

KINEMATISCHE UNTERSUCHUNGEN AN BLATTVERSCHIEBUNGSZONEN IN DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE

E. WALLBRECHER, M. BRANDMAYR, R. HANDLER

Zusammenfassung

An den NW-SE und NE-SW streichenden Blattverschiebungen in der südlichen Böhmisches Masse wurden in mehreren Querprofilen mylonitische Foliation, Streckungslineare und Schersinn-Kriterien erfaßt, außerdem wurden Deformationen im Korngefüge untersucht und Regelungen des Quarz-Gefüges mit dem Fotometer und mit dem Röntgen-Texturgoniometer untersucht. Alle Methoden zeigen dextralen Schersinn an den NW-SE verlaufenden Störungen und sinistralen an den NE-SW streichenden Blattverschiebungen. Die Mylonitisierung ist in den meisten Scherzonen unter grünschieferfaziellen Bedingungen abgelaufen. In der Pfahl-Scherzone finden sich jedoch auch Hinweise auf weit höhere Temperaturen. Die Scherzonen werden als ein spätvariszisch angelegtes konjugiertes System von slip-lines gedeutet, das durch einen in E-W-Richtung gelangten blockförmigen Indenter hervorgerufen sein könnte, der von Süden nach Norden bewegt wurde. Das gleiche System von Blattverschiebungen scheint bei jüngeren (alpidischen ?) Bewegungen wieder benutzt worden zu sein.

Abstract

NW-SE and NE-SW striking wrench fault systems of the Southern Bohemian Massif were investigated in several cross sections. Mylonitic foliation, stretching lineations and shear sense criteria were measured. The deformation of the grain fabric was studied, and patterns of preferred orientation of the quartz fabric were investigated by the photometric method and by X-ray textural goniometry. All methods showed a dextral shear sense on the NW-SE striking systems and a sinistral shear sense on the NE-SW striking wrench faults. In most of the shear zones mylonitization took place under greenschist metamorphism. Only in the Pfahl shear zone did we also find much higher temperatures. The shear zones are interpreted as a late Variscan conjugated system of slip lines which might have been generated by indentation of an E-W oriented flat rigid die which moved from south to north. This system of shear zones seems to have been reactivated by younger (Alpidic ?) movements.

1. EINLEITUNG

Untersuchungen an den großen Blattverschiebungs-Systemen in der südlichen Böhmisches Masse wurden im Sommer 1988 begonnen. Dank der guten Kartierung und geologischen Bearbeitung der Umgebungen der meisten dieser Störungen (Fuchs und Matura 1976; Fuchs 1976; Matura 1976; Thiele 1983) und neuerer petrographischer Detailbearbeitung (Finger 1986; Finger und Höck 1987) ist die Lage dieser Blattverschiebungen und die Versatzrichtungen bekannt und gut kar-

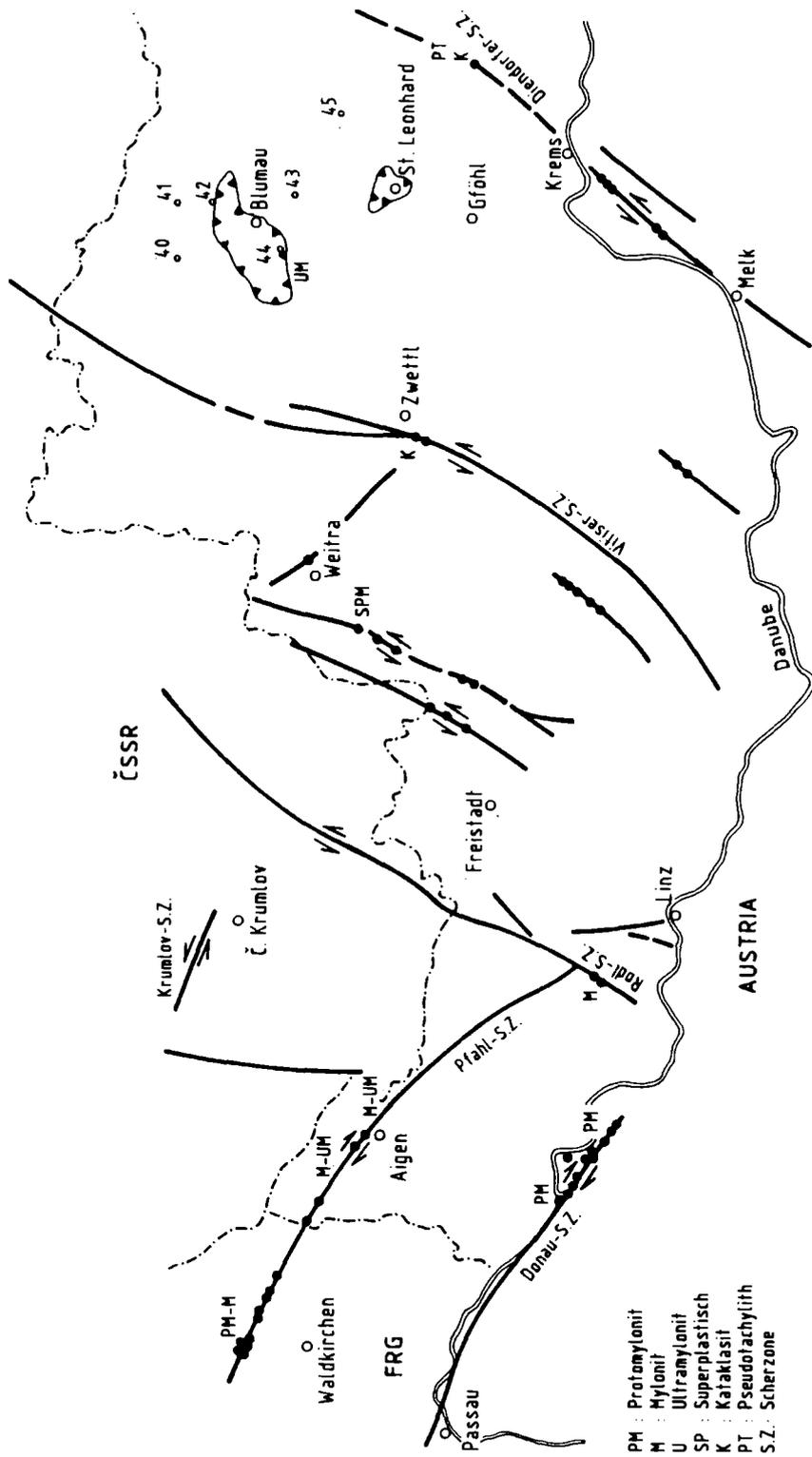


Fig.1: Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse

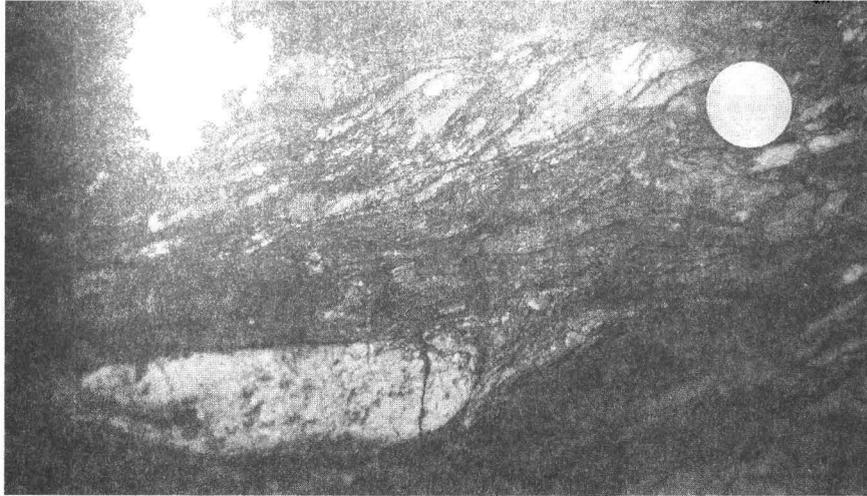


Fig.2: S-C-Gefüge in Migmatiten, Straßenaufschluß 3 km östlich von Schlögen



Fig.3: S-C-Gefüge in Sillimanit-Biotit-Gneisen oberhalb Schlögen, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

tiert. Sie werden als spätvariszische Bildungen angesehen. Fig.1 stellt die Verteilung dieser Scherzonen und die Versatzrichtungen an ihnen dar. Sie lassen sich nach Streichrichtung und Bewegungssinn in zwei Gruppen gliedern:

- 1) NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungen mit dextralem Schersinn (Pfahl-, Donau-Scherzone und kleinere Scherzonen).
- 2) NE-SW bis NNE-SSW streichende Scherzonen mit sinistralen Schersinn (Rodl-, Vitiser-, Diendorfer-Scherzone und kleinere Scherzonen).

Die spätvariszische Anlage zumindest der Diendorfer Scherzone wird dadurch ersichtlich, daß sie einen tektonischen Graben mit permischem Sedimentinhalt begrenzt, der den südlichen Ausläufer der Boskowitz Furche (Dudek and Suk 1965; Fuchs 1976) bildet.

Die Rodlstörung wird erstmalig bei Graber (1902) erwähnt. Eine detaillierte Abhandlung erfolgte von Gruber (1931). In Form einer geologischen Kartierung wurde die Störung von Schadler (1952) erfaßt.

