Rutilen analysiert werden (Tab. A-13; Abb. 29).

Im Vergleich zu den Rutilen aus den anderen Serien weisen die Rutilen der Oberen Teuschnitzer Schichten etwas höhere Gehalte an Calcium auf. Der CaO-Gehalt der Rutilen kann Werte bis 0,16 Gew.-% erreichen (vgl. Tab. A-13). Der Cr_2O_3 -Gehalt liegt, wie in den Oberen Lehestener- und den Unteren Teuschnitzer Schichten, meist um 0,1 Gew.-%. In einigen Rutilen kann der Cr_2O_3 -Gehalt jedoch bis 0,2 Gew.-% betragen. Auch der Al_2O_3 -Gehalt liegt relativ einheitlich um 0,1 Gew.-%. Maximal werden 0,25 Gew.-% Al_2O_3 erreicht. Auffällig sind hohe Gehalte an FeO. Der Rutil 711B-10 besitzt einen FeO-Gehalt von 1,27 Gew.-%. Abgesehen von diesem Maximalwert schwanken die FeO-Gehalte zwischen 0,2 und 0,65 Gew.-%.

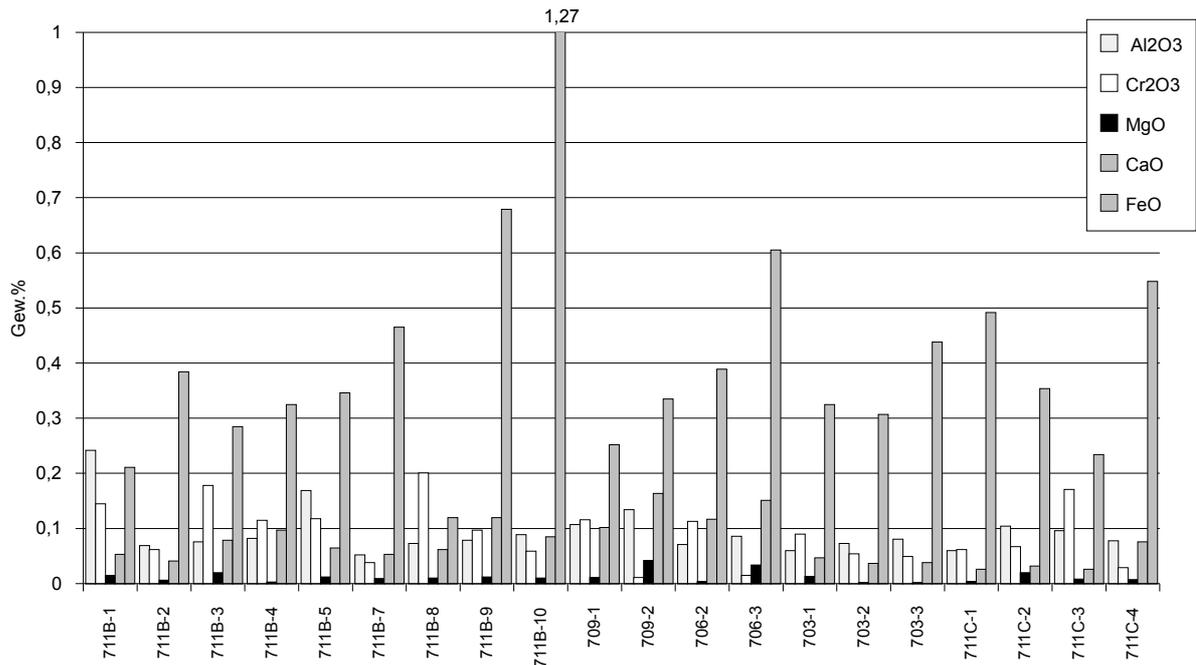


Abb. 29) Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der detritischen Rutile aus den Oberen Teuschnitzer Schichten (jüngeres Unterkarbon der Thüringischen Fazies).

Zusammenfassung der Ergebnisse der Rutilanalysen:

Um die verschiedenen Einheiten des saxothuringischen Flyschs besser miteinander vergleichen zu können, werden in der Abbildung 30 die Mittelwerte der Gehalte an Al₂O₃, Cr₂O₃, MgO, CaO und FeO der detritischen Rutile aus den jeweiligen Einheiten dargestellt. Dies erscheint zulässig, da innerhalb der einzelnen Einheiten die entsprechenden Gehalte, bis auf wenige Ausnahmen, relativ konstant sind.

Es läßt sich erkennen, daß im Oberdevon und in den älteren Abfolgen der Lehestener Schichten die höchsten Cr₂O₃-Gehalte auftreten. Die Aluminiumgehalte sind über das gesamte stratigraphische Intervall relativ einheitlich. Der hohe Mittelwert für Al₂O₃ der Rutile aus den Kalkgrauwacken innerhalb der Wetzsteinquarzit-Serie (500) ist auf den Rutil 504 zurückzuführen, der extrem viel Aluminium besitzt (1,2 Gew.-% Al₂O₃). Abgesehen von diesem Extremwert aber ist der Al₂O₃-Gehalt in den Rutilen dieser Serie sehr gering (Abb. 27). Auch der hohe Calcium-Gehalt der Rutile aus der Schneidberg-Gräuwacke (200) wird von einem Ausreißer bedingt. Die CaO-Gehalte der übrigen Rutile aus dieser Probe liegen in der Regel auf gleichem Niveau wie die der Rutile aus den anderen Proben der Lehestener Schichten. Lediglich in den Oberen Teuschnitzer Schichten fallen etwas höhere Gehalte an CaO auf. Abgesehen hiervon, und von dem höheren Cr₂O₃-Gehalt in den ältesten untersuchten Einheiten, scheint der einzige erkennbare Trend der zu sein, daß vom Liegenden zum Hangenden der FeO-Gehalt der detritischen Rutile zunimmt. Der

Mittelwert der FeO-Gehalte der detritischen Rutilite aus den Famenne-Grauwacken beträgt 0,16 Gew.-% FeO (Standardabweichung: 0,08 Gew.-%), der für die detritischen Rutilite der Lehestener Schichten beträgt 0,27 Gew.-% FeO (Standardabweichung: 0,16 Gew.-%). Der Mittelwert der FeO-Gehalte für die Rutilite der Unteren Teuschnitzer Schichten beträgt 0,31 Gew.-% FeO (Standardabweichung: 0,1 Gew.-%) und der für die Rutilite der Oberen Teuschnitzer Schichten beträgt (ohne den Ausreißer 711B-10) 0,37 Gew.-% FeO (Standardabweichung: 0,14 Gew.-%).

Schon bei Betrachtung der Standardabweichungen zeigt sich allerdings, daß die Mittelwerte der FeO-Gehalte für die detritischen Rutilite aus den einzelnen Einheiten im Fehler gleich sind und sie sich somit nicht signifikant voneinander unterscheiden.

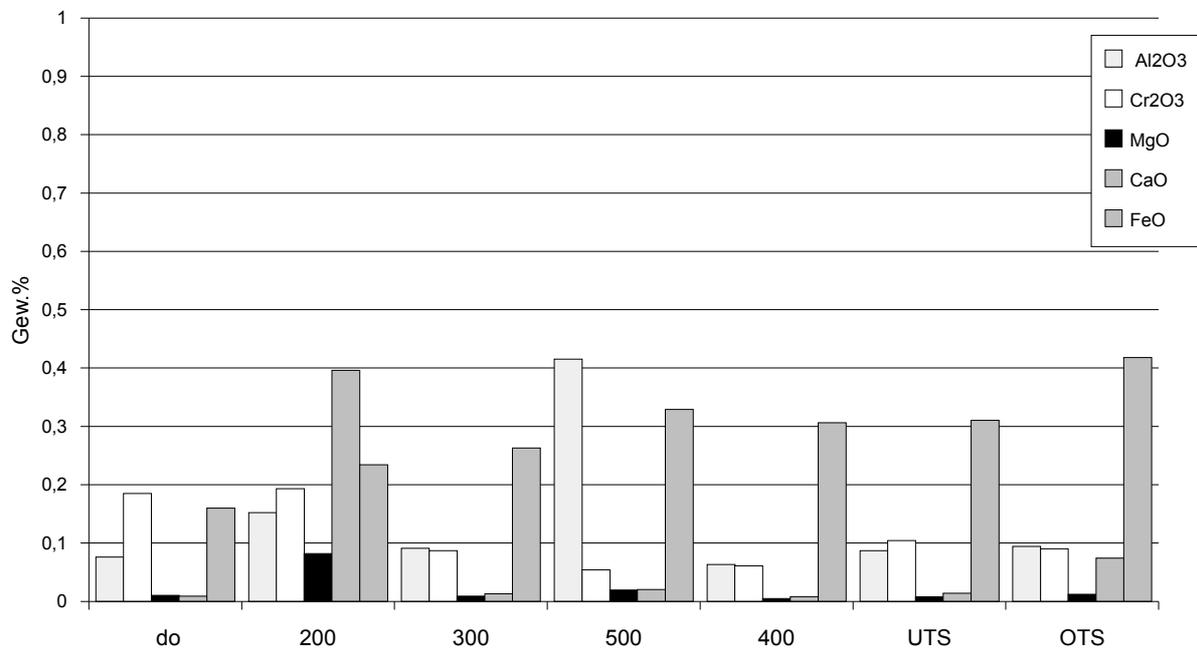


Abb. 30) Mittelwerte der Analysenergebnisse der detritischen Rutilite für die einzelnen stratigraphischen Einheiten. **do** = Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums; **200** = Schneidberg-Grauwacke (Untere Lehestener Schichten); **300** = Wetzsteinquarzit-Serie der Oberen Lehestener Schichten; **500** = Kalkgrauwacke im Wetzsteinquarzit (Obere Lehestener Schichten); **400** = Wurstkonglomerat der Oberen Lehestener Schichten; **UTS** = Untere Teuschnitzer Schichten; **OTS** = Obere Teuschnitzer Schichten.

3.4 Feldspat/Quarz-Verhältnisse der saxothuringischen Grauwacken

Die Ergebnisse der Bestimmungen der Feldspat/Quarz-Verhältnisse sind in den Abbildungen 31 und 32 dargestellt.

Abbildung 31 zeigt den Albitgehalt in den einzelnen Proben aus den verschiedenen Einheiten des saxothuringischen Flyschs. Es zeigt sich ein kontinuierlicher Anstieg des Albitgehaltes vom Oberdevon bis in das cg5 (Obere Teuschnitzer Schichten). Die Proben aus dem "Unteren Kulm" (Lehestener Schichten) und die aus dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies zeigen ähnliche Albit-Gehalte (ca. 8 - 20%), allerdings treten in den Lehestener Schichten aber auch Proben mit sehr niedrigen ($\leq 5\%$) Albitgehalten auf. In den oberdevonischen Proben dagegen liegen die Werte für den Albitanteil auf mittlerem Niveau (12 - 18%). Sehr niedrige Gehalte ($< 10\%$) treten, im Gegensatz zu den Proben aus der Bayerischen Fazies und denen aus dem "Unteren Kulm", nicht auf. In den Proben aus den Unteren Teuschnitzer Schichten (cg4) liegen die Albitgehalte zwischen 10 und 25%. Die Proben aus den Oberen Teuschnitzer Schichten (cg5) zeigen die höchsten Gehalte (ca. 16 - $> 30\%$ Albitanteil).

Abbildung 32 zeigt die mit der RDA bestimmten Feldspat/Quarz- (Fsp/Qz-) Verhältnisse ($[(\text{Peakhöhe Albit} + \text{Mikroclin}) / \text{Peakhöhe Quarz}] \cdot 100$) der einzelnen Proben der verschiedenen Flysch-Einheiten. Zum Vergleich sind auch Proben aus dem Oberdevon der Thüringischen Fazies (Reitzensteiner Konglomerat und seine Äquivalente), die aus einem beckeninternen Liefergebiet stammen (siehe Kap. 1.1.2) aufgeführt.

Die Proben aus dem Oberdevon der Thüringischen Fazies zeigen eine sehr große Streuung der Fsp/Qz-Verhältnisse von ca. 20 bis > 280 . Die Fsp/Qz-Verhältnisse der Grauwacken des Erbsendorfer Paläozoikums sind relativ niedrig. Etwas höher (ca. 80) liegen die Verhältnisse in den oberdevonischen Grauwacken aus der Kieselschiefer-Serie der Bayerischen Fazies. Die Proben aus dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies zeigen wiederum eine breite Streuung der Fsp/Qz-Verhältnisse. Sie liegen hier zwischen 50 und 155. Der Mittelwert beträgt 96 ± 35 .

Die Fsp/Qz-Verhältnisse der Grauwacken aus dem "Unteren Kulm" (Lehestener Schichten) der Thüringischen Fazies streuen ebenfalls über einen sehr großen Bereich. Die Verhältniszahlen reichen hier von 0 bis 150. In der Verteilung der Werte sind zwei Maxima zu erkennen. Zum ersten eine Gruppe von Proben mit sehr niedrigen Fsp/Qz-Verhältnissen, die den Bereich 0 - 40 abdecken (Mittelwert 20 ± 15). Diese Proben stammen aus den Unteren Lehestener Schichten (Schneidberg-Grauwacke, Schmiedsgrund-Konglomerat, Wetzsteinquarzit- und Bordenschiefer-Serie). Die zweite Probengruppe zeigt Verhältnisse von 90 - 150 (Mittelwert 115 ± 28). Die

Fsp/Qz-Verhältnisse dieser Proben, die aus den Oberen Lehestener Schichten (Wurstkonglomerat-Horizont) stammen, sind vergleichbar mit denen der Proben aus dem Unterkarbon der Bayerischen Fazies. Der Mittelwert für alle analysierten Proben aus dem "Unteren Kulm" der Thüringischen Fazies (n = 13) beträgt 57 ± 51 und liegt somit deutlich niedriger als der für das Unterkarbon der Bayerischen Fazies.

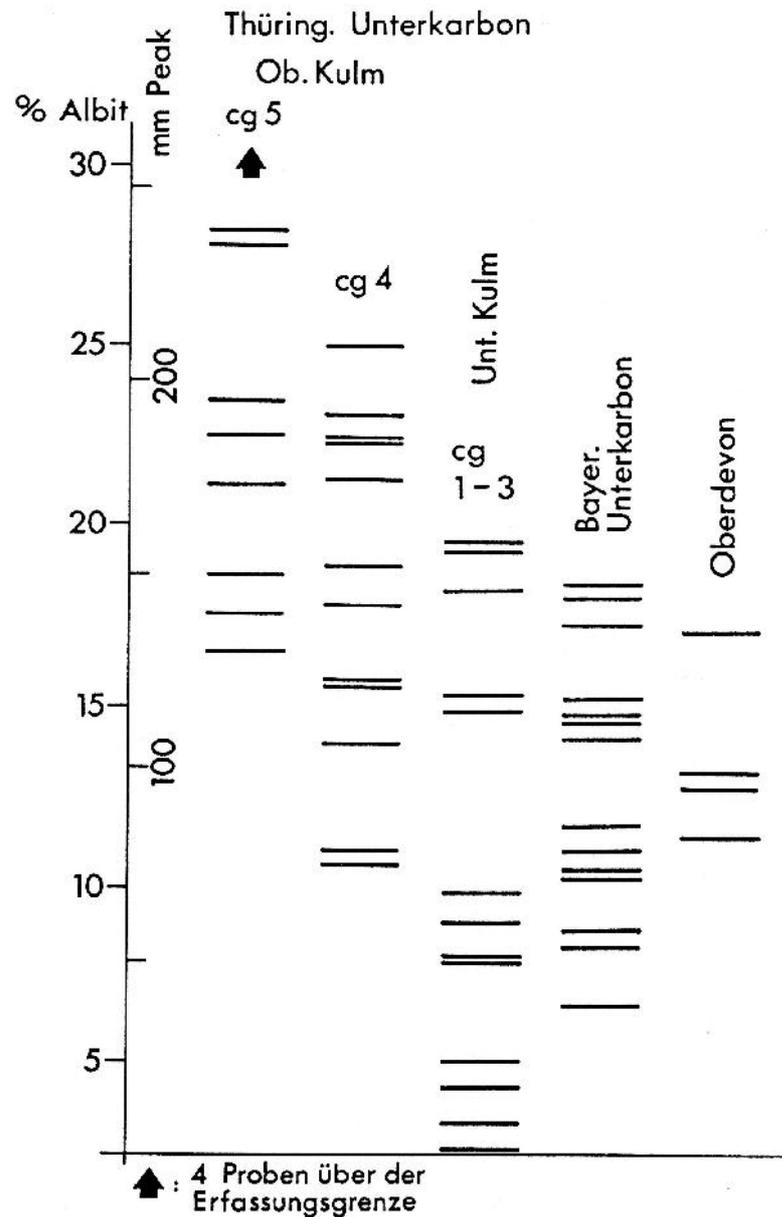
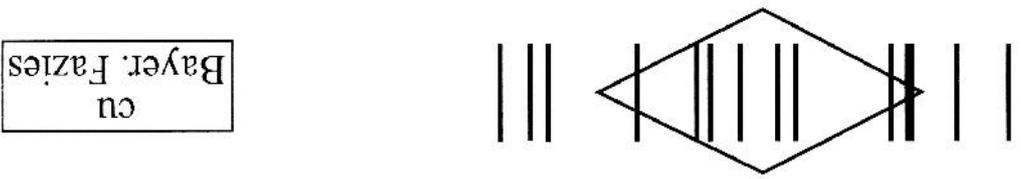
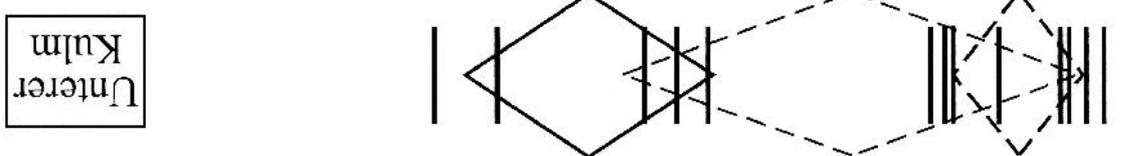
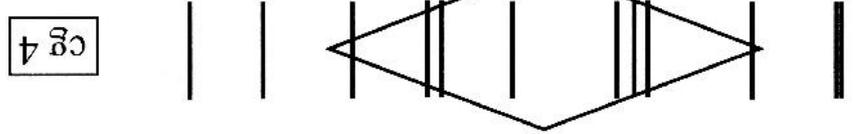
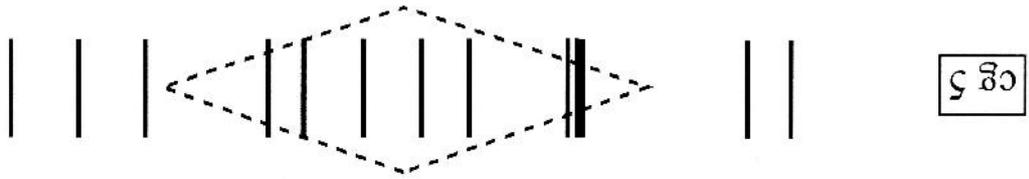
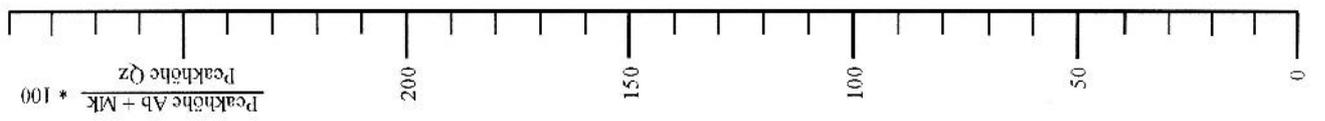


Abb. 31) Die Abbildung zeigt den Albit-Gehalt in %, korreliert mit der Peakhöhe des Albit-Peaks (RDA) für die verschiedenen Serien des saxothuringischen Flyschs. Die Balken entsprechen einzelnen Proben. cg4 = Untere Teuschnitzer Schichten; cg5 = Obere Teuschnitzer Schichten. Franke, unveröffentlicht.

Abb. 32 - nächste Seite) Die Verhältnisse der Peakhöhen (Albit+Mikroklin)/Quarz (RDA) für die verschiedenen Serien des saxothuringischen Flyschs, sowie für Vergleichsproben aus dem Oberdevon der Thüringischen Fazies (Äquivalente des Reitzensteiner Konglomerates).

Die Mitte der Rauten gibt den Mittelwert der Fsp/Qz-Verhältnisse an, die Höhe der Rauten entspricht der Standardabweichung. Die Balken entsprechen einzelnen Proben. Nach Franke, unveröffentlicht.



Die Fsp/Qz-Verhältnisse der Proben aus den Unteren Teuschnitzer Schichten (cg4) zeigen die gleiche Streubreite wie die des "Unteren Kulms", jedoch verschoben zu höheren Werten (50 - 200). Der Mittelwert für das cg4 beträgt 115 ± 48 und liegt somit auf gleicher Höhe wie der Mittelwert für die Proben aus den Oberen Lehestener Schichten.

Die höchsten Fsp/Qz-Verhältnisse treten in den Proben aus den Oberen Teuschnitzer Schichten (cg5) auf. Diese Werte zeigen eine extrem breite Streuung (110 - > 290), vor allem zu hohen Feldspatgehalten hin, so daß einige Proben im Maßstab der Abbildung 32 nicht mehr darstellbar sind. Der Mittelwert der Verhältnisse der dargestellten Proben ($n = 13$) beträgt 199 ± 54 . Der wahre Durchschnitt (unter Einbeziehung der hier nicht darstellbaren Werte) der Fsp/Qz-Verhältnisse für die Proben der Oberen Teuschnitzer Schichten liegt allerdings höher.

Zusammenfassung:

Zusammenfassend läßt sich aus den Ergebnissen der Feldspat-Quarz Messungen folgender Trend erkennen: Sowohl das Fsp/Qz-Verhältnis, als auch der Albitgehalt nehmen vom Liegenden zum Hangenden hin zu. Der "Untere Kulm" der Thüringischen Fazies und das Unterkarbon der Bayerischen Fazies zeigen ähnliche Albitgehalte und Fsp/Qz-Verhältnisse. Extrem niedrige Feldspatgehalte treten in den Unteren Lehestener Schichten (Wetzsteinquarzit) auf. Andererseits zeigen die Oberen Teuschnitzer Schichten (cg5) extrem hohe Feldspatgehalte.

4. **METHODENKRITISCHE ANMERKUNGEN**

Obwohl die Detritusanalyse synorogener Klastika eine klassische und weit verbreitete Arbeitsmethode zur Erfassung orogener Prozesse ist, gibt es dennoch eine Vielzahl von Faktoren, die die Sedimentation der synorogenen Sedimente beeinflussen und somit die Aussagefähigkeit oder Genauigkeit der Methode einschränken können. Das Komponentenspektrum, oder im speziellen das Schwermineralspektrum, von Sandsteinen, bzw. Grauwacken unterliegt, neben aufbereitungstechnischen Einflüssen, die sich jedoch weitgehend minimieren lassen, einer natürlichen Beeinflussung, die bei Interpretation der Daten mitberücksichtigt werden muß.

Zum einen ist hier die Verwitterung im Liefergebiet zu nennen, die vor allem in tropischen und gemäßigten humiden Klimabereichen eine wichtige Rolle spielt. Der Anteil instabiler Schwerminerale, wie Pyroxen, Hornblende und Epidot, am Schwermineralspektrum nimmt durch Verwitterungseinflüsse ab. Es kommt zu einer relativen Anreicherung stabiler Schwerminerale, wie Zirkon, Rutil und Turmalin. Allerdings kann der Einfluß der Verwitterung vernachlässigbar klein werden, wenn im Liefergebiet ein hohes Relief, sowie eine starke Erosion vorherrschen und es zu einem schnellen Transport mit großen Sedimentationsraten kommt (van Andel, 1959).

Der Sedimenttransport kann sich ebenfalls auf die Schwermineralspektren auswirken. Aktiv sind Transporteinwirkungen vor allem im fluviatilen- und im Brandungsbereich, wo es zu Abrundungen und zum Zerschneiden von Mineralen entlang ihrer Spaltbarkeiten kommt. Eine vollständige Auslöschung einer Mineralspezies allerdings tritt selten auf. Von größerer Bedeutung während des Sedimenttransports ist dagegen eine Sortierung der detritischen Minerale (Korngrößeneffekt).

In engem Zusammenhang mit den Auswirkungen des Sedimenttransports ist die Aufbereitung älterer Sedimente (z.B. auf einem Schelf) zu sehen. Die Aufbereitung (das "Recycling") von Sedimenten kann zum einen zu einer Erhöhung des Reifegrades eines Sediments führen, zum anderen kann es aber auch zu komplizierten Mischungen von Detritus aus verschiedenen Quellen kommen. Auf jeden Fall werden durch das Recycling die Beziehungen zwischen Detritus, Transportweg und Liefergebiet verwischt: Rückschlüsse auf die primären Liefergebiete des Detritus werden erschwert. Allerdings lassen sich umgelagerte Sedimente, bzw. umgelagerter Detritus oft an bestimmten strukturellen/petrographischen Eigenschaften erkennen: Zum Beispiel an detritischem Zement, hohen Rundungsgraden von resistenten Mineralen (Zirkon, Rutil, Turmalin), sowie an zerbrochenen und wieder verheilten Körnern, die eventuell noch von Matrix des vorhergehenden Sediments umschlossen sind. Auch umgelagerte Flachwasserkarbonate (Riffkalke) im Flysch können ein Anzeichen dafür sein, daß neben den Karbonaten auch aufbereitete Sedimente

von einem Schelf geschüttet werden. Wenn auch Rückschlüsse auf das primäre Liefergebiet im Falle umgelagerten Detritus schwierig sein können, so kann doch alleine die Tatsache, daß es zur Umlagerung kommt - und vor allem die Kenntnis dessen, was umgelagert wird - viel zur Klärung der paläogeographischen und tektonischen Situation zur Zeit der Ablagerung beitragen.

Die postsedimentäre Auflösung ("intrastratal solution") von Mineralen ist im wesentlichen abhängig von den chemischen Eigenschaften (vor allem dem pH-Wert) der Porenwässer der Sandsteine und kann einen nicht unwesentlichen Einfluß auf die Schwermineralspektren der Sandsteine haben (Morton, 1984). Granat z.B. zeigt große pH-Wert abhängige Stabilitätsschwankungen (Nickel, 1973). Eine vollständige postsedimentäre Auflösung scheint allerdings nur in Extremfällen aufzutreten. Von postsedimentärer Auflösung betroffene Minerale zeigen typische Anätzungserscheinungen (Morton, 1984; Nickel, 1973).

Die postsedimentäre Mineralneubildung spielt dagegen nur selten eine Rolle. Neubildungen können vor allem Eisenoxide und Eisenhydroxide, Pyrit, Karbonate, Anhydrit, sowie auch Albit sein.

Oft ist man dazu übergegangen, bestimmte, bevorzugt stabile Leitminerale (z.B. Zirkon) aus dem Schwermineralspektrum herauszugreifen und zu untersuchen. Dadurch können im Falle stabiler Schwermineralspektren genauere Informationen über die Zusammensetzung und die Herkunft des Detritus gewonnen werden (z.B. Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, in Vorb.). Weiterhin kann dadurch der Einfluß von Faktoren minimiert werden, die das Gesamtspektrum der Schwerminerale unmittelbar beeinflussen und somit Aussagen über die Zusammensetzung des Liefergebietes erschweren. Die Untersuchung von Einzelmineralen, sei es morphologisch und/oder geochemisch, kann jedoch nur dann zu einer Anbindung an ein potentiell Liefergebiet beitragen, wenn auch aus diesem Gebiet entsprechende, vergleichbare Datensätze vorliegen.

Auch die Untersuchung von Einzelmineralen kann jedoch nicht alle Fehlerquellen ausschließen. So gibt es weitere, allgemeine Parameter, die eine Interpretation von Detritusanalysen, bzw. eine Anbindung des Detritus an ein potentiell Liefergebiet erschweren können:

Strike-slip Bewegungen: Im europäischen Variszikum spielen große Blattverschiebungen eine wichtige Rolle (z.B. Matte et al., 1990). Es scheint demnach keine Selbstverständlichkeit zu sein, daß Liefergebiet und zugehöriges Becken auch heute noch nebeneinander liegen. D.h., die ursprünglichen paläogeographischen Verhältnisse können weitgehend zerstört sein. Die Erosionsgeschichte eines Orogens ist demnach nicht unbedingt in einer einfachen, vertikalen klastischen Stratigraphie überliefert. Verschiedene Zeitpunkte, bzw. Stadien der Freilegung eines Orogens können an verschiedenen Orten dokumentiert sein. Eine sichere Anbindung von Sedimenten an

ein Liefergebiet ist also nur durch möglichst genaue Vergleiche des Detritus mit anstehenden Einheiten in potentiellen Liefergebieten möglich.

Liefergebietsanschnitt und Drainagesystem: Im Extremfall wird eine Anbindung von Flysch an ein Liefergebiet über einen Vergleich von Detritus und anstehendem Kristallin zu keinem Ergebnis führen, wenn die Liefergesteine des Flyschs bereits vollständig abgetragen worden sind. Auf der anderen Seite liegt aber in der Aufspürung von im anstehenden Kristallin nicht mehr vorhandenen Einheiten ein großes Potential der Detritusanalyse in Verbindung mit der Petrologie, Geochemie und Isotopenchemie.

