

Elementmobilisierungen bei Scherbewegungen zwischen Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung

SEBASTIAN WAGNER & HUBERT MILLER *)

Thrust faults, shear horizons, mylonite, metasomatism, migration of elements, authigenesis, geochemistry
 Eastern Alps, Austrian Central Alps (Zillertal Alps), Austrian Northern Alps (Ehrwald), Tyrol

Kurzfassung: Es wurden 21 Querprofile über Deckengrenzen bzw. Scherhorizonte unterschiedlicher Tiefenlage beprobt. An den Proben wurden Mineralbestand, Chemismus und Gefüge untersucht, um deformationsinduzierte metasomatische Veränderungen der zerscherten Gesteine zu ermitteln. Die fortschreitende Mylonitisierung der Gesteine führt hierbei zwar zu einer Neubildung des Gefüges (v. a. Kornverkleinerung) und zur Mineralneu- bzw. -umbildung, eine wesentliche Veränderung im Gesamtgesteinchemismus lässt sich jedoch nicht feststellen. Ein Stofftausch bzw. eine Elementwanderung zwischen den die Scherzonen begrenzenden Serien konnte trotz der teils deutlichen Unterschiede im Chemismus nur in Einzelfällen beobachtet werden und ist lokal begrenzt. Der Elementtransport erfolgte in Abhängigkeit des Gehaltes an orientierten Mineralen (meist Phyllosilikate), die kanalisierend wirken bzw. des rheologischen Verhaltens der beteiligten Gesteine meist parallel zur Foliation.

[Mobilisation of Elements during Shearing Movements between Rocks of Different Composition]

Abstract: At 21 profiles crossing shear horizons (some of them thrust faults) samples were collected. The samples were analyzed for mineral content, fabric and chemistry, to investigate deformation-induced metasomatic alteration. Although the mylonitization of the rocks leads to formation of fabric (especially reduction in grain size), new minerals and/or recrystallisation, there was no significant change in whole rock chemistry. In some very limited cases an exchange/transport of elements was observed between the rocks bordering the shear zone, though clear differences in rock chemistry existed. Transport of elements occurred mostly parallel to the foliation, dependent upon the channelling effects due to the content of strongly orientated minerals (most of all phyllosilicates) and the rheological behaviour of the rocks involved.

*) Anschrift der Autoren: Dipl.-Geol. S. WAGNER, Prof. Dr. H. MILLER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstr. 37, D-80333 München.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung
2. Ahornkern – Hochstegenzone
3. Bündner-Schiefer-Serie – Innsbrucker Quarzphyllit
4. Innsbrucker Quarzphyllit – Kellerjochgneis
5. Kellerjochgneis – Wildschönauer Schiefer
6. Wettersteinmasse – „Jungschichtenzone“
7. Ergebnisse
8. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung

Ausgangspunkt der Untersuchung ist die Tatsache, daß bei tektonischen Bewegungen meist auch beachtliche Stoffmobilisationen erfolgen, die zum Teil zu extremen Veränderungen des Gesteins führen. Dieses Problem der Metasomatose an Scherzonen wurde schon mehrfach untersucht und sowohl qualitativ als auch quantitativ beschrieben (z. B. KERRICH et al. 1980; FOURCADE et al. 1989; SELVERSTONE et al. 1991). Das Augenmerk richtete sich hierbei auf Scherzonen, die in einem mehr oder weniger homogenen Gesteinskörper meist granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung verlaufen. Dies hat mehrere Vorteile:

- Das Ausgangsgestein sowie dessen zerscherte Derivate können genau definiert werden.
- Wenn nur ein Gestein an der Zerscherung und Metasomatose beteiligt ist, dann können Betrachtungen in einem genau abzugrenzenden lithologisch-chemischen Rahmen erfolgen.
- Somit besteht auch eine gewisse Überprüfbarkeit der Ergebnisse, da auf beiden Seiten der Scherzone dasselbe Verhalten der Gesteine zu erwarten wäre.

In der vorliegenden Arbeit wurden Scherzonen beprobt, die sich zwischen Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung ausbildeten. Es sollte dabei besonderes Augenmerk auf etwaigen Stoffaustausch zwischen den beteiligten Serien gelegt werden. Die Frage, ob es sich hierbei um Deckengrenzen, Internverschuppungen innerhalb einer großtektonischen Einheit oder Relativbewegungen an primär sedimentären Kontaktten handelt, ist hierfür unwesentlich und soll regionalgeologischen Arbeiten vorbehalten bleiben.

Für den Elementtransport stehen zwei Mechanismen zur Verfügung:

- Transport in einer Gas- bzw. fluiden Phase
- Migration von Atomen bzw. Ionen durch Diffusion an Korngrenzen oder durch Feststoffe ohne Beteiligung einer Gas- oder fluiden Phase als Transportmedium.

Letztere Möglichkeit ist aufgrund der geringen Transportmengen im untersuchten Rahmen (Gesamtgesteinsschematismus) zu vernachlässigen und ist hier unter den Bedingungen einer progressiven Metamorphose sowieso unwahrscheinlich, da diese bei den behandelten Gesteinen grundsätzlich mit einer Dehydratation bzw. Dekarbonatisierung der Gesteine verknüpft ist und somit einer Freisetzung fluider Phasen (WINKLER 1979: 15). Die intra- bzw. interkristalline Ionendiffusion stellt zwar für die Deformation der Minerale und die Gefügeentwicklung der Gesteine einen wichtigen Mechanismus dar, ist in ihrem Ausmaß jedoch sehr begrenzt (cm-Bereich, KERRICH, BECKINSALE & DURHAM 1977) und somit für Betrachtungen, die über diesen Maßstab herausgehen (Gesamtgestein), nicht von großer Bedeutung.

Die Auswahlkriterien für die bearbeiteten Scherzonen waren folgende:

- Die beteiligten Gesteine sollten einen unterschiedlichen Ausgangsschematismus haben.
- Es sollten an der Scherzone deutliche Mobilisierungen stattgefunden haben. Als einzige sichere deformationsinduzierte Mobilisierungen wurden erst einmal nur diejenigen herangezogen, die im Mikrogefüge erkennbar sind (Druckschattenrekristallitate, durch Drucklösungsprozesse angegriffene Minerale etc.). Die bloße Betrachtung einer Gesteinsveränderung in Richtung auf eine Scherzone ist aufgrund der möglicherweise prädeformativ schon vorhandenen Variationen im Gesteinsbestand hierfür nicht ausreichend.
- Das Vorhandensein einer fluiden Phase während der Deformation sollte durch Fluideinschlüsse in

(Druckschatten-) Rekristallitataten dokumentiert sein, deren primäre (= syntektonische), bzw. pseudosekundäre Natur (vgl. ROEDDER 1984) bei Untersuchungen an doppelt polierten Dickschliffen festzustellen war.

- Die Scherzone sollte möglichst parallel zu den Gesteinsgrenzen liegen, da an einer diskordant streichenden noch mehr die Gefahr besteht, daß aus einem nicht zu erfassenden System Stoffe zu führt werden.
- Die Scherzone sollte über einen größeren Bereich hinweg verfolgbar sein, um Vergleichsprofile zu ermöglichen.

Nach diesen Kriterien und dem einer guten Dokumentation (u. a. einer Vielzahl von Diplomkartierungen und Dissertationen, die an den geologischen Instituten der Westf. Wilh.-Universität in Münster und der Ludwig-Maximilians-Universität in München angefertigt wurden) wurden 5 Scherhorizonte (teilweise Deckengrenzen) unterschiedlicher Tiefenlage ausgewählt und mit insgesamt 21 Profilen beprobt. Die Probennahmepunkte lassen sich der geologischen Übersichtskarte (Abb. 1) entnehmen. Daneben wurden in größerer Entfernung zu den Scherzonen in den jeweiligen Gesteinen zu Vergleichszwecken Referenzproben genommen. Geologische Position, Deformationsverhalten und maximal mögliche P/T-Bedingungen (nach HOERNES & FRIEDRICHSEN 1974; ROTH 1983; SATIR & MORTEANI 1978; SELVERSTONE 1985; VELS 1978) sowie die im Folgenden verwendeten Abkürzungen für die einzelnen Profile ergeben sich aus Abb. 2. Die Profile erstrecken sich jeweils senkrecht zum Streichen im Nahbereich der Scherzone (10–160 m). Die Probennahme erfolgte in möglichst regelmäßigen, zum Zentrum des Scherhorizontes hin abnehmenden Abständen (siehe auch Abb. 3a, 5a, 6a, 7a, 9a). Die Probenmasse betrug je nach Gestein 2–5 kg möglichst frisches Material, zusätzlich wurde jeweils ein orientiertes Handstück gewonnen.

Die Proben wurden nach Mineralbestand, Gesamtgesteinssowie Mineralchemie, Dichte, Gefüge und Fluideinschlüssen untersucht. Im Folgenden werden Mineralbestand und Gesamtgesteinsschematismus an repräsentativen Beispielen dargestellt.

Die chemischen Analysen erfolgten an analysenfein gemahlenem und geblühtem Pulver. An silikatreichen Proben wurde nach einem $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -Schmelzaufschluß mit Hilfe der RFA eine Vollaralyse erstellt, bei den karbonatreichen Proben nach einem HNO_3 -Druckaufschluß ausgewählte Elemente an der ICP bestimmt. Die kompletten chemischen Daten sind bei den Autoren erhältlich.

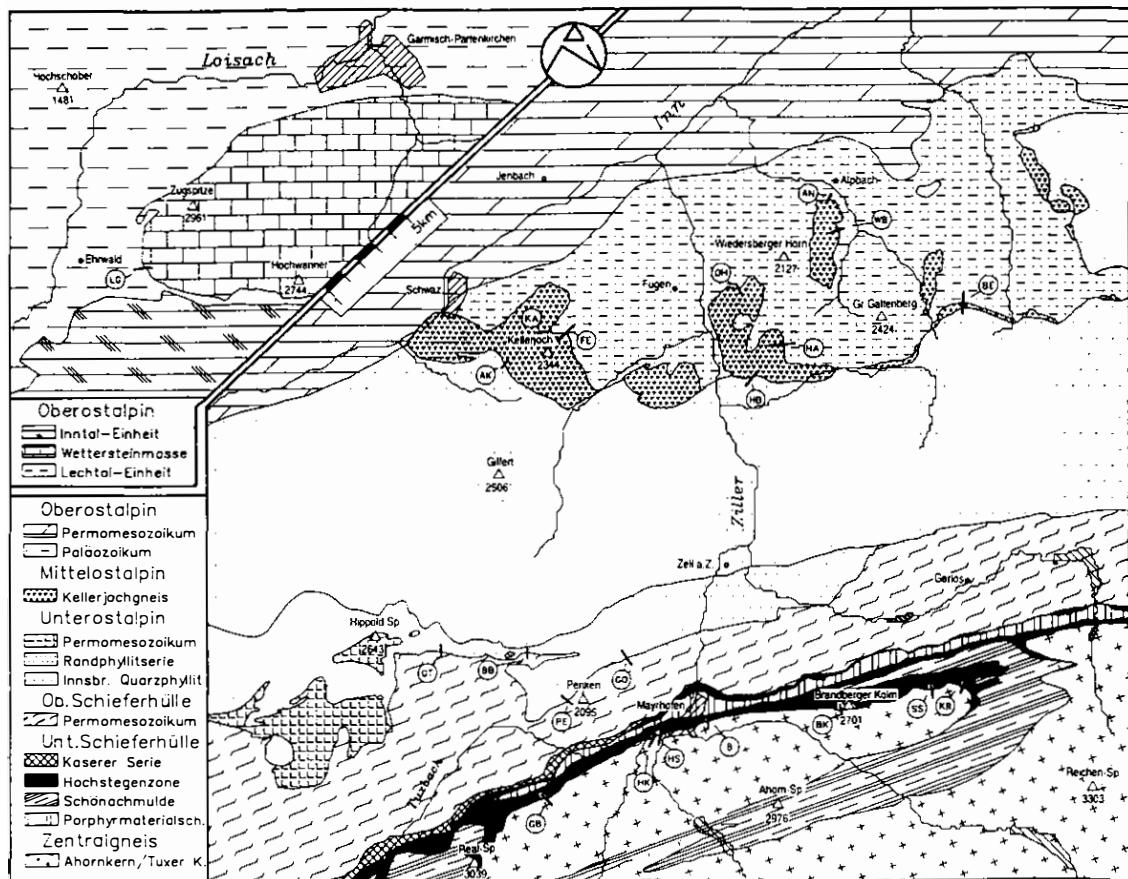


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit Profillokalitäten
(Geologie nach MILLER 1962; MILLER et al. 1984; ROTH 1983; SENGL 1991).