Im Rahmen unserer bisherigen Untersuchungen wurden alle diese Scherzonen in einer ersten Kampagne übersichtsmäßig begangen und beprobt. Die Rodl-Störung und ihre Umgebung wurden im Detail neu aufgenommen, im Maßstab 1:10.000 kartiert und anhand des Korngefüges kinematisch analysiert. Diese Arbeiten wurden 1989 abgeschlossen (M.Brandmayer 1990; R.Handler 1989). Eine Detail-Kartierung und gefügekundliche Untersuchungen an der Donau-Störung wurden im Sommer 1989 begonnen, hier liegen erste Ergebnisse vor. Die Detailaufnahme der Vitiser-Störung wird 1990 beginnen. Proben für $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen wurden an der Donau- und an der Rodl- Störung aufgesammelt. Sie werden von D.Dallmeyer in Athens/Georgia (USA) analysiert. Weitere radiometrische Methoden sind geplant und z.T. bereits begonnen (Rb/Sr an neugebildeten Seriziten).

2. ERGEBNISSE

2.1 Duktile Deformationen

2.1.1 Die Donau-Scherzone

Hier sind Perlgneise und Sillimanit-Biotit-Gneise duktil in Protomylonite (Definition nach Higgins 1971) umgewandelt. Die mylonitische Foliation hat ein mittleres Einfallen von 25/58 (Fallazimut/Fallwinkel). Sie weist ein deutliches Streckungslinien in der Streichrichtung auf. Mesoskopische und mikroskopische S-C-Gefüge (Berthe et al. 1979) (Fig.2 und 3) zeigen einen sehr deutlichen einheitlichen dextralen Schersinn. Quarz-Gefüge aus den zentralen Bereichen der Scherzone, die mit der integralen Messung der Quarz-c-Achsen-Azimute (Fotometer-Methode, Wallbrecher 1988) erfaßt und als Richtungsrosen dargestellt wurden, zeigen dextrale Schiefregelungen bei sehr großer strain-Homogenität (Fig.4).

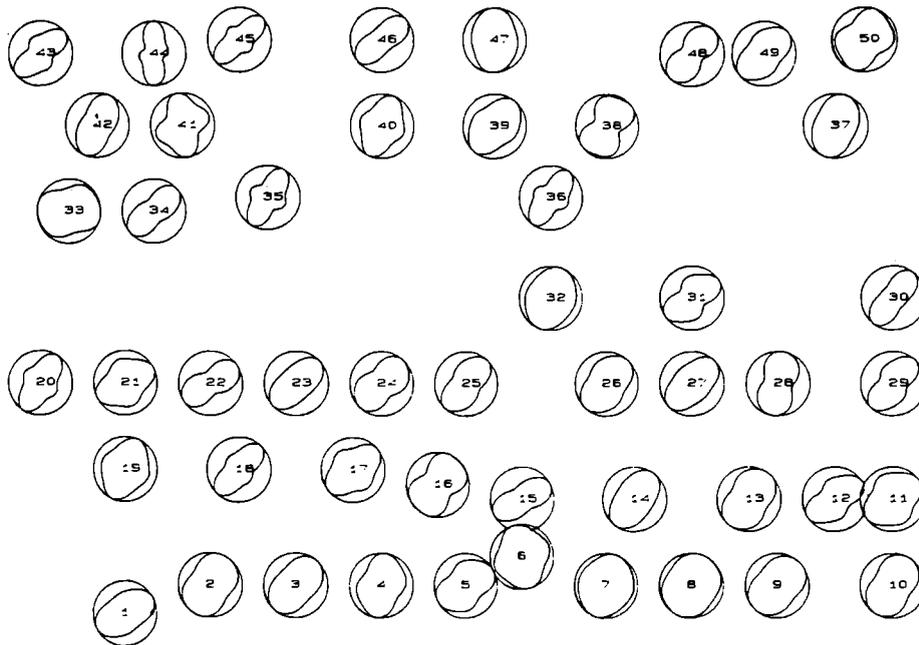


Fig.4: Richtungsrosen von Quarz-c-Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Photometer, Perlgneis, Donauschlinge bei Schlögen.

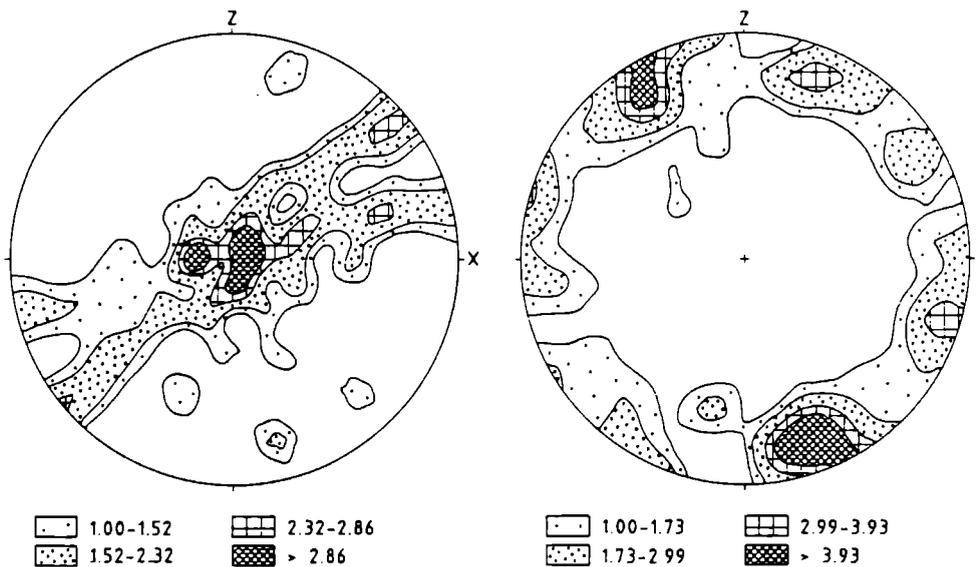


Fig.5: Polfiguren der c-Achsen (104) und der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen.

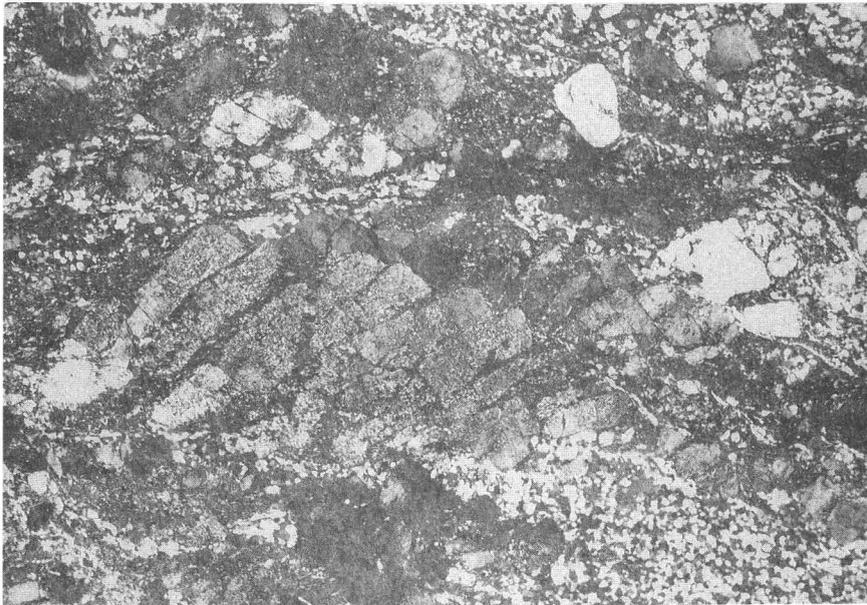


Fig.6: Mylonit aus der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen Mühlal, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

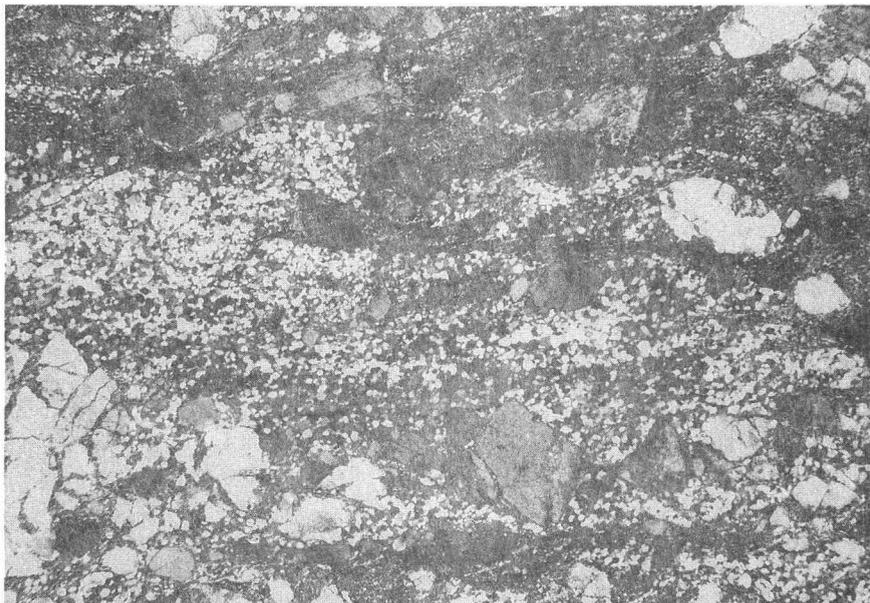


Fig.7: Rekristallisations-Gefüge von Quarz, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlal, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

Röntgentextur-Aufnahmen des Quarzgefüges in der (xz)-Ebene des kinematischen Koordinatensystems zeigen für die c-Achsen, hier angenähert dargestellt durch die (104)-Fläche, sinistrale Schiefgürtel und eine Cluster-Bildung der a-Achsen, repräsentiert durch das Prisma (110), in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Fig.5).