Veränderungen im Detritus müssen nicht unbedingt auf wechselnde Liefergebiete zurückzuführen sein. Durch Uplift und Erosion (Exhumierung) kommt es im Liefergebiet zu einem tieferen Anschnitt, mit eventuell anderen Gesteinen und/oder anderem Metamorphosegrad und entsprechend anderen Mineralzusammensetzungen, die sich dann in den synorogen Sedimenten widerspiegeln.

Ein anderes Problem ist, daß ein Orogen in seiner lateralen Ausdehnung nicht einheitlich zusammengesetzt ist. Je nach Lage des Drainagesystems kann es somit zur Abtragung unterschiedlicher Gesteinseinheiten kommen. Daß zum Beispiel im Saxothuringikum entlang der Orogenfront verschiedene Zufuhrkanäle vorhanden waren, ergibt sich aus der Analyse der Strömungsrichtungen im Flyschbecken (Abb. 5). Außerdem kann durch Flüsse Material aus weiter im Rückland gelegenen Teilen des Orogens herangeführt werden, das den Detritus der Orogenfront "verdünnt".

Das aus verschiedenen Drainagesystemen stammende Material wird durch turbidity currents, die wiederum von verschiedenen Lokationen am Schelfhang ausgehen, in das Becken transportiert. Dort biegen die Trübestrome oft in die Beckenachse um und es erfolgt ein Transport parallel zur Beckenachse (in beide Richtungen). Dies kann dann dazu führen, daß zwei Turbidite, deren Material aus unterschiedlichen Drainagesystemen stammt und die eventuell entsprechend verschiedenartige Komponentenspektren besitzen, übereinanderliegen. Diese zwei Turbidite, die erschwerend auch noch aus zwei verschiedenen Richtungen antransportiert sein können, spiegeln demnach aber nicht unbedingt zwei verschiedene Liefergebiete oder eine fortschreitende tiefere Freilegung eines Liefergebietes wider, sondern stammen \pm zeitgleich aus einem Liefergebiet, aber verschiedenen lateralen Positionen, in denen unterschiedliche Gesteinseinheiten aufgeschlossen sein können.

Aufgrund von Detrituseintrag aus anderen Quellen, die nicht zur orogenen Front gehören, kann es zu einer "Verdünnung", bzw. zu Sedimentmischungen kommen. Denkbar ist, daß Material

vom passiven Plattenrand des Beckens und von Liefergebieten innerhalb des Beckens (Hochzonen, vulkanische Schwellen) geschüttet wird. Diese Sedimente sollten aber meistens sedimentologisch/petrographisch, sowie aus paläogeographischen Überlegungen heraus von den Flyschsedimenten zu unterscheiden sein.

In Anbetracht der Vielzahl und Auswirkungen der Parameter, die die Sedimentation der synorogenen Klastika beeinflussen, erscheint es verwunderlich, daß bei der Detritusanalyse überhaupt brauchbare Ergebnisse erzielt werden. Tatsächlich hat aber eine Vielzahl von Untersuchungen mit verschiedenen methodischen Ansätzen gezeigt, daß die Detritusanalyse funktioniert und ein wichtiges Instrument in der Untersuchung orogener Prozesse darstellt. Eine Übersicht über verschiedene, moderne Methoden der Detritusanalyse mit Fallbeispielen findet sich in dem von Morton et al. (1991) herausgegebenen Band "Developments in sedimentary provenance studies". Es zeigt sich, daß die Ergebnisse von Detritusanalysen umso besser sind, je mehr methodische Ansätze angewandt werden (Geröllanalyse, Dünnschliffpetrographie, Schwermineralanalyse, Zirkonvarietätenanalyse, Phasenpetrologie, Geochemie, Isotopenchemie). Bei der Beschränkung auf nur eine Methode besteht durchaus eine Gefahr des Irrtums. Auch hierfür finden sich in der Literatur Beispiele (Morton et al., 1991).

5. DISKUSSION

5.1 Geochemische Analysen der Gneis- und Granitgerölle

Die bislang vorliegenden geochemischen Analysen von Gneis- und Granitgeröllen aus Konglomeraten des Frankenwaldes reichen nicht aus, um eine genaue geochemische Charakterisierung und Rekonstruktion des Liefergebietes durchführen zu können. Sie können lediglich erste Hinweise auf die Zusammensetzung des Liefergebietes geben.

Der Diskussion dieser Ergebnisse muß vorausgeschickt werden, daß eine Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen mittels geochemischer Analysen in der Regel nicht möglich ist. Hier ist man auf Dünnschliffuntersuchungen angewiesen. Durch polarisationsmikroskopische Untersuchungen konnten die Gneisgerölle Teu-65, Teu-77 und Teu-87 eindeutig als Orthogneise identifiziert werden. Da diese Orthogneise mit Sicherheit granitoide Ausgangsgesteine besitzen, erscheint eine Darstellung dieser Gneisgerölle in den Diagrammen in Kap. 3.2 durchaus zulässig. Neben diesen Orthogneisen werden in den genannten Diagrammen aber auch die Gerölle Teu-41, Teu-75 und Teu-76 dargestellt. Von diesen drei Geröllen lassen sich Teu-41 und Teu-75 polarisationsmikroskopisch nicht eindeutig als Paragneise identifizieren.

In den Diagrammen im Kap. 3.2 werden deshalb Orthogneise und Granite zusammen mit Paragneisen dargestellt. Dies ist an sich unsinnig. Die Diagramme dienen hier aber lediglich einem raschen Vergleich der chemischen Zusammensetzungen der einzelnen Gerölle. Petrologische und/oder tektonische Schlußfolgerungen aus diesen Diagrammen sind nicht zulässig.

Die Tabelle der Analysenergebnisse der Gneisgerölle (Tab. 6) zeigt, daß bezüglich der chemischen Zusammensetzungen keine signifikanten Unterschiede zwischen den als Ortho-, bzw. Paragneis angesprochenen Proben bestehen.

Die Resultate der geochemischen Untersuchungen zeigen, daß sich die Granite aus dem Anstehenden der Thüringischen Fazies signifikant von den Granitgeröllen aus dem unterkarbonischen Flysch unterscheiden. Auffällig ist dies vor allem bei Betrachtung der Aluminium/(Kalk-)Alkalien-Verhältnisse (Abb. 11). Hieraus folgt nach dem jetzigen Stand der Untersuchungen, daß die heute zugänglichen Gesteine der Thüringischen Fazies nicht die Granitgerölle aus dem unterkarbonischen Flysch geliefert haben können.

Die Gneisgerölle zeigen teilweise Ähnlichkeiten zu beiden "Granit-Serien". Allerdings lassen sie sich, aufgrund ihrer Lage im Diagramm Abb. 11, d.h. aufgrund ihrer Aluminium/(Kalk-)Alkalien-Verhältnisse, eher mit den Granitgeröllen aus dem unterkarbonischen Flysch als mit den

Graniten aus der Thüringischen Fazies korrelieren. Dies gilt vor allem für die Orthogneise Teu-65, Teu-77 und Teu-87, die in Abb. 11 im Feld der Granitgerölle aus dem Teuschnitzer Konglomerat liegen. Dies könnte bedeuten, daß die Granitgerölle aus dem unterkarbonischen Flysch die unmetamorphen Äquivalente der Orthogneise darstellen. Aufgrund der Unvereinbarkeit mit den Graniten der Thüringischen Fazies muß für diese Gerölle ein Liefergebiet im Süden des heutigen Saxothuringikums angenommen werden.

5.2 Interpretation der Ergebnisse der Mikrosondenanalysen

5.2.1 GRANAT

Die Mikrosondenanalysen der detritischen Granate aus dem oberdevonischen und unterkarbonischen Flysch des Frankenwaldes haben gezeigt, daß diese Granate eine sehr homogene Gruppe bilden. Sie zeichnen sich durch hohe Almandin-, relativ hohe Grossular-, sowie relativ niedrige Pyropgehalte aus.

In Abbildung 12 liegen die Granate aus dem oberdevonischen Flysch bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzungen mit den Granaten aus dem unterkarbonischen Flysch sehr eng zusammen in einem Feld. Das heißt, daß in den Zusammensetzungen der detritischen Granate keine wesentlichen Veränderungen vom Oberdevon zum Unterkarbon auftreten.

Die Analysen von Granaten aus zwei Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates (Teu-65 und Teu-75) zeigen, daß die Granate aus diesen Geröllen völlig verschieden von den detritischen Granaten aus Grauwacken der Oberen Teuschnitzer Schichten im Niveau des Teuschnitzer Konglomerates sind (Abb. 12). Im Gegensatz zu letzteren besitzen die Granate aus den Geröllen Teu-65 und Teu-75 einen sehr hohen Grossularanteil (40-50 Mol-%). Dagegen paßt der Granat aus dem Geröll Mar1-30 des Marienrother Konglomerates, wie auch die Granate aus der Matrix dieses Konglomerates, sehr gut zu den übrigen detritischen Granaten aus den Oberen Teuschnitzer Schichten (Abb. 12).

Die detritischen Granate unterscheiden sich im wesentlichen durch ihr $(\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{CaO}+\text{MnO})$ -Verhältnis (Abb. 13). Nach Sturt (1962), Nandi (1967) und Deer et al. (1992) besteht für calciumarme Granate ein Zusammenhang zwischen diesem Verhältnis und dem Metamorphosegrad. Mit zunehmendem Metamorphosegrad soll sich das $(\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{CaO}+\text{MnO})$ -Verhältnis vergrößern.

Die Ursache dieses Zusammenhanges zwischen Metamorphose und (CaO+MnO)-, bzw. (FeO+MgO)-Gehalt der Granate liegt nach Nandi (1967) darin, daß Granat bei progradierender Metamorphose, d.h. bei ansteigendem Druck, versucht, sich den ändernden Bedingungen durch eine Anreicherung von kleinen Fe^{2+} - und Mg^{2+} -Ionen (0,74 Å, bzw. 0,66 Å) und einer Eliminierung großer Ca^{2+} - und Mn^{2+} -Ionen (0,99 Å, bzw. 0,8 Å) anzupassen. Dies spiegelt sich in der Abnahme der Größe der Elementarzellen von Granat mit zunehmendem (FeO+MgO)/(CaO+MnO)-Verhältnis der Granate wider (Nandi, 1967). Allerdings bemerkte schon Sturt (1962), daß diese Variationen einen Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung der Gesteine aufweist, aus der die Granate stammen.

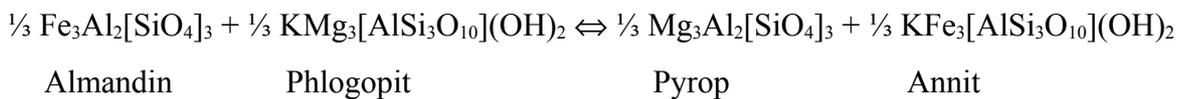
Der oben genannte Zusammenhang wurde von Sturt (1962) und Nandi (1967) empirisch an Granaten aus Metapeliten verschiedener Metamorphosegrade ermittelt. Die dabei von Sturt (1962) benutzten Granate weisen CaO-Gehalte zwischen 0,16 und 12,2 Gew.-% auf. Die detritischen Granate liegen mit 0 - 9 Gew.-% CaO in der gleichen Größenordnung und können somit zu Vergleichszwecken in das von Sturt (1962) und Nandi (1967) benutzte Diagramm (Abb. 13) eingetragen werden. Dabei wird deutlich, daß die detritischen Granate über einen relativ breiten Bereich streuen. Jedoch liegen die meisten der detritischen Granate, bis auf wenige Ausnahmen, in dem Bereich des Diagramms, der von Sturt (1962) und Nandi (1967) Granaten aus Gesteinen der Amphibolitfazies zugeordnet wird. Dies gilt auch für den Granat aus dem Geröll Mar1-30. Den höchsten (FeO+MgO)-Gehalt zeigt allerdings der Granat D86A aus den Famenne-Grauwacken des Erbsendorfer Paläozoikums. Er fällt in das Feld, in das nach Sturt (1962) und Nandi (1967) Granate aus Gesteinen der hochgradigen Amphibolitfazies (Sillimanit-Stadium) fallen.

Setzt man voraus, daß die detritischen Granate aus Metapeliten stammen (was nach einem Vergleich mit Granaten aus potentiellen Liefergesteinen durchaus möglich erscheint; vgl. Abb. 33 und Diskussion weiter unten) und/oder, daß dieses Diagramm auch auf Granate anwendbar ist, die nicht aus Metapeliten hergeleitet werden können, so könnte die Lage der detritischen Granate in diesem Diagramm dahingehend interpretiert werden, daß im Liefergebiet der Granate mit einer amphibolitfaziellen Überprägung der Gesteine zu rechnen ist.

Die darstellenden Punkte der Granate aus den Geröllen Teu-65 und Teu-75 dagegen liegen in diesem Diagramm (Abb. 13) durchweg in dem Bereich, der nach Sturt (1962) und Nandi (1967) Granaten aus Gesteinen der Grünschieferfazies zugeordnet werden kann. Ob diese Granate mit 15-20 Gew.-% CaO noch als calciumarme Granate angesehen werden können, damit die Bedingung für den oben aufgezeichneten Zusammenhang erfüllt ist, sei dahingestellt. Tatsächlich läßt sich aber auch aus den Dünnschliffen der Gerölle, zumindest für Teu-75, eine (retrograde) grünschieferfazielle Überprägung ableiten.

Hinweise auf eine (retrograde) grünschieferfazielle Metamorphose der Gerölle Teu-65 und Teu-75 aus dem Teuschnitzer Konglomerat liefern auch die Berechnungen von Temperaturdaten mit dem Granat-Biotit Geothermometer nach Kleemann & Reinhardt (1994), die für die beiden Gerölle durchgeführt wurden.

Das Granat-Biotit Geothermometer beruht auf dem Austausch von Mg und Fe zwischen Biotit und Granat:



Die Berechnungen erbrachten für die beiden Gerölle Temperaturen zwischen 400 und 500°C. Allerdings waren vor allem die Biotit-Analysen mit großen Fehlern und Unsicherheiten behaftet, so daß diese Temperaturangaben nur als grobe Abschätzungen verstanden werden sollten, auf die hier nicht weiter eingegangen wird. Außerdem fehlen in diesen Geröllen weitere verwertbare Mineralparagenesen, die es erlauben würden, die ermittelten Temperaturwerte zu überprüfen, bzw. zu testen, ob sich die Mineralparagenesen im Gleichgewicht befinden. Immerhin decken sich die Ergebnisse der Berechnungen aber mit den Resultaten der Betrachtung der Dünnschliffe (zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen im Liefergebiet des Flyschs siehe auch Kap. 5.2.2 und 5.2.3).

Die Tatsache, daß im Flysch fast ausschließlich unzonierte Granate auftreten, kann nur mit einer Homogenisierung der Granate erklärt werden, da primär jeder Granat eine Wachstumszonierung aufweist (Spear et al., 1991). Dabei bleibt unklar, ob die Homogenisierung der detritischen Granate schon im Liefergebiet (während oder nach der Metamorphose), oder erst nach der Sedimentation erfolgt ist.

Unter sehr hohen Metamorphosebedingungen (HT, Granulitfazies) kommt es zu inversen Zonierungen im Granat, da unter hohen Temperaturen eine verstärkte Diffusion stattfindet (Lopez Ruiz, 1976), die letztendlich zu einer Homogenisierung der Granate führt. Kurat & Scharbert (1972) fanden bei der Untersuchung von Granaten aus granulitfaziellen Gesteinen des Moldanubikums häufig homogen zusammengesetzte Granatkerne, was auch sie mit thermischer Diffusion erklären. Gleichzeitig halten sie aber auch eine Equilibrierung bei niedrigen Temperaturen für möglich.

Nach Chakraborty & Ganguly (1991) ist in einem Granat mit einem Radius von 1 mm bei einer Temperatur von 650°C (P = 5 kb) nach 100 Ma die Manganzonierung equilibriert. Bei einer Temperatur von 800°C (Granulitfazies) ist dies schon nach 1 Ma der Fall. Für kleine Granate geht der Equilibrierungsprozess wesentlich schneller vonstatten. Für einen Granat mit einem Ra-

dius von 250 µm ist das Manganprofil bei 650°C nach knapp 10 Ma, bei 800°C schon nach 10.000 bis 100.000 Jahren equilibriert. Für niedrigere Temperaturen dauert der Prozess der Equilibrierung entsprechend länger.

In den Kristallingebieten, die für den Flysch als potentielle Liefergebiete in Frage kommen, sind die Granate jedoch meist zoniert (vgl. unten). Nun sind für das Fehlen der zonierten Granate im Flysch mehrere Erklärungen denkbar:

- Die Granate wurden nach der Abtragung equilibriert. Hierfür wären aber sehr hohe Temperaturen, für die es in den Sedimenten keine Anzeichen gibt (der Flysch ist höchstens anchizonal überprägt), oder aber sehr lange Zeiträume nötig.
- Die Zonierung der Granate wird durch das Zerknacken der Minerale "verwischt". Hiergegen läßt sich anführen, daß dann zumindest Teilzonierungen überliefert sein müßten. Gegen eine Auslöschung der Zonierungen durch das Zerknacken der Minerale spricht auch das Auftreten zweier zonierter detritischer Granate, von denen der eine idiomorph ist, der andere aber als Bruchstück zu erkennen ist.
- Die dritte Möglichkeit ist, daß sich die detritischen Granate von keinem der heute anstehenden Kristallingebiete, bzw. aus keiner Gesteinseinheit dieser Gebiete, die meist zonierte Granate enthält, herleiten lassen.

Aus einem Vergleich der Analysen der detritischen Granate mit Literaturdaten von Granaten aus potentiellen Liefergebieten wird deutlich, daß die detritischen Granate relativ schlecht zu dem heute anstehenden Kristallin passen. Aus Abbildung 33 lassen sich allenfalls Parallelen der detritischen Granate zu Amphiboliten der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse, zu Metapeliten der ZEV, zu Amphiboliten der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen, sowie zu Granuliten des Moldanubikums erkennen. Allerdings zeigt die Abbildung 33 auch, daß, abgesehen von den Metapeliten der ZEV, nur ein kleiner Teil der Granate aus Gesteinen dieser Kristallingebiete eine Zusammensetzung zeigt, die der der detritischen Granate ähnlich ist. Daten von Granaten, deren Zusammensetzungen zu denjenigen der Granate aus den Geröllen Teu-65 und Teu-75 passen würden, liegen nicht vor.

Neben der allgemeinen chemischen Zusammensetzung der Granate muß aber auch, wie bereits oben angesprochen, berücksichtigt werden, daß fast alle Granate aus den potentiellen Liefergebieten einen Zonarbau aufweisen. Die meisten Granate aus dem heute anstehenden Kristallin passen aber schon aufgrund ihrer durchschnittlichen Zusammensetzung nicht zu den Granaten aus dem Flysch (vgl. Abb. 33).

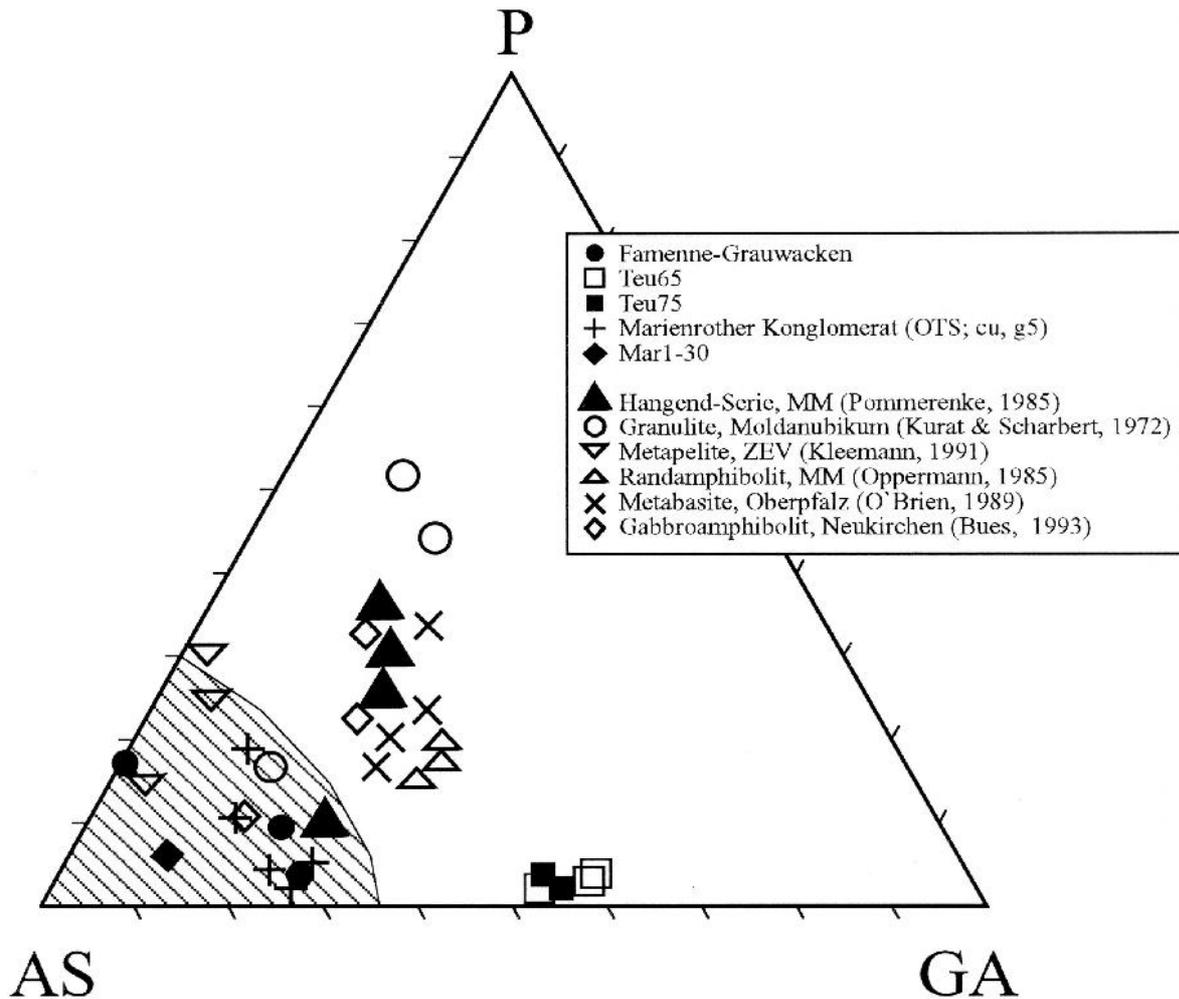


Abb. 33) Dreieckdiagramm mit Lage der Granate aus dem Flysch, sowie von Granaten aus potentiellen Liefergebieten. Für zonierte Granate werden die mittleren Zusammensetzungen angegeben. Zu Vergleichszwecken bringt eine getrennte Angabe von Kern- und Randzusammensetzungen in diesem Diagramm keinen wesentlichen Informationsgewinn. Das schraffierte Feld umfasst den Streubereich der detritischen Granate aus dem Horizont des Teuschnitzer Konglomerates (Probe D38; Obere Teuschnitzer Schichten). (AS = Almandin+Spessartin, P = Pyrop, GA = Grossular+Andradit).

- Granate aus Amphiboliten des Moldanubikums Nord-Bayerns weisen zwar ähnliche Grossulargehalte (15-25 Mol-%) wie die detritischen Granate auf, sind aber zoniert und besitzen deutlich höhere Pyropgehalte (23-41 Mol-%) (Rohrmüller, 1993).
- Granate aus Gesteinen der Münchberger Gneismasse zeigen oft prograde und/oder zweiphasige Zonierungen (O'Brien, 1991).

Granate aus dem Weißenstein-Eklogit weisen ungefähr folgende Zusammensetzung auf:

$ALM_{51-56}PYR_{19-24}GRS_{19-27}SPES_1$ (Franz et al., 1986).

O'Brien (1993a) beschreibt Granate ($ALM_{36-52}PYR_{18-45}GRS_{15-32}$), die amphibolitfazielle Granatkerne (frühe MP-Metamorphose) aufweisen und hochdruckmetamorph (Eklogitfazies) überprägt wurden. Diese Granate werden nach dem HP-Stadium wiederum retrograd amphibolitfaziell me-

tamorphisiert. Dabei bildet sich innerhalb schmaler Randbereiche eine retrograde Zonierung aus, in der Mg ab- und Fe zunimmt.

Stosch & Lugmair (1990) haben Granate aus dem Weißenstein-Eklogit mit 7-9 Gew.-% MgO, 8-11 Gew.-% CaO und ca. 20 Gew.-% FeO analysiert. In den detritischen Granaten liegen die MgO-Gehalte deutlich niedriger. Die CaO-Gehalte betragen bei den detritischen Granaten dagegen 0-9 Gew.-% und die FeO-Gehalte 20- >30 Gew.-%.

Die zonierten Granate in den Eklogiten der Münchberger Gneismasse deuten darauf hin, daß die Temperatur nicht höher als 700°C war (Klemd, 1989).

- Im Mariánské Lázně Komplex (Westböhmen) treten große (bis 5 mm), idiomorphe Granate mit homogenen Kernen und zonierten Randbereichen auf. In den Randbereichen dieser Granate nimmt Mg zu, und Fe und Ca nehmen ab. Diese Granate ($ALM_{31-49}PYR_{25-56}GRS_{18-29}SPES_{0,2-2}$) weisen deutlich höhere Pyropgehalte (O'Brien, 1991) als die Granate aus dem Flysch auf.
- In Granaten aus Gesteinen der Oberpfalz sind die Pyropgehalte ebenfalls zu hoch (40-55 Mol-%) und die Granate meist zoniert. Teilweise treten aber auch homogene Kernbereiche auf (O'Brien, 1991; Schuster, 1994).
- Aus retrograden Eklogiten der Oberpfalz (O'Brien, 1989) stammen Granate ($ALM_{38-56}PYR_{12-37}GRS_{14-29}SPES_{<7,5}AND_{<10}$), die typischerweise retrograd zoniert sind. Häufig treten dabei schmale retrograd zonierte Ränder auf. Die größte Variation zeigen diese Granate im Pyrop- und Almandingehalt. Grossular und Andradit sind dagegen meist homogen verteilt. Die retrograde Zonierung dieser Granate (O'Brien, 1989; Fig. 3) zeigt teilweise Ähnlichkeit zu der Zonierung des detritischen Granats T054 (Abb. 15). O'Brien (1989) gibt die Metamorphosebedingungen der retrograden Eklogite der Oberpfalz mit >15 kb / 710°C (Eklogitstadium) an. Danach erfolgte eine granulitfazielle Überprägung bei erhöhter Temperatur und abnehmendem Druck. Anschließend wurden die Gesteine retrograd amphibolitfaziell metamorphisiert.
- Auch Granate aus moldanubischen Eklogiten des Böhmisches Massivs (Tschechische Republik; Beard et al., 1992) sind typischerweise zoniert. Die Kerne sind meist folgenderweise zusammengesetzt: $ALM_{14-41}PYR_{28-67}GRS_{12-31}$. Bei diesen Granaten lassen sich zwei Zonierungstypen unterscheiden:
 - a) In pyropreichen und grossulararmen Granaten nimmt Almandin zum Rand hin zu, Pyrop nimmt ab. Grossular zeigt teilweise ± eine Zunahme. Diese Granate sind nur in einem ca. 100 µm breiten Randbereich zoniert.
 - b) In almandin- und grossularreichen Granaten nimmt Grossular zum Rand hin ab. Almandin und Pyrop nehmen zum Rand hin zu. Diese Zonierung findet in einem 200 µm breiten Randbereich statt. Vom Typ her ist sie ansatzweise mit dem Profil T054 (Abb. 15) vergleichbar.

Beide Zonierungstypen (a und b) werden von Beard et al. (1992) als retrograde Zonierungen interpretiert (Re-Equilibrierung während der Abkühlung und Dekompression). Die Pyropgehalte dieser Granate sind jedoch zu hoch, um sie mit den detritischen Granaten korrelieren zu können.

- Böhn & Okrusch (1993) beschreiben aus Granat-Amphiboliten der KTB stark und komplex zonierte Granate, die aufgrund retrograder Prozesse eine Anreicherung von Mn und Fe im Randbereich zeigen. Die chemische Zusammensetzung dieser Granate läßt sich nicht mit der der detritischen Granate aus dem Flysch vergleichen.
- Granate aus granulitfaziellen Gesteinen aus dem österreichischen Teil des Moldanubikums sind ebenfalls deutlich zoniert (Kurat & Scharbert, 1972). Generell nimmt dabei Calcium zum Rand hin ab und Eisen nimmt zu. Mangan ist meist homogen verteilt, eventuell am Rand angereichert. Eine homogene Verteilung der Elemente im Kernbereich dieser Granate wird auf die HT-Überprägung während der granulitfaziellen Metamorphose zurückgeführt.

Wie aus Abb. 33 zu ersehen ist, zeigen die Zusammensetzungen dieser Granate teilweise Parallelen zu den detritischen Granaten. Jedoch sind die Pyrop- und Grossulargehalte in der Regel in den Granaten aus den granulitfaziellen Gesteinen deutlich höher (12-45 Mol-% Grossular, 15-50 Mol-% Pyrop).