Fig. 1: Sketch map of the investigated area showing locations of profiles, where samples were taken.
(Geology after MILLER 1962; MILLER et al. 1984; ROTH 1983; SENGL 1991).

Die Darstellung erfolgt in Diagrammen, die die Elementkonzentrationen im Verhältnis zur zunehmenden Zerscherung in Annäherung an die Scherzonen zeigen. Es wurden sowohl allgemein als relativ immobil angesehene Elemente (Al_2O_3 , TiO_2 , Zr) ausgewählt als auch relativ hohe (K_2O , CaO , MgO), sowie solche, die die Unterschiede der beteiligten Serien gut aufzeigen. Daneben werden an zwei Profilen (BK, WB) anhand von Isoconendiagrammen (GRANT 1976) mögliche Volumenverluste bzw. -zunahmen der alterierten Serien aufgezeigt.

2. Ahornkern – Hochstegenzone

Die Hangendgrenze des Ahornkerns des Tauernfenster-Zentralgneises zu der auflagernden Hochstegenzone ist über ihre gesamte Erstreckung mylonitisch überprägt.

Aus dem Zentralgneis mit seinem typischen Augengneisgefüge entwickelt sich mit zunehmender Zerscherung über einen Augen/Flasergneis unter völligem Abbau des Kalifeldspates ein mylonitischer Gneis, aus dem zuletzt mit einem kontinuierlichen Übergang ein meist quarzitisches Gestein (= „Grenzquarzit“) hervorgeht. Das Zentrum der Scherzone wird an manchen Stellen zusätzlich von einer geringmächtigen phyllitischen Lage markiert. In der Hochstegenzone geht an der Grenze aus den fast reinen Kalkmarmoren des Hochstegenkalkes ein wenige mächtiger eisenschüssiger Quarz-Glimmermarmor hervor. Der Augengneis des Ahornkerns („Porphyrogranitgneis“: HAMMER 1936; THIELE 1974) erhält sein charakteristisches Gefüge durch die großen (< 5 cm) (hyp)idiomorphen Kalifeldspatporphyroblasten. Diese reagieren auf die zunehmende Zerscherung in Richtung auf die bearbeitete Grenze als einzige der Hauptkomponenten des Mineralbestandes

Profile		Geologische Situation		Deformation	P/T	
LG		Wettersteinmasse "Jungschichtenzone"	Oberostalpin Oberostalpin	spröd	<1kbar ~1(-3?)km <100°C	
AN,FE,HA,K A,OH,WB	BE	Wildschönauer Schiefer	Oberostalpin	spröd - duktil	2-2,5kbar ~8-9km <300°C	
		Kellerjochgneis	Mittelostalpin			
AK,HB	BE	Kellerjochgneis	Mittelostalpin	spröd - duktil	2-3kbar ~10km <350°C	
		Innsbrucker Quarzphyllit	Unterostalpin			
BB, GO, GT, PE		Rondphyllitserie Bündner Schiefer-Serie	Unterostalpin Penninikum	spröd - duktil bis duktil	<7kbar ~25km <475°C	
B, BK, GB, HK, HS, KR, SS		Hochstegenzone Ahornkern	Helvetikum?/ Penninikum? Helvetikum?/ Penninikum?	spröd - duktil bis duktil	<10kbar ~35-40km <500°C	

AK:Arbeserkogel
AN:Außemeader
B:Bärlahnerklamm
BB:Bangartbach

BE:Großer Bei
BK:Brandberge
FE:Falschegg
GB:Grindbergsp

GO:Goldbrün
GT:Geiseltal
HA:Hamberger
HB:Hinterber

di HK:Hochstegenklam
HS:Hochstegen Ste
KA:Kaunzalm
KR:Koglerrinne

LG:Lahnergraben
OH:Oberhart
PE:Penkenjoch
SS:Seihenscharte
WB:Wetterkreuzbach

Abb. 2: Auflistung der beprobten Profile, deren geologische Position, sowie maximale Rahmenbedingungen der Deformation.

Fig. 2: Listing of the studied profiles, their geological background and an estimation of the upper limit of metamorphic conditions during deformation.

(vgl. Tab. 1) mit ausschließlich sprödem, Plagioklas mit teils sprödem, teil kristallplastischem Deformationsverhalten. Das von den Kalifeldspäten durch Drucklösungsprozesse abgeführte Material wird nicht wie bei Quarz, Plagioklas (Albit) und Glimmern in den Druckschatten größerer Altkörper in "artgleichen" Neukörnern rekristallisiert, sondern in Mineralneubildungen (vor allem Muskovit und Quarz, vgl. MITRA 1978) substituiert. Die Drucklösung dokumentiert sich im Materialabbau an Groß- (Alt-)körper-

nern an Flächen senkrecht σ_1 , die meist durch Glimmerbahnen begrenzt werden, und im Druckschatten größerer Körner rekristallisierte Minerale unterschiedlicher Zusammensetzung (vgl. KERRICH, BECKINSALE & DURHAM 1976).

Eine signifikante, d. h. die primäre Variationsbreite der Gneise überschreitende Änderung im Gesamtgesteinsschematismus zwischen dem Augengneisprotolith und dessen zerscherten Derivaten konnte nicht festgestellt werden.

Tab. 1: Modalanalyse typischer Gesteine der Grenze Zentralgneis – Hochstegengezone

Tab. 1: Mineral content of typical rocks that appear at the boundary Ahornkern — Hochstegenzone

	Zentralgneis	zerscherter Zentralgneis	"Quarzite"				"Phyllite"		Hochstegengenzone	
	BK1xz	BK5xz	BK7xz	Typ A	Typ B	Typ C			BK8xz	BK10xz
Quarz	28,2	38,2	76,4	44,2	89,7	76,1	6,0	13,0	0,1	
Plagi	9,5	18,7	—	—	—	—	—	—	—	
Kfsp	13,9	—	—	—	—	—	—	—	—	
Musk	29,5	34,3	10,4	40,7	0,2	16,0	49,0	7,1	0,1	
Biot	14,3	7,0	—	0,3	—	—	—	—	—	
Korb	—	—	—	—	—	—	—	41,2	77,6	99,7
Akz	2,0	1,8	—	2,4	0,5	1,6	1,17	—	—	
X	Orthit	—	Distrh	Chlortd	Erz	Erz	Erz	Erz	Erz	Erz
	2,6	—	—	13,2	11,6	9,6	6,3	2,7	2,4	0,1

Erst in den wenigen mächtigen quarzitischen Randgesteinen des Ahornkernes findet eine drastische Chemismusänderung statt (vgl. Abb. 3).

Die „Grenzquarze“ lassen sich in drei Typen unterteilen:

- Typ A: Serizitquarze mit meist hohen Akzessoriengehalten (meist Disthen, Zirkon). Vorkommen in Profil: GB, BK, KR.
- Typ B: Quarzitische Chloritphyllite, oft mit deutlicher Akzessorienführung (meist Chloritoid). Vorkommen in Profil: HK, HS, KR.
- Typ C: Quarze mit intensiver Durchstäubung durch Opakphase (Graphit, Pyrit). Vorkommen in Profil: B, SS.

Die unterschiedlichen Typen bestimmen jeweils über einen größeren Bereich hinweg das Erscheinungsbild der Grenze. Ein Verzähnen bzw. Übergang der verschiedenen Varietäten in Streichrichtung ist nicht aufgeschlossen. An einer Lokalität (Profil KR) kommen jedoch zwei der Typen zusammen vor. Hier entwickelt sich Typ B direkt hangend aus Typ A.

Die Quarze sind sämtlich extrem mylonitisiert (meist Ultramylonite, HEITZMANN 1985) und stellenweise vollständig dynamisch rekristallisiert ohne jeglichen feststellbaren Altkornbestand.

Für die Herkunft dieser Quarze können mehrere Möglichkeiten diskutiert werden:

- a) eine sedimentäre Auflagerung auf den Zentralgneis (DIETIKER 1938; KUPKA 1954; THIELE 1974, 1980; FRISCH 1974, 1975, 1980; LAMMERER 1986)
- b) eine tektonische Einschuppung eines Paragesteins (HAMMER 1936, KUPKA 1954, WAGNER 1988)
- c) mylonitisierte Zentralgneis-Segregate (MILLER et al. 1984)
- d) Zentralgneisderivate entstanden durch deformationsinduzierte Metamorphose, vergleichbar den „Weißschiefern“ (MODJTAHEDI & WIESENEDER 1974), bzw. „Leukophylliten“ (PROCHASKA 1991)
- e) ein metamorpher Verwitterungshorizont (z. B. mehr oder weniger reine Kaolinsande).

Gegen Modell a) und b) spricht der kontinuierliche Übergang, mit dem sich die Quarze aus dem Zentralgneis herausentwickeln, der diese als Derivate des liegenden Gneises offensichtlich macht. Der Nachweis ursprünglich sedimentärer Gefüge ist aufgrund der intensiven Mylonitisierung nicht mehr zu erbringen, da der gesamte Mineralbestand mobilisiert war. Sogenannte „klastische“ Großquarze können ohne weiteres durch eine zwischenzeitlich statische, metamorphe Sammelkristallisation entstehen (WAGNER 1988, SENGL 1991). Die Akzessorien (z. B. Zirkon, Disthen) besitzen idio- bis hypidiomorphe Umrisse und zeigen keinerlei Verwitterungserschei-

nungen. Bei Modell c) müßte man ein Verarmen der hangenden Bereiche der Zentralgneise an Si und entsprechende Anreicherungen der übrigen Elemente beobachten können, was nicht der Fall ist.

Modell d) und e) lassen sich in ihrem metamorphen und zudem mylonitischen Endprodukt nicht unterscheiden, da der Zeitpunkt der Stoffabfuhr nicht datiert werden kann. Somit kann nicht entschieden werden, ob die Elementmobilisationen durch metasomatische Vorgänge bei der Zerscherung, durch Verwitterungsvorgänge unter atmosphärischen Bedingungen oder eine Kombination von beiden in Gang gebracht wurden. Eine gewisse Schwierigkeit ergibt sich bei Modell d) dadurch, daß die Disthene ein sehr frisches Aussehen haben. Bei einer Durchströmung mit Fluiden, die große Mengen Elemente (v. a. Alkalien) (ab)transportieren, wäre zumindest eine randliche Seritizierung zu erwarten (wie bei den vereinzelt in Proben des benachbarten, unter den gleichen P/T-Bedingungen zerscherten Zentralgneises zu findenden Disthenen beobachtet werden kann). Fand die Disthenbildung jedoch erst nach der schon erfolgten Metasomatose/Verwitterung (Modell e)) statt, so durchströmen die tektonometamorphen Fluide im wesentlichen die an Elementen schon verarmte Serie und führen somit aufgrund ihres ebenso verarmten Stoffangebotes keine Mineralneubildungen mehr herbei. Für die Möglichkeit eines Verwitterungshorizontes spricht auch der Gehalt an organischem Material (Graphit). In jedem Falle sind die besprochenen Quarze jedoch als Derivate des Zentralgneises anzusehen und somit dem Zentralgneiskomplex zuzuordnen. Massenbilanzierungen (nach GRESENS 1967 bzw. GRANT 1986) ergeben für die mylonitisierten Zentralgneise und die direkt daran angrenzenden und daraus hervorgehenden Quarze ein nahezu isovolumetrisches Verhalten gegenüber dem jeweiligen Zentralgneisprotolith (max. 7% Volumenverlust, vgl. Abb. 4: Probe BK 5, BK 6). In Annäherung an das Scherzonenzentrum lassen sich die Isoconen, entlang derer sich in der Darstellung nach GRANT (1986) die in der Alteration relativ immobilen Elemente reihen sollen, oft nur sehr ungenau festlegen. Die Annahme der Immobilität gewisser Elemente läßt sich dort immer weniger verwirklichen (vgl. LEITCH & DAY 1990). Im Falle des Profiles BK (Abb. 4) würde der Disthenquarzit (Probe BK7) bei der Annahme einer relativen Immobilität des Si eine Isocone mit der Steigung 1.2 Ko = Ka erzeugen. Ko ist die Konzentration in der frischen, Ka die in der alterierten Probe. Dies bedeutet nach GRANT (1986) einen Massenverlust von 20% bzw. einen Volumenverlust von -17% (Dichte BK1: 2.68, BK7: 2.77). Bei einer Kaolinitisierung verhalten sich vor allem Al und daneben auch Si immobil (SIMONSOHN 1991). In diesem Falle müßte die Isocone zwischen diesen Elementen verlaufen