2.1.2 Die Pfahl-Scherzone

In der Pfahl-Scherzone sind Protomylonite aus einem Granit- bzw. Orthogneis-Protolithen (Weinsberger Granit, Eisgarner Granit und Grobkorn-Gneis) die häufigsten Gesteine an den Scherzonen-Rändern. Zum Zentrum der Scherzone hin entwickeln sich hieraus Mylonite mit duktilen Scherbändern und langgezogenen asymmetrischen Druckschatten an meist aus Feldspat bestehenden Porphyroklasten. Die Druckschatten zeigen eindeutig und ausschließlich dextralen Schersinn (Fig.6). Die Temperaturen können die grünschieferfazielle Metamorphose nicht überschritten haben, da die Feldspatklasten noch spröde deformiert wurden. Diese zeigen sehr häufig eine antithetische Zerschierung nach dem 'Domino-Prinzip' in (xz)-Schnitten, die ebenfalls auf einen dextralen Schersinn hinweist (Fig.6). In den zentralen Bereichen herrschen im Quarzgefüge Rekrystallisations-Gefüge mit Tripelpunkt-Korngrenzen von nahezu 120° vor (Fig.7). Solche Winkel sprechen für die Bildung der Körner während einer dynamischen Rekrystallisation (Etheridge and Wilkie 1981).

Auf der bayerischen Seite wurden Pseudotachylith-Adern gefunden, ein Hinweis für spätere spröde Deformation, bzw. für Deformationen mit seismischen Geschwindigkeiten (Sibson 1975).

Röntgen-Textur-Analysen des Quarzgefüges zeigen in den nicht so stark deformierten Rändern der Scherzone wieder dextrale Schiefgürtel-Gefüge der den Quarz-c-Achsen nahezu entsprechenden Flächenpole der (104)-Gitterflächen und eine Regelung der den a-Achsen entsprechenden Flächenpole des (110)-Prismas in Richtung des Streichens der S-Flächen, d.h. in der Streckungsrichtung der verlängerten Quarzkörner (Fig.8).

Im Zentrum der Scherzone fanden sich dagegen Gitterregelungen mit einem sehr deutlichen Maximum der c-Achsen in der x-Richtung des kinematischen Koordinatensystems und mit einer Verteilung der a-Achsen in einem Gürtel um diese Richtung (Fig.9). Eine solche Gitterregelung kann nur mit einer Aktivierung der Prismenflächen als Gleitflächen und der c-Achsen als Gleitrichtung gedeutet werden. Ein solches Gleitsystem ist bisher theoretisch und experimentell erzeugt worden (Lister 1981; Blacic 1975), aber nur in sehr seltenen Fällen auch in natürlich deformierten Gesteinen beschrieben worden (Mainprice et al. 1986; Wallbrecher 1988). Es kann nur bei Drucken über 350 MPa und bei Temperaturen höher als 650°C entstehen. Eine mögliche Erklärung für die hohen Temperaturen könnte ein sehr früher Beginn der Scherdeformation, unmittelbar nach der Intrusion des spätvariszischen Eisgarner Granites gewesen sein.

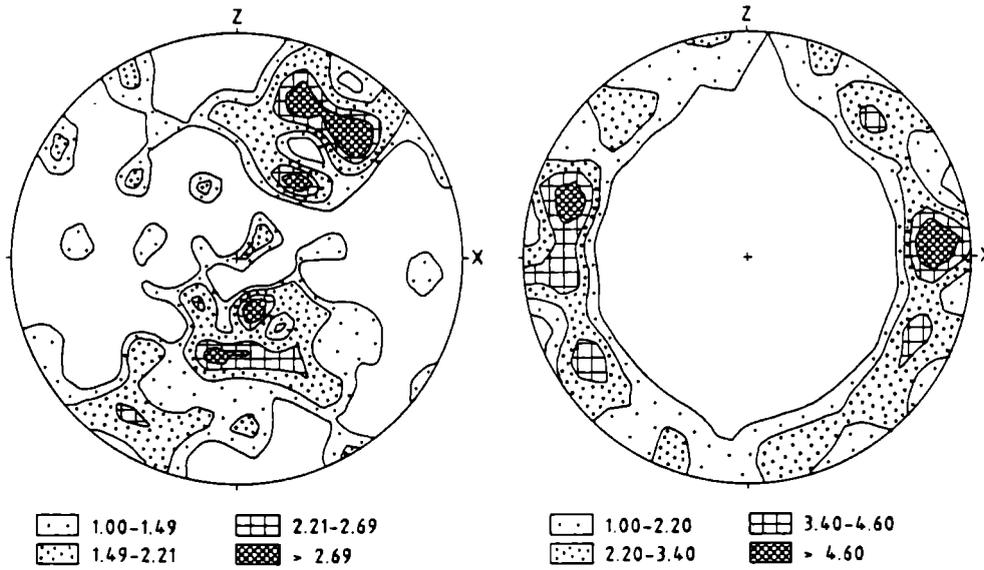


Fig.8: Polfiguren der c-Achsen (104) und der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, randlicher Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlital

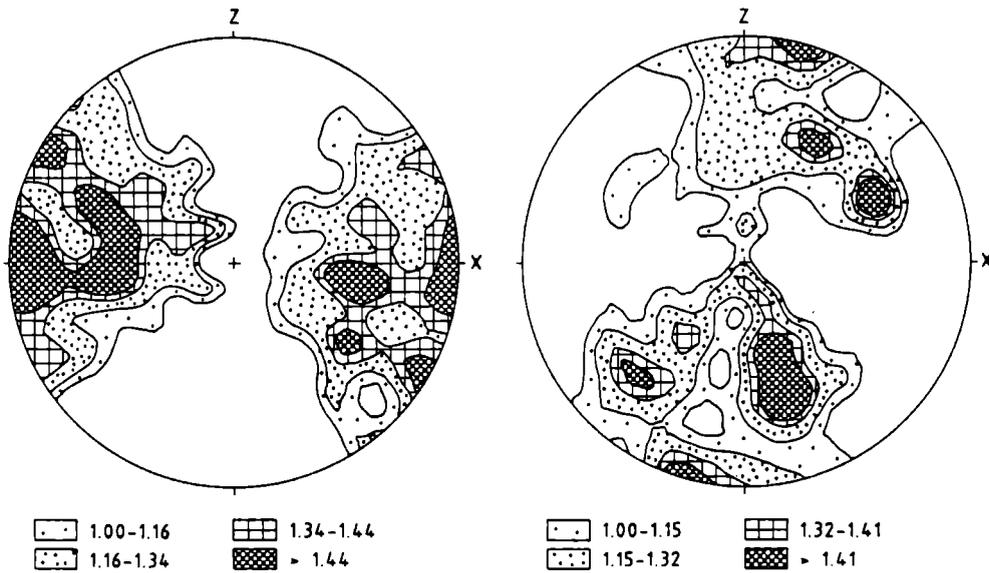


Fig.9: Polfiguren der c-Achsen (104) und der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlital

2.1.3. Die Rodl-Scherzone

Die Rodl-Scherzone ist eine in ihrer maximalen Ausdehnung bis 800m breite Scherzone, die vom Südrand der Böhmisches Masse bei Ottensheim, westlich von Linz, nach Nordosten über Gramastetten, Untergang und Zwettl/Rodl in die Tschechoslowakei hineinzieht. Das Erscheinungsbild der Rodl-Scherzone südlich von Untergang ist sehr kompakt und einheitlich, nach Nordosten hingegen spaltet sie sich zunehmend in zahlreiche Äste auf, sodaß schwächer deformierte linsenförmige Bereiche fast vollständig von stärker deformierten Gesteinen umhüllt werden. Morphologisch ragen diese Linsen bisweilen markant als Bergrücken hervor.

Bei den Gesteinen, die von der Scherbewegung erfaßt werden, handelt es sich um Perigneis, Perldiatexit, Weinsberger Granit und Schlierengranit (Nomenklatur nach Finger 1986), sowie um Schiefergneis, Hornblendefels, Kalksilikattfels und Migmatit.

2.1.3.1 Gefüge der deformierten Gesteine

Die Intensität der Deformation nimmt generell kontinuierlich zur Störung hin zu. Es gibt jedoch immer wieder Zonen, in denen im cm- bis dm-Bereich ein reger Wechsel von Gesteinen unterschiedlichen Verformungsgrades auftritt, wobei die Intensität der Verformung vom Quarzgehalt gesteuert wird. Im Südwesten zwischen Gramastetten und Untergang werden die für die Mühlzone (Fuchs 1976) vorherrschenden WNW-ESE gerichteten Streichrichtungen in die Rodlstörung geschleppt, sodaß aus dem Kartenbild bereits der sinistrale Schersinn zu erkennen ist.

Durch die Scherbewegung kommt es zur Bildung von Myloniten und Phylloniten (Definition der Penrose-Conference, Tullis et al. 1982). Eine Korngrößenreduktion und die Ausbildung einer penetrativen Schieferung und Lineation sind ebenso vorhanden wie die Beschränkung der Mylonite auf relativ schmale Zonen. Die Schieferungsflächen fallen generell steil mit etwa 80° nach NW ein, die Streckungslineation streicht in Richtung NE-SW und liegt nahezu horizontal (Fig.11). Dieses steile Einfallen der Schieferung und das flache Einfallen der Streckungslineation ist ein deutlicher Hinweis für eine Betätigung der Rodl-Scherzone als Blattverschiebung.

Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist. In sehr feinkörnigen Myloniten (Ultramyloniten sensu Higgins 1971 und Heitzmann 1985) geht dieser Prozeß so weit, daß nur mehr einige wenige Feldspat-Bruchstücke in einer glimmerreichen Matrix übrig bleiben. An den Bruchflächen treten sowohl syn- als auch antithetische Abschiebungen auf. Aus S-C-Gefügen, ecc-Gefügen (Platt and Vissers 1980, Weijermars and Rondeel 1984) und asymmetrischen Feldspat-Augen (Lister and Snoke 1984; Etchecopar 1977; Simpson and Smith 1983) läßt sich ein sinistraler Schersinn für die Bewegung an der Rodl-Scherzone ableiten.