Kurat & Scharbert (1972; Fig. 1c) beschreiben einen zonierten Granat, dessen Zonierungsmuster Ähnlichkeiten zum Profil T054 (Abb. 15) aufweist, obwohl der granulitfazielle Granat weniger FeO und CaO besitzt als der detritische Granat. Beide Granate zeigen eine mehr oder weniger homogene Verteilung der Elemente Fe und Ca im Granatkern und eine zum Rand hin ansteigende Konzentration von MnO, FeO und MgO. Da im Gegensatz zu dem von Kurat & Scharbert (1972) beschriebenen Granat der detritische Granat T054 im Kern noch seine normale Mangan-Wachstumszonierung besitzt, kann eine HT-Überprägung des detritischen Granats ausgeschlossen werden.

Die inverse Manganzonierung im Randbereich kann nach Kurat & Scharbert (1972) durch 4 Faktoren erklärt werden:

- 1) Equilibrierung des Granats an abnehmende Temperaturen während oder nach der Kristallisation,
- 2) sich ändernde Kristallisationsraten,
- 3) späte Mineralreaktionen (Freisetzung von Mangan, eventuell durch den Zerfall von Ilmenit (Lopez Ruiz, 1976)) oder
- 4) Druckänderungen.

Für metamorphe Gesteine aus großen Tiefen schließen Kurat & Scharbert (1972) Änderungen der Kristallisationsraten als Verursacher inverser Zonierungen aus, da sie nicht sehr effektiv sein

sollen. Späte Mineralreaktionen können im Fall des Profils T054 nicht ausgeschlossen werden, da die ursprünglichen Mineralparagenesen des detritischen Granats nicht bekannt sind. Um die Elementverteilung in Granaten zu beeinflussen, sind nach Kurat & Scharbert (1972) große Druckänderungen nötig, weswegen sie diesen Mechanismus als Verursacher der inversen Manganzonierung ebenfalls weitgehend ausschließen. Als einzigen wirksamen Mechanismus, um eine inverse Manganzonierung auszubilden, sehen diese Autoren dagegen ein Granatwachstum bei fallenden Temperaturen an. Hierbei unterscheiden sie wiederum zwei Möglichkeiten:

- a) Der Granat kristallisiert am oder nahe dem Metamorphosepeak. Aufgrund hoher Temperaturen ist die Mobilität von Mangan im Granat hoch genug, sich diffusiv an die fallenden Temperaturen an der Granat-Matrix-Grenze anzupassen (zunehmender Fraktionierungskoeffizient). Hierbei ist weder eine Rekristallisierung, noch ein Weiterwachstum des Granats nötig.
- b) Der Granatkern bildet sich am oder nahe dem Metamorphosepeak und zeigt ein kontinuierliches Wachstum bei abnehmender Temperatur.

Das Profil T054 (Abb. 15) zeigt eine kontinuierliche Abnahme des $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnisses zu den Rändern hin. Nach Spear et al. (1991) ist dies aber ein Hinweis auf steigende Temperaturen (+T/-P oder +T/+P oder isobare Verhältnisse). Bei abnehmenden Temperaturen steigt nach diesen Autoren das $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnis an. Dies bedeutet, daß sich das Profil T054, die Interpretation inverser Manganzonierungen nach Kurat & Scharbert (1972), sowie das Verhalten des $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnisses im Profil T054 und seine Interpretation nach Spear et al. (1991) nicht ohne weiteres auf einen Nenner bringen lassen.

Auch Lopez Ruiz (1976) führt inverse Manganzonierungen auf Granatwachstum bei fallenden Temperaturen zurück. Im allgemeinen führt er mehrphasige Deformation und Diaphtorese als Ursachen für manganangereicherte Granatränder an. Hierbei spielt eine partielle Resorption von Granat inklusive interner Diffusion (aufgrund sich ändernder P- und/oder T-Bedingungen) eine Rolle. Bei diesen Vorgängen verbleibt Mangan entweder im Restgranat oder wird erneut eingebaut. Zusätzlich wird die Anreicherung von Calcium durch die Anwesenheit von Ca-Mineralen im Gestein bestimmt.

Nach Lopez Ruiz (1976) zeigen Granate aus Magmatiten (Kalk-Alkali Gesteine, Granitoide) ebenfalls oft manganreiche Ränder. Im Unterschied zu Metamorphiten soll dabei häufig gleichzeitig eine Ca-Zunahme zum Rand hin auftreten.

- Die Granate aus dem Randamphibolit der Münchberger Gneismasse (Oppermann, 1985) liegen in Abb. 33, bedingt durch ihre chemische Zusammensetzung (z.B. höhere Ca-Gehalte: 11-13 Gew.-% CaO), relativ weit entfernt vom Feld der detritischen Granate.

- Aufgrund hoher Pyropgehalte gilt dies auch für die meisten Granate aus Metabasiten der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse (Pommerenke, 1985), obwohl die CaO-Gehalte (7-10 Gew.-%) denen der detritischen Granate (0-9 Gew.-%) ähnlich sind. Der zonierte Granat T054 paßt sowohl bezüglich seines CaO-, als auch seines MnO- und MgO-Gehaltes zu den Granaten aus den Metabasiten der Hangend-Serie. Letztere weisen ebenfalls einen Zonarbau auf, der von Pommerenke (1985) aber nur an einem einzigen, nur sehr grobem Profil, welches eine normale Zonierung aufweist, beschrieben wird. Es wird nicht klar, ob, wie, und in welchem Umfang alle Granate aus den Metabasiten der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse zoniert sind.
- In Gesteinen aus der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen (Nordost-Bayern, Tepla-Barandium) treten sowohl unzonierte, als auch zonierte Granate auf (Bues, 1993). Teilweise sind sie sehr pyropreich (ca. 30 Mol-%), teilweise almandinbetont. Die almandinreichen Granate passen bezüglich ihrer Zusammensetzung zu den detritischen Granaten (Abb. 33).
- In Metabasiten (Amphiboliten) aus der KTB-Vorbohrung (ZEV) treten unzonierte, almandin- und grossularbetonte Granate auf (Patzak et al., 1991), die Ähnlichkeiten zu den detritischen Granaten aus dem Flysch zeigen. Die Granate aus den Amphiboliten besitzen folgende Zusammensetzungen:
 - a) $ALM_{49-62}PYR_{9-22}GRS_{21-33}SPES_{0-5}AND_{0-4}$
 - b) $ALM_{51-66}PYR_{11-22}GRS_{16-22}SPES_{1-2}AND_{2-4}$
 Granate aus Metagabbros der KTB-Vorbohrung ($ALM_{39-52}PYR_{16-36}GRS_{17-31}SPES_{0-2}AND_{0-3}$) zeigen dagegen asymmetrische Zonierungen und im Vergleich zu den detritischen Granaten höhere Pyrop- und Grossulargehalte.
- Homogene Granate ($ALM_{70-80}PYR_{14-18}SPES_{4-10}GRS_{1-4}$), die aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung zu den detritischen Granaten passen, werden von Reinhardt (1992) aus amphibolitfaziellen Gneisen der KTB-Bohrung beschrieben. Teilweise besitzen diese Granate Ca-reiche Kerne (bis 10 Mol-% Grossular). Diese hohen Ca-Gehalte werden mit der Anwesenheit von Ca-Mineralen (Epidot, Calcit) erklärt. Granatränder mit einer Mangananreicherung können gleichfalls beobachtet werden. Granate aus Teufen > 2700 m zeigen Anwachssäume, in denen Mn und Mg abgereichert und Fe und Ca angereichert sind.
- In einem retrograden Eklogit der KTB-Erkundungsbohrung VSP-1 (ZEV) treten Granate auf, deren Pyrop+Grossular-Komponenten ungefähr denen der detritischen Granate entsprechen ($ALM_{48-54}PYR_{16-24}GRS_{24-27}SPES_{1-2}$), deren Almandin-Komponente jedoch zu niedrig ist und die außerdem zoniert sind (O'Brien, 1991).

- Die Granate aus der ZEV, die in Abb. 33 eine relativ große Übereinstimmung mit den detritischen Granaten zeigen, stammen aus Granat-Disthen-Zweiglimmergneisen (Kleemann, 1991). Diese Granate zeigen homogene Granatkerne und 16-18 Mol-% Pyropkomponente. Der Pyropgehalt nimmt dabei zum Rand hin ab. Kleemann (1991) gibt die Metamorphosebedingungen dieser Gesteine mit 6-8 kb / $650 \pm 30^\circ\text{C}$ (GASP; Granat-Biotit) an. Die Herkunft der detritischen Granate von diesen Metapeliten (Granate mit homogenen Kernbereichen) erscheint durchaus denkbar. Dies gilt auch für retrograde Metapelite der ZEV (Kleemann, 1991), die ungefähr folgende Zusammensetzungen aufweisen: $\text{ALM}_{70-80}\text{PYR}_{8-11}\text{SPES}_{7-19}$ und 1-4 Mol-% CaO besitzen. Auch diese Granate würden in Abb. 33 in das Feld der detritischen Granate fallen. Die Granate aus Granuliten der ZEV (Michldorf; Kleemann, 1991) dagegen weisen wesentlich höhere Pyropgehalte als die detritischen Granate auf.
- Aus dem Bereich des Domazlice-Kristallins (Tepla-Barrandium) werden von Cháb & Záček (1994), Helferich & Zulauf (im Druck), Helferich et al. (1995) und Zulauf et al. (1995a) Granate beschrieben, die der prograden cadomischen Metamorphose zugeordnet werden. Diese Granate treten sowohl in der Granat-, als auch in der Staurolith-Disthen-Zone auf. Die Granate der Granat-Zone sind sehr variabel zusammengesetzt (Nachfolgende Angaben von Zulauf, freundliche mündliche Mitteilung): Sie besitzen Pyropgehalte von maximal 10 Mol-%. Der Almandingehalt liegt zwischen 45 Mol-% in Metagrauwacken und 90 Mol-% in Metapeliten. Der Grossulargehalt liegt in der Regel zwischen 1 und 5 Mol-%, teilweise kann er in Metagrauwacken bis ca. 30 Mol-% erreichen. Der Anteil der Spessartinkomponente beträgt zwischen 10 und 20 Mol-%. Generell weisen die Granate des Domazlice-Kristallins Anzeichen für ein einfaches, progrades Wachstum bei steigender Temperatur auf (Helferich et al., 1995). Die Granate aus der Granat-Zone zeigen eine progressive Zonierung mit spessartin- und grossularreichen Kernen. Mn, Ca und das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis nehmen zum Rand hin ab, wobei für Mn eine glockenförmige Verteilung ausgebildet ist. Die Gehalte an Fe und Mg nehmen zum Rand hin zu (Cháb & Záček, 1994; Helferich & Zulauf, im Druck; Helferich et al., 1995). In Granaten aus Metagrauwacken zeigt Ca eine glockenförmige Verteilungskurve (Helferich et al., 1995). Die Granate aus der Staurolith-Disthen-Zone sind schwächer zoniert als die aus der Granat-Zone. Sie besitzen Ca-reiche Ränder und weisen im Randbereich eine Zunahme von Fe und eine Abnahme von Mn auf (Cháb & Záček, 1994; Helferich et al., 1995).

In den Gesteinen des Domazlice-Kristallins treten im Gegensatz zu denen des Tepla Hochlandes (S' Tepla) keine variszisch gebildeten Granate auf (Helferich et al., 1995; Zulauf et al., 1995a). In den Gesteinen des Tepla Hochlandes überwächst die zweite, variszische Granatgeneration die Granate der ersten, cadomischen Generation. Die variszischen Granate wachsen auch in Druck-

schattenbereichen der cadomischen Granate. Beide Granatgenerationen unterscheiden sich sowohl textuell, als auch in ihren chemischen Zusammensetzungen (Záček, 1994; Zulauf et al., 1995a). Die Granate der Granatgeneration I zeigen folgende Zusammensetzung: $ALM_{55-80}PYR_{4,5-15}GRS_{22-1,5}SPES_{2,5-4,4}AND_{3,8-0}$; die der Granatgeneration II sind folgendermaßen zusammengesetzt: $ALM_{70-75}PYR_{9-16}GRS_{2-10}SPES_{7-18}AND_{0-3,5}$, wobei oft homogen zusammengesetzte Kerne auftreten (Záček, 1994). Weiterhin besitzen die Granate des Tepla-Hochlandes sehr große Einschlüsse, die vor allem im Randbereich der Granate auftreten. In Granaten des Domazlice-Kristallins dagegen treten, wenn überhaupt, nur sehr kleine Einschlüsse auf (Zulauf, mündliche Mitteilung).

Ein Vergleich mit den detritischen Granaten aus dem saxothuringischen Flysch zeigt, daß bezüglich der Zusammensetzungen der Granate deutliche Ähnlichkeiten zwischen den detritischen Granaten ($ALM_{55-75}PYR_{<20}GRS_{3-26}SPES_{0-26}AND_{<4,5}$) und denen aus dem Domazlice/Tepla-Kristallin bestehen. Allerdings sind die Granate im Domazlice/Tepla-Kristallin meist zoniert.

Ein Vergleich der Zonierungsmuster der Granate des Domazlice/Tepla-Kristallins mit den Profilen T-054 und T364-1 (Abb. 15 und 16) läßt aber auch hier Ähnlichkeiten erkennen: Sowohl im Granat T-054, als auch in den Granaten des Domazlice-Kristallins nehmen die Gehalte von Mg zum Rand hin zu und ist eine normale Zonierung für Mn und das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis ausgebildet. Weiterhin treten jeweils Ca-reiche Kerne auf, wobei der Ca-Gehalt vom Kern zum Rand abnimmt. Allerdings zeigt das Profil T-054 (Abb. 15) eine deutliche Ca- und Fe-Zunahme im Randbereich des Granats. Auch die Granate des Tepla-Kristallins zeigen im Randbereich einen sprunghaften Anstieg der Grossularkomponente (Záček, 1994). Das Profil T364-1 (Abb. 16) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Zonierungsmuster im Randbereich eines Granates aus einer Metagrauwacke des Domazlice-Kristallins, der von Helferich & Zulauf (im Druck) beschrieben wird.

Aufgrund der dargestellten Übereinstimmungen erscheint es durchaus möglich, daß zumindest ein Teil der detritischen Granate aus Gesteinen des Domazlice/Tepla-Kristallins stammen könnte. Am wahrscheinlichsten scheint dies für Granate aus Gesteinen im Kontaktbereich zu frühpaläozoischen (kambro-ordovizischen) Granitintrusionen. In diesen Fällen ist die Zonierung der Granate equilibriert (Zulauf, freundliche mündliche Mitteilung).

- Granate aus kambrischen Grauwacken der Tiefenbach-Wechselfolge des Frankenwaldes (Schäfer et al., 1994) zeigen Zusammensetzungen, die denen der detritischen Granate aus dem saxothuringischen Flysch entsprechen. Eine Umlagerung dieser Granate, die zum einen aus sauren Plutoniten oder schwach metamorphen Metapeliten, und zum anderen aus amphibolitfazialen (Ortho-) Gneisen hergeleitet werden (Schäfer et al., 1994), ist nicht auszuschließen.

Zusammenfassung:

Zusammenfassend läßt sich aus den Ergebnissen der Mikrosondenanalysen der detritischen Granate aus dem saxothuringischen Flysch ableiten, daß vom Oberdevon bis zum Unterkarbon keine wesentlichen Veränderungen in den Zusammensetzungen der Granate auftreten. Die detritischen Granate aus den Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums liegen in Abb. 12 in nächster Nähe zu den detritischen Granaten aus den unterkarbonischen Grauwacken. Bis auf zwei Ausnahmen sind alle detritischen Granate unzoniert. Die relativ hohen CaO-Gehalte der detritischen Granate sprechen für calciumreiche Muttergesteine. In Frage kommen z.B. Kalk-Silikate, Metabasalte und Metagabbros.

Nach Sturt (1962) und Nandi (1967) könnte die Lage der meisten detritischen Granate in Abb. 13 für eine amphibolitfazielle Überprägung im Liefergebiet sprechen. Granate in Geröllen aus dem Teuschnitzer Konglomerat liefern Hinweise auf eine (retrograde) grünschieferfazielle Metamorphose.

Eine sichere Anbindung der detritischen Granate an das heute anstehende Kristallin ist nicht möglich. Es gibt jedoch Übereinstimmungen der detritischen Granate mit:

- unzonierten, almandinreichen Granaten aus der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen;
- unzonierten, almandin-, sowie almandin- und grossularbetonten Granaten aus Gneisen und Metabasiten der KTB-Vorbohrung;
- sowie teilweise mit Granaten aus Metabasiten der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse.
- Die Zonierung des detritischen Granats T054 zeigt teilweise Ähnlichkeit mit Zonierungsmustern von Granaten aus retrograden Eklogiten der Oberpfalz.
- Die deutlichsten Ähnlichkeiten bestehen jedoch zu Granaten aus Metapeliten der ZEV und zu Granaten aus Gesteinen des Domazlice/Tepla-Kristallins. Aber auch eine Umlagerung aus älteren Sedimenten (kambrische Grauwacken der Tiefenbach-Wechselfolge des Frankenwaldes) kann nicht ausgeschlossen werden.

5.2.2 AMPHIBOL

Der Vergleich verschiedener chemischer Parameter der detritischen Amphibole aus dem oberdevonischen Flysch des Erbdorfer Paläozoikums mit nachberechneten Literaturdaten von Amphibolen aus potentiellen Liefergesteinen (Abb. 17, 18 und 34) zeigt Möglichkeiten zur Anbindung der Amphibole aus den Famenne-Grauwacken an ein Liefergebiet auf. Gleichzeitig wird aus diesen Abbildungen deutlich, daß sich einige der Amphibole aus potentiellen Liefergebieten,

bzw. die Gesteine aus denen diese Amphibole stammen, nur schlecht oder gar nicht mit den detritischen Amphibolen in Verbindung bringen lassen.

Die geringsten Übereinstimmungen mit den detritischen Hornblenden zeigen Amphibole aus eklogitfaziellen Gesteinen des Erzgebirges (Schmädicke et al., 1992) und Amphibole aus retrograden Eklogiten der Münchberger Gneismasse (O'Brien, 1993b).

Die Amphibole aus eklogitfaziellen Gesteinen des Erzgebirges (Schmädicke et al., 1992) sind meist Aktinolithe (Abb. 17). Im Amphibolspektrum dieser Gesteine treten jedoch auch zum großen Teil Edenite, pargasitische Hornblenden und Pargasite (ca. 50%) auf, die alle eine Alkali- enbesetzung mit $(\text{Na}+\text{K})_A > 0,50$ besitzen, und die hier nicht dargestellt werden. Amphibole mit $(\text{Na}+\text{K})_A > 0,50$ treten im oberdevonischen Flysch nicht auf. Die Amphibole aus eklogitfaziellen Gesteinen des Erzgebirges mit $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50$ passen aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzungen ebenfalls nicht zu den detritischen Amphibolen. Die Eklogite des Erzgebirges scheiden somit als Liefergesteine der detritischen Amphibole aus.

Für die Amphibole aus retrograden Eklogiten der Münchberger Gneismasse (O'Brien, 1993b) gilt das gleiche wie für die Amphibole aus dem Erzgebirge. Auch hier zeigen mindestens 50% der Amphibole eine Alkali- enbesetzung mit $(\text{Na}+\text{K})_A > 0,50$. Auch diese Gesteine scheiden als Liefergesteine der detritischen Amphibole aus.

Die meisten der in den Abbildungen 17 und 18 dargestellten Literaturdaten von Amphibolen zeigen teilweise Analogien zu den detritischen Hornblenden.

Die Amphibole aus dem Weißenstein-Eklogit der Münchberger Gneismasse (Franz et al., 1986) lassen sich alle im gleichen Klassifikationsdiagramm ($(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50$) wie die detritischen Amphibole darstellen (Abb. 17), zeigen jedoch meist ein höheres $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis und/oder einen größeren Anteil der Tschermak-Komponente. In Abb. 18 liegen sie, je nach aufgetragenem Parameter, mehr oder weniger weit entfernt von den detritischen Amphibolen.

Amphibole aus Hornblende-Plagioklas Myloniten des Tepla-Barrandiums (Westböhmisches Scherzone (WBZ); Zulauf, 1994) variieren zwischen Aktinolithen und Tschermakiten. Da die WBZ wahrscheinlich zwischen 330 und 310 Ma aktiv war (Zulauf, 1994) können nur die prä-kinematischen Amphibole aus diesem Gebiet für einen Vergleich mit den detritischen Amphibolen in Frage kommen. Die prä-kinematischen Amphibole sind aber allesamt Aktinolithe und passen demnach nicht zu den detritischen Hornblenden.

Die Amphibole aus Gesteinen der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen (Tepla-Barrandium; Bues, 1993) mit einer Alkali- enbesetzung $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50$ zeigen in Abb. 17 teilweise Analogien zu den detritischen Amphibolen. Allerdings weisen sie bezüglich ihrer Zusammensetzung eine

große Streuung auf. Dies zeigt sich auch in Abb. 18, wo sich nur ein kleiner Teil dieser Amphibole mit den detritischen Amphibolen korrelieren läßt. Außerdem kommt hinzu, daß im Amphibolspektrum der Gabbroamphibolitmasse bis zu 50% der Amphibole eine Alkalienbesetzung mit $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} > 0,50$ besitzen. Bei diesen Amphibolen handelt es sich im wesentlichen um Pargasite. Diese Pargasite sollen primäre Amphibole darstellen, während die Si-reicheren Magnesio-Hornblenden und die aktinolithischen Hornblenden auf die post-intrusive Metamorphose zurückgeführt werden (Bues, 1993).

Analysen von Amphibolen aus Gesteinen des größten Metabasit-Komplexes im Böhmischem Massiv, dem Mariánské-Lazné-Komplex (MLK), wurden freundlicherweise von V. Stédra (Geologischer Dienst Prag) zur Verfügung gestellt. Diese Analysen wurden ebenfalls neu berechnet, um sie mit den Analysen der detritischen Amphibole direkt vergleichbar zu machen. Bei allen der 54 vorliegenden Amphibolanalysen handelt es sich um Ca-Amphibole. Die darstellenden Punkte dieser Amphibole sind jedoch in den Abbildungen 17, 18 und 34 nicht abgebildet. Nur 39 der vorliegenden Amphibole aus Gesteinen des MLK lassen sich direkt mit den detritischen Amphibolen vergleichen. Das heißt, sie sind im gleichen Klassifikationsdiagramm darstellbar. Meist handelt es sich dabei um Magnesio-Hornblende und tschermakitische Hornblende. Jedoch zeigen die Amphibole des MLK eine wesentlich größere kompositorische Streuung als die detritischen Amphibole. Dies äußert sich vor allem auch bei einem Vergleich der in Abb. 18 gegeneinander aufgetragenen Parameter. Hierbei zeigen die Amphibole des MLK nur eine sehr schlechte Korrelation mit den detritischen Amphibolen. Eine Herkunft der detritischen Amphibole der Famenne-Grauwacken vom Mariánské-Lazné-Komplex erscheint daher unwahrscheinlich. Allerdings könnten K-Ar Abkühlalter von Hornblenden zwischen 386 und 362 Ma, sowie von Biotit (369 ± 4 Ma) (Kreuzer et al., 1988, 1989) darauf hindeuten, daß dieses Gebiet zur Zeit des Famenne (ca. 365 Ma) Abtragungsgebiet war.

Amphibole aus Metabasiten der nördlichen Oberpfalz (Rohrmüller, 1993; in den Abb. 17, 18 und 34 nicht dargestellt) zeigen eine sehr variable Zusammensetzung. Das Spektrum reicht von Pargasiten über Edenite zu Aktinolithen, Magnesio-Hornblenden und Tschermakiten. Von diesen Amphibolen läßt sich ein Großteil nicht in Abb. 17 darstellen. Hieraus folgt, daß die Amphibolite der nördlichen Oberpfalz nicht als Liefergesteine der detritischen Amphibole in Frage kommen.

Dies gilt auch für Metabasite aus der KTB-Bohrung (Bühn & Okrusch, 1993; O'Brien et al., 1992; Patzak et al., 1991), in denen mindestens 50% der Amphibole nomenklatorisch/chemisch (Pargasite, retrograde Aktinolithe) nicht zu den detritischen Amphibolen passen. Die Amphibolaten von O'Brien et al. (1992), die sich, aufgrund ihrer Alkalienbesetzung ($(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0,50$), mit

den detritischen Amphibolen vergleichen lassen, sind in Abb. 18 dargestellt. Auch hier zeigen sich deutliche Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung.

Auch die Ca-Amphibole aus retrograden Eklogiten der Oberpfalz zeigen eine sehr variable Zusammensetzung. Mindestens 50% sind Pargasite, Edenite und Hastingsite (O'Brien, 1989). Aus diesem Grund scheiden auch diese Gesteine als Liefergesteine der detritischen Amphibole aus.

Die Amphibole aus Metabasiten der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse (Pommerenke, 1985) sind durchweg Ca-Amphibole (Aktinolith, Magnesio-Hornblende und vor allem tschermakitische Hornblende und Tschermakit), die sich alle im gleichen Klassifikationsdiagramm wie die detritischen Hornblenden darstellen lassen. Die Aktinolithe, die neben Magnesio-Hornblenden hauptsächlich in Eklogit-Amphiboliten der Hangend-Serie auftreten, werden auf retrograde Prozesse zurückgeführt (Pommerenke, 1985). Im Klassifikationsdiagramm nach Leake (1978) zeigen die Amphibole aus den Metabasiten der Hangend-Serie deutliche Unterschiede zu den detritischen Amphibolen (Abb. 17). Diese Unterschiede werden auch in Abb. 18 deutlich, obwohl sich hier auch teilweise Ähnlichkeiten zu den detritischen Amphibolen zeigen. Dies ist vor allem für die Alkalienbesetzung $(Na+K)_A$ der Fall (mittleres Diagramm in Abb. 18). Aufgrund der deutlichen Unterschiede wird aber eine Herkunft der detritischen Hornblenden von den Metabasiten der Hangend-Serie für unwahrscheinlich gehalten.

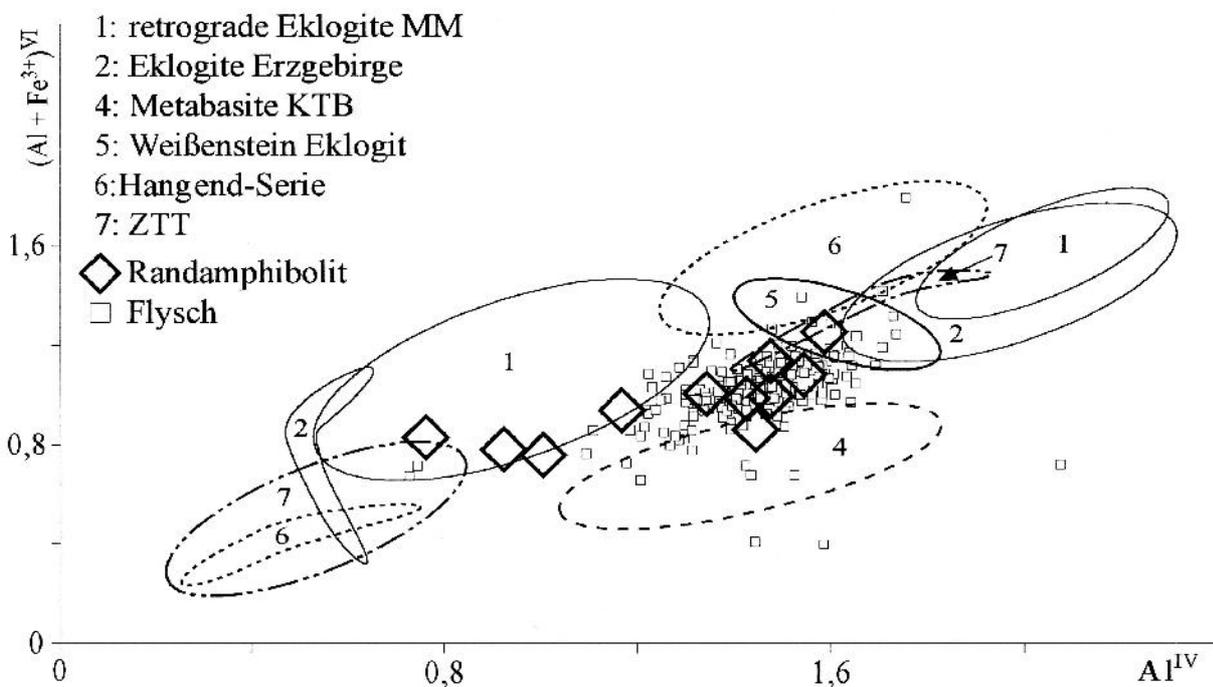


Abb. 34) Vergrößerung des unteren Diagramms aus Abb. 18. Die einzelnen Datenpunkte der potentiellen Liefergesteine sind durch Felder ersetzt, die die Streubreite angeben. Die Analysen der Amphibole des Randamphibolits sind als Rauten, die der detritischen Amphibole als offene Quadrate dargestellt.

