

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 132	Heft 2	S. 425-441	Wien, August 1989
-----------------	----------------	----------	--------	------------	-------------------

Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg)

Von CHRISTIAN L. LENGAUER & JOSEF-MICHAEL SCHRAMM*)

Mit 16 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 123

*Salzburg
Nördliche Grauwackenzone
Metamorphose
Mineralchemismus
Chlorit-Kristallinität
Illit-Kristallinität*

Inhalt

Zusammenfassung	425
Abstract	425
1. Einleitung	425
2. Methodik	425
3. Mineralneubildungen	427
4. Illit-Kristallinität	427
5. Muscovitchemismus	431
5.1. Muscovitbarometrie	432
5.2. Diskussion	435
6. Chloritchemismus	436
7. Chlorit-Kristallinität	437
8. Erztexturen	440
Dank	440
Literatur	440

Zusammenfassung

Am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Leogang, Salzburg) werden in altpaläozoischen Phylliten (aufgrund der Illit-Kristallinitäts-Daten: Übergangsbereich Anchi-/Epizone) zwei Hellglimmer-Populationen (K-reiche Muscovite mit intermediären Celadonitanteilen) nachgewiesen. Beide sind Produkte niedertemperierter Metamorphoseereignisse. Die phengitreichere und mehr druckbetonte Population wird dem variszischen Geschehen zugeschrieben. Die Daten der Illit-Kristallinität zeigen denselben Trend wie jene der Chlorit-Kristallinität und stehen in Einklang zum hier beobachteten Erstauftreten von Pyrophyllit und Paragonit.

Abstract

Two different groups of potassic white mica with intermediate celadonite contents, occur at the northern margin of the Paleozoic Greywacke Zone (Eastern Alps, Salzburg). They are affected by very low grade to low grade metamorphic Variscan as well as Alpine metamorphic events. The phengitic population will be interpreted as intermediate-pressure formation during Variscan metamorphism. Data of Illite- and Chlorite-crystallinity are corresponding with pT-conditions similar to first appearance of Paragonite and Pyrophyllite.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. CHRISTIAN L. LENGAUER, Univ.-Doz. Dr. JOSEF-MICHAEL SCHRAMM, Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34/III, A-5020 Salzburg.

1. Einleitung

Im Rahmen einer montangeologischen Bearbeitung der Cu-Ni-Co-(Pb-Hg)-Lagerstätte Leogang wurden die Auswirkungen des variszischen und alpidischen Metamorphosegeschehens – unter besonderer Berücksichtigung der erreichten Maximaltemperaturen – untersucht, zumal die thermische Sensibilität der Erzparagenesen verglichen mit deren Druckempfindlichkeit wesentlich größer ist. Es galt daher zwei Fragen zu klären:

- Welche maximalen Drucke und Temperaturen können bei einer epigenetischen Vererzung angenommen werden? Dies gilt nur für mineralführende Lösungen, welche variszisch oder alpidisch synorogen in die erzführenden Karbonate eindringen.
- Wie hat sich im Falle prämetamorpher Vererzungen das Metamorphosegeschehen auf die existierenden Erzparagenesen ausgewirkt?

Eine ausführliche geologisch-tektonische Beschreibung der Lagerstätte mitsamt deren Rahmen gibt C.L. LENGAUER (1989).

2. Methodik

Zur Erfassung der Metamorphoseentwicklung der Lagerstätte Leogang wurden 75 Gesteinsproben (Wild-