RODLSTÖRUNG (Mühlviertel, OÖ)

M. Brandmayr, R. Handler (1989)

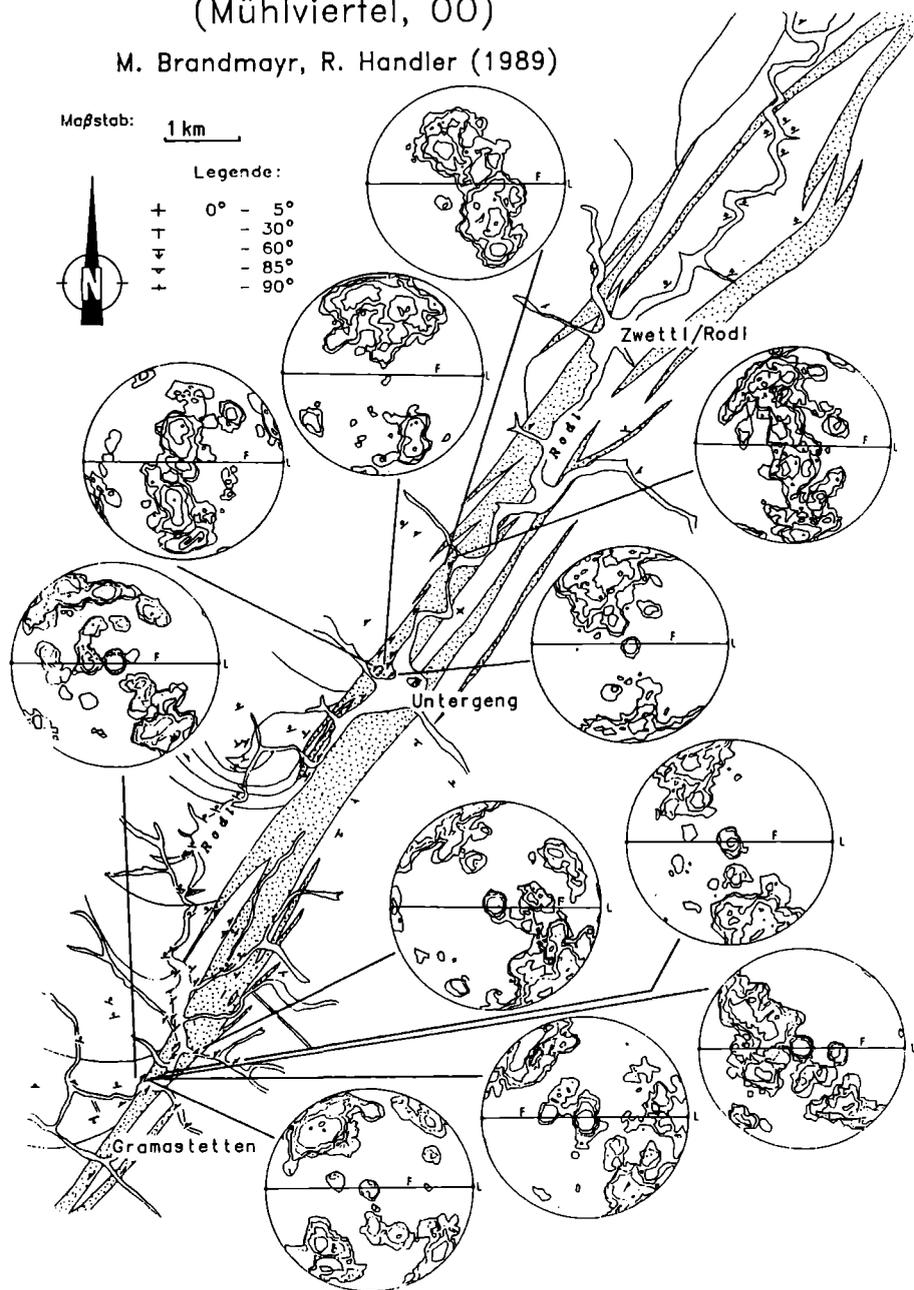


Fig.10: Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel. Die hochdeformierten Gesteine (Mylonite und Phyllonite) sind durch die Punkt-Signatur gekennzeichnet, außerdem sind Quarz-c-Achsen-Diagramme verschiedener Mylonite dargestellt. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

Glimmer regeln sich mit ihren Basisflächen (0001) parallel zur Schieferung ein, sodaß es zur Bildung von 'Glimmerfischen' (Eisbacher 1970) kommt. Vor allem in hochdeformierten Myloniten tritt ein Lagenbau auf, wobei im mm-Bereich Quarzlagen mit Feldspatlagen sowie mit Biotit- oder Chlorit-Lagen wechseln.

2.1.3.2 Metamorphose während der duktilen Deformation

Im Zuge der Bewegungen an der Rodl-Scherzone kommt es zu Veränderungen des Mineralbestandes der von der Deformation betroffenen Gesteine. Außerhalb der Scherzone besitzen die Kalifeldspäte und Plagioklase randlich einen dünnen Serizitsaum. Aufgrund des kataklastischen Verhaltens der Feldspäte kommt es zu einer starken Kornzerkleinerung, die die Serizitbildung erleichtert, sodaß in hochdeformierten Myloniten schließlich eine vollständige Umwandlung der Feldspäte in Serizit erfolgt. Auch dürfte der erhöhte Fluid-Durchsatz, der im unmittelbaren Scherzonenbereich wegen der Erhöhung der Durchlässigkeit der Gesteine ansteigt, für die verstärkte Umwandlung verantwortlich sein. Die neugebildeten feinschuppigen Glimmer treten in schmalen Lagen gehäuft auf, zusammen mit Quarzrekristalliten. Große Muskowit-Altkörner zeigen an ihren Rändern ebenfalls einen schmalen Serizitsaum.

Granat, Hornblende und Biotit reagieren auf die Bedingungen während der Deformation in der Art, daß sie sowohl randlich als auch entlang von Spaltflächen in Chlorite umgewandelt werden. Eine vollkommene Chloritisierung wurde allerdings nur bei Biotit beobachtet.

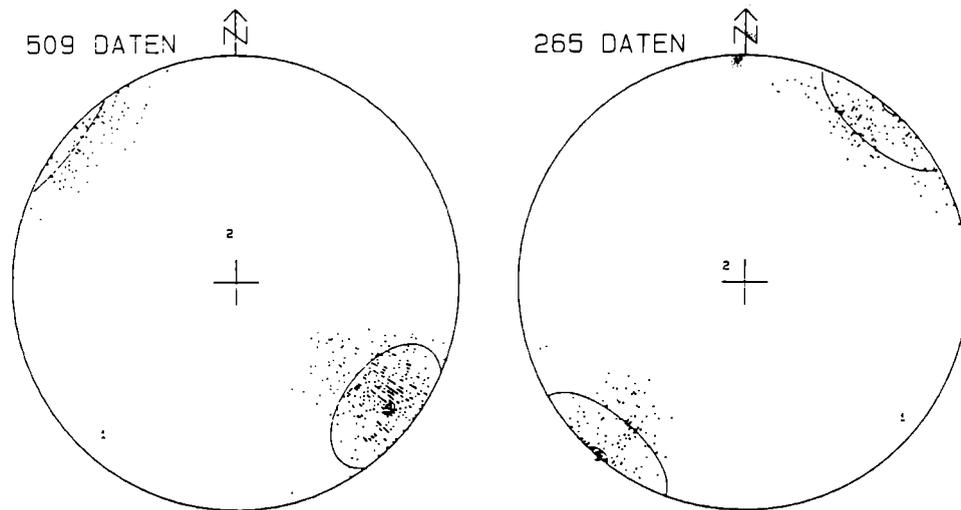


Fig.11: Foliation (a) und Lineation (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (Wallbrecher 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

Diese Mineralreaktionen sind Zeugen einer retrograden Metamorphose unter grünschieferfaziellen Bedingungen während der Aktivität der Scherzone. Weitere Hinweise auf solche Metamorphosebedingungen liefern auch die Quarz-Mikrogefüge (siehe Kapitel 2.1.3.3), sowie die Existenz einer kristallographischen Regelung, deren Entstehung erst ab Temperaturen von über 300° (Sibson 1977) angenommen wird.

2.1.3.3 Die plastische Deformation von Quarz

Die am häufigsten beobachtbaren Quarz-Mikrogefüge sind äquidimensionale Rekrystallisations-Körner, die durch ihre gut ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von 90-120° auffallen. Die Größe der Rekrystallisations-Körner schwankt von 0.05 bis 0.15 mm. Meist treten solche Rekrystallisationslagen förmig oder in Form von Nestern auf. Sie lassen somit auf die ehemalige Existenz eines großen Altkornes schließen. Daß Rekrystallisations-Körner aus solchen deformierten Altkörnern entstehen, wird an Kern-Mantel-Texturen (White 1976) deutlich. Dabei handelt es sich um einen meist langgezogenen Mantel aus äquidimensionalen Rekrystallisations, die noch nicht rekrystallisierte Bereiche des Altkornes umgeben. Diese Kerne bestehen aus stark gelängten, undulös auslöschenden Körnern oder aus einem Verband von Subkörnern. Solche Texturen sind typisch für den Wechsel der Deformations-Mechanismen in Quarz von einer niedrigtemperierten Plastizität zu Bedingungen des 'power-law creep'. Die deformierten Altkörner verheilen anschließend durch den Prozeß einer syntektonischen Rekrystallisation (Etheridge and Wilkie 1979; Gottstein and Mecking 1985; White 1977).