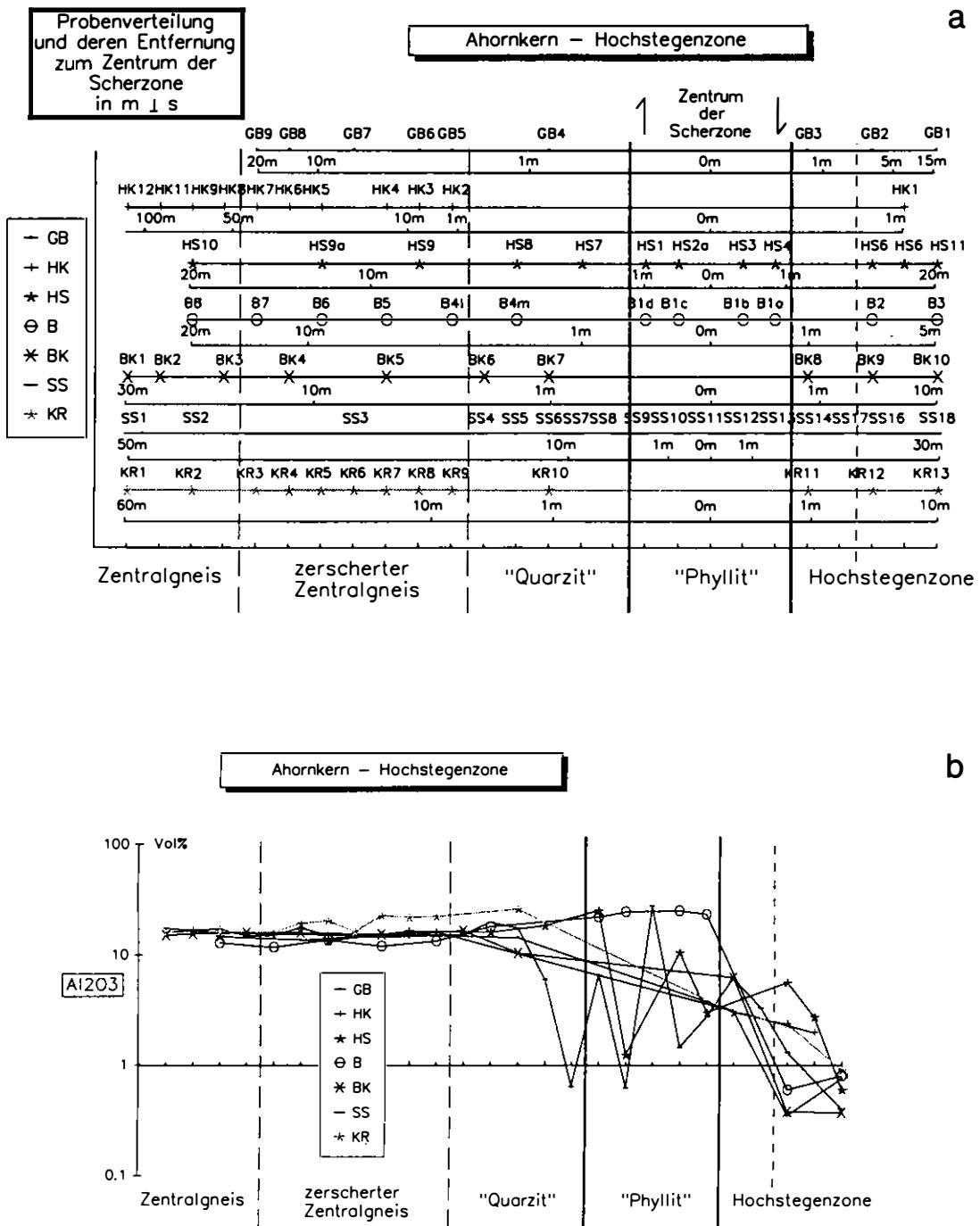
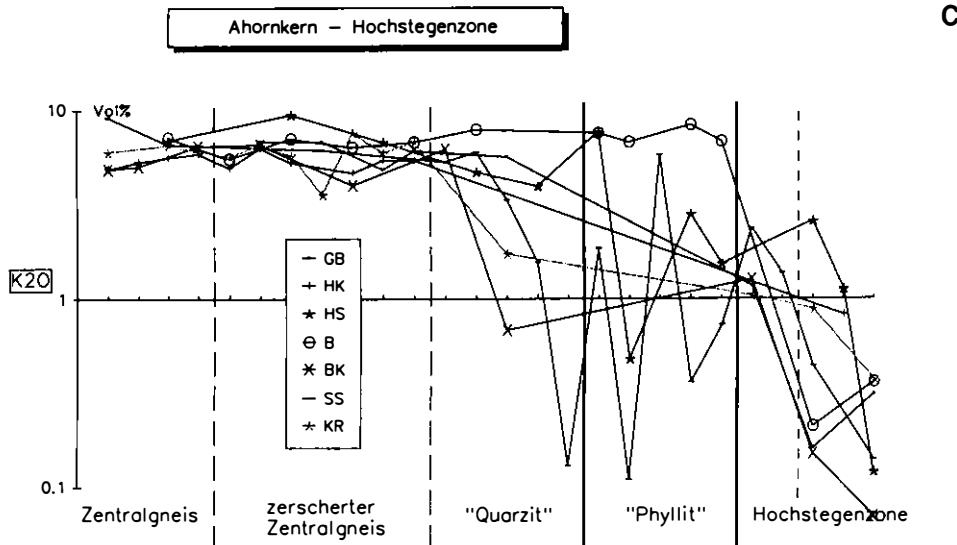
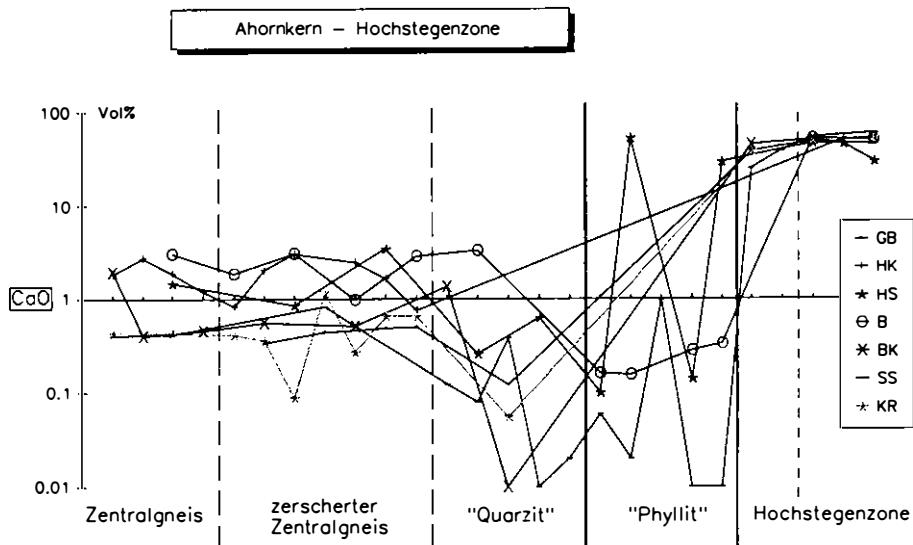


Abb. 3: Ahornkern – Hochstegenzone

a) Probenaufstellung und deren Relativbeziehung b) Al_2O_3 , c) K_2O , d) CaO -Gehalt der Proben im Profilverlauf.

Fig. 3: Ahornkern – Hochstegenzone

a) Sample listing and their interrelations referring to grade of deformation and distance to the centre of the shear zone.
 b) Al_2O_3 , c) K_2O , d) CaO -concentration of samples along the profile crossing the shear zone.

**d**

und würde dann ein fast isovolumetrisches Verhalten anzeigen. Bei Immobilität von Al hätte die Isocone eine Steigung von 0.66 Ko = Ka gleichbedeutend einer Volumenzunahme von +55% der Probe BK7 gegenüber BK1. Eine eindeutige Aussage ist in dieser Position somit nicht möglich.

An drei Profilen (HS, B, SS) liegen die Karbonate der Hochstegenzone nicht direkt auf den Gesteinen des Zentralgneiskomplexes. An diesen Lokalitäten befinden sich geringmächtige phyllitische Gesteine von variabler Zusammensetzung (vgl. Tab. 1; Abb. 3b, c,

d) im Zentrum der Scherzone, die sowohl hangend als auch liegend eine deutliche Grenze zu den umgebenden Gesteinen besitzen. Gemeinsames Kennzeichen ist das Gefüge, das eine extreme mylonitische Überprägung erkennen lässt. In ihrem Stoffbestand besitzen sie sowohl Anklänge an die Hochstegenzone als auch an die unterlagernden Gesteine des Zentralgneiskomplexes. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Gesteinen um Bestandteile beider Serien, die bei den Relativbewegungen in das Scherzentrum eingearbeitet wurden. Durch den Fluiddurchsatz wurden diese dann über einen gewissen Bereich hinweg in Streich-

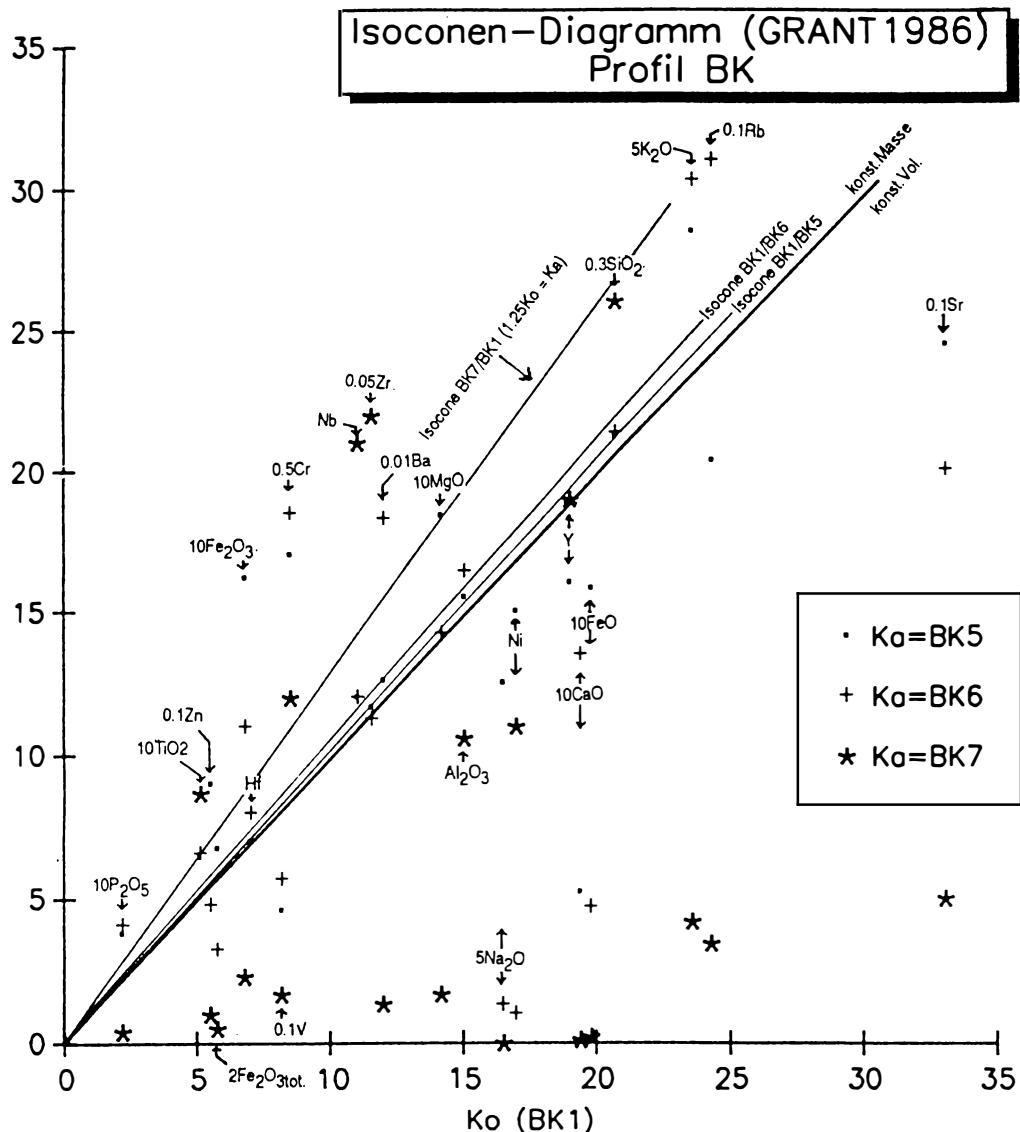


Abb. 4: Isoconen-Diagramm (GRANT 1986) Profil BK.
Ko = Konzentration im unalterierten Gestein; Ka = Konzentration im alterierten Gestein.
Elementoxide in Vol%, Spurenelemente in ppm. Da Ko für alle Proben jeweils BK1 ist,
liegen für BK5, BK6, BK7 die Punkte gleicher Elemente jeweils parallel zur Ordinate.