Die einzigen Amphibole aus Gesteinen eines potentiellen Liefergebietes, die in allen Diagrammen eine sehr gute Übereinstimmung mit den detritischen Amphibolen aus den oberdevonischen Grauwacken zeigen, sind die aus dem Randamphibolit der Münchberger Gneismasse (Abb. 17, 18 und 34). In der Randamphibolit-Serie der Münchberger Gneismasse treten durchweg Ca-Amphibole (Aktinolith bis Tschermakit) auf (Oppermann, 1985). Dabei handelt es sich in den Prasiniten der Phyllit-Prasinit-Serie meist um Aktinolithe, die bis zu 30 Vol.-% des Gesteins bilden. Andere Amphibole (tschermakitische Hornblenden) treten hier nur untergeordnet auf. Die eigentlichen Randamphibolite bestehen bis zu 70 Vol.-% aus Amphibol. Hauptsächlich handelt es sich dabei um tschermakitische Hornblenden. Retrograd tritt auch (sehr kleiner) Aktinolith auf (Oppermann, 1985).

Die Übereinstimmungen zwischen den Amphibolen aus dem Randamphibolit und den detritischen Hornblenden ist so gut, daß man sie miteinander korrelieren kann. Das heißt, daß der Randamphibolit der Münchberger Gneismasse (oder eine dazu äquivalente, bereits abgetragene Einheit) einen Teil des Liefergebietes der Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums darstellen- und das Liefergestein der detritischen Amphibole sein könnte. Alle anderen, hier dargestellten, hornblendeführenden Gesteine des Moldanubikums und des Saxothuringikums kommen dagegen als Liefergesteine nicht in Frage.

Dies bedeutet, daß der Randamphibolit spätestens im Famenne (ca. 365 Ma) die Oberfläche erreicht hat. Radiometrische Daten, die Hinweise auf das Protolithalter des Randamphibolits geben könnten liegen, ebenso wie Datierungen des Metamorphosepeaks, nicht vor. Ein Teil der bekannten K-Ar Daten von Hornblenden gruppiert sich um ein Abkühlalter von 384 ± 4 Ma (Franke et al., 1995; Kreuzer et al., 1988, 1989; Oppermann, 1985). Dies ist in guter Übereinstimmung mit entsprechenden Daten aus den überlagernden Einheiten und ein Indiz für eine frühdevonische Metamorphose des Randamphibolits. Hieraus folgt eine rasche Exhumierung des Randamphibolits, der schon kurze Zeit nach seiner Metamorphose die Oberfläche erreicht und abgetragen wird.

Amphibole als Temperatur- und Druckindikatoren

Amphibole werden in der Literatur oft als Temperatur- und Druckindikatoren bei der Magmenkristallisation und der Metamorphose benutzt. Hierzu sind unterschiedliche Ansätze gemacht worden, verschiedene chemische und/oder strukturelle Parameter der Amphibole als Thermo- oder Barometer zu nutzen:

So gibt es z.B. nach Brown (1977) einen Zusammenhang zwischen der Crossit-Komponente (NaM_4) der Amphibole (d.h., Na auf Position B der allgemeinen Amphibolformel) und dem Me-

tamorphosedruck. Bei geeigneten Paragenesen sollen die Amphibole mehr NaM_4 in ihr Gitter einbauen. Auch Wetzel (1974) sieht einen Zusammenhang zwischen der Na-Zunahme in den Amphibolen und dem Metamorphosegrad. Bard (1970) dagegen vertritt die Auffassung, daß die Zusammensetzung der Amphibole von der Gesamtgesteinschemie abhängt. Als einziger Parameter würde dabei der Gehalt von (Na+K) auf der Position A eine Korrelation mit dem Grad der Metamorphose zeigen. Engel & Engel (1962) geben ebenfalls an, daß der Na-Gehalt bei progressiver Metamorphose zunimmt. Dem widerspricht allerdings Altenberger (1991), der feststellt, daß der Natriumgehalt in Amphibolen, aufgrund von Wechselwirkungen mit Plagioklas, eine deutliche Korrelation mit der Gesamtgesteinschemie zeigt.

Als wichtige Parameter haben sich dagegen der Al- und der Ti-Gehalt der Amphibole erwiesen: Schon Engel & Engel (1962) haben gezeigt, daß der Ti-Gehalt der Amphibole bei progressiver Metamorphose (+T) zunimmt. Hierbei besteht jedoch ein Zusammenhang mit der Gesamtgesteinschemie. Eine Voraussetzung, die erfüllt sein muß, ist das ausreichende Vorhandensein von Titan (angezeigt durch das Auftreten einer Ti-Phase im Gestein, z.B. Ilmenit). Hietanen (1974) dagegen sieht eine größere Abhängigkeit des Ti-Gehaltes von der Gesamtgesteinschemie als von der Metamorphose. Ihrer Meinung nach reflektiert der Ti-Gehalt der Amphibole lediglich den Gehalt an verfügbarem Titan im Gestein. Auf der anderen Seite hat Raase (1974) empirisch einen (druckunabhängigen) Zusammenhang zwischen dem Ti-Gehalt der Amphibole und der Metamorphosetemperatur erarbeitet. Der Ti-Gehalt der Amphibole nimmt dabei vom Übergang Grünschiefer- zu Amphibolitfazies (0 - 0,08 Ti/f.u.) über Untere- und Obere-Amphibolitfazies bis zur Hornblende-Granulitfazies (0,15 - 0,3 Ti/f.u.) stetig zu, wobei allerdings relativ große Überschneidungen auftreten. Hynes (1982) stellt dagegen lediglich fest, daß bei niedrigen Drucken gebildete Amphibole höhere Ti/Al-Verhältnisse besitzen. Terabayashi (1993) wiederum konnte feststellen, daß Ca-Amphibole zwar mit ansteigendem Metamorphosegrad Ti-reicher werden, dies jedoch nicht immer der Fall sei und zudem eine Abhängigkeit vom FeO/MgO-Verhältnis im Gestein besteht. In MORB-Typ Basalten soll der Ti-Gehalt positiv mit dem FeO/MgO-Verhältnis korrelieren, was dazu führen kann, daß, je nach FeO/MgO-Verhältnis im Gesamtgestein, Amphibole aus gleichen Metamorphosestadien unterschiedliche Ti-Gehalte aufweisen.

Trotz aller einschränkenden Faktoren hat Otten (1984) empirisch ein Amphibol-Geothermometer aufstellen können. Diesem Geothermometer liegt zugrunde, daß der Ti-Gehalt der Amphibole mit steigender Kristallisationstemperatur zunimmt. Voraussetzung ist eine Ti-Sättigung des Gesamtgesteins (der Schmelze), die durch die Anwesenheit einer Ti-Phase (z.B. Ilmenit, Titanit) angezeigt wird. Dieser Zusammenhang wird auch von Altenberger (1991) bestätigt. Als weiteren beeinflussenden Parameter führt dieser jedoch noch die Sauerstoff-Fugazität an.

Das von Otten (1984) aufgestellte Amphibol-Thermometer beruht auf dem Datensatz von Helz (1973), die experimentell die Amphibolbildung in basaltischen Schmelzen bei 5 kb und 700-1000°C untersucht hat. Dabei hat sie festgestellt, daß die temperaturabhängige Variation der Amphibolzusammensetzung von kristallchemischen Parametern kontrolliert wird und nicht von der Schmelzzusammensetzung abhängt (Helz, 1973; zitiert in Otten, 1984). Otten (1984) schließt daraus, daß das Amphibol-Thermometer sowohl auf magmatische-, wie auch auf Subsolidus-Amphibole angewendet werden kann.

Otten (1984) gibt folgende Formeln zur Temperaturbestimmung an:

Für $T > 970^{\circ}\text{C}$:	$T [^{\circ}\text{C}] = (273 \cdot \text{Ti}) + 877$
Für $T < 970^{\circ}\text{C}$:	$T [^{\circ}\text{C}] = (1204 \cdot \text{Ti}) + 545$

Ti ist dabei der Titangehalt der Amphibole in Ti pro Formeleinheit (Ti/f.u.), normiert auf 23 Sauerstoffatome.

Dieses Amphibol-Thermometer kann versuchsweise auch auf die detritischen Hornblenden angewendet werden. Dabei ist allerdings zu beachten, daß die damit berechneten Werte lediglich grobe Temperaturabschätzungen darstellen, da, wie oben erläutert, viele Faktoren den Ti-Gehalt der Amphibole beeinflussen. Erschwerend kommt hinzu, daß im Fall der detritischen Amphibole die Mineralparagenesen des Ausgangsgesteins, bzw. dessen Gesamtgesteinschemie nicht bekannt sind.

Die für die einzelnen detritischen Amphibole ermittelten Temperaturen sind in Tabelle A-8 im Anhang aufgeführt. Abgesehen von 7 Ausnahmen, für die sich Temperaturen über 800°C (844-1091°C) ergeben, liefern alle anderen detritischen Amphibole nach den obigen Formeln Temperaturen zwischen 600 und 800°C, wobei die meisten Werte zwischen 600 und 700°C liegen. Inwieweit die so ermittelten Temperaturen über 800°C auf Einflüsse der Gesamtgesteinschemie (Ti-Gehalt) zurückzuführen sind, oder ob es sich bei diesen Amphibolen um reliktsche magmatische Phasen handelt, kann hier nicht entschieden werden.

Ein Vergleich der aus den detritischen Amphibolen über das Amphibol-Thermometer von Otten (1984) berechneten Temperaturen mit den Metamorphosebedingungen des Randamphibolits wird am Ende dieses Kapitels durchgeführt (siehe S. 124).

Eine Korrelation des Aluminium-Gehaltes von Amphibolen und dem Metamorphosedruck wird von verschiedenen Autoren beschrieben (z.B. Altenberger, 1991; Wetzel, 1974). Nach Wetzel

(1974) gibt es dabei einen Zusammenhang zwischen dem Al^{IV} - und dem Fe-Gehalt der Amphibole: Bei progressiver Metamorphose ersetzt Al^{IV} das Si, wobei zum Ausgleich der Elektronegativität Fe^{3+} statt Mg in das Amphibolgitter eingebaut wird.

Raase (1974) unterscheidet Amphibole aus LP- und aus HP-Gesteinen über deren Gehalt an Al^{VI} und Si. Terabayashi (1993) hält jedoch die Abschätzung der Metamorphosebedingungen nach Raase (1974) für schwierig, weil sich nach seinen Untersuchungen der Si-Gehalt der Amphibole nicht systematisch mit dem Grad der Metamorphose ändert. Zwar nimmt der Gehalt an Al^{IV} und die Besetzung der A-Position von der Prehnit-Aktinolith nach der Pyroxen-Hornfelsfazies zu, aber es tritt keine Änderung beim Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies auf. Die Gründe hierfür sind nach seiner Darstellung zum einen der Einfluß der Gesamtgesteinschemie und zum anderen eine Mischungslücke zwischen Aktinolith und Hornblende beim Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies. Terabayashi (1993) vertritt die Meinung, daß die Zusammensetzung der Ca-Amphibole nicht als simpler Indikator der Metamorphosebedingungen benutzt werden kann. Diese Auffassung wird von Grapes & Graham (1978) gestützt, nach denen die chemische Zusammensetzung der Ca-Amphibole in Metamorphiten größtenteils von der Gesamtgesteinschemie kontrolliert wird. Dies soll im speziellen dort gelten, wo Amphibole die Haupt-Fe- und Mg-Phasen sind. Wichtigster Parameter ist dabei das $Mg/(Mg+Fe)$ -Verhältnis, das die generelle Abhängigkeit des Aluminiums vom Magnesium steuert: Mg-reicher Aktinolith ist Al-arm; Mg-arme Hornblende ist Al-reich (Grapes & Graham, 1978). Beim Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies finden komplexe Reaktionen zwischen Amphibol, Epidot, Chlorit und Plagioklas statt, die sich gegenseitig beeinflussen. Dabei kommt es bei einer vermehrten Bildung von Ca-reichem Plagioklas zu einer raschen Zunahme des Al-Gehalts im Amphibol und somit zu einem abrupten Übergang von Aktinolith zu Hornblende (Grapes & Graham, 1978).

Für Magmatite wurden verschiedentlich Geobarometer aufgestellt, die den Al-Gehalt der Amphibole zur Druckbestimmung nutzen (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). Diese Barometer beruhen im wesentlichen auf der Tschermak-Substitution ($Al^{VI} + Al^{IV} \leftrightarrow Mg^{VI} + Si^{IV}$). Für die Anwendung dieser Geobarometer auf Magmatite ist eine Voraussetzung, daß die Amphibole in der Nähe des Solidus kristallisieren, weil sie solange reequilibrieren, wie Schmelze vorhanden ist. Die theoretische Grundlage dieser Barometer ist die Phasenregel (erläutert in Schmidt, 1992), wobei davon ausgegangen wird, daß der Druck die einzige freie Variable in einem Magmensystem ist (Sauerstoff-Fugazität gepuffert durch ein zweites Fe-Ti-Oxid oder Epidot; Temperatur nahe dem isothermalen Solidus). Einschränkend muß angemerkt werden, daß

das Al-in-Hornblende Barometer auch immer von der Fluidzusammensetzung im Magma (Gestein) abhängig ist (Schmidt, 1992).

Die erste Kalibration des Al-in-Hornblende Barometers wurde von Hammarstrom & Zen (1986) vorgestellt. Dabei ist Al^{tot} = Gesamt-Al in Amphibol in Al/f.u. (normiert auf 23 Sauerstoffatome):

$$P (\pm 3 \text{ kb}) = -3,92 + 5,03 \cdot Al^{tot}$$
$$r^2 = 0,8$$

Hollister et al. (1987) konnten aufgrund einer erweiterten Datenbasis eine neue Kalibration mit kleinerem Fehler angeben:

$$P (\pm 1 \text{ kb}) = -4,76 + 5,64 \cdot Al^{tot}$$
$$r^2 = 0,97$$

Die neueste Kalibration dieses Barometers wurde von Schmidt (1992) experimentell an einem Tonalit unter wassergesättigten Bedingungen bei 2,5-13 kb und 655-700 °C durchgeführt:

$$P (\pm 0,6 \text{ kb}) = -3,01 + 4,76 \cdot Al^{tot}$$
$$r^2 = 0,99$$

Trotz der Einwände, die gegen die Benutzung des Al-Gehaltes in Amphibolen als Druckindikator bei der Metamorphose vorliegen (vgl. oben: vor allem Grapes & Graham (1978) und Terabayashi (1993)), wurden über den Al-Gehalt der detritischen Amphibole nach der Formel von Hollister et al. (1987) Drucke berechnet (siehe Tab. A-8 im Anhang). Die so ermittelten Angaben sind allerdings aus den oben genannten Gründen heraus lediglich als grobe Druckabschätzungen zu verstehen.

Aus den Al-Gehalten der detritischen Amphibole ergeben sich Druckwerte, die, bis auf wenige Ausnahmen, zwischen 5 und 8 kb liegen. Nach der Kalibration von Schmidt (1992) entspricht dies 5,3-7,8 kb. Trägt man die detritischen Amphibole in ein Diagramm nach Raase (1974; Fig. 1) ein, so zeigt sich, daß die meisten der detritischen Amphibole unterhalb der 5kb-Linie liegen (Abb. 35).

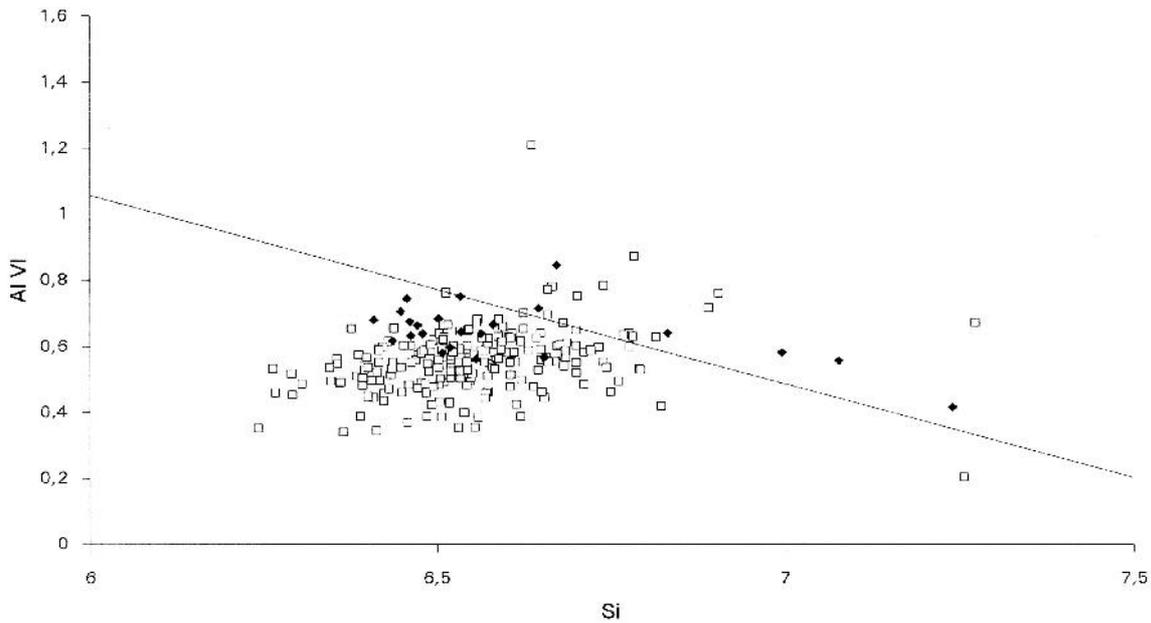


Abb. 35) Die Lage der detritischen Amphibole aus den Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums (offene Quadrate) und der Amphibole aus dem Randamphibolit der Münchberger Gneismasse (geschlossene Rauten) im Diagramm nach Raase (1974).

Amphibole unterhalb der Geraden, die nach Raase (1974) einen Druck von ca. 5 kb repräsentiert, sollen aus Gesteinen der LP-Metamorphose (< 5 kb) stammen. Oberhalb der Gerade liegen Amphibole aus Gesteinen der HP-Metamorphose (> 5 kb).

Ein Vergleich der für die detritischen Amphibole ermittelten Druck- und Temperaturwerte mit den Metamorphosebedingungen des Randamphibolits zeigt, daß diesbezüglich nur eine begrenzte Übereinstimmung vorliegt. Oppermann (1985) gibt die Metamorphosebedingungen des Randamphibolits mit 5 ± 1 kb und $565 \pm 15^\circ\text{C}$ an (Ca-Amphibol-Plagioklas nach Plyusnina, 1982). Für die detritischen Amphibole konnten aus dem Al- und Ti-Gehalt 5-8 kb und $600\text{-}750^\circ\text{C}$ ermittelt werden. Die nach dem Ansatz von Hollister et al. (1987) über den Al-Gehalt der detritischen Amphibole berechneten Drücke sind mit den Druckbedingungen der amphibolitfazialen Metamorphose des Randamphibolits vergleichbar. Die nach der Formel von Otten (1984) über den Ti-Gehalt der detritischen Amphibole berechneten Temperaturen dagegen liegen im Vergleich mit den Temperaturbedingungen der Metamorphose des Randamphibolits meist zu hoch. Berechnet man jedoch auch für die Amphibole des Randamphibolits Druck und Temperatur über das Al-Barometer nach Hollister et al. (1987) und das Ti-Thermometer nach Otten (1984), so ergeben sich 4-8 kb und $580\text{-}750^\circ\text{C}$. Obwohl auch in diesem Fall die berechneten Temperaturen im Vergleich mit den Metamorphosebedingungen des Randamphibolits meist zu hoch liegen, sind diese Werte korrelierbar mit denen, die aus den detritischen Amphibolen ermittelt wurden. Dies ist sicherlich darin begründet, daß die detritischen Amphibole und die aus dem Randamphibolit gleichartige chemische Zusammensetzungen aufweisen.

Auch im Diagramm nach Raase (1974) zeigen die detritischen Amphibole und die aus dem Randamphibolit eine gute Übereinstimmung. Die Amphibole aus beiden Gruppen liegen hier aber meist unterhalb der 5kb-Linie (Abb. 35).

Insgesamt wird deutlich, daß die Druck- und Temperaturwerte, die nach Hollister et al. (1987), Otten (1984) und Raase (1974) aus den Amphibolen berechnet wurden, weniger verläßlich sind, als solche, denen Mineralparagenesen zugrunde liegen. Dies gilt im besonderen für das Amphibolthermometer nach Otten (1984).

Trotz allem kann aber die Übereinstimmung der Druck- und Temperaturwerte, die aus den chemischen Zusammensetzungen der Amphibole aus den Grauwacken und des Randamphibolits ermittelt wurden, als ein weiteres Indiz für die oben vorgenommene Anbindung der Famenne-Grauwacken an den Randamphibolit (oder eine dazu äquivalente Einheit) gewertet werden.

5.2.3 HELLGLIMMER

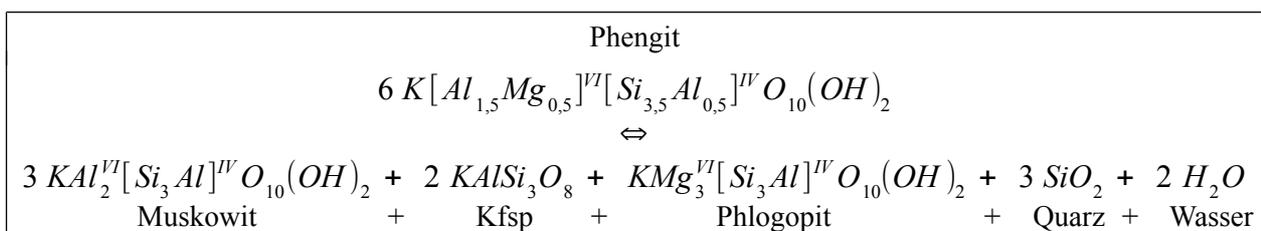
Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der Hellglimmer (Kap. 3.3.3) werden in Diagrammen dargestellt, in denen der Gehalt an Si pro Formeleinheit (Si/f.u.) gegen den Gehalt an Aluminium pro Formeleinheit (Al/f.u.) aufgetragen ist. Die in diese Diagramme eingetragene Gerade repräsentiert die Phengit Mischkristallreihe zwischen den Endgliedern Muskowit ($\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$) und Celadonit ($\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$). Die Bezeichnung Phengit wird im allgemeinen für Muskowite gebraucht, deren Si/Al-Verhältnis größer als 3:1 ist, und bei denen die Zunahme des Si mit einer Substitution von Mg^{2+} und Fe^{2+} für Al auf den oktaedrisch koordinierten Gitterplätzen verbunden ist (Deer et al., 1992). Der Si-Gehalt der Hellglimmer, und damit deren Celadonitkomponente, zeigt eine Abhängigkeit von den physikalischen Bedingungen Druck und Temperatur: Velde (1967) stellte bereits fest, daß Phengite aus Gesteinen verschiedener Zusammensetzungen, die aber ähnlichen physikalischen Bedingungen ausgesetzt waren, konstante Si-Gehalte aufweisen. Hieraus folgt, daß der Si-Gehalt der Hellglimmer ein möglicher Indikator für die Metamorphosebedingungen eines Gesteins darstellt, da er die Temperatur- und Druckbedingungen reflektiert. Dabei verschiebt sich die Stabilität der Phengite mit steigendem Si-Gehalt zu niedrigeren Temperaturen und höheren Drucken (Velde, 1967). Auch Guidotti (1973) und Guidotti & Sassi (1976) sehen eine positive Korrelation zwischen ansteigendem Metamorphosedruck und Si-Gehalt der Muskowite. Allerdings fügen sie an, daß die Gesamtgesteinschemie diesen Zusammenhang beeinflußt. D.h., um über den Si-Gehalt der Phengite Metamorphosebedingungen beschreiben zu können, sind im Gestein bestimmte limitierende Paragenesen

notwendig: Die Anzahl der Phasen soll gleich der Anzahl der Komponenten sein, die nötig sind, diese Phasen zu beschreiben. Ist dies gegeben, so wird die Zusammensetzung der Phasen nur von äußeren Faktoren beeinflusst (Phasenregel). Guidotti & Sassi (1976) erläutern außerdem, daß die Zunahme des Si-Gehaltes in den Phengiten bei niedrigen Temperaturen größer ist als bei hohen Temperaturen.

Die Korrelation von Metamorphosegrad und Si-Gehalt der Hellglimmer wird auch von Frey et al. (1983) bestätigt. Diese Autoren führen Hellglimmer mit hohen Phengit-Gehalten auf Bedingungen der HP/LT-Metamorphose zurück. Aluminiumreiche Muskowite dagegen repräsentieren HT-Bedingungen. Muskowite, die sowohl von einer HP-, als auch von einer HT-Metamorphose beeinflusst wurden, zeigen variable Phengit-Gehalte (Frey et al., 1983). Interessant ist die Feststellung dieser Autoren, daß die Kationen der Interlayer-Positionen leichter reequilibriert werden, als die Kationen auf den oktaedrischen oder tetraedrischen Gitterpositionen. Dies bedeutet, daß z.B. Rb-Sr- oder K-Ar Alter verjüngt sein können, aber die Druckinformation (Si/f.u.) erhalten bleibt.

Auch die Temperatur wirkt sich auf die chemische Zusammensetzung der Hellglimmer aus. Steigende Temperaturen führen zu einer Erniedrigung der Si-Gehalte pro Formeleinheit, wobei teilweise ein Anstieg des Titangehaltes und eine Abnahme des Na/(Na+K)-Verhältnisses beobachtet werden kann (Guidotti, 1973, 1978; Guidotti & Sassi, 1976). Dies wird durch die Arbeiten von Wybrecht et al. (1985) und Kemnitz et al. (1994) bestätigt, die bei detritischen Hellglimmern in Grauwacken eine progressive Homogenisierung bei fortschreitender Metamorphose (+T) der Grauwacken feststellen konnten.

Massonne (1981) und Massonne & Schreyer (1987) haben auf der Grundlage der Arbeit von Velde (1967) ein Phengit-Barometer kalibrieren können. Vorausgesetzt, im Gestein ist die kritische Paragenese Phengit, Kalifeldspat, Phlogopit ($K(Mg, Fe^{2+})_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$) und Quarz vorhanden, ergibt sich eine fast lineare Zunahme des Si-Gehaltes (Si/f.u.) mit dem Druck. Mit steigender Temperatur nimmt dagegen der Si-Gehalt der Hellglimmer ab (Abb. 36). Die Reaktion, die den Si-Gehalt der Hellglimmer kontrolliert, kann folgendermaßen formuliert werden:



Ist H_2O im Überschuß vorhanden, erstreckt sich der Stabilitätsbereich der limitierenden Paragenese von 350°C bis 700°C. Die obere Druckgrenze liegt bei 16-22 kb, weil dort Kalifeldspat und Phlogopit zu Phengit reagieren (Massonne & Schreyer, 1987).

Das von Massonne & Schreyer (1987) benutzte Modellsystem K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O ist eisenfrei. Sobald in einem System, bzw. in den Phengiten, Eisen auftritt, sind die über das Phengit-Barometer ermittelten Drucke nur noch Mindestdrucke: Je mehr Fe in das Muskowitgitter eingebaut wird, desto geringer wird die Celadonitkomponente der Muskowite, d.h. deren Si-Gehalt pro Formeleinheit bei gegebenen Werten für Druck und Temperatur (Massonne & Schreyer, 1987).

Weitere Faktoren, die das Phengit-Barometer beeinflussen, sind die Gesamtgesteinschemie (Fe-Gehalt (s.o.), Fluor-Gehalt (Anstieg der Si-Gehalte) und untergeordnet auch der Na-Gehalt), sowie die Wasseraktivität (bei einer Erniedrigung werden die Si-Isoplethen zu höheren Drucken verschoben). Außerdem ist zu beachten, ob die Phengite im Gestein ein chemisches Gleichgewicht erreicht haben oder ob sie zoniert sind (Guidotti & Sassi, 1976; Massonne & Schreyer, 1987).

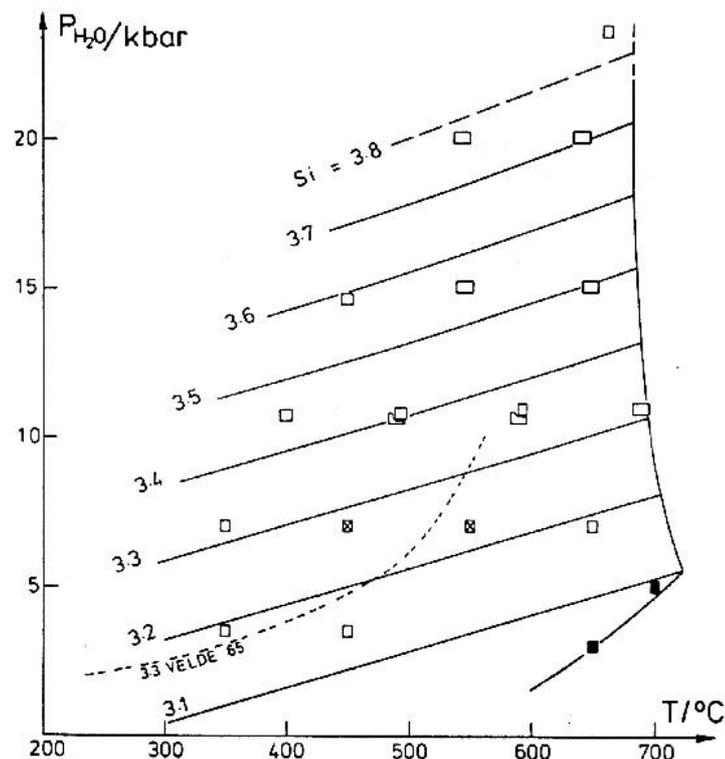


Abb. 36) Druck-Temperatur Diagramm mit den Si-Isoplethen für den Si-Gehalt pro Formeleinheit (Si/f.u.) der Phengite (normiert auf 11 Sauerstoffatome) in der limitierenden Paragenese mit Kalifeldspat, Phlogopit und Quarz. Die gestrichelte Linie zeigt die Stabilitätskurve für Phengit mit 3,3 Si/f.u. nach Velde (1965). Die durchgehende Kurve bei hohen Temperaturen markiert die obere Stabilitätsgrenze der Paragenese. Aus Massonne & Schreyer (1987; Fig. 3).