Neben solchen Rekrystallisations existieren jedoch auch andere Mikrogefüge von Quarz. Dabei handelt es sich um extrem feinkörnige, deutlich gelängte Quarzaggregate, die in krasssem Gegensatz zu den großen äquidimensionalen Rekrystallisations stehen. Es wäre möglich, daß das Wachstum der Rekrystallisations durch eine dispers im Gestein eingestreute Mineralphase, zum Beispiel feinschuppige Glimmer, behindert wird. Auf dieses Phänomen haben schon Hobbs et al. (1976) hingewiesen. In verschiedenen Dünnschliffen konnten jedoch Bereiche festgestellt werden, in denen das Wachstum von Rekrystallisations sicher nicht durch eine zweite Phase behindert wurde. Die Entstehung dieses feinkörnigen Quarzgefüges wird deshalb als das Resultat einer Deformation unter der Beteiligung von Diffusions-Prozessen angesehen. Hinweise dafür sind das teilweise Fehlen einer wachstumshemmenden zweiten Mineralphase, das Fehlen einer kristallographischen Regelung und die Längung der Körner, die auf die Diffusion von Atomen und vakanten Gitterplätzen zurückgeführt werden kann.

Als Gründe für den Wechsel der Rekrystallisationsbedingungen werden eine lokale Aufheizung des Gesteins entweder durch die frei werdende Deformations-Wärme (Brun and Cobbold 1980, Fleitout and Froidevaux 1980) oder durch einen kurzen zeitlichen Abstand zur Intrusion der Granite, sowie ein erhöhter Fluid-Durchsatz in den Gesteinen der Scherzone angesehen. Einen wesentlichen Beitrag zu diesem Wechsel vom Dislokations-Fließen zum Diffusions-Fließen dürfte außerdem auch die fortdauernde Kornzerkleinerung durch den Prozeß der dynamischen Rekrystallisation geleistet haben (Etheridge and Wilkie 1979).

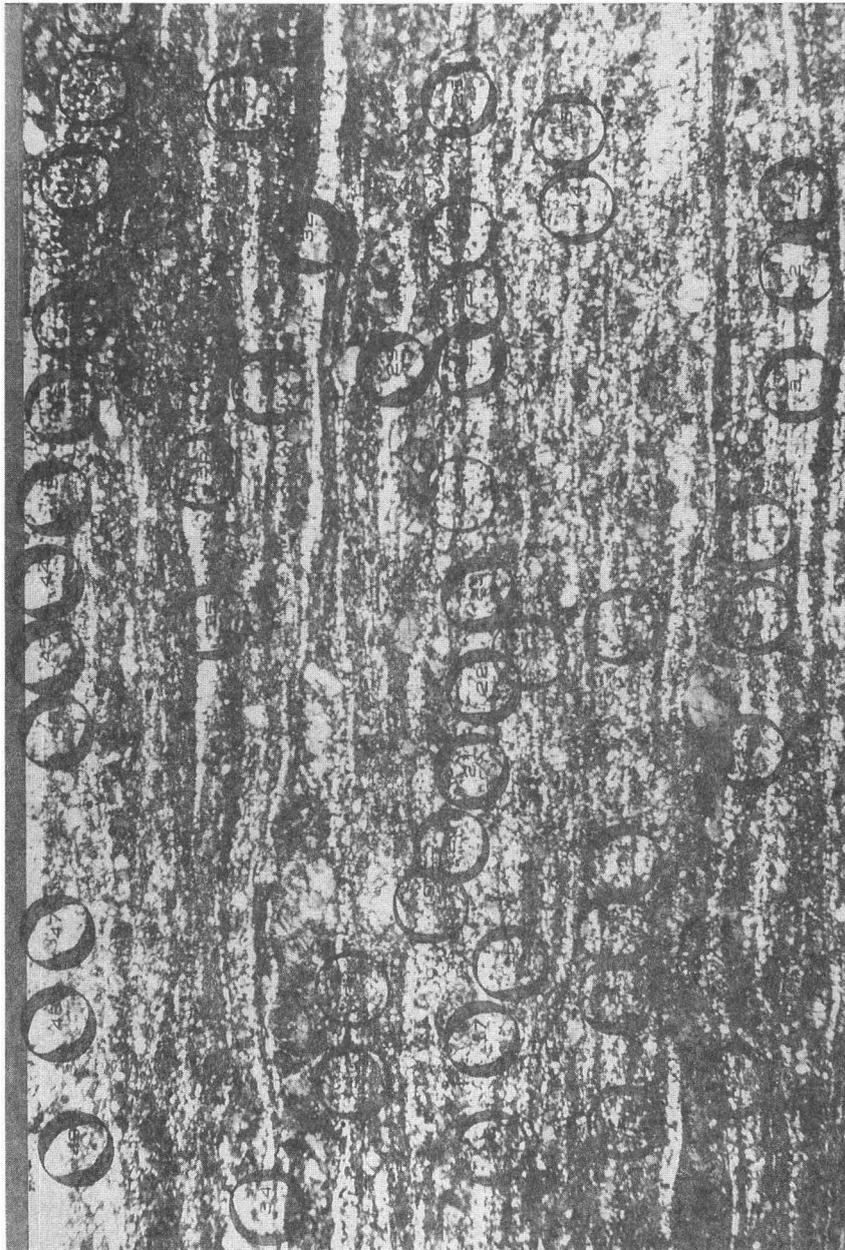


Fig.12: Dünnschliffaufnahme eines Mylonites und Richtungsrosen der mit einem Fotometer gemessenen Quarz- c-Achsen-Azimute. Die Kreisgröße entspricht dem jeweilig gemessenen Mikroskop-Gesichtsfeld. (xz) - Schnitt Nicols x, Vergrößerung 24 fach

2.1.3.4 Die Regelungs-Zustände im Quarzgefüge

Zur Erstellung der Polfiguren in Fig. 10 wurden pro Dünnschliff jeweils 200-300 Quarzrekristallisate mit Hilfe eines U-Tisches eingemessen und in einem Isolinien-Diagramm dargestellt. Die Abstufung der Isolinien erfolgte in logarithmischen Schritten mit Vielfachen der Zufallsverteilung.

Neben dieser Methode zur Erfassung der Regelungs-Zustände im Quarz-Gefüge wurde die Photometer-Methode eingesetzt, die sinistrale Schiefregelungen der Quarz-c-Achsen-Azimute in bezug auf das kinematische Koordinaten-System und eine große strain-Homogenität ergab (Fig.12). Einfache Schiefgürtel-Regelungen sind typisch für Gefüge, die ihre Entstehung einer einfachen Scherung verdanken. Aus der asymmetrischen Anordnung der Schiefgürtel (Simpson 1980) kann auf eine sinistrale Bewegung an der Rodl-Scherzone geschlossen werden.

Auffallend sind weiters die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz-c-Achsen in den mit dem Universal-Drehtisch ausgewerteten Diagrammen (Fig. 10). So können unimodale Clusterverteilungen auf dem xz-Großkreis, Teilgürtelverteilungen, die um die y-Achse des finiten Verformungsellipsoides pendeln und ca. 90° von der x-Achse entfernt orientiert sind, und durchgehende Schiefgürtelverteilungen erkannt werden. Diese unterschiedlichen Polfiguren zeigen die Betätigung verschiedener Gleitsysteme im Quarz während der Deformation an. So sind die Verteilungen an der Peripherie durch die Aktivierung der Basis-Fläche, Verteilungen um die y-Achse als Prismen-a-Gleitung und durchgehende Schiefgürtel-Verteilungen durch das Zentrum durch die Aktivierung einer der beiden Rhomboeder-Flächen zusammen mit Basis-a-Gleitung und Prismen-a-Gleitung zu erklären. Die einzige signifikante Gleitrichtung ist hier also die Richtung parallel zur kristallographischen a-Achse (Schmid and Casey 1986). Der Wechsel von einer Basis-Gleitung zu einer Rhomboeder-Gleitung setzt die Überschreitung einer höheren kritischen Scherspannung voraus, was durch eine Zunahme der Temperatur, des hydrostatischen Druckes, des Fluid-Druckes oder aber durch eine Abnahme der Verformungs-Geschwindigkeit erreicht werden kann (Hobbs 1985; Lister and Dornsiepen 1982; Tullis et al. 1973). Eine Änderung des hydrostatischen Druckes kann für diesen Wechsel nicht verantwortlich gemacht werden, da es sich bei der Rodl-Scherzone um eine Blattverschiebung handelt und deshalb wesentliche vertikale Bewegungen, die Änderungen des hydrostatischen Druckes herbeiführen könnten, während der Bewegung ausgeschlossen werden können. Da in den Dünnschliffen oftmals eine Korrelation von feinkörnigen Quarz-Mikrogefügen mit einer Rhomboeder-Gleitung der Quarz-Rekristallisate zu beobachten ist, scheinen eine lokale Aufheizung des Gesteins durch die Deformations-Wärme und ein erhöhter Fluid-Durchsatz die wesentlichen Faktoren zu sein, die zu diesem Wechsel der Betätigung der aktiven Gleitsysteme geführt haben.

2.1.3.5 Das Alter der Rodl-Scherzone

Über das Alter der Rodlstörung wird bereits seit langem heftig diskutiert. Vordevonische Aktivität an den NW-SE und NE-SW streichenden Störungen der Böhmi-

schen Masse (Dvorak 1985) wird ebenso in Erwägung gezogen wie ein rein alpines Alter (Graber 1928), bzw. eine spätvariszische Anlage mit einer alpinen Reaktivierung (Thiele 1961; Fuchs 1976; Fuchs und Matura 1976; Tollmann 1985). Mit Sicherheit kann festgestellt werden, daß der Weinsberger Granit, dessen Intrusionsalter mit 349 ± 4 Ma angegeben wird (S.Scharbert 1987), von der Deformation erfaßt wurde. Keine Spuren einer Bewegung findet man hingegen in den im unmittelbaren Bereich der Störung auftretenden Ganggesteinen (Vohryzka und Vohryzka 1960; H.Scharbert 1957), die jedoch jünger sein könnten als die Intrusionsfolge des Südböhmischen Plutons. Altersdatierungen dieser Gänge stehen noch aus. Da auch die aus dem Weinsberger Granit durch variszische Metamorphose hervorgegangenen Grobkorngneise mylonitisiert wurden, ist ein spätvariszisches Maximalalter wahrscheinlich.