Fig. 4: Isocone diagram (GRANT 1986) location BK.
Ko = concentration in original sample, Ka = concentration in altered sample.
Values of Oxides in weight%, trace elements in ppm. Note: for all samples Ko = BK1;
therefore datapoints of BK5, BK6, BK7 of equal elements are parallel to the ordinate.

richtung homogenisiert und lassen sich somit nicht mehr exakt voneinander trennen.

Die Karbonate der Hochstegengezone sind im wesentlichen aus dem plattigen bis dickbankigen, blau-grauen Hochstegemarmor aufgebaut. An ihrer

Liegengrenze entwickelt sich aus diesem Marmor fast über den gesamten Bereich der Grenze zum Ahornkern ein eisenschüssiger Glimmermarmor. Nur in einem Bereich zwischen dem Steinbruch von Hochsteg und östlich von Mayrhofen (Profile HS, B) fehlt diese Ausbildung. Stellenweise nimmt der Kar-

bonatgehalt so stark ab, daß Karbonatphyllite entstehen. Die Entstehung dieser Gesteine läßt sich zwangslässig anhand einer „Kondensation“ des Hochstegengmarmors durch metasomatische Karbonatabfuhr erklären. Dem Verarmen an Ca, Mg, Sr steht eine dementsprechende relative Zunahme der übrigen stabilen Elemente gegenüber. Der hierfür notwendige Volumenverlust beträgt 15–25% (nach GRESENS 1967, GRANT 1986) bei Annahme der Al-Immobilisität). Die freigesetzten Karbonate könnten nach Abschätzungen vor Ort möglicherweise komplett in den kalzitisch gefüllten Klüften, die den Zentralgneiskomplex randlich durchsetzen, wiederzufinden sein.

Die chemische Analyse der Gesteine ergab, daß keinerlei bemerkenswerter Stoffaustausch zwischen den beteiligten Gesteinen stattgefunden hat, obwohl aufgrund des Schliffbildes festzustellen ist, daß teilweise der gesamte Mineralbestand durch metasomatische Vorgänge mobilisiert gewesen sein muß. Es hätte sich z. B. in den randlichen Gesteinen des Zentralgneiskomplexes ein erhöhter Ca-Gehalt in einer verstärkten Epidotführung niederschlagen können (Abb. 3a, b, c, d). Dies kann durch eine foliationsparallele Kanalisation der Fluidströme während der duktilen bzw. für feldspatführende Gesteine spröd-duktilen Deformation erklärt werden. Diese führte somit, da sie sich innerhalb eines Gesteins bewegten, zu keinerlei Stoffaustausch. Erst bei sprödem Verhalten des Zentralgneiskomplexes (während dem die Karbonate der Hochstegenzone zuerst noch kühl reagieren und somit der zerklüftete Zentralgneis die bessere Wegsamkeit bietet) werden die abdichtenden Glimmerbahnen durch Klüfte durchrisen und diese mit mobilisiertem karbonatischem Material aus der Hochstegenzone verfüllt. Bei der Probennahme wurden diese Gänge nicht mit beprobt, da sie mit der für die Fragestellung wesentlichen Deformation der Scherzone keine Verbindung erkennen ließen; sie schlagen sich somit auch nicht mit einem erhöhtem Ca-Gehalt in den Analysen nieder. Vor diesem Hintergrund erscheint auch das Modell e) für die Genese der „Grenzquarzite“ plausibler als Modell d) und c), da für einen Stoffaustausch senkrecht zur Foliation, den solche metasomatische Veränderungen in großem Maße erforderten, kein Hinweis gefunden wurde.

3. Bündner-Schiefer-Serie – Innsbrucker Quarzphyllit (Randphyllit-Serie)

Die Grenze der sogenannten Randphyllit-Serie (VELS 1975) des unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllites zur penninischen Bündner-Schiefer-Serie stellt eine der bedeutendsten Deckenüberschiebungen der gesamten Ostalpen dar. Im Gelände ist sie jedoch

nur sehr schwer zu erkennen. Dies liegt insbesondere an der großen lithologischen Ähnlichkeit der beteiligten Serien. So faßte SANDER (1921) die randlichen Gesteine der karbonatischen Bündner Schiefer und des Innsbrucker Quarzphyllites zu einer Zone der „Tuxer Phyllite“ zusammen, da er sie kartiertechnisch nicht zu trennen vermochte. Die Arbeiten von VELS (1975, 1978) ermöglichen jedoch seither eine Trennung der beiden Einheiten. Im Gelände sind die Karbonatschmitzen der Bündner Schiefer sowie die eisenschüssigen Quarzknauren der Randphyllitserie für die Unterscheidung leitend. Diese wird dadurch erschwert, daß auch in den Bündner Schiefern karbonatfreie Phyllite auftreten sowie in der Randphyllit-Serie Phyllite mit Karbonat in der Matrix. Der Gesamteindruck beider Serien ist insgesamt jedoch sehr typisch. An zwei Lokalitäten (Profil GT, GO) tritt als „Deckenscheider“ ein (Feldspat-)Quarzit an der Grenze auf (Tab. 2).

Tab. 2: Modalanalysen typischer Gesteine der Grenze Bündner-Schiefer-Serie – Innsbrucker Quarzphyllit

↓ Tab. 2: Mineral content of typical rocks that appear at the boundary Bündner-Schiefer-Serie – Innsbrucker Quarzphyllit

	Bündner-Schiefer-Serie Karbonatphyllit		Randphyllit-Serie Quarzphyllite		
	PE8xz	PE3xz	GT7xz	PE10xz	PE15xz
Quarz	29,8	23,6	46,3	57,2	59,3
Korb	40,3	43,9	1,1	0,8	–
Musk	24,9	12,4	28,8	27,4	27,6
Biot	–	–	–	6,3	10,2
Plagi	0,2	0,9	21,5	0,6	–
Erz	1,8	6,2	2,3	1,4	0,7
Graph	2,9	1,2	–	6,3	2,2

Im Gefüge der Gesteine wird die Annäherung an die Deckenbahn vor allem in der Randphyllit-Serie durch eine straffere Glimmerregelung angezeigt. In beiden Serien sind im Bereich der Scherzone die Gesteine komplett unter Kornverkleinerung rekristallisiert, der Stoffbestand blieb jedoch meist dem System erhalten. Einen signifikanten Elementaustausch festzustellen, ist aufgrund der hohen Variationsbreite im Ausgangschemismus der beiden Serien äußerst schwierig. Einzig bei Profil GO kann eine Diffusion bestimmter Elemente (Ca, Sr, Mn) von den liegenden Bündner Schiefern in die grenznahen Bereiche der Randphyllitserie vermutet werden. Bei dem Quarzit, der dort die Grenze markiert, handelt es sich möglicherweise um das an den Elementen, die in die hängenden Quarzphyllite wanderten, verarmte Gestein (Abb. 5a, b, c, d). Während duktiler Deformation ist jedoch ein Transport senkrecht zur Foliation in den phyllitischen Gesteinen vor allem aufgrund des hohen Gehaltes an abdichtenden Glimmern während

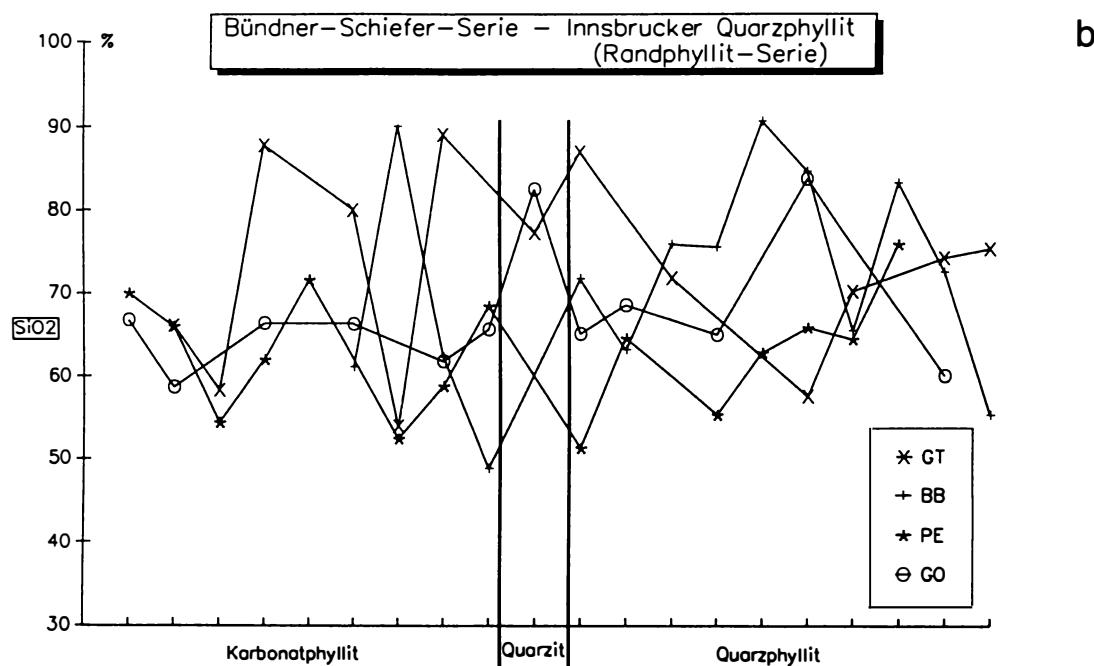
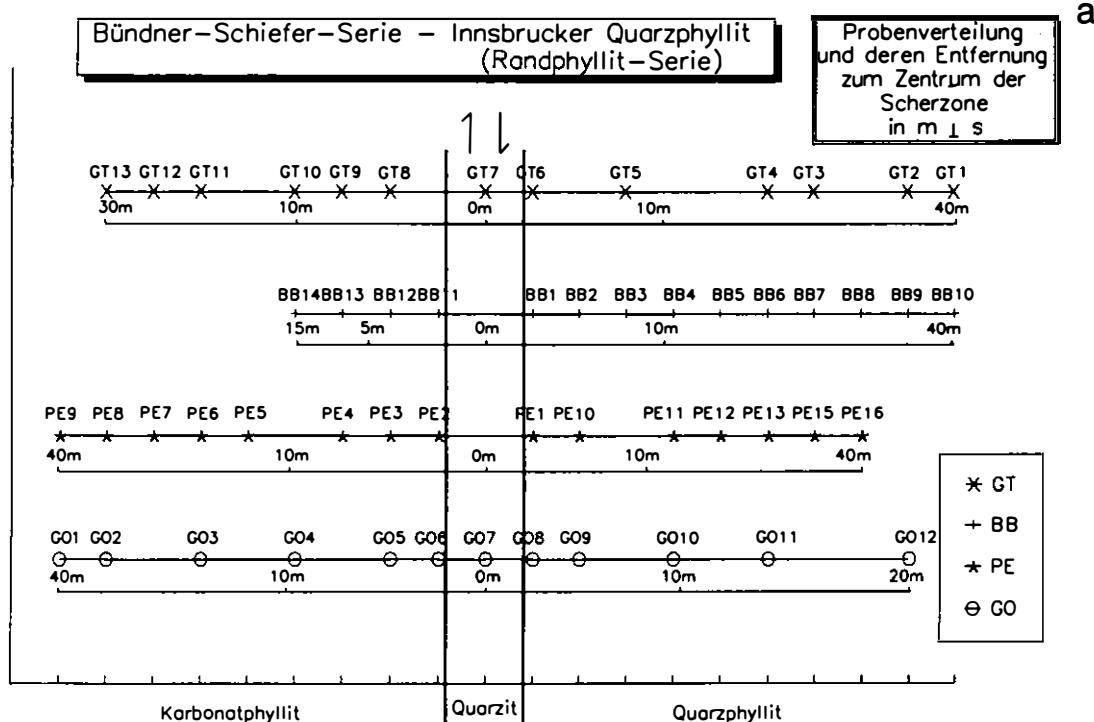
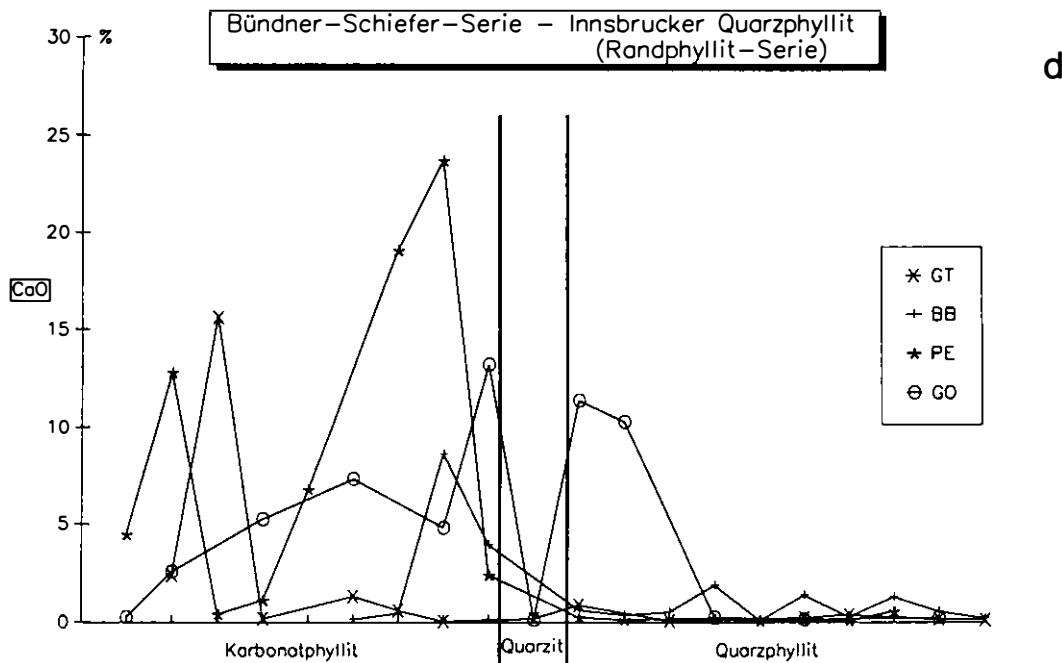
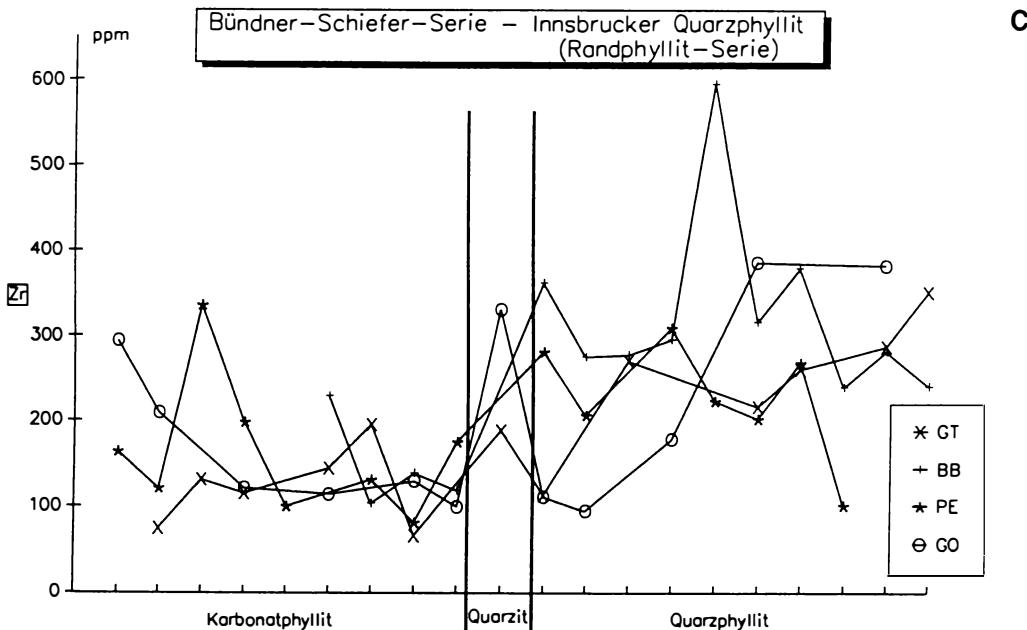