PROBE	PETROGRAPHIE (<2µm)										MUSKOVIT				CHLORIT			
	mu	chl	qu	ab	pa	pa/mu	Sonstige	IK ² I(004) I(002)	d(002)	b ₀ (060)	CK ³ (001)	CK ³ (002)	c(004)	b ₀ (060)				
G7	Pellit	70	10	10	-	10	-	0.33	0.31	10.008	8.990	0.31	0.27	14.141	9.240			
G23	Psammit	40	40	10	10	-	-	0.31	0.37	10.002	8.993	0.31	0.27	14.141	9.286			
G28	Psammit	40	35	10	5	5	-	0.30	0.33	10.039	9.014	0.29	0.26	14.153	9.302			
G29	Psammit	50	25	20	5	-	-	0.31	0.25	10.025	9.015	0.29	0.25	14.167	9.302			
G71	Pellit	85	-	10	-	-	-	0.34	0.20	9.983	8.971	-	-	-	-			
G72	Pellit	35	35	25	5	-	-	0.32	0.46	9.984	8.998	-	-	-	-			
G81	Pellit	85	-	5	-	5	-	0.31	0.24	10.016	9.015	-	-	-	-			
G96	Psammit	35	35	15	5	5	-	0.30	0.30	10.008	9.003	0.27	0.25	-	-			
G117	Pellit	30	30	20	10	-	10	0.31	0.35	10.028	9.022	0.29	0.31	14.169	9.287			
G1	Psammit	40	30	15	10	-	5	0.29	0.30	10.044	9.010	-	-	-	-			
G3	Pellit	40	25	15	10	5	-	0.27	0.28	10.007	9.004	0.27	0.27	14.149	9.297			
G4	Psammit	60	20	20	-	-	-	0.29	0.35	10.022	9.011	0.29	0.27	14.136	9.295			
G6	Psammit	40	25	10	5	5	-	0.29	0.40	9.987	9.004	0.26	0.25	14.147	9.298			
G24	Pellit	50	30	10	10	-	-	0.28	0.28	9.997	9.001	0.29	0.28	14.125	9.298			
G25	Pellit	45	30	15	5	-	-	0.27	0.33	10.021	9.008	0.25	0.25	14.132	9.284			
G26	Psammit	25	40	15	20	-	-	0.27	0.41	-	-	0.25	0.26	-	-			
G27	Pellit	60	30	10	-	-	-	0.29	0.22	10.004	9.007	0.31	0.28	14.143	9.297			
G46	Psammit	50	20	20	10	-	-	0.28	0.37	9.947	9.000	0.29	0.21	14.129	9.285			
G62	Pellit	45	30	15	5	5	-	0.26	0.30	9.942	9.014	0.27	0.24	14.131	9.264			
G63A	Pellit	70	20	5	5	-	-	0.29	0.26	9.936	9.029	0.29	0.26	14.139	9.258			
G64	Pellit	50	40	10	-	-	-	0.29	0.33	9.937	9.012	0.27	0.26	14.130	9.285			
G69	Psammit	50	20	15	-	5	10	0.26	0.31	-	-	0.23	0.23	-	-			
G76	Pellit	55	30	10	5	-	-	0.26	0.18	9.976	9.009	0.28	0.24	14.113	9.341			
G100	Pellit	60	20	10	5	-	5	0.27	0.33	9.998	9.030	0.27	0.29	-	-			
G102	Pellit	55	20	10	5	5	-	0.28	0.23	9.992	9.007	0.30	0.30	14.130	9.292			
G104	Pellit	50	35	10	5	-	-	0.26	0.27	10.015	9.008	0.24	0.25	14.145	9.298			
G105	Pellit	50	30	10	5	5	-	0.27	0.24	10.032	9.015	0.28	0.29	14.143	9.286			
G107	Psammit	70	5	15	10	-	-	0.27	0.17	10.027	8.995	-	-	-	-			
G113	Pellit	55	25	5	5	5	-	0.27	0.27	9.963	8.997	0.26	0.23	14.130	9.288			
G115	Pellit	50	30	10	10	-	-	0.29	0.36	9.981	8.995	0.27	0.26	14.114	9.282			
G116	Pellit	55	25	10	5	-	5	0.29	0.27	9.994	9.011	0.30	0.30	14.118	9.293			
G139	Psammit	60	25	10	5	-	-	0.29	0.23	9.983	9.024	-	-	-	-			
G140	Pellit	65	20	15	-	-	-	0.27	0.32	9.983	9.028	-	-	-	-			
G141	Pellit	55	20	10	5	5	-	0.28	0.27	10.013	9.006	-	-	-	-			
G142	Pellit	55	30	10	5	-	-	0.28	0.38	9.978	9.009	0.28	0.28	14.144	9.289			
G143	Pellit	40	35	-	15	5	5	0.29	0.39	9.909	9.031	0.31	0.28	14.137	9.287			
G147	Pellit	55	30	10	5	-	-	0.27	0.27	9.963	9.019	0.27	0.26	14.136	9.283			
G148	Pellit	80	15	5	-	-	-	0.27	0.23	9.968	9.025	0.28	0.29	14.143	9.295			
G150	Pellit	75	15	5	5	-	-	0.27	0.25	9.953	9.033	-	-	-	-			
G35	Pellit	60	30	5	5	-	-	0.24	0.28	10.131	9.005	0.28	0.24	14.177	9.290			
G41	Pellit	60	25	10	5	-	-	0.25	0.30	10.011	8.998	0.25	0.24	14.133	9.290			
G50	Psammit	75	15	10	-	-	-	0.25	0.28	9.930	9.027	-	-	-	-			
G59	Pellit	50	35	10	5	-	-	0.25	0.37	9.930	8.992	-	-	-	-			
G103	Psammit	40	30	15	-	5	-	0.21	0.31	9.978	9.011	0.23	0.20	14.140	9.284			
G111	Pellit	40	25	15	10	5	-	0.25	0.27	9.982	9.005	0.24	0.24	14.159	9.277			
G145	Pellit	55	30	5	5	-	5	0.24	0.26	9.951	9.030	0.27	0.27	14.147	9.295			
G146	Pellit	50	30	10	5	5	-	0.25	0.28	9.975	8.999	0.24	0.24	14.136	9.285			
G151	Pellit	40	40	10	5	-	5	0.24	0.24	9.956	9.012	0.27	0.24	14.150	9.276			
G152	Pellit	85	5	10	-	-	-	0.25	0.22	10.011	9.007	-	-	-	-			
G153	Psammit	45	30	15	10	-	-	0.24	0.27	10.005	9.010	0.24	0.23	14.131	9.287			
G154	Pellit	50	30	10	5	-	5	0.23	0.28	10.015	9.022	0.25	0.23	14.142	9.303			
G155	Pellit	55	35	5	5	-	-	0.25	0.36	9.960	9.004	0.24	0.22	14.135	9.274			
G156	Psammit	30	30	15	10	5	-	0.23	0.37	9.997	9.010	0.23	0.22	14.147	9.288			
G157	Pellit	50	30	10	-	5	5	0.22	0.37	9.584	9.010	0.22	0.24	14.120	9.292			
G158	Pellit	50	35	10	5	-	-	0.23	0.31	9.959	9.005	0.23	0.20	14.121	9.292			
G159	Pellit	60	30	5	5	-	-	0.25	0.32	9.992	9.004	0.24	0.25	14.128	9.292			
G160	Pellit	40	40	5	5	5	-	0.21	0.33	9.955	9.000	0.22	0.22	14.131	9.284			
G161	Pellit	60	20	10	5	5	-	0.25	0.24	10.007	9.001	0.24	0.25	14.131	9.281			