Schon bei oberflächlicher Betrachtung der Ergebnisse der Hellglimmeranalysen (Abb. 19, 20 und 22) fallen Proben mit homogenen Glimmerpopulationen auf, die niedrige Si-Gehalte aufweisen. Hier stellt sich die prinzipielle Frage, ob diese Muskowite aus Magmatiten oder aber aus LP/?HT Metamorphiten stammen.

Im allgemeinen wird davon ausgegangen, daß der Mindestdruck für die Kristallisation primärer magmatischer Muskowite bei ca. 3 kb (ca. 11 km Tiefe) liegt, da die P-T Stabilitätskurve von Muskowit die Soliduskurve von Granit bei ca. 3,5 kb / 700°C schneidet. Unterhalb dieses Druckes soll die Muskowitbildung nur im festen Zustand (sub-Solidus) erfolgen können (Deer et al., 1992; Miller et al., 1981). Allerdings können Muskowite auch in Graniten auftreten, die nachweislich Kristallisationstiefen von weniger als 10-12 km besitzen. Dies kann nach Hewitt & Wones (1984) durch folgende Faktoren ermöglicht werden:

- Einbau von Komponenten in das Muskowitgitter (Phengit, Titan, Lithium), die deren Stabilitätsbereich vergrößern;
- Auftreten von Bestandteilen in der Schmelze, die deren Solidus erniedrigen (FeO, Al₂O₃, Li₂O, B₂O₃, BeO);
- Metastabiles Auftreten von Muskowit während des Aufstiegs des Granits (z.B. aufgrund von Panzerung).

Speer (1984) hält die Erniedrigung des Granit-Solidus für die einfachste Erklärung für das Auftreten von Muskowit in Graniten, die in weniger als 10 km Tiefe intrudiert sind. Allerdings stellt er die grundsätzliche Frage, ob Muskowit überhaupt ein magmatisches Mineral ist: „The major question concerning muscovite in igneous rocks is whether it is, in fact, an igneous mineral.“ (Speer, 1984: S. 325). Unter bestimmten Voraussetzungen (s.o.) hält er dies aber für durchaus möglich. Die verschiedenen Kriterien, zu entscheiden, ob ein primär magmatischer Muskowit vorliegt, sind aber alle nicht eindeutig. Nur die Kombination möglichst vieler Kriterien kann einigermaßen sichere Hinweise auf eine magmatische Herkunft von Muskowit geben (Speer, 1984).

Neben texturellen Kriterien (Dünnschliff) liefern auch einige chemische Parameter Hinweise auf eine primär magmatische Herkunft. So sind primär magmatische Muskowite reicher an Ti, Na und Al und ärmer an Si und Mg, als solche, die aus sekundären Prozessen hervorgegangen sind (Deer et al., 1992; Miller et al., 1981). Dabei nimmt der Ti-Gehalt mit dem Differentiationsgrad eines Granits ab (Speer, 1984). Außerdem zeigen magmatische Muskowite hohe Gehalte an (Fe+Mg) von 0,2-0,5 pro Formeleinheit (normiert auf 11 Sauerstoffatome). Wenn dabei Fe^{tot} als Fe²⁺ angegeben wird, beträgt die Summe der oktaedrisch koordinierten Kationen 2,04 bis 2,10 (Miller et al., 1981). Die Interlayer-Besetzung zeigt bei magmatischen Muskowiten ein großes Na/(Na+K)-Verhältnis (0,06-0,12). Bei spät- bis postmagmatischen Muskowiten dagegen beträgt dieses Verhältnis zwischen 0,01 und 0,07 (Speer, 1984).

Im Folgenden sollen die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der Hellglimmer unter Bezugnahme auf das Phengit-Barometer von Massonne & Schreyer (1987) diskutiert werden. Dabei muß

berücksichtigt werden, daß es sich bei der Betrachtung detritischer Muskowite bei den so abgeschätzten Drucken lediglich um Mindestdrucke handelt, da weder die Bildungsparagenesen, noch die in die Druckbestimmung eingehende Temperatur bekannt sind. Außerdem muß damit gerechnet werden, daß metamorphe Gesteine oft Phengite verschiedener Generationen (prograd - retrograd) mit unterschiedlichen Si-Gehalten aufweisen, was bei Interpretation der Druckwerte berücksichtigt werden muß. Auch können die Hellglimmer prograd oder retrograd zoniert sein. Testmessungen (Stichproben) erbrachten für die hier analysierten Hellglimmer allerdings keine Hinweise auf eine Zonierung.

Die Homogenisierung und Equilibrierung von Muskowiten geht sehr langsam vonstatten (Beispiele in Massonne & Schreyer, 1987), so daß sie auch nach einer retrograden (Niederdruck-) Überprägung noch Relikte einer prograden (Hochdruck-) Entwicklung bewahren können.

In die Diskussion fließen die von Ahrendt et al. (1995) und Neuroth (in Vorb.) ermittelten K-Ar Alter der detritischen Muskowite aus dem unterkarbonischen Flysch ein. K-Ar Alter der detritischen Muskowite aus den Famenne Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums liegen bis jetzt nicht vor, da hier nicht genügend Hellglimmer auftreten, um sie datieren zu können. Die Datierung der detritischen Hellglimmer aus dem Barrandium durch Frau Neuroth (Arbeitsgruppe Ahrendt) ist im Isotopenlabor der Universität Göttingen noch in Arbeit.

Detritische Hellglimmer:

Die detritischen Hellglimmer aus den mitteldevonischen Siltsteinen der Roblin-Schichten (Givet der Prager Mulde) zeigen sehr einheitliche, niedrige Si-Gehalte zwischen 3,02 und 3,08 Si/f.u. (Abb. 19). Dies läßt auf niedrige Bildungsdrucke dieser Muskowite schließen. Sie liefern also keine Hinweise auf eine Abtragung druckbetonter metamorpher Gesteine. Diese homogene Glimmerpopulation könnte aus (?altpaläozoischen) Granitoiden oder (?cadomischen) LP/?HT metamorphen Gesteinen stammen.

In den oberdevonischen Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums dagegen streuen die Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer über einen sehr großen Bereich (3,06-3,45 Si/f.u.; Abb. 20). Dies bedeutet, daß hier detritische Muskowite auftreten, die unterschiedliche Druckbedingungen anzeigen. Bei einer vorsichtigen Temperaturannahme von 450°C lassen sich für die Muskowite mit 3,45 Si/f.u. bereits Drucke von bis zu 8-10 kb angeben. Ähnliche Si-Gehalte zeigen auch Muskowite aus Gesteinen potentieller Liefergebiete: Hellglimmer aus dem Weißenstein-Eklogit der Münchberger Gneismasse besitzen 3,3-3,4 Si/f.u., woraus bei einer Referenztemperatur von 600°C Drucke von 7,5-12 kb berechnet wurden, die der post-eklogitfaziellen HP-

Amphibolitfazies zugeordnet werden (Franz et al., 1984). Die Bedingungen der eklogitfaziellen Metamorphose des Weißenstein-Eklogits werden mit 17 kb / 620°C angegeben (Franz et al., 1986).

Auch andere Autoren geben für die Muskowite aus den Eklogiten der Münchberger Gneismasse Si-Gehalte zwischen 3,3 und 3,5 Si/f.u. an (Klemd, 1989; O'Brien, 1993a).

Die Muskowite der Eklogit-Amphibolite der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse besitzen 3,22 bis 3,26 Si/f.u., die der (granatführenden) Amphibolite der Hangend-Serie 2,98-3,13 Si/f.u. (Pommerenke, 1985).

Bei einer Temperaturannahme von 600°C, die bei Betrachtung der Metamorphosebedingungen der Gesteine der potentiellen Liefergebiete durchaus realistisch erscheint, erreicht man für die oberdevonischen detritischen Muskowite mit Si-Gehalten von 3,45 Si/f.u. Mindestdrucke von rund 13 kb.

Die detritischen Muskowite mit niedrigen Si-Gehalten um 3,1 Si/f.u. können dagegen aus niedriggradigen (LP) Metamorphiten oder magmatischen Gesteinen stammen. Aus den Ergebnissen der chemischen Analysen der Hellglimmer kann diesbezüglich keine sichere Entscheidung getroffen werden. Für die Abtragung von sauren Magmatiten (Granitoide) im Liefergebiet sprechen auch hohe Apatitgehalte und das Vorherrschen von idiomorphen P-Typ Zirkonen im Schwermineralspektrum der oberdevonischen Grauwacken (Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, 1994; Schäfer & Dörr, in Vorb.).

Die Verteilung der Si-Gehalte der detritischen Muskowite in den oberdevonischen Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums zeigt also, daß das Liefergebiet bereits im Famenne (ca. 365 Ma) Hellglimmer aus Gesteinen verschiedener Krustenstockwerke angeboten hat. Theoretisch könnten alle Glimmer aber auch aus ein und derselben tektonischen Einheit stammen, die eine Mittel- bis Hochdruck-Metamorphose und danach teilweise eine retrograde Umstellung erfahren hat. Hierbei sollten aber auch zonierte Glimmer entstehen, die nicht nachgewiesen sind. Denkbar ist ebenfalls eine retrograde Neubildung von Hellglimmer während verschiedener Stadien der Exhumierung eines Gesteinskörpers. Am wahrscheinlichsten erscheint, daß die unterschiedlichen Hellglimmer den Querschnitt durch ein angekipptes Krustenprofil repräsentieren, innerhalb dessen schwach- bis hochdruckmetamorphe Gesteine auftreten, deren Alter leider vorerst unbekannt bleibt.

Die Si-Gehalte der Hellglimmer aus den unterkarbonischen Grauwacken streuen über den gleichen Bereich wie die der detritischen Muskowite aus den oberdevonischen Grauwacken (Abb.

22). Hieraus kann abgeleitet werden, daß sich im Liefergebiet das Angebot an Gesteinen aus unterschiedlichen Druckbereichen nicht ändert. Dies ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Granatanalysen, deren chemische Zusammensetzungen sich ebenfalls vom Oberdevon bis in das Visé nicht wesentlich verändern. Die Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer aus den unterkarbonischen Grauwacken deuten also weiterhin auf ein angekipptes Metamorphoseprofil im Liefergebiet, oder auf die Abtragung teilweise retrograd überprägter hochdruckmetamorpher Gesteinseinheiten.

Auffällig sind hier allerdings Proben, die homogene Glimmerpopulationen mit niedrigen Si-Gehalten aufweisen. Es handelt sich hierbei um die Proben Gifting (Lehestener Schichten) mit 2,96-3,11 Si/f.u., Döbritz (Obere Teuschnitzer Schichten) mit 3,04-3,12 Si/f.u., sowie Stein-1 und Trogenau (Bayerische Fazies) mit 3,02-3,15, bzw. 3,04-3,11 Si/f.u. (Abb. 22; Tab. 8). Die niedrigen Si-Gehalte dieser Muskowite sprechen für eine Herkunft von Granitoiden oder relativ schwach (LP-) metamorphen Gesteinen. Für letztere Gruppe können Orthogneise in Frage kommen, wie ein Vergleich mit den Analysen von Hellglimmern aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates zeigt (siehe unten und Abb. 24).

Von den genannten 4 Proben zeigen die Muskowite der Proben Stein-1 und Gifting durchweg sehr hohe Ti-Gehalte. In den Proben Trogenau und Döbritz dagegen treten nur vereinzelt Muskowite mit hohen Ti-Gehalten auf (Abb. 23). Die Hellglimmer der Probe Gifting zeigen gleichzeitig relativ hohe Na₂O-Gehalte (im Mittel 0,92 Gew.-%), sowie niedrige MgO-Gehalte (durchschnittlich 0,93 Gew.-%). Die chemische Zusammensetzung dieser Muskowite könnte somit der von primär magmatischen Muskowiten entsprechen (Deer et al., 1992; Miller et al., 1981). Die Muskowite der Probe Stein-1 zeigen demgegenüber zwar auch niedrige MgO-Gehalte (im Mittel 0,78 Gew.-%), aber auch nur durchschnittlich 0,58 Gew.-% Na₂O, so daß sie, wie auch die Muskowite aus den Proben Trogenau und Döbritz, nicht eindeutig als magmatische Muskowite bezeichnet werden können.

Im Gegensatz zu den älteren Einheiten liegen für die detritischen Hellglimmer aus den unterkarbonischen Grauwacken K-Ar Alter vor. Wie aus Tabelle 8 zu ersehen ist, lassen sich innerhalb der detritischen Hellglimmer drei Altersgruppen unterscheiden:

- 1.) 369 - 408 Ma: Diese Alter können mit den Altersdaten für die Abkühlung nach der frühvariszischen Metamorphose korreliert werden (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.; Schäfer et al., 1995);
- 2.) 490 - 505 Ma: Hellglimmer mit diesen Altern können aus altpaläozoischen Magmatiten stammen (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.; Schäfer et al., 1995);

3.) 619 Ma: Muskowite dieses Alters können das cadomische Basement repräsentieren (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.; Schäfer et al., 1995).

Thüringische Fazies			Bayerische Fazies		
Probe	K-Ar Alter [Ma]	Si/f.u.	Probe	K-Ar Alter [Ma]	Si/f.u.
Döbritz (OTS)	373	3,04 – 3,12			
Wz 136 (OTS)	373				
Wz 135 (OTS)	378	3,06 – 3,37			
Steinberg (UTS)	375	3,04 – 3,42			
FW-1 (UTS)	408	2,99 – 3,28	Trogenau	490	3,04 - 3,12
Fischersdorf (LS)	505		Stein-1	492	3,02 - 3,13
Gifting (LS)	619	3,05 – 3,11			
Mauthaus (LS)	369				

Tab. 8) Zusammenstellung von K-Ar Altern detritischer Hellglimmer aus dem unterkarbonischen Flysch des Frankenwaldes (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.) im Vergleich mit der Streubreite der Si-Gehalte (Si/f.u.) in den jeweiligen Proben.

LS = Lehestener Schichten; UTS = Untere Teuschnitzer Schichten; OTS = Obere Teuschnitzer Schichten.

Die meisten der analysierten Muskowite gehören der Altersgruppe 369-408 Ma an, die mit der Abkühlung nach der frühvariszischen Metamorphose korreliert werden kann. Die Hellglimmer der Probe FW-1 mit einem Alter von 408 Ma fällt dabei aus dem Rahmen, da alle anderen Proben dieser Altergruppe sehr eng zusammenliegen (vgl. Diskussion in Neuroth, in Vorb.). Von den Hellglimmern dieser Altersgruppe zeigen lediglich die der Probe Döbritz eine homogene chemische Zusammensetzung mit niedrigen Si-Gehalten (Abb. 22; Tab. 8). In den übrigen Proben streuen die Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer über einen sehr breiten Bereich (2,99-3,42; Tab. 8). D.h., daß innerhalb dieser Altersgruppe sowohl druckbetonte Phengite mit hohen Si-Gehalten auftreten, als auch Muskowite mit niedrigen Si-Gehalten, die aus Granitoiden oder LP-Metamorphiten stammen können.

Von 2 der 3 bislang datierten Hellglimmerproben aus der Altersgruppe 490-505 Ma liegen Mikrosondenanalysen vor. Die Muskowite aus diesen beiden Proben (Trogenau und Stein-1) zeigen homogene, niedrige Si-Gehalte (3,02-3,13; Tab. 8). Da aus den chemischen Analysen nicht eindeutig zu entscheiden ist, ob es sich bei diesen Muskowiten um primär magmatische Bildungen handelt (s.o.), ist eine Herkunft aus niederdruckmetamorphen Gesteinen nicht ausgeschlossen. Die Alter dieser Hellglimmer liefern Hinweise auf eine Herkunft von altpaläozoischen (ordovizischen) Magmatiten. So gibt es im Stodt-Neukirchen Massiv 500er Alter von Muskowiten mit niedrigen Si-Gehalten, die zu den gleichalten detritischen Hellglimmern passen (Zulauf et al., 1995b; Zulauf et al., im Druck).

Die Hellglimmer der Probe Gifting, die mit einem Alter von 619 Ma auf cadomisches Basement zurückgeführt werden können, könnten, wie bereits oben erläutert, primär magmatische Muskowite sein.

Eine Kombination von Muskowiten mit ordovizischen Altern und cadomischem Detritus macht das Tepla-Barrandium als Liegergebiet wahrscheinlich. Dort sind ordovizische Granitoide in einer bereits cadomisch gekippten Kruste mit Paragneisen nachgewiesen (Dörr et al., 1995; Zulauf et al., 1995a; Zulauf et al., im Druck).

Hinweise auf eine Abtragung ordovizischer Granitoide zur Zeit des Unterkarbons sind auch die U-Pb Datierungen von Zirkonen aus einem Granitgeröll aus dem Teuschnitzer Konglomerat, die ein Alter von 504 ± 10 Ma (Dörr et al., 1989b) erbrachten, sowie die Datierungen von detritischen Zirkonen. Die darstellenden Punkte der U/Pb-Verhältnisse der detritischen P-Typ Zirkone aus den Oberen Teuschnitzer Schichten liegen auf der Diskordia der Zirkone aus dem Granitgeröll (Dörr et al., 1991). Die Ergebnisse der U-Pb Analysen der Zirkone stützen die Interpretation, daß die detritischen Hellglimmer mit den 500er Altern aus altpaläozoischen Magmatiten stammen könnten, und daß es sich vielleicht nicht um Mischalter handelt.

Hellglimmer aus Geröllen:

Die Si-Gehalte der Hellglimmer aus den Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates decken insgesamt den gleichen Bereich ab, wie die detritischen Muskowite (Abb. 24). Auffallend ist, daß auch unter Hellglimmern aus einzelnen Geröllen oft stark streuende Si-Gehalte auftreten. Dies kann durch eine retrograde Überprägung dieser Gneisgerölle erklärt werden.

Als höchste Si-Gehalte werden in den Geröllen maximal 3,4 Si/f.u. erreicht. Lediglich die Muskowite aus 3 Proben besitzen weniger als 3,15 Si/f.u.. Vor allem die Muskowite des Orthogneisgerölls Teu-87 fallen durch ihre einheitlich niedrigen Si-Gehalte auf (Abb. 24). Bei einer abgeschätzten Temperatur von 400-500°C läßt sich für das Geröll Teu-87 ein Druck zwischen 2 und 3 kb ermitteln. Insgesamt zeigt der Vergleich der Si-Gehalte, daß eine Herleitung der detritischen Hellglimmer der Probe Döbritz (3,04-3,12 Si/f.u.; 373 Ma) von (variszischen) Orthogneisen durchaus möglich ist (vgl. oben).

Weiterhin wird unter der Annahme, daß die vorliegenden Gneisgerölle wahrscheinlich während der variszischen Orogenese entstanden sind, deutlich, daß sich bezüglich der Si-Gehalte alle detritischen Muskowite der Altersgruppe 369-408 Ma ebenfalls von den Geröllen herleiten lassen. Das heißt, das gesamte Spektrum der Si-Gehalte der detritischen Muskowite variszischen Alters ließe sich aus einer Abtragung von Gneisen beziehen, die den Gneisgeröllen aus den unterkarbonischen Konglomeraten entsprechen. Solche Gneise finden sich in der Münchberger Gneismasse, wo in der Liegend- und Hangend-Serie Gesteine auftreten, die den Gneisgeröllen ähnlich sind.

Zusammenfassung:

In den mitteldevonischen Siltsteinen des Barrandiums treten keine Anzeichen für mittel- bis hochdruckmetamorphen Detritus auf. Die homogenen Glimmerpopulationen mit niedrigen Si-Gehalten könnten aus (?cadomischen oder altpaläozoischen) Granitoiden und/oder LP-metamorphen Gesteinen stammen.

Im oberdevonischen Flysch des Erbendorfer Paläozoikums dagegen treten Phengite auf, die Hinweise auf hochdruckmetamorphe Gesteine liefern. Eine starke Streuung der Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer läßt bereits im Famenne auf ein angekipptes Metamorphoseprofil im Liefergebiet schließen.

Im unterkarbonischen Flysch streuen die Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer über den gleichen Bereich wie in den oberdevonischen Grauwacken, was weiterhin auf ein angekipptes Krustenprofil im Liefergebiet deutet. Durch K-Ar Datierungen dieser Hellglimmer (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.) lassen sich 3 Altersgruppen unterscheiden: 1.) 369 - 408 Ma; 2.) 490 - 505 Ma; 3.) 619 Ma.

Die Kombination der Si-Gehalte der detritischen Muskowite mit den Altern zeigt, daß nicht nur die Front des variszischen Orogens das Liefergebiet des Flyschs ist, sondern auch die hohen Stockwerke des kristallinen Hinterlands, bestehend aus cadomischem Basement. Ein gemeinsames Auftreten von Hellglimmern mit niedrigen Si-Gehalten und ordovizischen Altern mit cadomischem Detritus macht das Tepla-Barrandium als Liefergebiet wahrscheinlich, wo in einer bereits cadomisch gekippten Kruste mit Paragneisen ordovizische Granitoide auftreten (Dörr et al., 1995; Zulauf et al., 1995 a und b; Zulauf et al., im Druck).

Die Si-Gehalte von Hellglimmern aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates streuen über den gleichen Bereich wie die detritischen Muskowite.

Insgesamt sind diese Daten ein weiterer Hinweis auf die fortdauernde Abtragung von Kristallin vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT, im speziellen der Hangend- und Liegend-Serie, aus denen sich die Gerölle herleiten lassen.

5.2.4 RUTIL

Rutil ist eines der wenigen Schwerminerale, die durchgehend im gesamten Flyschprofil des Frankenwaldes auftreten. Ein Häufigkeitsmaximum zeigt Rutil im älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies, obwohl die Grauwacken hier besonders viele sedimentäre Gerölle enthalten (Franke, 1984; Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, in Vorb.).

Rutil, der in Metamorphiten (Metabasiten) häufig ist, tritt auch in Magmatiten und Pegmatiten auf. Normalerweise besteht Rutil zu mehr als 98 Gew.-% aus TiO_2 . Daneben werden aber auch Fe^{2+} , Fe^{3+} , V^{3+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , Cr^{3+} und Al^{3+} in das Rutilgitter eingebaut (Deer et al., 1992; Mezger et al., 1989). Nach Deer et al. (1992) enthalten z.B. Rutilite aus Eklogiten nennenswerte Anteile an Chrom und Aluminium. Dabei soll eine positive Korrelation zwischen dem Cr-Gehalt der Rutilite und dem Pyrop-Gehalt des Wirtsgesteins bestehen.

Auch Blatt et al. (1980) bemerken, daß Rutil als potentiell Geothermometer nützlich und für Liefergebietsanalysen interessant sein könnte. Sie bemängeln aber das Fehlen von Veröffentlichungen, die Rutil in diesem Zusammenhang behandeln. An diesem Umstand hat sich bis heute nichts geändert. Die Auswertung der Rutilanalysen leidet darunter, daß es so gut wie keine Literatur gibt, die die Geochemie von Rutil zum Inhalt hat und aus der Vergleichsdaten bezogen werden könnten. Die einzigen z.Zt. bekannten Arbeiten, die hier von Interesse sind, sind die von Tollo & Haggerty (1987) und die von Smith & Dawson (1975; zitiert in Dawson & Carswell, 1990). Tollo & Haggerty (1987) haben Rutilite aus Kimberliten untersucht. In der Regel besitzen diese sehr wenig Fe, Cr, Al und Nb. Sie können jedoch teilweise bis zu 20 Gew.-% Nb_2O_5 und über 8 Gew.-% Cr_2O_3 aufweisen. Rutilite in Verwachsungen mit Ilmenit weichen ebenfalls stark von ihrer stöchiometrischen Zusammensetzung ab und besitzen viel Cr und Nb (Tollo & Haggerty, 1987). Rutilite aus Kimberliten zeigen also teilweise sehr extreme Zusammensetzungen. In Rutiliten aus Eklogiten dagegen ist, nach den Untersuchungen von Smith & Dawson (1975), Fe_2O_3 (bis 2,3 Gew.-%) das einzige nennswerte Oxid außer TiO_2 . Cr, Al, Mn, Mg und Ca sollen nach diesen Autoren in den meisten Rutiliten aus Eklogiten nur in sehr geringen Mengen vorhanden sein (meist unter der Nachweisgrenze). In Rutiliten aus Peridotiten allerdings soll Cr ein signifikanter Bestandteil sein (Smith & Dawson, 1975; zitiert in Dawson & Carswell, 1990). Die Ergebnisse von Smith & Dawson (1975) stehen somit in leichtem Gegensatz zu den Aussagen von Deer et al. (1992).

Die einzige bekannte Rutilanalyse aus Gesteinen eines potentiellen Liefergebietes des Flyschs liegt von O'Brien (1989) vor: In retrograden Eklogiten der Oberpfalz treten Rutilite mit 0,2-0,3 Gew.-% Cr_2O_3 und mit ca. 1 Gew.-% FeO auf.

Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der detritischen Rutilite zeigen vereinzelt hohe Cr_2O_3 -Gehalte in den Rutiliten aus den ältesten- und erhöhte CaO-Gehalte in den Rutiliten aus den jüngsten untersuchten Einheiten. Außerdem zeigt sich ein leichter Anstieg des FeO-Gehaltes vom Liegenden zum Hangenden, der allerdings aufgrund sehr großer Standardabweichungen der Mittelwerte nicht signifikant ist. Abgesehen davon sind die detritischen Rutilite relativ einheitlich zusammengesetzt. Auffällige Änderungen in der chemischen Zusammensetzung (z.B. im Zusam-

menhang mit dem gehäuftem Auftreten von Rutil im älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies) treten nicht auf.

Eine Anbindung der detritischen Rutilite an ein Liefergebiet ist wegen fehlender Vergleichsdaten nicht möglich. Bei der Interpretation der chemischen Analysen ist man z.Zt. noch auf Vermutungen angewiesen. So könnten die Ca-armen und Cr-reichen Rutilite aus den oberdevonischen Grauwacken aus Gesteinen peridotitischer Zusammensetzung stammen. Dies ist vereinbar mit der Annahme, daß ein Ophiolit-Komplex einen Teil des Liefergebietes der Famenne-Grauwacken darstellt (Ludwig, 1968). Die Fe-reichen Rutilite können eventuell Eklogiten zugeordnet werden. Erhöhte Ca-Gehalte sind vielleicht im Zusammenhang mit dem Auftreten von Epidot oder Zoisit in diesen Gesteinen zu sehen.

Um weitergehende Rückschlüsse aus den chemischen Zusammensetzungen der detritischen Rutilite ziehen zu können, sind vor allem Vergleichsdaten aus potentiellen Liefergesteinen und allgemeine Informationen zur Geochemie von Rutil notwendig. Außerdem erscheint es wichtig, die Analysengenauigkeit zu verbessern und im besonderen auch die Elemente Nb, Ta und V zu erfassen.

Die hier vorgestellten Ergebnisse sollen nur ein erster Ansatz dazu sein und zeigen, daß es durchaus Variationen in der Zusammensetzung der detritischen Rutilite gibt, die weitere Aufmerksamkeit verdienen.

5.3 Interpretation der Feldspat/Quarz-Verhältnisse

Der Feldspatgehalt von Sanden, bzw. Sandsteinen oder Grauwacken wird in der Literatur oft als Kriterium bei der Liefergebietsanalyse verwendet. Allerdings ist Feldspat im sedimentären Milieu chemisch und mechanisch relativ instabil. Äußere Einflüsse, wie Transport, Verwitterung und Diagenese können den Feldspatgehalt eines Sediments und dessen Zusammensetzung, z.B. durch Albitisierung, beeinflussen. Transporteinflüsse und die Aufbereitung der Sedimente im Schelfbereich führen zu einer Verringerung des Feldspatgehaltes der Sedimente. Oft dient daher der Feldspatgehalt, bzw. das Feldspat/Quarz-Verhältnis auch als "Reife-Index" eines Sediments: Je weniger Feldspat ein Sediment enthält, desto "reifer" ist es. Dies gilt jedoch nicht für primär feldspatarmer Sedimente (Pettijohn, 1975).

Feldspatreiche Sedimente werden vor allem dort gebildet, wo es aufgrund eines hohen Reliefs (Uplift) zu großen Erosionsraten kommt. Hierbei wird viel "unreifer" (feldspatreicher) Detritus produziert (Pettijohn, 1975). Voraussetzung dazu ist allerdings die richtige Lithologie im Abtra-

gungsgebiet, d.h. das Vorkommen feldspatreicher kristalliner Gesteine, vor allem von Granitoiden und Gneisen. Abtragungsgebiete, die dagegen hauptsächlich aus sedimentären Gesteinen aufgebaut sind, liefern feldspatarmen Detritus. Diesen Umstand kann man sich für paläogeographische Rekonstruktionen zu Nutze machen. Dabei müssen allerdings die den Feldspatgehalt beeinflussenden Faktoren immer mitberücksichtigt werden.