Abb. 5: Bündner-Schiefer-Serie – Innsbrucker Quarzphyllit
a) Probenaufstellung und deren Relativbeziehungen, b) SiO_2 , c) Zr , d) CaO -Gehalt der Proben im Profilverlauf.

Fig. 5: Bündner-Schiefer-Serie – Innsbrucker Quarzphyllit

- a) Sample listing and their interrelations referring to grade of the deformation and distance to the centre of the shear zone.
 b) SiO_2 , c) Zr , d) CaO -concentration of samples along the profile crossing the shear zone.



duktiler Deformation nur sehr eingeschränkt vorstellbar. An dieser Position muß es im Gegensatz zu den anderen beprobten Stellen während der Deformation einmal Bedingungen gegeben haben, die die strenge Kanalisierung der Fluide durchbrochen haben. Denkbar wäre hier eine zeitweise Kataklase

der im Bereich der Scherzone liegenden Bereiche durch hohe Überschiebungsgeschwindigkeiten, die das Material spröde reagieren ließen. Das heute vorliegende Gefüge dokumentiert dies nicht mehr aufgrund der diesem Ereignis folgenden duktilen Deformation und der foliationsparallelen Fluidströme,

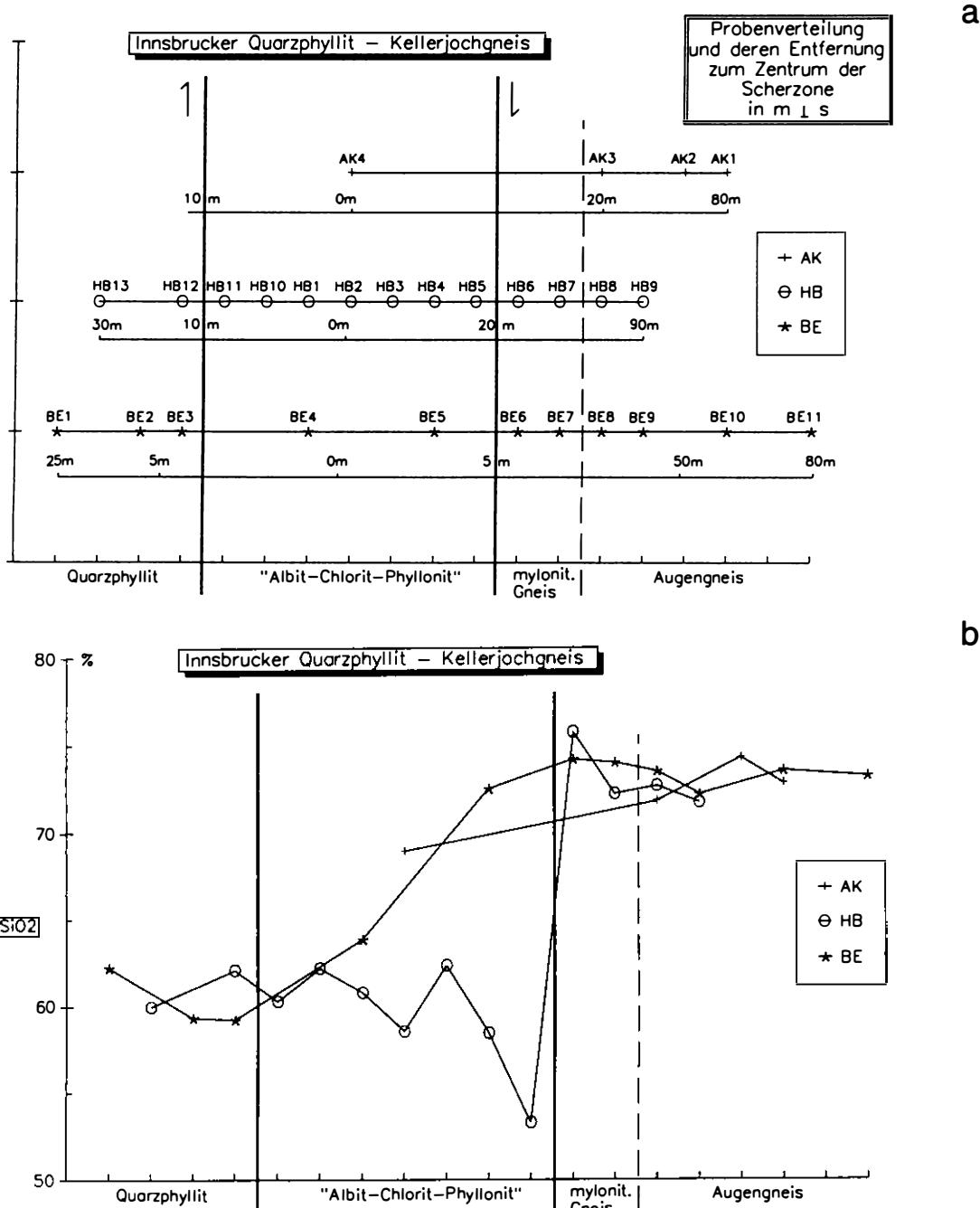
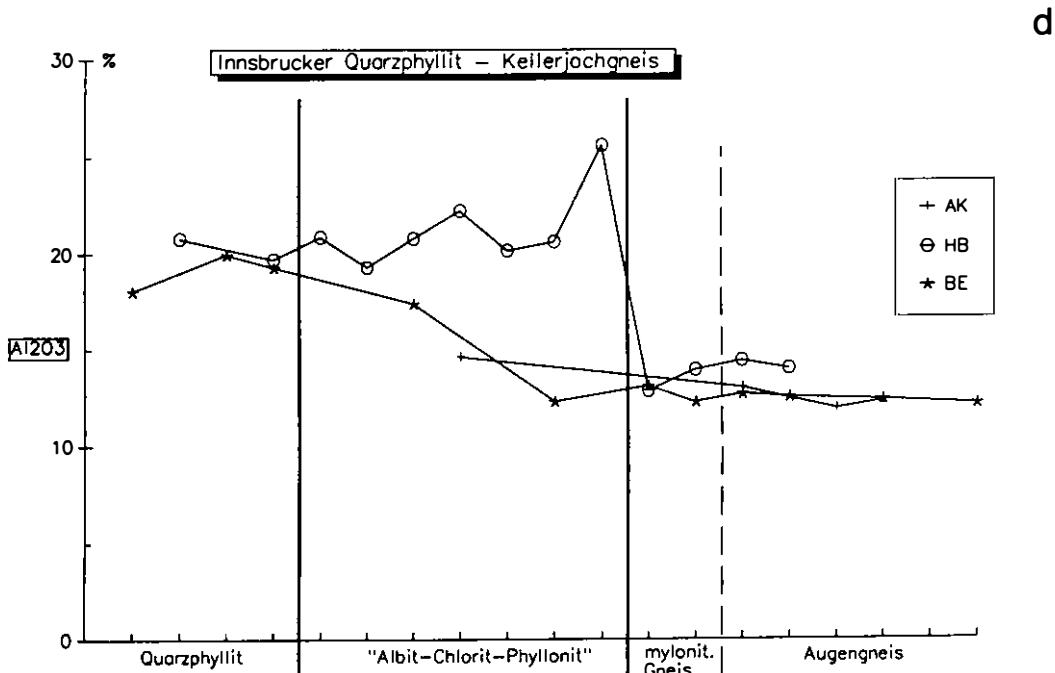
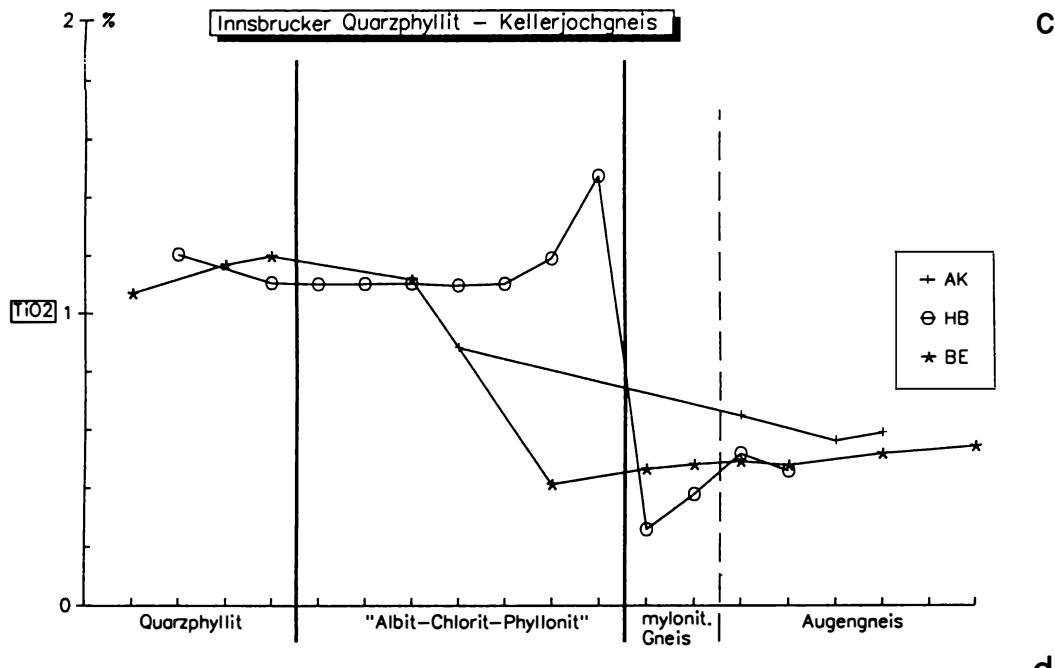


Abb. 6: Innsbrucker Quarzphyllit – Kellerjochgneis
a) Probenaufstellung und deren Relativbeziehungen, b) SiO₂, c) TiO₂, d) Al₂O₃-Gehalt der Proben im Profilverlauf.