2.1.3.6 Altersdatierung

Im Zuge der Bewegungen an der Rodl-Störung, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen abliefen, kam es einerseits an den Rändern von Muskowiten, andererseits durch Umwandlung von Feldspäten zur Neubildung von feinkörnigem Serizit. Es lag daher nahe, dieses neugesproßte Mineral an verschiedenen Gesteinen mit Hilfe von radiometrischen Methoden zu datieren. Vorerst ist es gelungen, mit der Rb/Sr-Methode an einer Probe ein Glimmeralter zu erhalten. Gemessen wurden die Rubidium/Strontium-Isotopenverhältnisse eines Hellglimmer-Konzentrates der Korngröße $< 2 \mu\text{m}$ und eines Gesamtgesteins-Präparates. Diese erste Analyse ergibt ein Modellalter von 192 ± 2 Ma (Fig.13). Dieser Wert dürfte zu alt sein, da

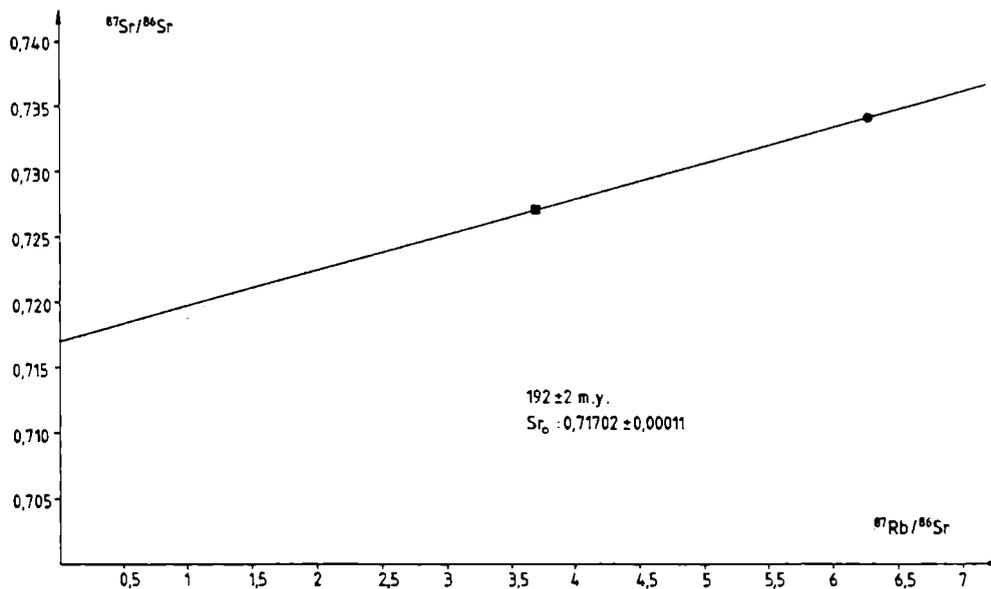


Fig.13: Rb-Sr-Mineralalter der zweiten Hellglimmer-Generation. Kreis: Hellglimmerkonzentrat der Korngröße $< 2 \mu\text{m}$; Quadrat: Gesamtgestein.



Fig.14: Subkorn-Bildungen an Feldspat, Steinbruch bei Hörndlwies, östlich des Nebelstein, Nicols x, Vergrößerung 234 fach

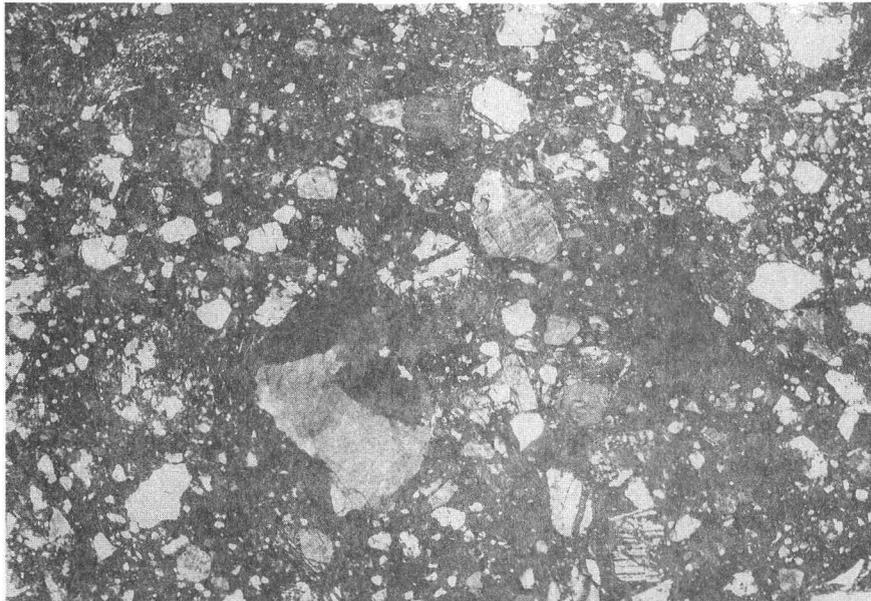


Fig.15: Kataklasit von der Vitiser Störung, Tennisplatz Rappottenstein, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

noch geringfügige Anteile von Kalifeldspat diffraktometrisch im Hellglimmer-Konzentrat festgestellt werden konnten. Diese Kalifeldspäte wurden während der Intrusion des Weinsberger Granites gebildet und mit Rb/Sr auf 349 ± 4 Ma datiert (S.Scharbert 1987). Sie erfuhren keine Metamorphose, die genügend hohe Temperaturen für eine Homogenisierung erreichte. Das ermittelte Modellalter muß also als das mögliche Höchstalter der Deformation angesehen werden. Der tatsächliche Zeitpunkt der Deformation und damit der Zeitpunkt der Bildung der zweiten Glimmergeneration ist wahrscheinlich jünger als 192 ± 2 Ma. Dieses Datum ist zwar noch nicht besonders aussagekräftig, da es sich nur um einen einzigen Wert handelt, doch ist es ein Hinweis auf eine mögliche postvariszische Reaktivierung der Scherzone unter grünschieferfaziellen Bedingungen. Weitere Proben aus der Scherzone werden derzeit oder sollen in naher Zukunft unter Anwendung verschiedener radiometrischer Methoden (Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar) gemessen und datiert werden.

2.1.4 Die Scherzonen zwischen Weitra und Freistadt

In den auf den Blättern Großpertholz und Königswiesen kartierten Mylonitzonen konnte nur ein Aufschluß mit anstehenden Myloniten bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, gefunden werden. Dieser Aufschluß nimmt insofern eine Sonderstellung ein, weil er bislang der einzige ist, in dem mit Kern-Mantel-Texturen auch eine duktile Deformation an Feldspäten nachgewiesen werden konnte. Diese Deformation äußert sich in einer Subkornbildung an den Feldspäten (Fig.14), was als Hinweis für eine höhere Temperatur während der Deformation gedeutet werden muß (Goode 1978).

Als Erklärungsmöglichkeit könnte man auch hier an eine Deformation unmittelbar im Anschluß an die Intrusion des Protolithen (spätvariszischer Feinkorngranit) denken oder an freigewordene Deformations-Wärme.

2.1.5 Die Vitiser und die Diendorfer Scherzone

Beide Scherzonen zeigten bislang ausschließlich eine spröde Deformation, die sich darin äußert, daß in den bisherigen Proben nur Kataklasite gefunden wurden (Fig.15). Die Korndeformation kann allenfalls noch am Übergangsbereich zwischen spröder und duktiler Deformation stattgefunden haben, da in wenigen Dünnschliffen auch Mörtelquarz-Ränder gefunden wurden. Dies paßt bei der Diendorfer Störung recht gut ins Gesamtbild, da sich diese Störungszone auch schon morphologisch als junge Störung manifestiert. Bei der Vitiser Störung, die in den untersuchten Aufschlüssen bei Rappottenstein und südwestlich von Zwettl im Weinsberger Granit und Granitgneis verläuft, deutet jedoch nichts darauf hin, daß hier die Deformation in einem höheren Krustenstockwerk als in den bisher beschriebenen Scherzonen stattgefunden haben sollte. Eine mögliche Erklärung könnte in einem besonders hohen Fluid-Durchsatz gefunden werden, der mit der Intrusion des Granites im Zusammenhang stehen könnte. Ein besonders hoher Porenfluid-Druck könnte die Scherfestigkeit des Gesteines soweit herabgesetzt

haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte. Dieser Frage soll durch Untersuchungen von Fluid-Einschlüssen in den Randbereichen der Vitischer Scherzone nachgegangen werden.