Crook (1974) unterscheidet quarzarme Grauwacken, die er von magmatischen Inselbögen herleitet, intermediäre Grauwacken, die er aktiven Plattenrändern andinen Typs zuordnet und quarzreiche Grauwacken, die von passiven Kontinentalrändern ("atlantic-type") stammen sollen. Bei letzteren handelt es sich um Liefergebiete, die hauptsächlich aus Sedimenten aufgebaut sind. Typisch für das Komponentenspektrum intermediärer Grauwacken sollen niedrig- bis hochgradige Metamorphite und saure Magmatite sein (Crook, 1974).

Engel et al. (1983) haben den Stoffbestand der Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges mit der Infrarot-Spektroskopie untersucht. Dabei haben sie eine Abnahme des Feldspatgehaltes vom Devon/Unterkarbon III α bis in das Oberkarbon festgestellt. Gleichzeitig vermerken sie eine Zunahme des Quarzgehaltes und des Anteils sedimentärer und meta-sedimentärer Gesteinsbruchstücke. Ähnliche Entwicklungen liegen auch in anderen Teilen des Rhenohercynikums (z.B. dem Harz) vor (Engel et al., 1983). Diese Stoffbestandsentwicklung deutet auf eine Zunahme von Sedimentgesteinen und Metasedimenten im Liefergebiet hin. Dies ist im Szenario eines aufsteigenden orogenen Hinterlandes, wie es auch am S-Rand des Rhenohercynikums vermutet wird (z.B. Engel & Franke, 1983) unüblich. Eine Erklärung hierfür ist die Bildung eines Akkretionskeils am aktiven Plattenrand, in den zunehmend auch "reife" devonische Sandsteine des Rhenohercynikums integriert werden (Engel et al., 1983).

Die Ergebnisse der hier vorgestellten Untersuchungen der Feldspat/Quarz-Verhältnisse der saxothuringischen Grauwacken des Frankenwaldes stehen in krassem Widerspruch zu der Entwicklung, wie sie Engel et al. (1983) an den Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges beobachten konnten. Im Frankenwald nimmt das Feldspat/Quarz-Verhältnis und damit der Feldspat-Gehalt der Grauwacken in den Flysch-Serien vom Liegenden zum Hangenden zu (Abb. 31 und 32). Dies steht auch in gewissem Widerspruch zu den Ergebnissen sedimentpetrographischer Untersuchungen der unterkarbonischen Grauwacken der Ziegenrücker Mulde, wo Timmermann (1978) durch Dünnschliffintegrationen niedrige Feldspatgehalte von maximal 5% ermittelte. Nach ihren Untersuchungen weisen die unterkarbonischen Grauwacken des Ziegenrücker Synklinoriums im allgemeinen kleine Feldspat/Quarz-Verhältnisse auf (Timmermann, 1978).

Die kontinuierlich zunehmenden Feldspat/Quarz-Verhältnisse in den saxothuringischen Grauwacken deuten auf einen fortdauernden, bzw. sich verstärkenden Kristallineintrag. Gestützt wird diese Interpretation durch die Ergebnisse von Schwermineral- und Zirkonvarietätenanalysen, die zeigen, daß in den Oberen Teuschnitzer Schichten gehäuft Granat, vorherrschend idiomorphe Zirkone und viel Apatit auftreten (Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, 1994; Schäfer & Dörr, in Vorb.). Auch die Mikrosondenanalysen der detritischen Hellglimmer aus dem Flysch, sowie das Geröllspektrum der Konglomerate der Oberen Teuschnitzer Schichten liefern Hinweise auf einen fortdauernden Kristallineintrag im Unterkarbon des Frankenwaldes (vgl. Kap. 5.2.3).

Die Vorherrschaft von sedimentärem Detritus im älteren Unterkarbon der Thüringischen Fazies (Franke, 1984; Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, in Vorb.) läßt sich gut mit einem Akkretionskeil am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums mit einem kristallinen Hinterland (Tepla-Barrandium) erklären. Die Abnahme von Detritus des Paläozoikums der Bayerischen Fazies und die Zunahme von kristallinem Detritus in den Grauwacken des jüngeren Unterkarbons deuten darauf hin, daß das Hinterland durch tektonische Prozesse verstärkt in den Drainagebereich einbezogen wird. Denkbar ist, daß im jüngeren Unterkarbon Kristallineinheiten auf den sedimentdominierten Teil des Liefergebietes überschoben werden. Dies äußert sich auch in der Zunahme des Feldspatanteils in den Grauwacken. Als überfahrende Einheiten kommen Kristallinserien vom Typ der Münchberger Gneismasse oder der ZEV / ZTT in Frage.

5.4 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

An dieser Stelle sollte noch einmal darauf hingewiesen werden, daß bei einer Liefergebietsbestimmung für den Flysch über einen Vergleich seines Stoffbestandes mit dem potentieller Liefergebiete immer nur von den heute in den Kristallingebieten anstehenden Gesteinen ausgegangen werden kann. Dabei kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß der Detritus nicht von den heute anstehenden Einheiten stammt, sondern von solchen, die zu diesen äquivalent-, aber bereits abgetragen sind. Welzel (1991) hat gezeigt, daß bereits im Permo-Karbon, also in der Spätphase der Kollision wesentliche Teile des variszischen Orogens abgetragen waren. Seit diesem Zeitpunkt werden im großen und ganzen die Einheiten erodiert, die sich auch heute noch im Abtragungsniveau befinden (Welzel, 1991).

Im Mitteldevon des Barrandiums geben die chemischen Zusammensetzungen der bisher untersuchten detritischen Hellglimmer keine Hinweise auf eine Abtragung druckbetonter Metamorphite.

Bereits in den oberdevonischen Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums treten Granate auf, die nach ihrer Lage im Diagramm nach Sturt (1962) und Nandi (1967) (Abb. 13) aus mitteldruckmetamorphen Gesteinen stammen könnten. Hierfür spricht vor allem die Ähnlichkeit der detritischen Granate mit den Granaten aus Metapeliten der ZEV und mit Granaten aus Gesteinen des Domazlice/Tepla-Kristallins. Die Mitteldruck-Metamorphosebedingungen der Metapelite der ZEV werden mit 6-8 kb und $650 \pm 30^\circ\text{C}$ angegeben (Kleemann, 1991). Datiert wurde die frühvariszische Mitteldruck-Metamorphose in der ZEV auf 380-390 Ma (U-Pb an Zirkonen und Monazit; Teufel, 1988). Im Domazlice-Kristallin erreicht die variszische Metamorphose lediglich die Grünschiefer- und nicht die Amphibolitfazies. Hier ist lediglich eine cadomische Mitteldruck-Metamorphose entwickelt, die bis zur Staurolith-Disthen-Zone ausgebildet ist (Zulauf et al., 1995a). Im Tepla-Hochland dagegen erreicht die variszische Metamorphose die Granat-Zone (Zulauf et al., 1995a).

Die U-Pb Datierungen detritischer Zirkonfraktionen und Einzelzirkone aus den Famenne-Grauwacken liefern weitere Indizien für eine Abtragung von Kristallin vom Typ der ZEV. Die Ergebnisse der isopenchemischen Analysen dieser Zirkone lassen sich mit Zirkonen aus der ZEV vergleichen. Die detritischen Zirkonfraktionen aus dem oberdevonischen Flysch liegen auf den Diskordien der von Teufel (1988) analysierten Zirkone aus Metapeliten der ZEV, die die frühvariszische Mitteldruckmetamorphose um 380 Ma datieren (Dörr et al., 1991; Schäfer & Dörr, 1994; Teufel, 1988). Ein detritischer Einzelzirkon liefert ebenfalls ein Alter von ca. 380 Ma (Schäfer & Dörr, 1995; Schäfer et al., 1995).

Dies kann als erster Hinweis auf eine rasche Exhumierung metamorpher Gesteine am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums verstanden werden.

Die detritischen Amphibole, die in den Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums auftreten, lassen sich mit den Amphibolen aus dem Randamphibolit der Münchberger Gneismasse korrelieren. Dies wird dahingehend interpretiert, daß der Randamphibolit oder eine dazu äquivalente Einheit einen Teil des Liefergebietes der oberdevonischen Grauwacken darstellt. Dies bedeutet, daß der Randamphibolit bereits im Famenne (ca. 365 Ma), kurz nach seiner Metamorphose (ca. 380 Ma; K-Ar an Hornblenden, Kreuzer et al., 1988) die Oberfläche erreicht hat. Aus dieser Interpretation heraus ergeben sich jedoch auch einige offene Fragen:

- Wenn der Randamphibolit wirklich das Liefergestein der detritischen Amphibole ist, warum treten in den jüngeren Grauwacken nur so wenige detritische Amphibole auf, wo doch der Randamphibolit heute noch, wenn auch nur mit ganz geringem Ausstrich, im Erosionsniveau ansteht, und er dies eventuell auch im älteren Unterkarbon getan hat? Eine Erklärung hierfür könnte sein, daß der Ausstrich des Randamphibolits im Verlaufe des Unterkarbons z.B. durch Überschiebungen verkleinert wurde.
- Die andere Frage ist, warum in den oberdevonischen Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums so wenig Granat auftritt? Dies ist etwas verwunderlich, weil es im Randamphibolit der Münchberger Gneismasse Partien mit bis zu 20 Vol.-% Granat gibt (Pommerenke, 1985). Diese Granate passen allerdings nicht zu den detritischen Granaten in den Famenne-Grauwacken.

Die Mikrosondenanalysen der detritischen Hellglimmer aus den Famenne-Grauwacken haben gezeigt, daß die Si-Gehalte der Muskowite über einen sehr großen Bereich (3,06-3,45 Si/f.u.) streuen. Dies wird dahingehend interpretiert, daß bereits im Famenne im Liefergebiet ein angekipptes Krusten- (Metamorphose-) Profil aufgeschlossen war. Die Streuung der Si-Gehalte kann aber auch durch retrograde Prozesse, die nur eine Gesteinseinheit betroffen haben, verursacht worden sein. Dies ändert aber nichts an der Tatsache, daß bereits im Famenne Detritus aus mittel- bis hochdruckmetamorphen Gesteinen im Flysch auftritt. Dieser Befund bestätigt die Interpretation der Granatdaten, die bereits eine Abtragung mitteldruckmetamorpher Gesteine vermuten ließen.

Die maximalen Si-Gehalte in den detritischen Hellglimmern der oberdevonischen Grauwacken deuten auf Drucke ≥ 13 kb. Ähnliche Si-Gehalte und Metamorphosedrucke werden von Eklogiten der Münchberger Gneismasse (z.B. Franz et al., 1984, 1986; Klemd, 1989) berichtet.

Unterkarbonischer Flysch: Die Mikrosondenanalysen detritischer Granate aus dem unterkarbonischen Flysch zeigen, daß keine Veränderung in der chemischen Zusammensetzung der detritischen Granate vom Famenne bis in das Visé auftritt. Eine Anbindung der detritischen Granate an das heute anstehende Kristallin ist schwierig. Allenfalls ergeben sich Analogien zu Einheiten der ZEV/ZTT oder deren Äquivalenten. Die größten Ähnlichkeiten zu den detritischen Granaten zeigen Granate aus Metapeliten der ZEV, sowie Granate aus Gesteinen des Domazlice/Tepla-Kristallins (ZTT). Es ist allerdings auch nicht auszuschließen, daß die detritischen Granate von keiner der heute anstehenden Kristallineinheiten stammen. So ist z.B. eine Umlagerung aus den kambrischen Grauwacken der Tiefenbach-Wechselfolge des Frankenwaldes denkbar (vgl. Diskussion in Kap. 5.2.1).

Die Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer aus den unterkarbonischen Grauwacken streuen über den gleichen Bereich wie die der Hellglimmer aus dem oberdevonischen Flysch, was be-

deutet, daß auch weiterhin mittel- bis hochdruckmetamorpher Detritus abgetragen wird. Gleichzeitig treten auch Proben mit homogenen Glimmerpopulationen mit niedrigen Si-Gehalten auf. Die K-Ar Datierungen der detritischen Muskowite aus den unterkarbonischen Grauwacken lassen 3 Altersgruppen erkennen: 369-408 Ma, 490-505 Ma und 619 Ma (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.). Es zeigt sich, daß nicht nur die Front des variszischen Orogens das Liefergebiet des saxothuringischen Flyschs ist, sondern auch die hohen Stockwerke des kristallinen Hinterlandes, bestehend aus cadomischem Basement. Ein gemeinsames Auftreten von detritischen Hellglimmern mit ordovizischen Altern (490-505 Ma) und niedrigen Si-Gehalten (3,02-3,13 Si/f.u.) einerseits und cadomischem Detritus andererseits macht das Tepla-Barrandium als Liefergebiet wahrscheinlich. Dort treten in einer bereits cadomisch gekippten Kruste ordovizische Granitoide auf (Dörr et al., 1995; Zulauf et al., 1995 a und b; Zulauf et al., im Druck). Besonders die Datierungen eines Granitgerölls aus dem Teuschnitzer Konglomerat (504 ± 10 Ma) sprechen für die Abtragung ordovizischer Granite (Dörr et al., 1989b).

Die Gneisgerölle aus den Konglomeraten der Oberen Teuschnitzer Schichten lassen sich von der Liegend- und der Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse herleiten. Die Si-Gehalte der Hellglimmer in den untersuchten Geröllen decken den gleichen Bereich ab, wie die der detritischen Muskowite.

Die Zunahme des Feldspat/Quarz-Verhältnisses in den saxothuringischen Grauwacken vom Liegenden zum Hangenden deutet, ebenso wie die Ergebnisse der Schwermineral- und Zirkonvarietätenanalysen (Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, 1994; Schäfer & Dörr, in Vorb.), die Mikrosondenanalysen der detritischen Minerale und das Geröllspektrum der unterkarbonischen Konglomerate, auf einen fortdauernden, bzw. sich verstärkenden Kristallineintrag. Dazu passend kann das Zurücktreten von Detritus des Paläozoikums der Bayerischen Fazies dadurch erklärt werden, daß dieser Teil des Liefergebietes tektonisch überfahren wird, und zwar von Kristallineinheiten vom Typ der Münchberger Gneismasse, im Speziellen der Hangend- und der Liegendserie, oder der ZEV / ZTT.

Zusammenfassend läßt sich aus der Kombination der hier vorgestellten und älterer Untersuchungen zum Stoffbestand, sowie der geochronologischen Daten eine Anbindung des Flyschs an die ZEV / ZTT einerseits und die Münchberger Gneismasse (inkl. der Randschieferserie) andererseits ableiten. Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen geben in Verbindung mit den Altersdaten Hinweise auf die Geschwindigkeit von Hebung und Exhumierung am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums und die paläogeographisch-tektonische Entwicklung im Liefergebiet. Diese soll im nächsten Kapitel skizziert werden.

6. PALÄOGEOGRAPHISCH-TEKTONISCHES MODELL

Die Ergebnisse der bisher durchgeführten Untersuchungen erlauben die Formulierung des folgenden paläogeographisch-tektonischen Modells:

Im Mitteldevon des Barrandiums gibt es bis jetzt keine Anzeichen für eine Abtragung mittel- bis hochdruckmetamorpher Gesteine. Die Sedimentation im Tepla-Barrandium endet im Givet (ca. 380 Ma). Die Siltsteine des Givet können als die allerersten Vorboten der variszischen Orogenese verstanden werden (Franke, 1989a; Kukul & Jäger, 1988).

Im Erbdorfer Paläozoikum treten nur Gesteine des Altpaläozoikums der Thüringischen Fazies auf (Adam & Reuter, 1981). D.h., die Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums werden auf Einheiten der Thüringischen Fazies abgelagert (Abb. 37). Saxothuringischer Ozeanboden war zu dieser Zeit schon weit unter das Tepla-Barrandium subduziert. In Folge dessen ist das saxothuringische Becken bereits so schmal, daß die Famenne-Grauwacken den Bereich der Thüringischen Fazies (Schelf) erreichen.

Nachdem spätestens im Oberdevon der ozeanische Teil des saxothuringischen Beckens subduziert ist, wird bei der Kollision die Tepla-Barrandium-Mikroplatte transpressiv auf das saxothuringische Vorland überschoben und exhumiert (Abb. 37; Schäfer et al., 1995). Die Si-Gehalte der detritischen Hellglimmer und die U-Pb Datierungen detritischer Zirkone (ca. 380 Ma) aus dem oberdevonischen Flysch deuten darauf hin, daß bereits im Famenne, bei ca. 365 Ma, mittel- bis hochdruckmetamorphe Gesteine der frühvariszischen Metamorphose (ca. 380 Ma), d.h. Kristallgesteine vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT exhumiert waren und abgetragen wurden. Wahrscheinlich haben der Randamphibolit und die Liegend- und Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse (oder dazu äquivalente Einheiten) zu dieser Zeit bereits die Oberfläche erreicht (Abb. 37).

Hohe Apatitgehalte in den Schwermineralspektren der oberdevonischen Grauwacken lassen auf eine Abtragung saurer Plutonite (Granitoide) schließen (Schäfer, 1992; Schäfer & Dörr, 1994; Schäfer & Dörr, in Vorb.). Dies spiegelt sich auch in niedrigen Si-Gehalten detritischer Muskowite wider.

Detritische Zirkone mit scheinbaren U-Pb Altern von rund 2 Ga weisen auf ein proterozoisches Liefergebiet oder eine Umlagerung aus älteren Sedimenten hin (Dörr et al., 1991).

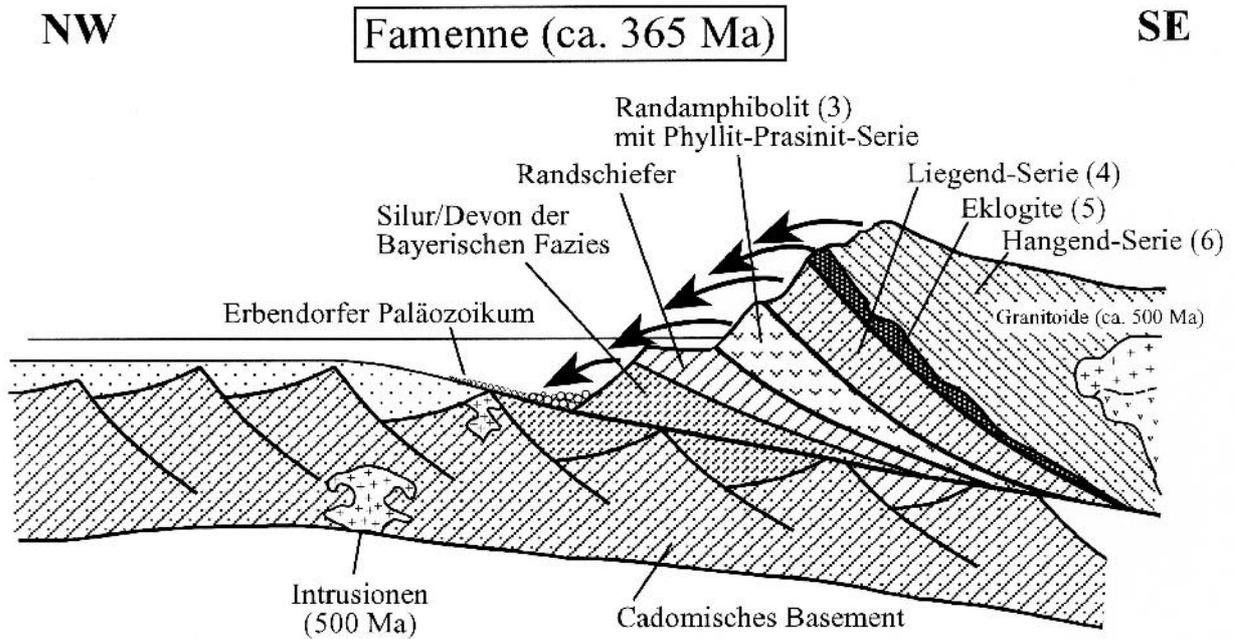


Abb. 37) Paläogeographisch-tektonische Rekonstruktion für das Saxothuringikum zur Zeit des Silurs bis frühen Devons (unten; nach Franke et al., 1992b) und ein schematischer Zeitschnitt für das Famenne des Erbendorfer Paläozoikums (oben).

1 = Thüringische Fazies (Schelf); 2 = Bayerische Fazies (gedehnter Kontinentalhang); 3 = Randamphibolit; 4 = Liegend-Serie; 5 = Eklogit (MORB); 6 = Hangend-Serie.

Vermutlich haben also zur Zeit des Famenne die folgenden Gesteinstypen im Liefergebiet angestanden:

- Ultrabasite, wofür auch hohe Gehalte an Cr-Spinellen in den Schwermineralspektren der Famenne-Grauwacken sprechen (vgl. Kap. 1.1.3);

- der Randamphibolit der Münchberger Gneismasse oder eine dazu äquivalente Einheit;
- Metamorphite, teilweise mit einer der ZEV vergleichbaren U-Pb-Signatur, eventuell die Liegend- und Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse;
- Granite oder niederdruckmetamorphe Orthogneise;
- (Meta-)sedimente.

Diese Gesteinsassoziation läßt sich am besten mit einem angekippten Metamorphoseprofil im Liefergebiet erklären.

Das Auftreten von Detritus in den Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums, der von Gesteinen vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT hergeleitet werden kann, zeigt, daß diese Gesteine bereits im Famenne (365 Ma) die Oberfläche erreicht haben. Abkühlalter von Biotit, Hornblende und Muskowit (z.B. Kreuzer et al., 1988; Schüssler et al., 1986), sowie U-Pb Alter von Zirkonen (Gebauer & Grünfelder, 1979; Teufel, 1988) liegen im Kristallin der Münchberger Gneismasse und der ZEV sehr eng zusammen (um 380 Ma). Dabei datieren die Zirkone die frühvariszische (Mitteldruck-) Metamorphose, während die Abkühlalter den Aufstieg durch die verschiedenen Isograden widerspiegeln. Die rasche Abfolge der verschiedenen Mineralalter ist ein Hinweis auf eine schnelle isostatische Hebung infolge der Unterschiebung kontinentaler Kruste: Zwischen der frühvariszischen Metamorphose und der Exhumierung der dabei entstandenen Gesteine liegen nur ca. 15 Ma. Hohe Si-Gehalte von detritischen Hellglimmern lassen sich auf hochdruckmetamorphe Gesteine zurückführen, für die im anstehenden Kristallin Drucke von bis zu mehr als 20 kb nachgewiesen sind (z.B. Franz et al., 1986; Klemd, 1989; O'Brien, 1989). Dies entspricht einer Versenkungstiefe von rund 70 km. Daraus ergibt sich über den Zeitraum von 15 Ma eine Exhumierungsrate von rund 5 mm/a.

Spätestens im älteren Visé belegt Wildflysch mit Olistolithen des Kambriums bis Unterkarbons die Angliederung der Unterplatte an den aktiven Plattenrand. Die Lithologie der Gerölle entspricht dem Paläozoikum der Bayerischen Fazies, das am SE-Rand des saxothuringischen Beckens einen Akkretionskeil bildet, der das Flyschbecken beliefert (Abb. 4).

Im Visé ist der ehemalige Ablagerungsraum der Bayerischen Fazies vollständig subduziert (Abb. 38). Die Begriffe "Thüringische Fazies" und "Bayerische Fazies" sind somit ab dem Visé nur noch als Synonyme für distalen, bzw. proximalen (Wild-) Flysch zu verstehen. Im Gegensatz dazu waren diese Begriffe im Silur und frühen Devon noch gleichzusetzen mit Schelf, bzw. gedehntem Kontinentalhang (Abb. 37).

Im höheren Visé dokumentieren typische fossilführende, ordovizische Quarzite die Integration des saxothuringischen Vorlandes (Thüringische Fazies) in das Liefergebiet. Datierte kambro-ordovizische Granite (504 ± 10 Ma; Dörr et al., 1989b) könnten ebenfalls aus dem Raum der Thüringischen Fazies stammen. Jedoch zeigen geochemische Untersuchungen (Kap. 3.2 und 5.1) innerhalb eines noch laufenden Projekts bereits jetzt, daß sich die anstehenden Granite der Thüringischen Fazies von den Granitgeröllen aus den Konglomeraten der Oberen Teuschnitzer Schichten deutlich unterscheiden.

Die Si-Gehalte der detritischen Muskowite und die chemischen Zusammensetzungen der detritischen Granate aus den unterkarbonischen Grauwacken deuten, ebenso wie die Gneisgerölle aus den unterkarbonischen Konglomeraten und die zum Hangenden hin zunehmenden Feldspat-/Quarz-Verhältnisse, auf einen fortdauernden, bzw. sich verstärkenden Kristallineintrag. In Frage kommen hierfür weiterhin Einheiten vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT, im speziellen die Liegend- und Hangend-Serie der Münchberger Gneismasse.

Zu diesen Vorstellungen passen auch die K-Ar Alter der detritischen Muskowite aus den unterkarbonischen Grauwacken (Ahrendt et al., 1995; Neuroth, in Vorb.): Muskowite mit Altern zwischen 369 und 408 Ma lassen sich mit der Abkühlung nach der frühvariszischen Metamorphose korrelieren. Muskowite mit Altern zwischen 490 und 505 Ma könnten aufgrund niedriger Si-Gehalte von altpaläozoischen Magmatiten hergeleitet werden und Hellglimmer mit Altern um 600 Ma das cadomische Basement repräsentieren.

Aus der Kombination aller Befunde läßt sich das Tepla-Barrandium als Liefergebiet ableiten (vgl. Kap. 5), in dem weiterhin ein angekipptes Krustenprofil vorliegt.

Im jüngeren Unterkarbon überfahren Kristallineinheiten vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT einen Teil der "Akkretionszone", wodurch Detritus des Paläozoikums der Bayerischen Fazies, sowie auch detritische Hornblenden (Randamphibolit), im Stoffbestand des Flyschs verschwinden, bzw. zurückgedrängt werden.

Im Saxothuringikum kann, ebenso wie im Rhenohercynikum, die Situation am aktiven Plattenrand mit dem Modell eines "tectonic wedge" beschrieben werden. Wie im Rhenohercynikum, so wird auch im Saxothuringikum zur Zeit des älteren Unterkarbons das Liefergebiet des Flyschs im wesentlichen durch die Akkretion der Unterplatte aufgebaut. Allerdings unterscheidet sich die weitere paläogeographisch-tektonische Entwicklung am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums von derjenigen, wie sie von Engel et al. (1983) für den S-Rand des Rhenohercynikums geschildert wird: Im Unterschied zum Rhenohercynikum wird im Saxothuringikum der Aufbau des

Liefergebietes auch maßgeblich durch die Überschiebung exhumierter kristalliner Einheiten, sowie durch das kristalline Hinterland der orogenen Front (Tepla-Barrandium) beeinflusst (Abb. 38). Vor allem im jüngeren Unterkarbon werden diese Kristallineinheiten durch tektonische Prozesse verstärkt in das Liefergebiet integriert. Dies verringert den Anteil akkretionierter Sedimente am Aufbau des Liefergebietes.

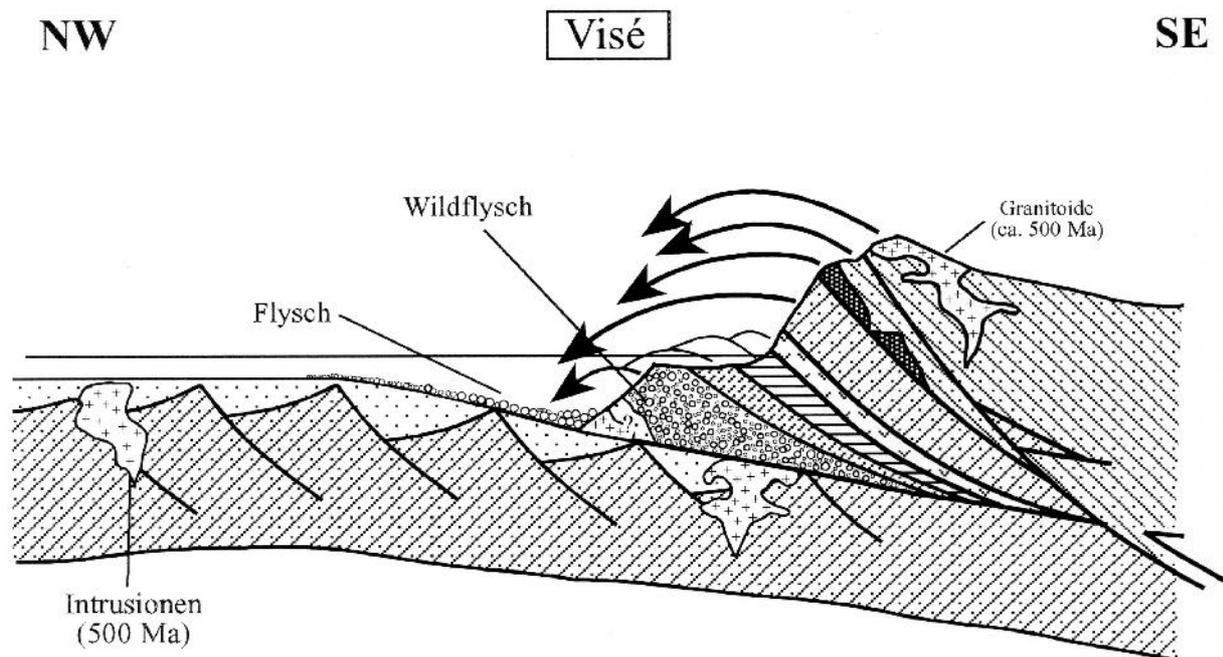


Abb. 38) Vereinfachte paläogeographisch-tektonische Rekonstruktion der Situation am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums zur Zeit des Visé. Dargestellt ist ein Zeitschnitt für das Niveau des Teuschnitzer Konglomerates.

7. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND OFFENE FRAGEN

Die Untersuchungen zum Stoffbestand des saxothuringischen Flyschs in der vorliegenden Arbeit zeigen, daß es sich bei der Bearbeitung synorogener Sedimente bewährt, verschiedene methodische Ansätze zu kombinieren.

Die Ergebnisse der Schwermineral-, Zirkonvarietäten- und Geröllanalysen, der geochemischen Analysen von Geröllen, der Mikrosondenanalysen detritischer Minerale, sowie der U-Pb und K-Ar Datierungen detritischer Zirkone, bzw. Muskowite lassen die Anbindung des Flyschs an ein Liefergebiet (Münchberger Gneismasse, Tepla-Barrandium) zu. Alle bedeutenden Einheiten des Liefergebiets sind im Flysch dokumentiert.

Sogar Rückschlüsse auf die Metamorphosebedingungen im Liefergebiet sind aus den Mikrosondenanalysen detritischer Minerale möglich.

Trotzdem bleibt die Frage offen, warum die Famenne-Grauwacken des Erbdorfer Paläozoikums kaum Granat enthalten, obwohl er im Liefergebiet des Flyschs häufig auftritt.

Aus der Detritusanalyse im saxothuringischen Flysch lassen sich auch die im Liefergebiet, am aktiven Plattenrand des saxothuringischen Beckens, ablaufenden Prozesse erkennen: So spiegelt der Stoffbestand der Grauwacken des älteren Unterkarbons der Thüringischen Fazies im Frankenwald wider, daß zu dieser Zeit in verstärktem Maße Sedimente des Paläozoikums der Bayerischen Fazies in das Liefergebiet integriert werden. Dies kann mit einer Angliederung der Unterplatte an den aktiven Plattenrand erklärt werden. Im höheren Visé ist im Flysch die Integration von Paläozoikum der Thüringischen Fazies in das Liefergebiet dokumentiert. Gleichzeitig wird aber deutlich, daß weiterhin Kristallin vom Typ der Münchberger Gneismasse / ZEV / ZTT überschoben und erodiert wird.

Anhand der vorliegenden Daten zum Stoffbestand der synorogenen Sedimente läßt sich die Exhumierungsgeschichte des Kristallins ableiten- und somit die Geschwindigkeit des orogenen Massenkreislaufs Subduktion-Obduktion-Exhumierung bestimmen. So kann man für das Liefergebiet des saxothuringischen Flyschs zeigen, daß bereits kurz (ca. 15 Ma) nach der frühvariszischen Metamorphose die dabei entstandenen Kristallingesteine aus einer Tiefe von rund 70 km die Oberfläche wieder erreicht haben. Hieraus läßt sich eine Exhumierungsrate von 5 mm/a ermitteln.

Jedoch sind weitergehende Untersuchungen notwendig, um diese Befunde und Hypothesen zu überprüfen. Vor allem U-Pb Datierungen von detritischen Einzelzirkonen, K-Ar Datierungen und

Mikrosondenanalysen detritischer Hellglimmer, sowie weitere geochemische Analysen sind dringend erforderlich, um das Profil zu vervollständigen. Tektonische Geländeaufnahmen in den Liefergebieten des Flyschs sind notwendig, um genauere Informationen über die Mechanismen der Exhumierung zu erhalten.

Von entscheidender Wichtigkeit für die paläogeographische Rekonstruktion ist das bislang unbekannte Eduktalter des Randamphibolits. Diesbezüglich bestehen zwei Möglichkeiten: Entweder der Randamphibolit ist proterozoischen Alters und Teil des cadomischen Basements der Unterplatte oder der Randamphibolit stellt amphibolitfaziellen (altpaläozoischen) saxothuringischen Ozeanboden dar. Diese zwei Möglichkeiten haben unterschiedliche Konsequenzen für das paläogeographisch-tektonische Modell.

LITERATURVERZEICHNIS

- Adam, J.-F. & Reuter, A. (1981): Das Paläozoikum von Erbdorf (NE-Bayern). Ergebnisse einer Neukartierung. - unveröffentlichte Diplomarbeit, Univ. Göttingen: 63 S.
- Ahrendt, H., Franke, W. & Welzel, B. (1992): K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten und Mineralfeinfraktionen prä-, syn- und postorogener schwachmetamorpher Sedimente - Grundlegende Daten zur Quantifizierung orogener Prozesse am Beispiel der Varisziden. - Schwerpunktprogramm der DFG - OROGENE PROZESSE, Ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden, Einführungskolloquium, Gießen 18.-19. März 1992, Programm und Vortragskurzfassungen: 8-10.
- Ahrendt, H., Franke, W. & Welzel, B. (1993): K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten prä- und synorogener schwachmetamorpher Sedimente - Grundlegende Daten zur Quantifizierung orogener Prozesse am Beispiel der Varisziden. - Protokoll über das 2. Kolloquium im Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE, Ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden, vom 26.-27. Mai 1993 in Gießen. Vortragskurzfassungen: 15-16.
- Ahrendt, H., Neuroth, H. & Franke, W. (1994): K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten prä- und synorogener schwachmetamorpher Sedimente - Grundlegende Daten zur Quantifizierung orogener Prozesse am Beispiel der Varisziden. - Beitragszusammenfassungen des 3. Kolloquiums im DFG-Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden 29. - 31.3.1994, Würzburg, Terra nostra 3/94: 95-96.
- Ahrendt, H., Neuroth, H. & Franke, W. (1995): K-Ar Alter detritischer Hellglimmer - "Sicherungskopien" orogener Prozesse. - Poster, 4. Kolloquium im DFG-Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden 29. - 30.3.1995, Jena, Terra Nostra 95/8: 76-77.
- Al-Rawi, D. (1977): Biostratigraphische Gliederung der Tentakuliten-Schichten des Frankenwaldes mit Conodonten und Tentakuliten (Unter- und Mittel-Devon, Bayern, Deutschland). - Senckenbergiana lethaea, 58, 1/3: 25-79.
- Altenberger, U. (1991): Geochemie und Metamorphose der Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone nordöstlich des Val d'Ossola, Provincia di Novara/Norditalien.- Mainzer geowiss. Mitt., 20: 91-118.
- Andel, Tj.H. van (1959): Reflections on the Interpretation of Heavy Mineral Analyses. - J. Sed. Petrol, Vol. 29, No. 2: 153-163.
- Bard, J.P. (1970): Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain). - Contrib. Mineral. Petrol. (1970), 28: 117-134.
- Beard, B.L., Medaris, L.G.jr, Johnson, C.M., Brueckner, H.K. & Misar, Z. (1992): Petrogenesis of Variscan high temperature Group A eclogites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. - Contrib. Mineral. Petrol. (1992), 111: 468-483.
- Behr, H.-J., Blümel, P., Franke, W., Stein, E. & Vollbrecht, A. (1985): Frankenwald - Fichtelgebirge - Oberpfälzer Wald (Exkursion B am 11. und 12. April 1985). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 67: 23-50, Stuttgart.
- Behr, H.J., Engel, W. & Franke, W. (1980): Guide to Excursion no. 2 (Münchberger Gneismasse, Bayerischer Wald). - Int. Conf. on the Effects of Deformation on Rocks: 100 S., Göttingen.
- Behr, H.J., Engel, W. & Franke, W. (1982): Variscan Wildflysch and Nappe Tectonics in the Saxothuringian Zone (Northeast Bavaria, West Germany). - Amer. J. Sci., 282: 1438-1470, New Haven.
- Bhatia, M.R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. - Journal of Geology, 91: 611-627.
- Bhatia, M.R. (1985): Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. - Sedimentary Geology, 45: 97-113.
- Bhatia, M.R. & Crook, K.A.W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. - Contrib. Mineral. Petrol., 92: 181-193.

- Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. (1980): Origin of sedimentary rocks (Second edition). - Prentice-Hall, New Jersey, USA, 1980: 782 S.
- Brown, E.H. (1977): The Crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. - *Journal of Petrology*, 18, 1: 53-72.
- Brümmer, O., Berg, U., Cobet, U., Däbritz, S., Dworzak, G., Küchler, L., Röder, A., Siegel, U. & Wendt, M. (Hrsg.) (1978): Mikroanalyse mit Elektronen- und Ionensonden. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig: 295 S.
- Bues, C.C. (1993): Mineralchemie und Geothermobarometrie der Intrusivgesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen bei Hl. Blut (Nordostbayern). - *Geologica Bavarica*, 98: 119-151, München.
- Butler, J.R. & Thompson, A.J. (1965): Zirconium : Hafnium ratios in some igneous rocks. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1965, 29: 167-175.
- Bühn, B. & Okrusch, M. (1993): Zur Petrologie und Interpretation der Granat-Amphibolite in der KTB-Hauptbohrung. - *Z. geol. Wiss.*, 21 (1/2): 37-47, Berlin.
- Caironi, V. (1985): Characterization of different granitic facies in the Baveno-Mottarone pluton by means of the typologic study of zircon populations. - *Rendiconti della Societa Italiana Di Mineralogia E Petrologia*, 1985, 40: 341-352.
- Carswell, D.A. (Hrsg.): Eclogite facies rocks. - Blackie & Son, Glasgow and London, 1990: 396 S.
- Cháb, J. & Záček, V. (1994): Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex. - KTB-Report 94-3: 33-37.
- Chakraborty, S. & Ganguly, J. (1991): Compositional zoning and cation diffusion in garnets. - In: Ganguly, J. (Hrsg.): Diffusion, atomic ordering and mass transport. *Advances in physical geochemistry*. New York, 8: 121-175.
- Chlupáč, I. (1993): Geology of the Barrandian. A field trip guide. - Senckenberg-Buch, Verlag W. Kramer, Frankfurt/M, 1993: 163 S.
- Crook, K.A.W. (1974): Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). - In: Dott, R.H. & Shaver, R.H. (1974): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - Society of economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, Oklahoma, USA, Special Publication No. 19: 304-310.
- Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. (1995) (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. - Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg: 604 S.
- Dawson, J.B. & Carswell, D.A. (1990): High temperature and ultra-high pressure eclogites. - In: Carswell, D.A. (Hrsg.): Eclogite facies rocks. - Blackie & Son, Glasgow and London, 1990: 315-349.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals. - Longman Scientific & Technical, Harlow, 2nd edition 1992: 696 S.
- Dietrich, V.J. & Franz, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). - *Geotektonische Forschungen*, 50: 85-109.
- Dörr, W., Franke, W. & v.Gehlen, K. (1989a): DFG-Projekt Fr 668/4-2: U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen aus paläozoischen Klastika (Gerölle und Matrix). - DFG-Bericht unveröff.
- Dörr, W., Franke, W. & Kramm, U. (1989b): U/Pb-Daten von Zirkonen klastischer Sedimente - Beiträge zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - KTB-Kolloquium 15.3 - 17.3.1989, Gießen - Poster-Programm, KTB-Report.
- Dörr, W., Kramm, U., Franke, W. & v.Gehlen, K. (1991): U-Pb Systematics of detrital zircons from the Saxothuringian Belt - Constraints on the tectonic development. - *Terra Abstracts*, Vol. 3, No. 1: 206-207.

- Dörr W., Philippe, S., Fiala, J., Vejnar, Z. & Zulauf, G. (1995): U-Pb dating on zircons of meta-granitoids of the Tepla Crystalline Unit (Bohemian Massif) - Evidence for pervasive Cambrian plutonism. - Terra abstracts, Abstract supplement No. 1 to Terra nova, vol. 7, 1995, EUG 8 Strasbourg, France, 9.-13. April 1995, Oral and Poster presentation abstracts: 352, Oxford 1995.
- Dörr, W., Pique, A., Franke, W. & Kramm, U. (1992): Les galets granitiques du conglomérat de Russ (Dévon-Dinantien des Vosges du Nord) sont les témoins d'un magmatisme acide ordovicien. La distension crustale et le rifting saxothuringien au Paléozoïque inférieur. - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 315, Série II: 587-594.
- Eigenfeld, R. (1933): Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwalde. - Abhandlungen der Mathematischen und Physikalischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, Leipzig, v. XLII, 1: 1-64.
- Eigenfeld, R. (1938): Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiet altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. - Abhandlungen der Mathematischen und Physikalischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, Leipzig, v. 42: 1-149.
- Eigenfeld, R. (1966): Paläozoische Konglomerate in der Umgebung der Münchberger Gneismasse. - Z. dt. geol. Ges., 115: 670-678.
- Eigenfeld, R. & Eigenfeld-Mende, I. (1978): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der varisziden Deutschlands. - Z. dt. geol. Ges., 129: 319-357.
- Engel, A.E.J. & Engel, C.G. (1962): Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York. - Geol. Soc. Am. Bull., 73: 1499-1514.
- Engel, W., Flehmig, W. & Franke, W. (1983): The mineral composition of Rhenohercynian flysch sediments and its tectonic significance. - In: Martin, H. & Eder, F.W.: Intracontinental Fold Belts: 171-184.
- Engel, W. & Franke, W. (1983): Flysch-Sedimentation: Its Relations to Tectonism in the European Variscides. - In: Martin, H. & Eder, F.W.: Intracontinental Fold Belts: 289-321, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Faupl, P. (1975): Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975: 528-540.
- Faupl, P. & Miller, Ch. (1978): Über das Auftreten von Kaersutit als Schwermineral in den Roßfeldschichten (Unterkreide) der Nördlichen Kalkalpen. - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1977: 156-160.
- Faupl, P. & Tollmann, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - Geol. Rundschau, 68, 1: 93-120.
- Finger, F. & Neumayr, P. (1990): Identifizierung einer Paragneisauflagerung am Granitgneis des östlichen Tauernfensters (Ostalpen) als autochthones Sediment mit Hilfe vergleichender Zirkonuntersuchungen. - Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt. 70, 3: 397-402, Zürich.
- Franke, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - Abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. - Geotektonische Forschungen, 68: 1-253, Stuttgart.
- Franke, W. (1989a): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. - Geological Society of America, Special Paper 230: 67-90.
- Franke, W. (1989b): Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. - Tectonophysics, 169: 221-228.
- Franke, W. (1990): Tectonostratigraphic units in the W part of the Bohemian Massif - an introduction. - In: IGCP 233, Terranes in the circum-atlantic paleozoic orogens, Conference on palaeozoic orogens in Central Europe - geology and geophysics, Göttingen-Gießen Aug.-Sept. 1990, field guide Bohemian Massif: 1-23.
- Franke, W. (1993): The Saxonian granulites: a metamorphic core complex? - Geol. Rundsch. (1993) 82: 505-515.

- Franke, W. (1995): Exhumation of the Saxonian Granulites: Orogenic collapse vs. rifting - Terra abstracts, Abstract supplement No. 1 to Terra nova, vol. 7, 1995, EUG 8 Strasbourg, France, 9.-13. April 1995, Oral and Poster presentation abstracts: 120.
- Franke, W. & Engel, W. (1986): Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. - Bull.Soc.géol. France, 1986 (8), t. II, n. 1: 25-33.
- Franke, W., Kreuzer, H., Okrusch, M., Schüssler, U. & Seidel, E. (1995): V.C.1 Stratigraphy, Structure and Igneous Activity. - In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. - 604 S., Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg: 277-294.
- Franke, W., Prössl, K.F. & Schwarz, J. (1992a): Devonische Grauwacken im Erbendorfer Paläozoikum - Alter, tektonische Stellung und geotektonische Bedeutung. - KTB-Report 92/4: 213-223.
- Franke, W., Behrmann, J. & Moehrmann, H. (1992b): Zur Deformationsgeschichte des Kristallins im Münchberger Deckenstapel. - KTB-Report 92/4: 225-240.
- Franz, G., Thomas, S. & Smith, D.C. (1984): P-T conditions for the Weissenstein eclogite, N.E. Bayern, Germany. - Fortschritte der Mineralogie, 62, Beih. 1: 60-61.
- Franz, G., Thomas, S. & Smith, D.C. (1986): High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Münchberger Gneiss Massif, Germany. - Contrib. Mineral. Petrol. (1986) 92: 71-85.
- 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. (1983), 83: 185-197.
- Freyer, G. & Tröger, K.-A. (1965): Geologischer Führer durch das Vogtland. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie: 279 S., Leipzig.
- Gandl, J. (1972): Zur gegenwärtigen Kenntnis der Unterkarbon-Stratigraphie im Frankenwald (NE-Bayern). - Z. Deutsch. Geol. Ges., 123: 259-271.
- Gandl, J. (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneissmasse) (Exkursion F am 25. April 1981). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 63: 91-101, Stuttgart.
- Gandl, J. (1989): Zum Alter der Schwärzschiefer und des hangenden Diabasvulkanismus im Devon des Frankenwaldes (NE-Bayern). - Z. dt. geol. Ges., 140: 117-135.
- Gandl, J. & Mansourian, E. (1978): Neue Daten zur Entwicklung des Unter-Karbons im Frankenwald (NE-Bayern). - Z. dt. geol. Ges., 129: 99-108, Hannover.
- Gebauer, D. & Grünenfelder, M. (1979): U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, Northeast Bavaria. - Earth and Planetary Science Letters, 42 (1979): 35-44.
- Gräbe, R. (1968): Ausbildung und Lithostratigraphie des in Kulmfazies entwickelten Dinants im SE-Teil der Ziegenrucker Mulde. - Jb. Geol., 4:29-81.
- Gräbe, R. (1974): Dinant (mit einem Beitrag von H. Blumenstengel). - In: Hoppe, W. & Seidel, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen. - VEB Hermann Haack, Gotha/Leipzig: 256-289.
- Gräbe, R. & Wucher, K. (1967): Schüttungs- und Strömungsrichtungen im Kulm des SE-Teils der Ziegenrucker Mulde (Ostthüringisches Schiefergebirge). - Geologie, 16: 991-1006, Berlin.
- Grapes, R.H. & Graham, C.M. (1978): The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: A review. - Lithos, 11: 85-97.
- Greiling, L. (1966a): Die Unterkarbon-Konglomerate der "thüringischen" Fazies des Frankenwaldes. - Geologie, 15, 6: 681-702.
- Greiling, L. (1966b): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum des Frankenwaldes. - Erlanger geol. Abh., 63: 60 S.

- Greiling, L. (1969): Abtragung und Schüttung im Unterkarbon der "bayerischen" Fazies des Frankenwaldes. - Geol. Jb., 87: 187-222, Hannover.
- Gümbel, C.W.v. (1861): Über das Alter der Münchberger Gneispartie im Fichtelgebirge. - N. Jb. Min. etc.: 257-277.
- Guidotti, C.V. (1973): Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. - Contrib. Mineral. and Petrol., 42: 33-42.
- Guidotti, C.V. (1978): Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine. - American Mineralogist, 63: 878-884.
- Guidotti, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. - In: Bailey, S.W. (Hrsg.): Reviews in mineralogy, Volume 13: Micas. - Mineralogical Society of America, Blacksburg, Virginia, 1984: 584 S.
- Guidotti, C.V. & Sassi, F.P. (1976): Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. - N. Jb. Miner. Abh., 127, 2: 97-142.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-an (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. - American Mineralogist, 71: 1297-1313.
- Hammerschmidt, K. & Franz, G. (1992): Retrograde evolution of eclogites: evidences from microstructures and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica dates, Münchberg Massif, northern Bavaria. - Contrib. Mineral. Petrol. (1992) 111: 113-125.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. & Smith, D.G. (1989): A geologic time scale. - Cambridge University Press.
- Helferich, S., Vejnar, Z. & Zulauf, G. (1995): Cadomian garnets in tilted crust of the Domazlice Crystalline Unit (Bohemian Massif, Czech Republic). - Journal of the Czech Geological Society, 40/3 (1995): A13-A14.
- Helferich, S. & Zulauf, G. (im Druck): Granatzonierung und daraus ableitbare cadomische P-T-Pfade in einem angekippten Krustenprofil am W-Rand des Teplá-Barrandiums (Böhmisches Masse). - Abstract für TSK-Tagung, Salzburg 1996 (im Druck).
- Helz, R.T. (1973): Phase relations of basalts in their melting range at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. - Journal of Petrology, 14: 249-302.
- Henjes-Kunst, F., Müller-Sigmund, H., Vejnar, Z. & Fiala, J. (1995): Geochemical and Sr-Nd isotopic composition of Teplá-Barrandian metasediments. - Terra abstracts, Abstract supplement No. 1 to Terra nova, vol. 7, 1995, EUG 8 Strasbourg, France, 9.-13. April 1995, Oral and Poster presentation abstracts: 339, Oxford 1995.
- Heuse, T., Kurze, M. & Reitz, E. (1994): Paläontologischer Nachweis von Oberproterozoikum (Vendium) in der Zone Münchberg-Frankenbergr. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1994, H.2: 95-107.
- Hewitt, D.A. & Wones, D.R. (1984): Experimental phase relations of the white micas. - In: Bailey, S.W. (Hrsg.): Reviews in mineralogy, Volume 13: Micas. - Mineralogical Society of America, Blacksburg, Virginia, 1984: 584 S.
- Hietanen, A. (1974): Amphibole pairs, Epidote minerals, Chlorite, and Plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California. - American Mineralogist, 59: 22-40.
- Hillebrand, G. (1992): Paläozoische Grauwacken im Frankenwald: Kartierung und petrographische Zusammensetzung. - unveröffentlichte Diplomarbeit: 59 S., Univ. Gießen.
- Hofmann, J., Mathe, G., Pilot, J., Ulrich, B. & Wienholz, R. (1979): Fazies und zeitliche Stellung der Regionalmetamorphose im Erzgebirgskristallin. - Z. geol. Wiss., 7: 1091-1106.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - American Mineralogist, 72: 231-239.

- Hoppe, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Bergb. Hüttenwes. Montangeol., 1: 183 S., Berlin.
- Hoppe, W. & Seidel, G. (Hrsg.) (1974): Geologie von Thüringen. - VEB Hermann Haack, Gotha/Leipzig: 1000 S.
- Horstig, G.v. & Stettner, G. (1976): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 5735 Schwarzenbach a. W. - Bayer. Geol. Landesamt, München: 178 S.
- Hynes, A. (1982): A comparison of amphiboles from medium- and low-pressure metabasites. - Contrib. Mineral Petrol. (1982), 81: 119-125.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- Kemnitz, H., Gottesmann, B. & Naumann, R. (1994): Detrital micas from Upper Brioverian greywackes of Lusatia - Chemistry and first interpretation. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1992, 7/8: 837-846.
- Kleemann, U. (1991): Die Metamorphose im Grenzbereich ZEV/Moldanubikum und Kriterien zur Abgrenzung der Einheiten. - KTB-Report, 91-1: 13-20.
- Kleemann, U. & Reinhardt, J. (1994): Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al^{IV} and Ti in biotite. - Eur. J. Mineral. 1994, 6: 925-941.
- Klemd, R. (1989): P-T evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Münchberg Gneiss Complex, Germany. - Contrib. Mineral. Petrol. (1989), 102: 221-229.
- Klemd, R. (1993): Thermobarometrie und Mineralungleichgewichte in Eklogiten und hochdruckfaziellen Metasedimenten vom Weißenstein, Münchberger Gneissmasse. - Z. geol. Wiss., 21 (1/2): 143-152, Berlin.
- Klenke, T. & Poll, K.G. (1985): Petrographie und Geochemie von Magmatiten des südlichen Frankenwaldes. - Geol. Bl. NO-Bayern, 34/35 (1984/85), Gedenkschrift B. v.FREYBERG: 137-180.
- Knauer, E. (1975): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VIII. Über den Zonarbau des Granats in den Eklogiten des Münchberger Gneissgebietes. - N. Jb. Miner. Abh., 125, 1: 27-62, Stuttgart.
- Korytowski, A. (1994): U-Pb-Datierungen an Orthogneisen im Bereich des Izera-Karkonosze-Blocks (Sudeten, Polen). - 103 S., Unveröffentlichte Diplomarbeit, Univ. Giessen, 1994.
- Korytowski, A., Dörr, W. & Zelazniewicz, A. (1993): U-Pb dating of (meta-)granitoids in the NW Sudetes (Poland) and their bearing on tectono-stratigraphic correlation. - Terra abstracts (EUG 7, Strasbourg), Abstract supplement to Terra nova, 5, 1993: 331.
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - Abh. Sächs. Geol. L.-A., Leipzig, 1: 39 S.
- Köhler, H. & Hölzl, S. (1994): Zirkondatierungen an Gesteinen der KTB. - KTB-Report 94-2, Contributions to the 7th annual KTB-Colloquium, Geoscientific results, Giessen 1.-2. June 1994: B29; Hannover 1994.
- Kreuzer, H. & Seidel, E. (1989): Diskrete früh-devonische Ar-Ar-Alter der Hangend-Serie (Münchberger Masse). - Ber. dtsh. Min. Ges., Eur. J. Mineal. 1 (Beih. 1): 103.
- Kreuzer, H., Seidel, E., Schüssler, U., Okrusch, M., Lenz, K.-L. & Raschka, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - Tectonophysics, 157 (1989): 149-178.
- Kreuzer, H., Vejnar, Z., Schüssler, U., Okrusch, M. & Seidel, E. (1988): K-Ar dating in the Teplá-Domazlice Zone at the western margin of the Bohemian Massif. - Proceedings of the 1st international conference on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26 - Okt. 3, 1988: 168-175.
- Kröner, A., Frischbutter, A., Bergner, R. & Hofmann, J. (1991): Zirkon-Evaporationsalter von granitoiden Gesteinen aus dem Erzgebirge und dem Rande der Lausitz und ihre geodynamische Bedeutung. - Kurzfassungen 7. Rundgespräch Geodynamik des Europäischen Variszikums, Freiberg/Sachsen, 1991: 27.

- Kunert, V. & Franke, W. (1995): Illit-Kristallinität im Saxothuringikum - Zwischenbericht zum DFG-Projekt Fr 668/15-1. - unveröffentlichter DFG-Zwischenbericht.
- Kurat, G. & Scharbert, H.G. (1972): Compositional zoning in garnets from granulite facies rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. - *Earth and Planetary Science Letters* 16 (1972): 379-387.
- Kukal, Z. & Jäger, O. (1988): Siliciclastic signal of the Variscan orogenesis; Devonian Srbsko Formation of Central Bohemia. - *Bulletin of the Geological Survey, Prague*, Vol. 63, No. 2: 65-84.
- Kutschke, K.D. (1966): Über ein granitführendes Konglomerat aus dem Unterkarbon (Dinant) der Umgebung von Weida. - *Geologie*, 15: 280-296.
- Lambelet, E. (1966): Geologische Untersuchungen an der Südostflanke der Teuschnitzer Mulde (Frankenwald) - unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hamburg: 129 S.
- Lambelet, E., Mrozek, H., & Samtleben, C. (1967): Petrostratigraphie, Fazies und Sedimentationsverhältnisse des Kulm an der SE-Flanke der Teuschnitzer Mulde (Frankenwald). - *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 36: 131-168; Hamburg.
- Leake, B.E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. - *American Mineralogist*, 50: 843-851.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *American Mineralogist* 63: 1023-1052.
- Le Maitre, R.W. (1982): Numerical petrology - Statistical interpretation of geochemical data. - Elsevier Scientific, Amsterdam 1982: 281 S.
- Le Maitre, R.W. (Hrsg.) (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. - Blackwell, Oxford 1989: 193 S.
- Lopez Ruiz, J. (1976): The zoning of garnets as an indicator of the P.T. history of their host-rocks. - *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T. 99, 1976: 337-346.
- Loske, W.P. (1985): Die Zirkonvarietätenanalyse als Beitrag zur Ermittlung von Sedimentschüttungen im Ebbe-Sattel (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 170, 3: 385-417, Stuttgart.
- Ludwig, V. (1968): Zur Lithologie des "Kulms" bei Erbdorf /Oberpfalz (Bayern). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1968, 7: 407-412, Stuttgart.
- Ludwig, V. (1969): Lithologische Untersuchung des Kambriums im Frankenwald (Bayern). - *Geol. Jb.*, 87: 89-156.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643.
- Mason, B. & Moore, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie. - Enke-Verlag, Stuttgart, 1985: 340 S.
- Massonne, H.J. (1981): Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - Dissertation (unveröffentlicht) Univ. Bochum.
- Massonne, H.J. & Schreyer, W. (1987): Phengite barometry based on the limiting assemblage K-feldspar, phlogopite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol* (1987) 96: 212-224.
- Matte, Ph., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large scale Variscan shearing. - *Tectonophysics*, 177 (1990): 151-170.
- Matthes, S., Richter, P. & Schmidt, K. (1975): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. IX Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 126: 45-86.