Fig. 6: Innsbrucker Quarzphyllit – Kellerjochgneis

- a) Sample listing and their interrelations referring to grade of deformation and distance to the centre of the shear zone.
b) SiO₂, c) TiO₂, d) Al₂O₃-concentration of samples along the profile crossing the shear zone.



die das Gestein homogenisierten. Bemerkenswert ist, daß sich der Stoffaustausch auf den unmittelbaren Störungsbereich (wenige m) beschränkt.

4. Innsbrucker Quarzphyllit-Kellerjochgneis

Die Grenze des mittelostalpinen (ROTH 1983) Kellerjochgneises zum unterostalpinen Innsbrucker

Quarzphyllit läßt an den wenigen Stellen, an denen sie aufgeschlossen ist, eine deutliche Zerscherung erkennen. Beim Kellerjochgneis handelt es sich um einen Augengneis, dessen porphyrisches Gefüge fast ausschließlich durch Kalifeldspatgroßkörner aufgebaut wird. Der Kellerjochgneis wurde schon durch eine variszische Metamorphose und Deformation in Mitleidenschaft gezogen (SATIR & MORTEANI 1978; ROTH 1983). Er besitzt auch außerhalb des direkten

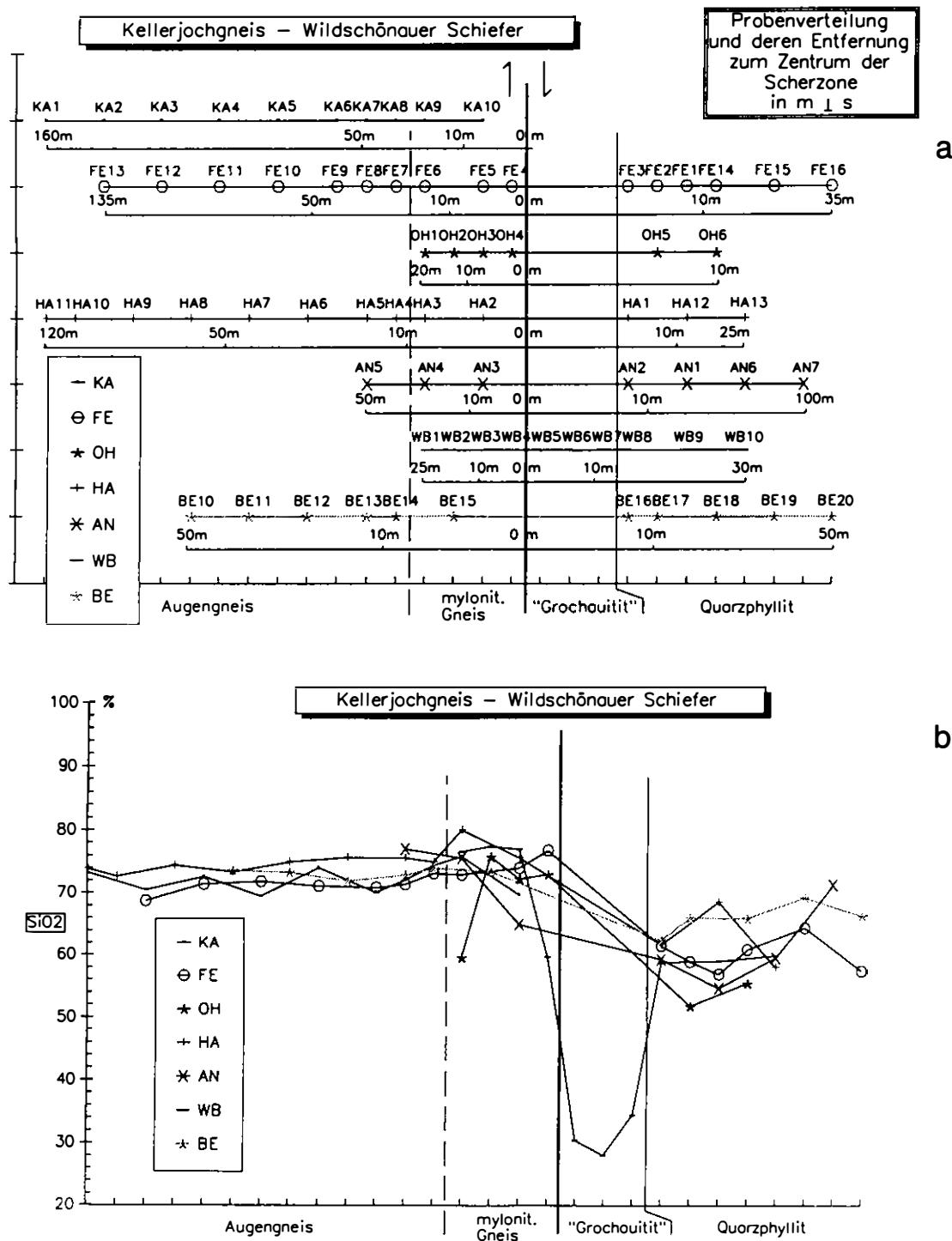
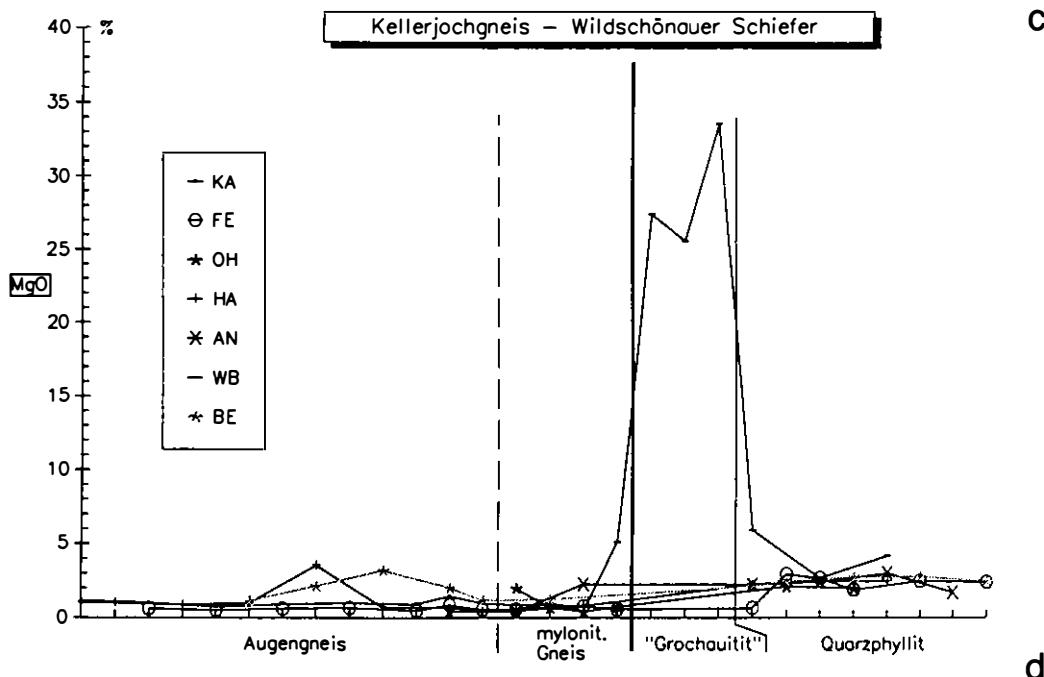


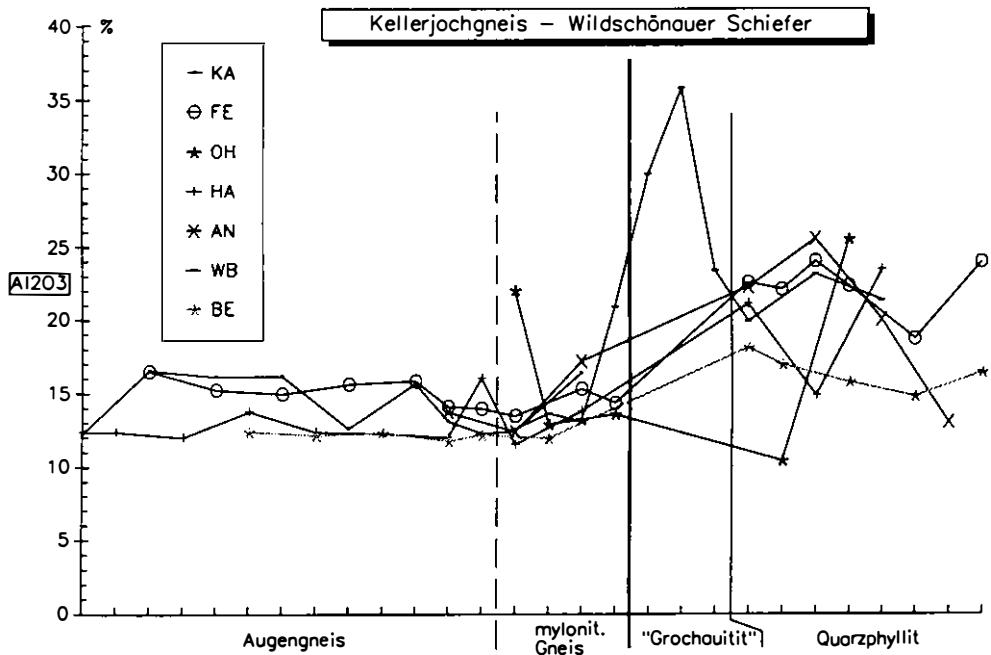
Abb. 7: Kellerjochgneis – Wildschönauer Schiefer
a) Probenaufstellung und deren Relativbeziehungen, b) SiO_2 , c) MgO , d) Al_2O_3 -Gehalt der Proben im Profilverlauf.

Fig. 7: Kellerjochgneis – Wildschönauer Schiefer

- a) Sample listing and their interrelations referring to grade of deformation and distance to the centre of the shear zone.
b) SiO_2 , c) MgO , d) Al_2O_3 -concentration of samples along the profile crossing the shear zone.



d



d

Wirkungskreises der alpidischen Deckengrenzen und Scherbahnen kein reliktisch granitoides Gefüge mehr wie z. B. der Zentralgneis des Tauernfensters. Es handelt sich in jedem Falle um mylonitische porphyrische Gefüge. Die alpidischen Anteile lassen sich von den variszischen jedoch sehr gut abtrennen, da die variszischen Gefüge durch duktil verformten Kali-

feldspat und Biotit als Phyllosilikat dominieren werden, und beide unter den Bedingungen der überprägenden alpidischen Metamorphose hier keineswegs auftreten können. Zur Liegengrenze wird der Kellerjochgneis zunehmend mylonitisirt. Im Mineralbestand äußert sich dies in einer steten Kornverkleinerung, fortschreitendem bis völligem Kalifeldspatab-

bau und Albitsprossung in der Matrix. Das Endstadium ist mit einem grünlichen Albit-Chlorit-Phyllonit erreicht, der sich kontinuierlich aus den Mylonitgneisen entwickelt. Bei der Albit-Chlorit-Phyllonit-Serie (ROTH 1983) handelt es sich um eine Abfolge, in der sowohl Anteile von extrem mylonitisiertem Kellerjochgneis als auch Innsbrucker Quarzphyllit erkannt werden können. Charakteristisch sind vor allem die immer wieder auftretenden porphyroklastischen Kalifeldspat- bzw. Plagioklasrelikte, die von der vollständig rekristallisierten phyllitischen Matrix umflossen werden. Während des Deckenschubs wurde hier wohl in eine Abfolge von stark zerschertem Kellerjochgneis Material der überschobenen Einheit mit eingearbeitet. Aus den Phylloniten gehen zum

Liegenden ebenfalls kontinuierlich die Gesteine des Innsbrucker Quarzphyllites hervor. Eine scharfe Grenze ist weder makro- noch mikroskopisch zu ziehen. In den Quarzphylliten äußert sich die Deformation lediglich in einer geringfügig strafferen Glimmerregelung (Tab. 3).