2.2 Junge Störungen

2.2.1 Junge Spröd-Deformationen in der Pfahl-Scherzone

Die Auswertung der Richtungen von Harnisch-Flächen, Striemungen und Versatz-Sinn junger Verwerfungen, die nach der duktilen Deformation angelegt worden sein müssen, wurde in einem Steinbruch bei Aigen im Mühlthal begonnen, der im zentralen Bereich der Pfahl-Scherzone liegt. Hierfür, wie auch für die weiter unten beschriebenen Paläo-Spannungs-Analysen wurde ein von uns entwickeltes Computer-Programm eingesetzt, das auf der graphischen Methode der Ermittlung der Schnittmenge der Kompressions-Dieder (Angelier and Mechler 1977) beruht. Die Ergebnisse sind in Fig.16 dargestellt. Obwohl in diesem Diagramm nur elf Paare von Harnisch-Flächen und Striemungen und der dazugehörige jeweilige Schersinn ausgewertet wurden, zeigt die Tatsache, daß alle elf Kompressionsdieder eine einzige Schnittmenge bilden, daß in diesem Aufschluß eine einheitliche Spannungsverteilung zu diesen Störungen geführt hat. Das Spannungs-Ellipsoid, das diese jungen Störungen bewirkt hat, hatte nach dieser Auswertung folgende Orientierung: σ_1 horizontal in NNE-SSW-Richtung, σ_2 vertikal und σ_3 horizontal in WNW-ESE-Richtung. Da σ_2 vertikal angeordnet ist, ergibt sich, daß in der Pfahl-Scherzone auch noch bruchhafte Deformationen als Blattverschiebungssysteme ausgebildet waren (Anderson 1951). Für Blattverschiebungen parallel zur Pfahl-Scherzone ergibt sich aus dieser Anordnung der größten und der kleinsten Hauptnormalspannung wiederum ein dextraler Versatz.

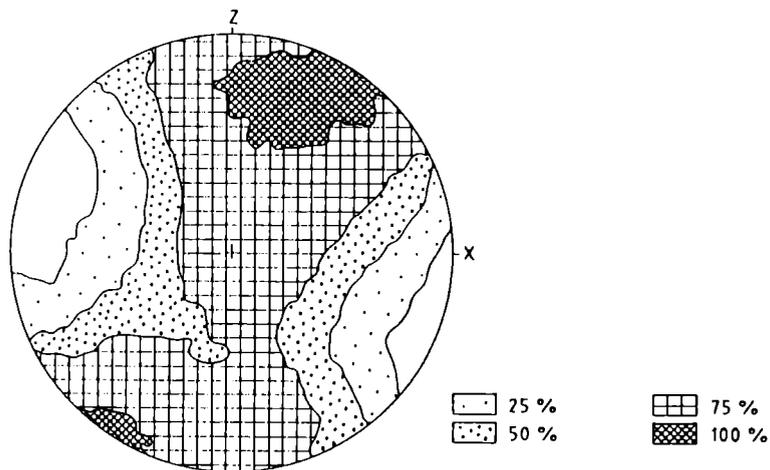


Fig.16: Lage der Haupt-Normalspannungen für die bruchhafte Deformation in der zentralen Pfahl-Scherzone, Steinbruch Aigen, Mühlthal

2.2.2 Junge Spröd-Deformation in der Rodl-Scherzone

Im Anschluß an die duktile Deformation, die zur Bildung der Mylonite geführt hat, kommt es in den Gesteinen der Rodl-Scherzone zur Ausbildung von Harnischen im Zuge einer bruchhaften Deformation. Diese Harnische sind nicht nur in den die Scherzone umgebenden Gneisen häufig, sie durchsetzen auch die Mylonite der Scherzone. Die Auswertung der Orientierung von Harnischflächen und -striemungen, sowie des relativen Versatzes der beiden Blöcke zueinander mit der oben genannten Methode ergab die Lage der Hauptnormalspannungen. In Fig.17 sind zwei Diagramme aus zwei Aufschlüssen dargestellt, die auf eine Kompression (σ_1) in Richtung NW-SE hinweisen. Die Extensions-Dieder (σ_3) liegen in Richtung NE-SW, die mittlere Achse des Spannungs-Ellipsoides (σ_2) steht wiederum nahezu vertikal und gibt damit auch hier einen Hinweis, daß auch noch die jüngeren bruchhaften Störungen in der Rodl-Scherzone als Blattverschiebungssystem angelegt wurden.

2.2.3 Junge Spröd-Deformation in der Diendorfer Scherzone

Eine Auswertung der ersten, allerdings noch recht wenigen Messungen von Harnisch-Flächen, Striemungen und Versatzrichtungen an der Westflanke des mit permischen Sedimenten gefüllten tektonischen Grabens von Zöbing, der als südlichste Fortsetzung der Boskowitz Furche (Dudek and Suk 1965) gedeutet werden kann, zeigt ein Paläo-Spannungsfeld mit σ_2 in vertikaler Lage und σ_1 in horizontaler NNE- Richtung (Fig.18). Dies zeigt einerseits, daß auch an der Diendorfer Störung, zumindest in der Gegend von Zöbing, bruchhafte Störungen als Blattverschiebungen ausgebildet sind, zum anderen erzeugt ein solches Span-

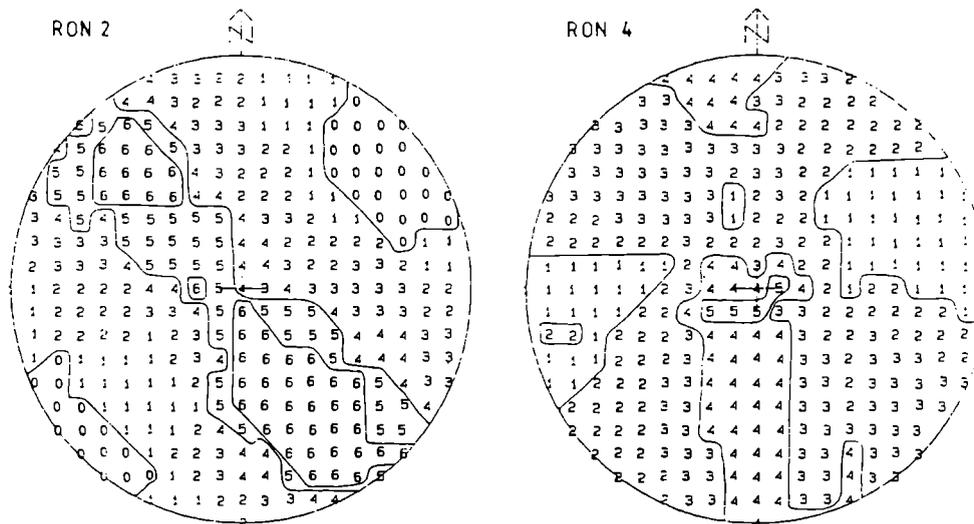


Fig.17: Lage der Hauptnormalspannungen für die bruchhafte Deformation in der Rodl-Scherzone

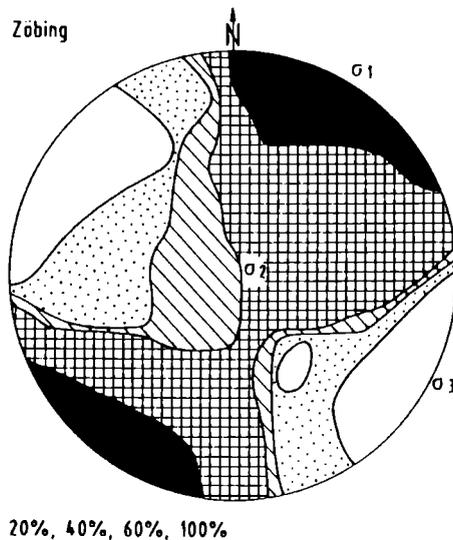


Fig.18: Orientierung der Paläo-Hauptnormalspannungen in permischen Gesteinen an der Diendorfer Störung, Ruine Falkenstein bei Zöbing

nungsfeld einen sinistralen Versatz an einer NE-SW ausgerichteten Störungsbahn, sodaß diese jungen Störungen die gleiche Richtung und den gleichen Versatzsinn zeigen wie die alten sinistralen Systeme.

Pseudotachylithe, die an der Diendorfer Störung in der Nähe von Zöbing gefunden wurden, passen ebenfalls gut in ein sprödes Deformations-Regime.

3. DISKUSSION DER BEOBACHTUNGEN

Alle bislang gemachten Beobachtungen weisen darauf hin, daß, die Diendorfer Störung ausgenommen, die Scherzonen der südlichen Böhmisches Masse alle in einem ähnlichen Krustenniveau mit duktilem Deformations-Regime angelegt worden sind. Meso- und mikroskopische Gefügeanalysen haben gezeigt, daß es sich bei den untersuchten Störungen um reine Blattverschiebungen handelt. Es ergaben sich keine Hinweise auf ein unterschiedliches Alter der Anlage der NW-SE und der NE-SW streichenden Scherzonen. Sind beide Systeme gleich alt, so muß es sich um ein konjugiertes orthogonales System von lateralen Scherzonen handeln, das, wenn man die Beobachtungen aus der Tschechoslowakei hinzuzieht, das gesamte Moldanubikum mit einem ziemlich gleichmäßigen Muster durchzieht, wobei das eine System (NW- SE) parallel zu den großen Blockgrenzen Mitteleuropas, dem Elbe-Lineament und der Tornquist-Teyssere-Linie, d.h. dem SW-Rand der russischen Tafel, verläuft, während das andere System senkrecht auf diesen Lineamenten steht. Die Beobachtungen des Schersinnes (dextral an den NW-SE-Scherzonen und sinistral an den NE-SW-Systemen wäre recht gut mit der Keil-

form des Moldanubikums zu erklären, indem letzteres während der variszischen Kollision als Indenter zwischen Vindelizischem Land im Westen und Moravikum im Osten gewirkt hätte (Weber 1987). Da jedoch genau das gleiche Störungsmuster mit den gleichen Versatzrichtungen auch im kristallinen Untergrund des Moravikums festgestellt wurde (Dvorak 1985), ist eher anzunehmen, daß im Anschluß an die variszische Konvergenz von Laurasia und Gondwana (Matte 1986, Franke 1989, Keppie et al. 1989) sich das Scherzonenmuster in einer breiten Zone senkrecht zur Konvergenzrichtung entwickelt hat. Dieses Muster von dextralen und sinistralen Blattverschiebungen könnte dann als " α - und β -slip-lines" sensu Tapponnier and Molnar (1976), d.h. als Trajektorien der maximalen Scherspannung, gedeutet werden, die sich bei einem in E-W-Richtung gelangten blockförmigen Indenter (flat rigid) bilden müßten, der von Süden nach Norden gewirkt hat (Fig.19). Da die südliche Böhmisches Masse für die alpidische Orogenese, die ebenfalls durch Konvergenz einer nördlichen und einer südlichen Platte hervorgerufen wurde, das unmittelbare Vorland darstellte, muß ein ähnliches Spannungsfeld wie zu variszischer Zeit geherrscht haben, sodaß die Scherzonen nun in einem höheren Krustenniveau nochmals aktiviert wurden. Ein Hinweis hierfür ist, daß das Kreidebecken von Ceske Budejovice von Störungen gleicher Orientierung umrandet wird. Hierauf haben schon Fuchs und Matura (1976) aufmerksam gemacht. Grabenbrüche mit miozäner Sedimentfüllung im Kern dieses Beckens zeigen die gleichen Begrenzungen. Die Blattverschiebungen ordnen sich damit in das Schema der in Mitteleuropa weit nach Norden reichenden Scherdeformationen ein, die durch alpidische Nordsüd-Konvergenz gedeutet werden (z.B. Stackebrandt and Franzke 1989).