- Mezger, K., Hanson, G.N. & Bohlen, S.R. (1989): High precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high grade terranes. - *Earth and Planetary Science Letters*, 96 (1989): 106-118.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. & Dollase, W.A. (1981): Composition of plutonic muscovite: genetic implications. - *Canadian Mineralogist*, 19: 25-34.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. - *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Morton, A.C. (1984): Stability of detrital heavy minerals in tertiary sandstones from the North Sea Basin. - *Clay Minerals* (1984) 19: 287-308.
- Morton, A.C. (1985): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. - *Sedimentology* (1985) 32: 553-566.
- Morton, A.C., Todd, S.P. & Haughton, P.D.W. (Hrsg.) (1991): *Developments in sedimentary provenance studies*. - Geological Society Special Publication No. 57, The Geological Society, London: 370 S.
- Mrozek, H. (1968): *Geologische Untersuchungen an der äußeren SE-Flanke der Teuschnitzer Kulmmulde (Frankenwald)*. - unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hamburg: 150 S.
- Mühe, R. (1992): Ignimbrit- und Tuff-Horizonte in den Metasedimenten von Weiler/Wissembourg (Elsaß): Hinweise für orogenen Kalk-Alkali-Vulkanismus im Bereich des Saxothuringikums. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1992, H. 7: 435-447, Stuttgart.
- Müller-Sohnius, D., von Drach, V., Horn, P. & Köhler, H. (1987): Altersbestimmungen an der Münchberger Gneismasse, Nordost-Bayern. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 156: 175-206.
- Nandi, K. (1967): Garnets as indices of progressive regional metamorphism. - *Mineral. Mag.*, 1967, 36:89-93.
- Neuroth, H. (in Vorb.): K-Ar Altersdatierungen an detritischen Muskowiten - „Sicherungskopien“ orogener Prozesse. - Dissertation, Univ. Göttingen.
- Nickel, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. - *Contr. Sedimentology*, 1: 1-68.
- O'Brien, P.J. (1989): The petrology of retrograded eclogites of the Oberpfalz Forest, northeastern Bavaria, West Germany. - *Tectonophysics*, 157 (1989): 195-212, Amsterdam.
- O'Brien, P.J. (1991): High pressure metamorphism in the NW Bohemian Massif: Comparisons and contrasts between the Moldanubian Zone, Münchberg Massif, ZEV, ZTT, and Erzgebirge. - *KTB-Report 91-1*: 1-12.
- O'Brien, P.J. (1993a): Münchberg Massif eclogites: multiple metamorphic overprints and implications for P-T-t paths. - *Z. geol. Wiss.*, 10 (1/2): 217-224, Berlin.
- O'Brien, P.J. (1993b): Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. - *J. metamorphic Geol.*, 1993, 11: 241-260.
- O'Brien, P.J., Röhr, C., Okrusch, M. & Patzak, M. (1992): Eclogite facies relics and a multistage breakdown in metabasites of the KTB pilot hole, NE Bavaria: implications for the Variscan tectonometamorphic evolution of the NW Bohemian Massif. - *Contrib. Mineral. Petrol.* (1992), 112: 261-278.
- Oczlon, M. (1990): Ocean currents and unconformities: The North Gondwana Middle Devonian. - *Geology*, 18: 509-512.
- Oczlon, M. (1992): Examples of palaeozoic contourites, tempestites and turbidites - classification and palaeogeographic approach. - *Heidelberger geowiss. Abh.*, 53: 57-159.
- Okrusch, M., Seidel, E., Schüssler, U. & Richter, P. (1989): Geochemical characteristics of metabasites in different tectonic units of the northeast Bavarian crystalline basement. - In: Emmermann, R. & Wohlenberg, J. (Hrsg.): *The German Continental Deep Drilling Program (KTB)*: 67-81.

- Oppermann, U. (1985): Geochemie und Petrographie der Prasinite und Amphibolite am SW-Rand der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. - Diplomarbeit, unveröffentlicht, TU Braunschweig: 140 S.
- Otten, M.T. (1984): The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 189-199.
- Patzak, M., Okrusch, M. & Röhr, C. (1991): Die Metabasite der KTB-Vorbohrung: Petrographie, Geochemie, Mineralchemie und Metamorphoseentwicklung. - KTB-Report, 91-1: 63-82.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Petránek, J. (1953): Sedimentological contribution to the question of the Pre-Hercynian crystalline schists in Central Bohemia (Summary of the Czech text). - *Sbornik Ustředního ústavu geologického*, Vol. 20, Oddíl geologický: 1-44.
- Pettijohn, F.J. (1975): *Sedimentary rocks* (Third edition). - Harper & Row, New York, 1975: 628 S.
- Pflug, H.-D. & Prössl, K.F. (1991): Palynology in the Pilot Hole of the Continental Deep Drilling Program: Results and Implications. - KTB-Report 91-1, Teil B, Forschungsberichte: 239-258.
- Pflug, H.-D. & Reitz, E. (1987): Palynology in metamorphic rocks; indication of early land plants. - *Naturwissenschaften*, 74: 386-387.
- Plyusnina, L.P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.* (1982), 80: 140-146.
- Poldervaart, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitisation. - *Nature*, 165: 574-575, London.
- Poll, K. & Rossner, R. (1981): Tektonische Probleme im Bereich des Poppengrüner Bahneinschnittes (Blatt Nr. 5735 Schwarzenbach/Wald und Nr. 5736 Helmbrechts). - *Geol. Bl. NO-Bayern*, 31, 1-4: 322-342, Erlangen.
- Pommerenke, K. (1985): Geochemie und Petrographie der Amphibolite im NE-Teil der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. - Diplomarbeit, unveröffentlicht, TU Braunschweig: 135 S.
- Pouchou, J.L. & Pichoir, F. (1984): Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayon X, partie I: application à l'analyse d'échantillons homogènes. - *Rech. Aéros* 3: 167-192.
- Puchelt, H., Matthes, S. & Richter, P. (1978): Aussagemöglichkeiten der Seltenen Erden und anderer Spurenelemente für die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. - *Fortschr. Mineral.*, 56, Beih. 1: 106-108.
- Pupin, J.P. (1976): Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. - Applications. Thèse Doct. Etat, Univ. Nice: 394 S.
- Pupin, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 207-220.
- Pupin, J.P. (1985): Magmatic Zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 65: 29-56.
- Pupin, J.P. & Turco, G. (1972): Une typologie originale du zircon accessoire. - *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.* 95: 348-359.
- Raase, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45: 231-236.
- Reinhardt, J. (1992): Komplexe Element-Zonierungen in Granaten aus amphibolitfaziellen Gneisen der KTB-Hauptbohrung. - *Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. Eur. Jour. Min.*, 4, 1: 224.
- Rohrmüller, J. (1993): Geochemische und Mineralchemische Untersuchungen an Metabasiten des nordbayerischen Moldanubikums. - *Geologica Bavarica*, 98: 21-96.

- Saxena, S.K. (1966): Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. - *Sedimentology*, 6 (1966): 1-33, Amsterdam.
- Samtleben, C. (1962): Geologische Untersuchungen im Kulm an der Südostflanke der Teuschnitzer Mulde (Frankenwald). - unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hamburg: 97 S.
- Schäfer, J. (1992): Sedimentpetrographische Untersuchungen des saxothuringischen Flyschs, Frankenwald, NE-Bayern. - 150 S., Unveröffentlichte Diplomarbeit, Univ. Giessen, 1992.
- Schäfer, J. (1993): Detritische Zirkone im Flysch des Saxothuringikums. - Programm, Vortrags- und Posterzusammenfassungen, Exkursionsführer und Teilnehmerverzeichnis 9. Rundgespräch "Geodynamik des Europäischen Variszikums" Wernigerode/Harz, 15.10 - 16.10. 1993, Abstract: S. 14, Halle 1993.
- Schäfer, J. & Dörr, W. (1994): Ergebnisse zur Liefergebietenanbindung des saxothuringischen Flyschs durch Stoffbestandsuntersuchungen und U-Pb-Datierungen detritischer Zirkone. - Beitragszusammenfassungen des 3. Kolloquiums im DFG-Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden 29. - 31.3.1994, Würzburg, Terra nostra 3/94: 95-96, Bonn 1994.
- Schäfer, J. & Dörr, W. (1995): Exhumation and accretion in a Variscan active margin, as recorded in synorogenic clastic sediments. - Terra abstracts, Abstract supplement No. 1 to Terra nova, vol. 7, 1995, EUG 8 Strasbourg, France, 9.-13. April 1995, Oral and Poster presentation abstracts: 119, Oxford 1995.
- Schäfer, J. & Dörr, W. (in Vorb.): Heavy-mineral Analysis vs. Zircon-Typology of detrital zircons from the Saxothuringian Flysch (Frankenwald, NE-Bavaria, Germany).
- Schäfer, J., Dörr, W. & Franke, W. (1995): Exhumierung und Akkretion im Saxothuringikum: Dokumente im Flysch (Poster). - Beitragszusammenfassungen des 4. Kolloquium im DFG-Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden 29.-30.3.1995, Jena, Terra nostra, 95/8: 123.
- Schäfer, J., Dörr, W. & Philippe, S. (1994): Erste Ergebnisse zur Rekonstruktion des Liefergebietes der kambrischen Grauwacken der Tiefenbach-Schuppe (Frankenwald) mit Hilfe der Geochemie und Geochronologie. - Giessener Geologische Schriften, Nr. 51 Festschrift Blind: 215-229, Gießen, 1994.
- Schmädicke, E., Okrusch, M. & Schmidt, W. (1992): Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P-T conditions. - *Contrib. Mineral. Petrol.* (1992), 110: 226-241.
- Schmidt, M.W. (1992): Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.* (1992), 110: 304-310.
- Schuster, J. (1994): Metamorphic evolution of the Moldanubian Zone of the Oberpfälzer Wald / NE-Bavaria. - *Journal of the Czech Geological Society*, 39/1: 99.
- Schüssler, U., Oppermann, U., Kreuzer, H., Seidel, E., Okrusch, M., Lenz, K.-L. & Raschka, H. (1986): Zur Altersstellung des ostbayerischen Kristallins: Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen. - *Geologica Bavarica*, 89: 21-47.
- Schwan, W. (1956): Die Frankenwälder Querzone. - *Abh. deutsch.Akad. Wiss., Kl. Math. u. allg. Naturwiss.*, 1954,6: 80 S.
- Sdzuy, K. (1964): Das Kambrium des Frankenwaldes - 1: Erforschungsgeschichte, Vorkommen und Stratigraphie. - *Senckenbergiana lethaea*, 45: 201-221.
- Sdzuy, K. (1966): Das Kambrium des Frankenwaldes - 2: Die Bergleshof-Schichten und ihre Trilobiten-Fauna. - *Senckenbergiana lethaea*, 47: 57-86.
- Siebel, W. (1993): Der Leuchtenberger Granit und seine assoziierten magmatischen Gesteine: Zeitliche und stoffliche Entwicklungsprozesse im Verlauf der Entstehung des Oberpfälz-Plutons. - Dissertation Univ. Heidelberg.

- Smith, J.V. & Dawson, J.B. (1975): Chemistry of Ti-poor spinels, ilmenites and rutiles from peridotite and eclogite xenoliths. - *Phys. Chem. Earth*, 9: 309-322.
- Söllner, F., Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1981a): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern - Teil 1, Gesamtgesteinsdatierungen. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 141, 1: 90-112.
- Söllner, F., Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1981b): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern - Teil 2, Mineraldatierungen. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, 2: 178-198.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F.P. & Menard, T. (1991): A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. - *J. metamorphic Geol.*, 1991, 8: 683-696.
- Speer, J.A. (1984): Micas in igneous rocks. - In: Bailey, S.W. (Hrsg.): *Reviews in mineralogy, Volume 13: Micas*. - Mineralogical Society of America, Blacksburg, Virginia, 1984: 584 S.
- Stanley, D.J. (1965): Heavy minerals and provenance of sands in flysch of central and southern French Alps. - *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 49, 1: 22-40.
- Stattegger, K. (1986): Multivariate statistische Auswertung von Schwermineraldaten der alpinen Gosau und Bezüge zur plattentektonischen Entwicklung der Ostalpen während der Oberkreide. - *Geol. Rundschau*, 75/2: 341-352.
- Stattegger, K. (1989): Late Paleozoic heavy mineral and clast modes from the Beltic Cordillera (southern Spain): transition from a passive to an active continental margin. - *Sedimentary Geology*, 63 (1989): 93-108, Amsterdam.
- Stédra, V. (1994): Amphibolite facies metamorphism of the Mariánske-Lazné Complex. - *Journal of the Czech Geological Society*, 39/1: 111.
- Stone, M. (1988): The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor Granites. - *Mineral. Mag.*, 1988, 52: 651-658., London.
- Stosch, H.-G. & Lugmair, G.W. (1987): Geochronology and geochemistry of eclogites from the Münchberg Gneiss Massif, FRG. - *Terra cognita*, 7, 2-3: 163.
- Stosch, H.-G. & Lugmair, G.W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. - *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 230-249.
- Sturt, B.A. (1962): The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. - *Jour. Petrol.*, 3, 2: 181-191.
- Suchan, K.-H. (1966): Das Kalkkonglomerat ("polygene Kalkbreccie") der "bayerischen" Fazies des Frankenwaldes (Unterkarbon). - *Geol. Bl. NO-Bayern*, 16: 200-212.
- Suess, F.E. (1912): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. - *Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl.*, 121, Abt. IIa, H. 10: 253 S.
- Terabayashi, M. (1993): Compositional evolution in Ca-amphibole in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia, Canada. - *J. metamorphic Geol.*, 1993, 11: 677-690.
- Teufel, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. - *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 35: 87 S.
- Timmermann, A. (1978): Petrographische Untersuchungen an Grauwacken des Ziegenrucker Synklinoriums. - *Jb. Geol.*, 9/10: 141-174, Berlin.
- Tollo, R.P. & Haggerty, S.E. (1987): Nb-Cr-Rutile in the Orapa Kimberlite, Botswana. - *Canadian Mineralogist*, 25: 251-264.
- Trautnitz, H.-M. (1980): Zirkonstratigraphie nach vergleichender morphologischer Analyse und statistischen Rechenverfahren - dargestellt am Beispiel klastischer Gesteine im Harz. - *Dissertation Univ. Erlangen*: 159 S.

- Trevena, A.S. & Nash, W.P. (1981): An electron microprobe study of detrital feldspar. - *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 1: 137-150.
- Valloni, R. & Zuffa, G.G. (1984): Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 1035-1039.
- Vavra, G. & Frisch, W. (1989): Pre-variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern window (Eastern Alps). - *Tectonophysics*, 169 (1989): 271-280, Amsterdam.
- Velde, B. (1965): Phengite micas: Synthesis, stability, and natural occurrence. - *Am. J. Sci.*, 263: 886-913.
- Velde, B. (1967): Si⁺⁴ content of natural phengites. - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 14: 250-258.
- Vogler, H. (1956): Die Unterkarbonkonglomerate des Frankenwaldes und ihre paläogeographische Deutung. - *Geologica Bavarica*, 27: 232-272.
- Waeber, L. (1978): Zirkonuntersuchungen in paläozoischen Gesteinen am Hirschberger Sattel (Frankenwald). - *Geol. Bl. NO-Bayern*, 28, 4: 203-227, Erlangen.
- Wahnig, M. (1985): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Keratophyren des Frankenwaldes sowie eine geologische Kartierung der Umgebung von Kautendorf SE' Hof (NE-Bayern). - 148 S., unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg.
- Watznauer, A. (1966): Zwei bemerkenswerte radiometrische Altersdatierungen aus dem Gebiet des Schwarzburger Sattels (Thüringen). - *Geologie*, 15: 419-420.
- Weber-Diefenbach, K. (1976): Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). - *TMPM Tschermaks Min.Petr.Mitt.*, 23: 1-22.
- Weise, G. (1972): Gneisgerölle in tiefoberdevonischen Konglomeraten des Vogtlands und ihre paläogeographische Bedeutung. - *Geologie*, 21, 1: 69-83.
- Welzel, B. (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskowiten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse. - *Göttinger Arb. Geol. Paläontol.*, 49: 61 S.
- Wetzel, R. (1974): Hornblendens aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, 54: 151-207.
- Wybrecht, E., Duplay, Piqué, A. & Weber, F. (1985): Mineralogical and chemical evolution of white micas and chlorites, from diagenesis to low-grade metamorphism; data from various size fractions of greywackes (Middle Cambrian, Morocco). - *Mineralogical Magazine*, 49: 401-411.
- Willner, A.P., Massone, H.-J. & Krohe, A. (1991): Tectono-thermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: the Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. - *Geologische Rundschau* 80/2: 369-389, Stuttgart.
- Winkler, H.G.F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. - Springer-Verlag: 218 S.
- Wirth, R. (1984): Geochemie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes Pikrite - Diabase - Keratophyre. - *Geol. Jb.*, D63: 23-57, Hannover.
- Wurm, A. (1928): Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. - *N. Jb. Min., Geol., Paläont., B, Beil.-Bd.* 60: 473-530.
- Wurm, A. (1961): *Geologie von Bayern* (2. Auflage). - 555 S., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Záček, V. (1994): Garnets and metamorphic evolution of the Tepla Crystalline Complex, Western Bohemia. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, 1992, H. 7/8: 847-856.
- Zimmerle, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? - *Geol. Rdsch.*, 61: 116-139, Stuttgart.

- Zimmerle, W. (1984): The geotectonic significance of detrital brown spinel in sediments. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Festband Georg Knetsch, 56: 337-360, Hamburg.
- Zulauf, G. (1994): Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian/Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. - Geol. Rundschau (1994), 83: 276-292.
- Zulauf, G. (1995): Cadomian and Variscan tectonothermal events in the SW part of the Tepla-Barrandian Unit (Bohemian Massif, Czech Republic). - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 1993 (9/10): 1515-1528.
- Zulauf, G., Ahrendt, H., Dörr, W., Fiala, J., Helferich, S., Kleinschmidt, G., Vejnar, Z. & Wemmer, K. (1995a): Cadomian vs. Variscan orogeny in the Tepla-Barrandian unit, Part B: Aspects of the tectonometamorphic evolution (Poster) - Beitragszusammenfassungen und Poster des 4. Kolloquiums im DFG-Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden 29. - 30.3.1995, Jena, Terra nostra 95/8: 140.
- Zulauf, G., Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Linnemann, U. & Buschmann, B. (1995 b): Cadomisches Basement in den mitteleuropäischen Varisziden: Vorprägung und Interferenzprobleme. - Beitragszusammenfassungen und Poster des 4. Kolloquiums im DFG-Schwerpunktprogramm OROGENE PROZESSE ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden 29. - 30.3.1995, Jena, Terra nostra 95/8: 58-74.
- Zulauf, G., Dörr, W., Vejnar, Z. (im Druck): U-Pb dating and intrusion depth of a Cambrian trondhjemite at the western border of the Tepla-Barrandian Unit: Evidence for Cadomian barrovian-type metamorphism in the Bohemian Massif.

DANKSAGUNG

Herrn Dr. Wolfgang Dörr, Herrn Prof. Dr. Wolfgang Franke und Herrn Prof. Dr. Udo Haack gilt mein Dank für die Anregung zu dieser Arbeit, für stetes Interesse an ihrem Fortgang und stetige Diskussionsbereitschaft. Außerdem danke ich Herrn Dr. Wolfgang Dörr und Herrn Prof. Dr. Wolfgang Franke für die Einbindung in das DFG Schwerpunktprogramm „Orogene Prozesse - Ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden“. Im Rahmen dieses Schwerpunktprogrammes ist diese Arbeit im Projekt „Massen- und Stoffbilanz synorogener Klastika“ entstanden.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) schulde ich Dank für die finanzielle Unterstützung (Projekt Fr 668/16).

Herrn Dr. Rüdiger Borchardt danke ich für die Einweisung an der Mikrosonde, seine Hilfsbereitschaft wenn wieder einmal irgendetwas „schiefging“ und seine stete Diskussionsbereitschaft.

Besonderen Dank schulde ich Herrn Dr. Hans Ahrendt und Frau Dipl.Geol. Heike Neuroth (IGDL, Univ. Göttingen) für die Überlassung der Muskowitproben. Bei Heike Neuroth bedanke ich mich besonders für die interessanten Diskussionen und die gemeinsamen Geländebegehungen.

Bei Herrn Prof. Dr. Ivo Chlupáč (Univ. Prag) bedanke ich mich für die Einführung in die Geologie des Barrandiums, seine Gastfreundschaft und seine Unterstützung bei der Probenahme in der Prager Mulde.

Frau Dr. Sylvie Philippe danke ich für anregende Diskussionen, die kritische Durchsicht des Manuskripts, sowie für die Übersetzung der französischen Zusammenfassung.

Herrn Dr. Bernhard Bühn danke ich für die stete Diskussionsbereitschaft und für die Einführung in die Computerprogramme zur Mineralberechnung.

Frau Veronika Stedrá (Geologischer Dienst Prag) hat freundlicherweise die Amphibolanalysen aus dem Mariánské Lázně Komplex zur Verfügung gestellt, wofür ich mich herzlich bedanke.

Herrn Dr. Gernold Zulauf (Univ. Frankfurt/M.) danke ich für die Informationen über das Tepla- und Domazlice-Kristallin, sowie für die Überlassung von Literatur.

Den Angestellten des Instituts für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung (IGL) der Universität Gießen danke ich für ihre vielfältige Unterstützung. Im besonderen danke ich Herrn

Erich Schäfer und vor allem Herrn Herbert Kirch für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Probenpräparation. Ebenso gilt mein besonderer Dank Frau Janina Schastok und Frau Marianne Grünhäuser für die Vorbereitung, bzw. Durchführung der geochemischen Analysen an der RFA. Frau Brigitte Lins danke ich für ihre Geduld und Hilfsbereitschaft bei der Bewältigung von „Verwaltungsproblemen“.

Mein herzlicher Dank gilt auch den „HIWI's“ in unserem Projekt. Vor allem Frau Cand.Geol. Heike Bader und Frau Cand.Geol. Sabine Wulf schulde ich Dank für ihre vielfältige Unterstützung.

Last but not least bedanke ich mich bei allen anderen Angehörigen des Instituts für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, die mir in irgendeiner Weise behilflich waren. Insbesondere möchte ich mich bei Dipl.Geol. Nikolaus Grandmontagne, Dr. David Tanner und Dipl.Geol. Achim Volp für ihre Unterstützung und die zahlreichen Gespräche über „dies und das“ bedanken.

Anhang

	Probenverzeichnis	166
Tabellen:		
	Erläuterungen zu den Tabellen	168
A-1	Detritische Granate, Famenne, Erbdorfer Paläozoikum	169
A-2	Detritische Granate, Obere Teuschnitzer Schichten (OTS), Unterkarbon (cg5)	170
A-3	Detritische Granate, Matrix des Marienrother Konglomerates (OTS; cg5)	176
A-4	Granat-Profil T054	177
A-5	Granat-Profil T364-1	181
A-6	Granate aus Gneisgeröll Teu-65 (Teuschnitzer Konglomerat) und Geröll Mar1-30 (Marienrother Konglomerat)	182
A-7	Granate aus Gneisgeröll Teu-75 (Teuschnitzer Konglomerat)	183
A-8	Detritische Amphibole, Famenne, Erbdorfer Paläozoikum	185
A-9	Detritische Hellglimmer, Givet, Barrandium	203
A-10	Detritische Hellglimmer, Famenne, Erbdorfer Paläozoikum	204
A-11	Detritische Hellglimmer, Unterkarbon des Frankenwaldes	208
A-12	Hellglimmer aus Geröllen des Teuschnitzer Konglomerates	216
A-13	Detritische Rutilite	220

Probenverzeichnis:

MD-1: Prag-Hlubočepý (Tschechische Republik); Böschung südlich gegenüber des Bahnhofs.
Barrandium: Mittlerer Teil der Roblin-Schichten, Givet.

Oberdevon-Grauwacke / Großprobe D86 (Amphibol und Granat): Geologische Karte (GK) Blatt 6138 Erbendorf; Im Hangenden des bei Adam & Reuter (1981) beschriebenen Conodontenfundpunktes (Nehden), 400 m NE' Bingarten in der Nähe des Feldkreuzes.

Hellglimmerproben aus den Famenne-Grauwacken des Erbendorfer Paläozoikums: SE-NW verlaufender KTB-Schurf (250 m lang), 200 m SE' Bingarten (GK Blatt 6138 Erbendorf). Die Beprobung erfolgte 1986 durch W. Dörr. Die untersuchten Proben stammen aus folgenden Bereichen des Schurfs:

122,65 - 122,75 m

124,70 - 124,90 m

124,85 - 124,90 m

128,10 - 128,30 m

128,95 - 129,10 m

Matrixprobe Obere Teuschnitzer Schichten (Probe D38, Horizont des Teuschnitzer Konglomerates: cu, g5): Topographische Karte (TK) L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; Beprobung 1987 durch W. Dörr. An der Eisenbahnlinie Kronach - Ludwigstadt, 1,5 km N' der Bastelmühle zwischen Haßlach im E und Steinbach a.W. im W, 30 m E' der Gleistrasse in der Waldwegböschung.

Teuschnitzer Konglomerat (cu, cT): TK L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; ca. 1,8 km SE' des SE-Ortsausganges von Teuschnitz, ca. 1 km NW' der Finkenmühle, Klippen des Teuschnitzer Konglomerates im Bürgersbachtal, ungefähr 150 m W' oberhalb des Weges zur Finkenmühle im Wald (r⁴⁴56880/h⁵⁵83230).

Marienrother Konglomerat (cu, cM): TK L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; Tal der Teuschnitz bei Posseck; ca. 1,4 km SSE' Marienroth (Zufahrt über Posseck) am SW-Hang des Rauschenberges. Verschiedene Lokationen im Verlauf des hier ausstreichenden Konglomeratzuges (bis auf Top der Doppel-600 Höhe des Rauschenberges).

Muskowitproben aus dem unterkarbonischen Flysch der Thüringischen Fazies:

Die Probennahme für die Muskowituntersuchungen erfolgte durch die Arbeitsgruppe Ahrendt (Univ. Göttingen).

Döbritz: Blatt Saalfeld (r⁴⁴76000/h⁵⁶16500)

Wz 135/136: (cu, g5); TK L 5534 Lobenstein; GK 5434-5533-5534 Leuchtenberg-Spechtsbrunn-Lehesten; alter Steinbruch an der B 85 bei km 22 (rechte Talseite, E-Hang), ca. 400 m N' der Straßengabelung am großen Steinbruch N' Förtschendorf, (r⁴⁴54100/h⁵⁵85750).

Steinberg: (cu, g4); TK L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; Straße von Poss-eck nach Gifting, R' Kronach, S' der Kugelmühle, ca. 50 m S' des spitzwinklig nach N abzweigenden Weges (r⁴⁴54050/h⁵⁵75500).

FW-1: (cu, g4); TK L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; (Gemeinde-) Steinbruch 500 m W' Hesselbach, dicht oberhalb der Kehre an der Hauptstraße, (r⁴⁴55750/h⁵⁵76330).

Fischersdorf: Blatt Saalfeld (r⁴⁴57630/h⁵⁶09570)

Gifting: (cu, Wq; Wetzsteinquarzit); TK L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; Straße am E-Rand der Höhe 542 N' Gifting (Straße nach Gschwend), an der Brücke über die Kremnitz, Wegeabzweig R' Sattelmühle (r⁴⁴54520/h⁵⁵76930).

Mauthaus: (cu, gW); TK L 5734 Teuschnitz; GK 5633/34 Sonneberg/Teuschnitz; Mauthaus, Wurstkonglomerat-Steinbruch an der Straße, hinter der Halle des Straßenbauamtes (r⁴⁴64370/h⁵⁵76850).

Muskowitproben aus dem unterkarbonischen Flysch der Bayerischen Fazies:

Trogenau: (cuB, c'); Grauwacken-Tonschiefer-Serie); TK L 5738 Rehau; GK 5638 Bobenue-kirchen; Steinbruch SE' Trogenau, Vertikale Klippe in der S-Ecke des Bruches (im Liegenden des Konglomerates) (r⁴⁵03900/h⁵⁵76600).

Stein-1: (cuB); TK L 5936 Münchberg; GK 5936 Bad Berneck; Straße S' Stein im Ölschnitztal, ca. 300 m NE' der Burg, gegenüber der Brücke (r⁴⁴79900/h⁵⁵47600).

Erläuterungen zu den Tabellen:

Granat:

Die in den Tabellen aufgeführten Angaben erfolgen in:

- Elementoxidgehalte : Gew.-%
- Kationen : Kationen/Formeleinheit (f.u.)
- Endglieder : Mol-%
- (CaO+MnO) und (FeO+MgO) : Gew.-%

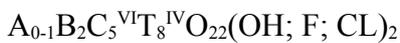
X, Y und Z sind die Positionen in der allgemeinen Granatformel: $X_3^{2+}Y_2^{3+}Z_3O_{12}$

Amphibol:

Die in den Tabellen aufgeführten Angaben erfolgen in:

- Elementoxidgehalte : Gew.-%
- Kationen (normiert auf 23 O) : Kationen/Formeleinheit (f.u.)

T, C, B, A sind die Positionen in der allgemeinen Amphibolformel:



Hellglimmer:

Die in den Tabellen aufgeführten Angaben erfolgen in:

- Elementoxidgehalte : Gew.-%
- Endglieder : Mol-%
- Kationen (normiert auf 22 O) : Kationen/Formeleinheit (f.u.)

Abkürzungen:

n = Anzahl der Messungen pro Korn

S. = Standardabweichung