Während sich der mylonitierte Gneis im Chemismus von den eigentlichen Kellerjochgneisen nicht wesentlich unterscheidet, hat der Albit-Chlorit-Phyllonit eine deutlich andere Zusammensetzung. Dessen Chemismus entspricht in seinen liegenden Bereichen stark dem des Innsbrucker Quarzphyllit, im Hangenden gleicht er sich entweder den mylonitischen Kellerjochgneisen an (Profil BE) oder stand mit

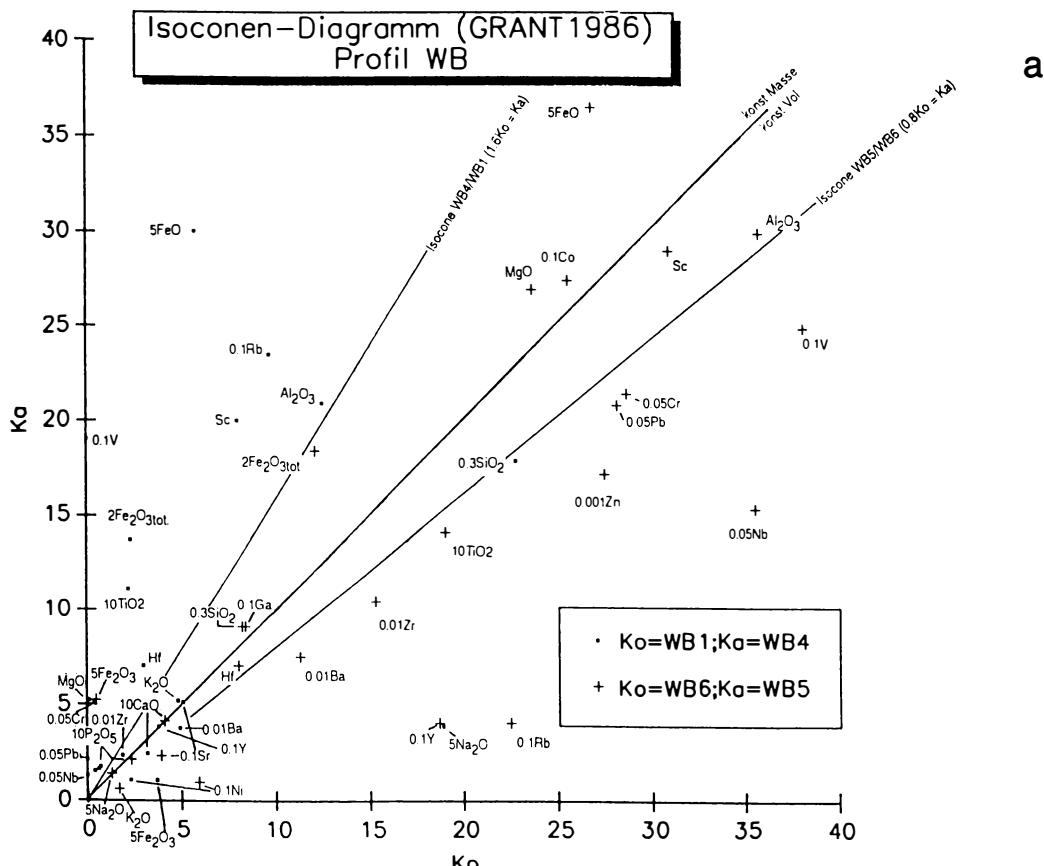


Abb. 8: Isoconen-Diagramme (GRANT 1976) Profil WB

a) Grenze des Grochauitites zum Kellerjochgneis, b) Grenze des Grochauitites zum Wildschönauer Schiefer.

Ko = Konzentration im unalterierten Gestein; Ka = Konzentration im alterierten Gestein.

Elementoxide in Vol%, Spurenelemente in ppm.

Fig. 8: Isocone diagram (GRANT 1986) Profil WB

a) Samples at the boundary Grochauit — Kellerjochgneis, b) Samples at the boundary Grochauit — Wildschönauer Schiefer. Ko = concentration in original sample, Ka = concentration in altered sample.

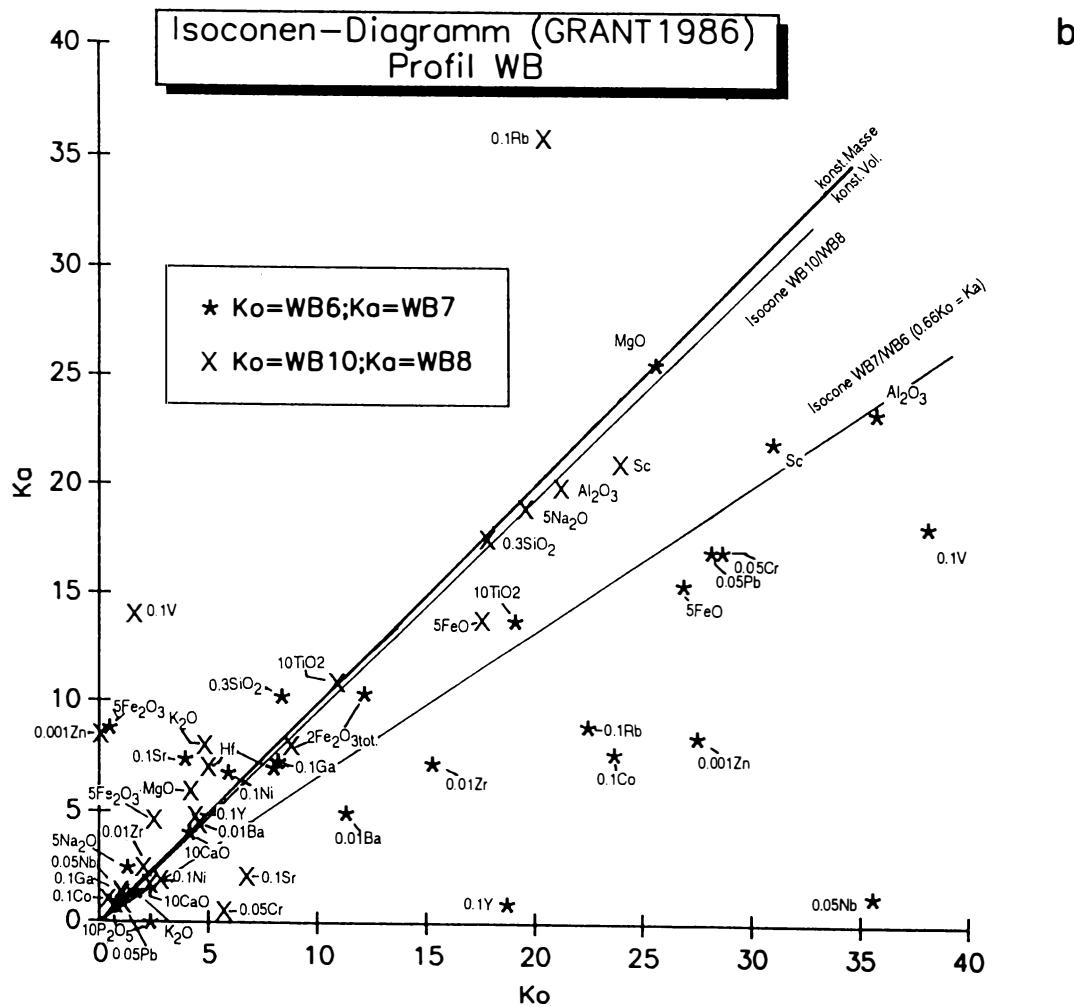
Values of Oxides in weight%, trace elements in ppm.

Tab. 3: Modalanalysen typischer Gesteine der Grenze
Innsbrucker Quarzphyllit – Kellerjochgneis

Tab. 3: Mineral content of typical rocks
that appear at the boundary Innsbrucker
Quarzphyllit — Kellerjochgneis

	Innsbrucker Quarzphyllit	Ab-Chl-Phyllanit	mylonit. Gneis	Kellerjoch-gneis
	BE1xz	BE4xz	BE7xz	BE11xz
Quarz	42,2	27,3	41,1	34,8
Plog	8,3	18,5	11,3	6,4
Kfsp	-	-	8,6	21,7
Musk.	43,5	42,8	29,9	26,5
Chlorit	2,3	11,4	9,1	1,6
Biotit	1,4	-	-	6,3
Akzess	2,3	-	-	2,7

ihnen in Elementaustausch (Profil HB, vor allem Si, Na; Abb. 6a, b, c, d). Die deutliche Metasomatose der Kellerjochgneise in dieser Position mag daher kommen, daß die mobilisierten fluiden Phasen sich im Liegenden der Serie an den abdichtenden Glimmern der unterlagernden phyllitischen Gesteine zu einem starken Fluidstrom akkumulierten. Der Stoffaustausch wurde durch die starke Beanspruchung des Gesteins an der Basis des Deckenschubs unterstützt, die durch zeitweise Zerklüftung erhöhte Wegsamkeit schuf. Die Zone, in der ein Stoffaustausch zu beobachten ist, beschränkt sich jedoch auch hier auf den unmittelbaren Grenzbereich.



5. Kellerjochgneis – Wildschönauer Schiefer

Die Gefügeentwicklung des Kellerjochgneises an seiner Hangengrenze zu den aufgeschobenen oberostalpinen Wildschönauer Schiefern ist die gleiche wie an der Liegendgrenze. Hier fehlt jedoch die Entwicklung zum Albit-Chlorit-Phyllonit. Die Kalifeldspäte des Augengneises weisen in Annäherung an die Deckengrenze eine deutliche Schachbrettalbitisierung auf. Im direkten Grenzbereich treten als Feldspäte nur noch rekristallisierte Albite auf. Die auflagernden Quarzphyllite der Wildschönauer Schiefer zeigen zur Grenze hin eine deutlich straffere Glimmerregelung. Eine Besonderheit an dieser Grenze ist der an einer Position (Profil WB) in die Deckenbahn eingeschuppte Grochauitit, ein durch Alterationsvorgänge im Stoffbestand modifizierter Ultramafitit (LORK 1984, Tab. 4). Auch an dieser Grenze unterscheiden sich die mylonitisierten Kellerjochgneise in ihrem Chemismus nicht signifikant von ihrem Protolith. Einzig die direkt an den eingeschuppten Grochauitit angrenzenden Gesteine zeigen ein leichtes Angleichen an dessen teilweise extrem unterschiedlichen Chemismus (Si, Al, Fe²⁺, Ti, V, Cr, Zn) (Abb. 7a, b, c, d). Diese Elementwanderungen sind jedoch nur im unmittelbaren Grenzbereich festzustellen.

Tab. 4: Modalanalysen typischer Gesteine der Grenze Kellerjochgneis – Wildschönauer Schiefer

Tab. 4: Mineral content of typical rocks that appear at the boundary Kellerjochgneis – Wildschönauer Schiefer

	Kellerjoch-gneis	mylonit. Gneis	Grochauitit	Wildschön-Schiefer
	FE13xz	FE5xz	WB6	FE15xz
Quarz	27,4	22,9	–	33,8
Plagi	7,9	26,8	–	6,5
Kfsp	23,1	9,3	–	–
Musk	28,4	36,1	9,2	58,4
Chlorit	3,2	3,7	83,9	2,3
Biotit	8,3	1,2	–	–
Erz	1,8	–	4,8	1
X	–	–	Titanit	–
		2,1		

Dieser ist in Abb. 8 sowohl zum Hangenden (Abb. 8a) als auch Liegenden (Abb. 8b) in der Isoconendarstellung nach GRANT (1986) wiedergegeben. Bei der Annahme einer relativen Al-Immobilität und der sich daraus ergebenden Isocone ist die Metasomatose des angrenzenden Gneises (Probe WB 4) von einem deutlichen Volumenverlust (–32%; Dichte WB 1: 2.68, WB4: 2.92) begleitet. Dem steht eine deutliche Volumenzunahme der grenznahen Grochauitite (WB5: +25%; WB7: +49%; Dichte WB 5, WB6: 2.85, WB7: 2.80) gegenüber. Der unterlagernde Wildschönauer Schiefer (Probe WB8) zeigt Volumenkon-

stanz. Dies lässt sich dahingehend deuten, daß den Randbereichen des Grochauitites (auch der Liegendgrenze) bevorzugt Material aus dem zerscherten Kellerjochgneis zugeführt wurde. Die Elemente migrierten entlang der Deckengrenze und umflossen die dort eingeschuppte Gesteinslinse. Die unterlagernden Phyllite unterlagen einem reinem Elementaustausch ohne Volumenänderung.