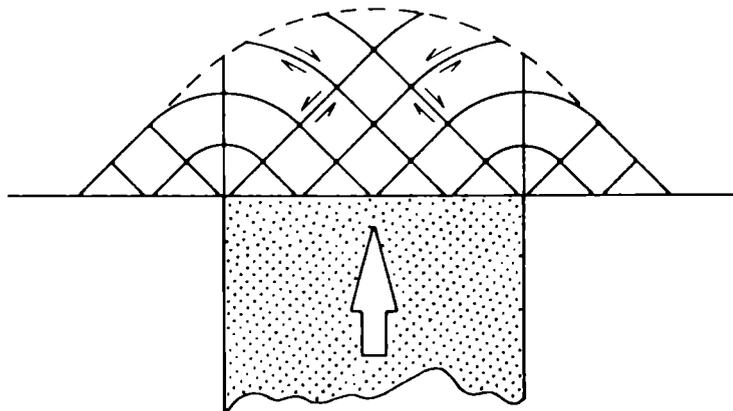


Fig.19: Mögliche Scherspannungstrajektorien in der Böhmisches Masse während der variszischen und der alpidischen Orogenese. Umgezeichnetes Modell von Tapponnier and Molnar (1976).

4. LITERATUR

- Anderson, E.M., 1951: The dynamics of faulting. 2nd ed., 206 S., Oliver & Boyd, London.
- Angelier, J. et P. Mechler, 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France, **19**, 1309-1318.
- Berthe, D., P. Choukroune and P. Jegouzo, 1979: Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., **1**, 31-42.
- Blacic, J.D., 1975: Plastic deformation mechanism in quartz: The effect of water. Tectonophysics, **27**, 271-294.
- Brandmayr, M., 1990: Zur Geologie und Kinematik der Rodl-Störung zwischen Gramastetten und Untergeng (Mühlviertel, Oberösterreich). Dipl. Arbeit, Univ. Graz, in Vorbereitung.
- Brun, J.P. and P.R. Cobbold, 1980: Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. J. Struct. Geol., **2**, 149-158, 1980.
- Dudek, A. and M. Suk, 1965: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. Ber. Geol. Ges. DDR **10(2)**, 147-161
- Dvorak, J., 1985: Horizontal movements on deep faults in the proterozoic basement of Moravia. Jb. Geol. B.-A., **127**, 551-556.
- Eisbacher, G.H., 1970: Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 2009-2020.
- Etchecopar, A., 1977: A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics, **39**, 121-139.
- Etheridge, M.A. and J.C. Wilkie, 1979: Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Tectonophysics, **58**, 159-178.
- Etheridge, M.A. and J.C. Wilkie, 1981: An assessment of dynamically recrystallized grain size as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. Tectonophysics, **78**, 475-508.
- Finger, F., 1986: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich) Jb. Geol. B.-A., **128**, 383-402.
- Finger, F. und V. Höck, 1987: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. Jb. Geol. B.-A., **129**, 641-642.
- Fleitout, L. and C. Froideveaux, C., 1980: Thermal and mechanical evolution of shear zones. J. Struct. Geol., **2**, 159-164.
- Franke, W., 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. Geol. Soc. Am. Bull., Spec. paper **230**, 67-89.
- Fuchs, G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., **119**, 45-61.
- Fuchs, G. und A. Matura, 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., **119**, 1-43.
- Goode, A.D.T., 1978: High temperature, high strain rate deformation in the Lower Crustal Kalka Intrusion, Central Australia. Contrib. Mineral. Petrol. **66**, 137-148

- Gottstein, G. and H. Mecking, 1985: Recrystallization. in: Wenk, H.-R. (Ed.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis, 183-218, London (Academic Press).
- Graber, H.V., 1902: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. *Peterm. geogr. Mitt.*, **48**, 121-131.
- Graber, H.V., 1928: Das Alter der herzynischen Brüche. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **19**, 1-17.
- Gruber, F.H., 1931: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **23**, 35-84.
- Handler, R., 1989: Zur Geologie und Kinematik der Rodl-Störung zwischen Untergang und Langbruck. *Dipl. Arb., Univ. Graz*, 113 S.
- Heitzmann, P., 1985: Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. *Eclogae geol. Helv.*, **78**, 273-286.
- Higgins, M.W., 1971: Cataclastic rocks. *US. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **687**, 97 S.
- Hobbs, B.E., W.D. Means and P.F. Williams, 1976: An outline of structural geology.- 571 S., New York (Wiley).
- Hobbs, B.E., 1985: The geological significance of microfabric analysis. in: Wenk, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis : 463-484, London (Academic Press).
- Keppie, J.D. and R.D. Dallmeyer, 1989: Tectonic map of Pre-Mesozoic Terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic Orogens. *IGCP 233*, Halifax, Canada
- Lister, G.S., 1981: The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *J. Struct. Geol.* **3** (1), 67-75.
- Lister, G.S. and U.F. Dornsiepen, 1982: Fabric transitions in the saxony granulite terrain.- *J. Struct. Geol.* **4**, 81-92.
- Lister, G.S. and A.W. Snoke, 1984: S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Mainprice, D., J.L. Bouchez, P. Blumenfeld and J.M. Tubia, 1986: Dominant c-slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**, 819-822.
- Matte, P., 1986: Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Matura, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63-74.
- Platt, J.P. and R.L.M. Vissers, 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, **2**, 397-410.
- Schadler, J., 1952: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75 000, Blatt Linz-Eferding. *Geol. B.-A.*
- Scharbert, H., 1957: Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel, westlich der Rodl-Störung. *N. Jb. Min. Abh.*, **90**, 35-202.
- Scharbert, S., 1987: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **132**, 21-37.

- Schmid,S.M. and M.Casey, 1986: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz fabric patterns. in: Mineral and rock deformation - The Paterson volume, Geophys. Monograph, **36**, 263- 286
- Sibson,R.H., 1975: Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. Geophys. J. Royal Astron. Soc. **43**, 775-794
- Sibson,R.H., 1977: Fault rocks and fault mechanism. J. Geol. Soc. London, **113**, 191-213.
- Simpson,C., 1980: Oblique girdle orientation patterns of quartz- c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. J. Struct. Geol., **2**, 243-247.
- Simpson,C. and S.M.Schmid, 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1281-1288.
- Stackebrandt,W. and H.J.Franzke, 1989: Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere: The activity of some fracture zones in Central Europe. Z. geol. Wiss., **17**, 699-712.
- Tapponnier,P and P.Molnar, 1976: Slip-line field theory and large scale continental tectonics. Nature, **264**, 319-324.
- Thiele,O., 1961: Zum Alter der Donaustörung. Verh. Geol. B.-A., **1961**, 131-133.
- Thiele,O., 1983: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldaunubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich). Jb. Geol. B.-A., **126**, 513-523.
- Tollmann,A., 1985: Geologie von Österreich, Band 2, Wien (Deuticke).
- Tullis,J., J.M.Christie, and D.T.Griggs, 1973: Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 297-314.
- Tullis,J., A.W.Snok, and V.R.Todd, 1982: Penrose Conference report: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. Geology, **10**, 227-230.
- Vohryzka,K. und E.Vohryzka,E., 1960: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, O.-Ö. Verh. Geol. B.-A., **1960**, A90-A92.
- Wallbrecher,E., 1986: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. 244 S., Stuttgart (Enke).
- Wallbrecher,E., 1988: A ductile shear zone in the Panafrican Basement on the northwestern margin of the West African Craton. in: Jacobshagen,V. (Ed.): The Atlas Systems of Morocco, studies on its geodynamic evolution. Lecture Notes in Earth Sc., **15**, 19- 42
- Weber,K., 1987: The development of the Mid-European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes. IGCP 233 Meeting 1987, Nouakchott, Mauretania, Abstracts: 213-214.
- Weijermars,R. and H.E.Rondeel, 1984: Shear band foliation as an indicator of shear sense: Field observations in central Spain. Geology, **12**, 603-606.
- White,S.H., 1976: The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. Phil. Trans. R. Soc. London, **A283**, 69-86.
- White,S.H., 1977: Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, **39**, 143-177.

Adresse der Autoren:

Univ.Prof. Dr. E. Wallbrecher
M.Brandmayr
R.Handler

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz

Manuskript eingegangen am 9.1.1990, in Endform am 23.5.1990