6. Wettersteinmasse – „Jungschichtenzone“

Bei dieser südgerichteten Überschiebung der Wettersteinmasse auf die „Jungschichtenzone“ kommt alpiner Muschelkalk auf mergelige Aptychenschichten zu liegen (MILLER 1963). Im Gegensatz zu den übrigen untersuchten Bewegungsbahnen handelt es sich hier um eine rein spröde Deformation. So zeigt der hangende Muschelkalk im Grenzbereich starke Zerklüftung und Kornverkleinerung. Die Klüfte sind ausnahmslos mit karbonatischen Mineralisationen verfüllt und somit als Gänge zu bezeichnen. Die mergeligen Aptychenschichten reagierten auf die tektonische Beanspruchung überwiegend mit der Bildung von Harnischen. Daneben treten auch Klüfte (geschlossen, ohne Mineralisationen) auf. Im Zentrum der Scherzone befindet sich eine 1–2 m mächtige tektonische Mélange, die aus extrem zerrüttetem, karbonatischen Material unterschiedlicher Zusammensetzung aufgebaut ist (Ultrakataklasit, HEITZMANN 1985).

Im direkten Grenzbereich zur Überschiebung zeigt der Muschelkalk eine verstärkte Dolomitisierung und verarmt etwas an Fe, K, Al, Sr und Ba. Diese Elemente reichern sich im unmittelbar angrenzenden Bereich der tektonischen Mélange an. Die Aptychenschichten zeigen keine deutliche Chemismusänderung bei Annäherung an die Bewegungsbahn (Abb. 9a, b).

Die fluiden Phasen zirkulierten hier in den durch die Zerklüftung des Muschelkalkes geschaffenen Bereichen erhöhter Wegsamkeit und führten so zu einem Elementaustausch. Die tonreichereren Gesteine der Aptychenschichten erwiesen sich hierbei als dichteres Material und boten nur geringe Durchflußmöglichkeit.

7. Ergebnisse

An allen untersuchten Scherhorizonten wurde der Mineral- bzw. Stoffbestand während der Deformation in erheblichem Maße (teilweise völlig) mobilisiert. Als Transportmedium für die Elemente wirkten überwiegend fluide Phasen. Die mylonitisierten

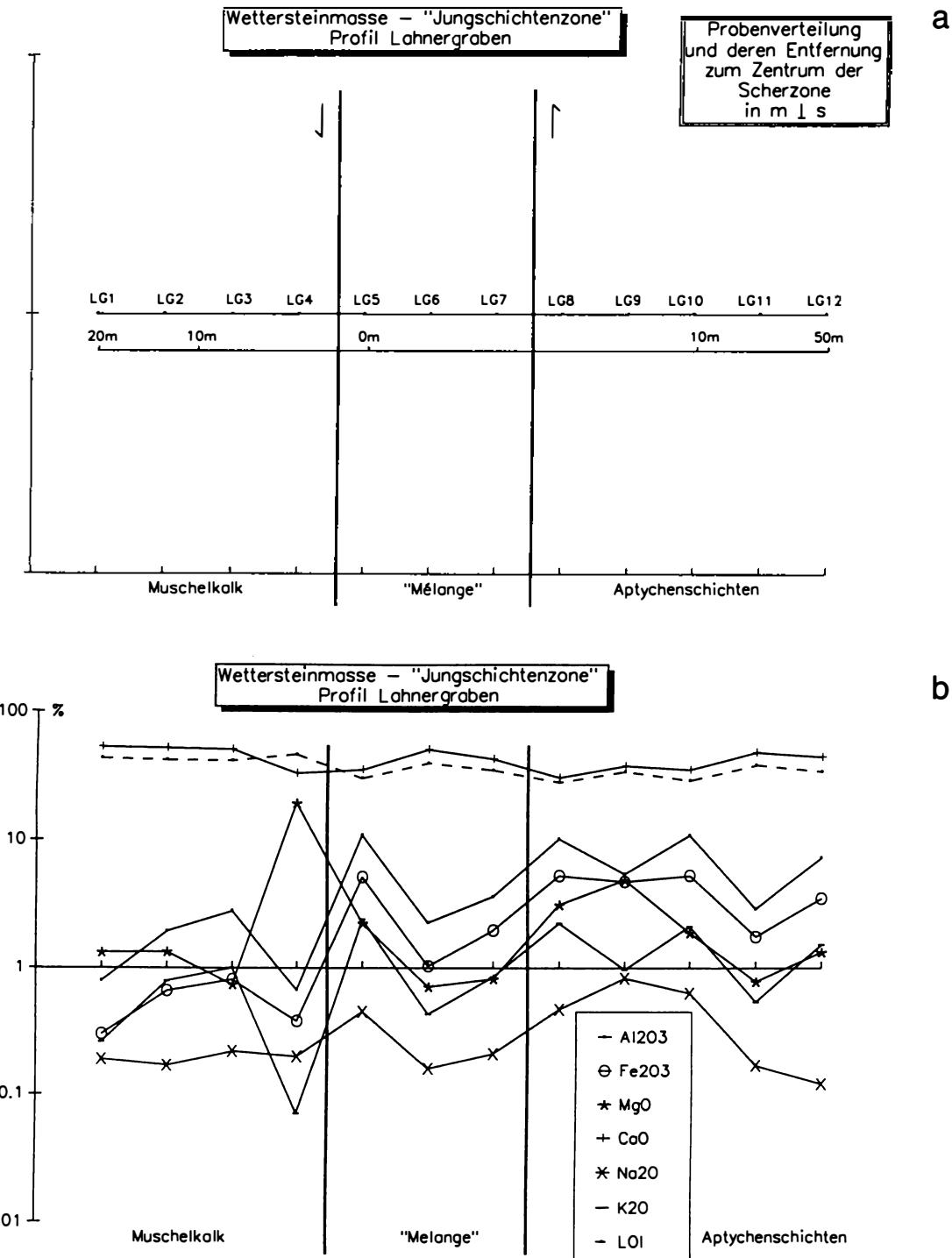


Abb. 9: Wettersteinmasse – „Jungschichtenzone“
a) Probenaufstellung und deren Relativbeziehungen, b) Elementgehalte der Proben im Profilverlauf.

Fig. 9: Wettersteinmasse – „Jungschichtenzone“

- a) Sample listing and their interrelations referring to grade of deformation and distance to the centre of the shear zone.
 b) Concentration of measured major elements in samples along the profile crossing the shear zone.

Derivate unterscheiden sich in ihrem Chemismus meist jedoch nicht signifikant von ihrem Ausgangsgestein, das heißt nicht in einem solchen Maße, daß hierfür nicht auch primär vorhandene Gesteinsinhomogenitäten dafür verantwortlich sein könnten. Elementwanderung bzw. -austausch zwischen den beteiligten Serien ist trotz teils deutlich unterschiedlicher Chemismen entweder gar nicht oder nur in einem eng begrenzten Bereich festzustellen. Anscheinend bewirken die Entwicklung einer Foliation durch Phyllosilikate sowie durch duktile Deformation elongierte Mineralkörper eine starke Kanalisation der fluiden Phasen. Inhomogenitäten in Streichrichtung können jedoch ohne weiteres nivelliert werden. Stoffwanderung bzw. -austausch findet nur statt, wenn die fluiden Phasen die Foliation senkrecht durchbrechen und es dort unter veränderten physiko-chemischen Bedingungen zur Ausfällung der transportierten Elemente kommt. Jedoch ist auch dies im Normalfall auf einen eng begrenzten Bereich beschränkt. Es soll an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen werden, daß es sich bei den untersuchten Scherzonen um solche handelt, die sich subparallel zu primär existenten Gesteinsgrenzen ausbildeten. Diese sind nicht mit diskordant das Gestein durchschlagenden Störungszonen zu vergleichen.

Danksagung: Für die kritische und hilfreiche Durchsicht des Manuskriptes sei U. ALTBURGER sowie L. RATSBACHER herzlich gedankt.

8. Schriftenverzeichnis

- DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — Diss. ETH Zürich: 132 S.; Zürich.
- FOURCADE, S., MARQUER, D. & JAVOY, M. (1989): $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ variations and fluid circulation in a deep shear zone: The case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). — *Chem. Geol.*, **77**: 119–131; Amsterdam.
- FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospass). — *Mitt. geol. Ges. Wien (Eberhard-Clar-Festschrift)*, **66/67** (1973/74): 9–20; Wien.
- (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1974** (2/3): 201–221; Wien.
- (1980): Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979): 49–63; Wien.
- GRANT, J. A. (1986): A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. — *Econ. Geol.*, **81**: 1976–1982; Lancaster.
- GRESENS, R. L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. — *Chem. Geol.*, **2**: 47–65; Amsterdam.
- HAMMER, W. (1936): Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, **86**: 265–301; Wien.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphe mit Verformungsgefügen. — *Eclogae geol. Helv.*, **78**: 273–286; Basel.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). — *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **54** (2/3): 769–788; Zürich.
- KERRICH, R., BECKINSALE, R. D. & DURHAM, J. J. (1977): The transition between deformation regimes dominated by intercristalline diffusion and intracristalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. — *Tectonophysics*, **38**: 241–257; Amsterdam.
- , ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, S. & STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 221–242; Berlin (Springer).
- KUPKA, E. (1956): Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, **47**: 1–33; Wien.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. — *Jb. Geol. B.-A.*, **129** (1): 51–67; Wien.
- LEITCH, C. H. B. & DAY, S. J. (1990): NEWGRES: A Turbo Pascal Program to solve a modified version of Gresen's Hydrothermal Alteration Equation. — *Comp. & Geosci.*, **16**: 925–932; Oxford.
- LORK, A. (1984): Die Geologie des Gebietes westlich von Inneralpbach (Kitzbüheler Alpen/Tirol). — 219 S., 97 Abb., 14 Tab., 3 Anl., Dipl.-Arbeit, Univ. Münster. — [Unveröff.]
- MILLER, H. (1962): Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens. — 118 S., 19 Taf., 3 Beil., Diss.; Univ. München.
- (1963): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **118**: 291–320; Stuttgart.
- , LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F. (1984): Der Nordwestrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 627–644; Hannover.
- MITRA, G. (1978): Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. — *Am. J. Sci.*, **278**: 1057–1084; New Haven.

- MODJTAHEDI, M. & WIESENEDER, H. (1974): Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. — Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sonderband 2: 189–213; Leoben.
- PROCHASKA, W. (1991): Leukophyllitbildung und Alteration in Scherzonen am Beispiel der Lagerstätte Kleinfeistritz (Steiermark). — Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 13: 111–122; Wien.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusion. — In: RIBBE, P. H. (ed.): Reviews in mineralogy. Mineral Soc. of Am., 12, 646 S.; Washington.
- ROTH, R. (1983): Petrographie und Tektonik der mittelostalpinen Kellerjochgneis-Decke und angrenzender Gebiete zwischen Schwaz und Märzengrund (Tirol). — 196 S., 121 Abb., 4 Anl., Diss. Univ., Münster.
- SANDER, B. (1921): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern II. Bericht. — Jb. Geol. St.-A., 70 (1920): 273–296; Wien.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1978): Kaledonische, herzyngische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. — Geol. Rdsch., 68 (1): 1–40; Stuttgart.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. — Tectonics, 4: 687–704; Washington.
- , MORTEANI, G. & STAUDE, J.-M. (1991): Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. — J. metamorphic Geol., 9: 419–431; Oxford.
- SENGL, F. (1991): Geologie und Tektonik der Schönachmulde (Zillertaler Alpen, Tirol). — 183 S., 133 Abb., 5 Taf., Diss. Univ.; München.
- SIMONSOHN, CH. (1991): Spurenelemente in Kaolinen als genetische Indikatoren (mit einem Beitrag zur Entstehung der Neuburger Kieselerde). — Berliner geowiss. Abh. (A), 130, 93 S., 28 Abb., 30 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. — Jb. geol. B.-A. Wien, 117: 55–74; Wien.
- (1980): Das Tauernfenster. — In: OBERHAUSER, R. (red.): Der geologische Aufbau Österreichs. — 695 S., 300–314; Wien.
- VELS, B. (1975): Zur Geologie um Vorderlanersbach/Tuxertal. — 106 S., 23 Abb., 2 Tab., 4 Taf., 3 Anl., unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Münster.
- (1978): Die geologische Stellung der Randphyllit-Serie (Altpaläozoikum) am Nordweststrand des Tauernfensters (Tirol, Österreich). — 143 S., 33 Abb., 4 Tab., 2 Anl., Diss. Univ.; Münster.
- WAGNER, S. (1988): Zur Geologie des Gebietes um den Brandberger Koll (Land Tirol/Österreich): Petrographische und tektonische Untersuchungen. — 126 S., 35 Abb., 2 Anl.; Diplomarbeit, Univ. München. — [Unveröff.]
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. — 5th ed., 348 S.; New York.