Tabelle 1.
 Urliste der untersuchten Proben
 aus dem Bereich Schwarzleotal-
 Astzkopf-Hochwartgraben.
 IK = Illit-Kristallinität, CK = Chlorit-
 Kristallinität, mu = Muscovit bzw.
 illit, chl = Chlorit, qz = Quarz, ab = Pa-
 ragonit/Muscovit mixed-layer, kao
 = Kaolinit, ctd = Chloritoid, pyp =
 Pyrophyllit, cor = Corrensit.

schönauer Schiefer, Südfaziesdolomite) nach dem u.a. bei M. FREY (1978) dargestellten Präparations- und Analyseverfahren mittels Röntgendiffraktometer und Guinier-Kamera untersucht.

Die Messungen der Illit-Kristallinität (IK) und Chlorit-Kristallinität (CK) erfolgten unter nachstehenden Gerätebedingungen: Siemens Typ F: 40 kV, 30 mA, CuK_α, Ni-Filter, Röhren-/Detektorblende 1/0,25°, Zählrate 1·10³-4·10², Zählintervall 1 sec, Goniometergeschwindigkeit 2,5°/min, Papiervorschub 5 cm/min.

Alle Messungen wurden dreimal wiederholt und am IK-Standard MF1046-1 kalibriert. Die Auswertung der Halbhöhenbreite erfolgte visuell und wurde in Δ²Θ umgerechnet.

Für die Guinier-Durchstrahlungsaufnahmen (Enraf Nonius FR522) galten folgende Bedingungen: 40 kV, 20 mA, CuK_{α1} (Johanson Quarz-Monochromator). Als interner Standard diente Quarz. Die Auswertung erfolgte visuell (±0,01 mm = 0,005° 2Θ). Der individuelle Meßfehler wurde durch mindestens dreimaliges, unabhängiges Messen minimiert.

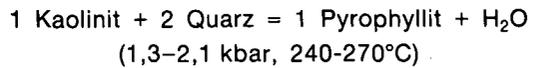
Die Pyrophyllituntersuchungen erfolgten mittels Diffraktometer (Siemens D500): 40 kV, 30 mA, CuK_α, Sekundär-Graphitmonochromator, Stepscan 0,008° 2Θ/3 sec, Blenden 1/1/0.5/0.016° 2Θ. Die Gitterparameter wurden mit dem APPLEMAN & EVANS-Algorithmus verfeinert.

3. Mineralneubildungen

Metamorphe Mineralneubildungen im Westabschnittabschnitt der Grauwackenzone wurden bisher an Meta-

vulkaniten (E. COLINS et al., 1980) sowie an feinklastischen Metasedimenten (J.-M. SCHRAMM, 1977, 1980) untersucht (Abb. 1). In der vorliegenden Arbeit werden diese Ergebnisse bestätigt: In Diabasen konnten Stilpnomelan und Pumpellyit röntgenographisch nachgewiesen werden. In der Fraktion <2µm der Wildschönauer Schiefer stellen Paragonit/Muscovit mixed-layer sowie Paragonit die häufigsten Mineralneubildungen. Margarit konnte in den Südfaziesdolomiten nicht nachgewiesen werden.

Pyrophyllit, als Indikator mineral einer schwachen Metamorphose, tritt lokal gesteinsbildend am Nöckelberg und im Schwarzleotal auf. Das deutet auf anchi- bzw. epizonale Prägung hin. Dieser Übergangsbereich entspricht der von M. FREY (1987a) referierten Reaktion



Tatsächlich können in der anchizonalen Probe noch Spuren von Kaolinit nachgewiesen werden, wohingegen in G80 der Kaolinit gänzlich zur Pyrophyllit reagiert ist (Abb. 2). In beiden Fällen liegt Pyrophyllit in trikliner Modifikation vor (M. FREY, 1988): a = 5,168(7), b = 8,974(7), c = 9,352(5), α = 91,19(5), β = 100,26(5), γ = 90,02(5).

4. Illit-Kristallinität

Die umfassende Repräsentanz von Kaliumhellglimmern in den Gesteinen der Grauwackenzone ermöglicht mittels der Bestimmung der Gitterordnungsgrade (Illit-

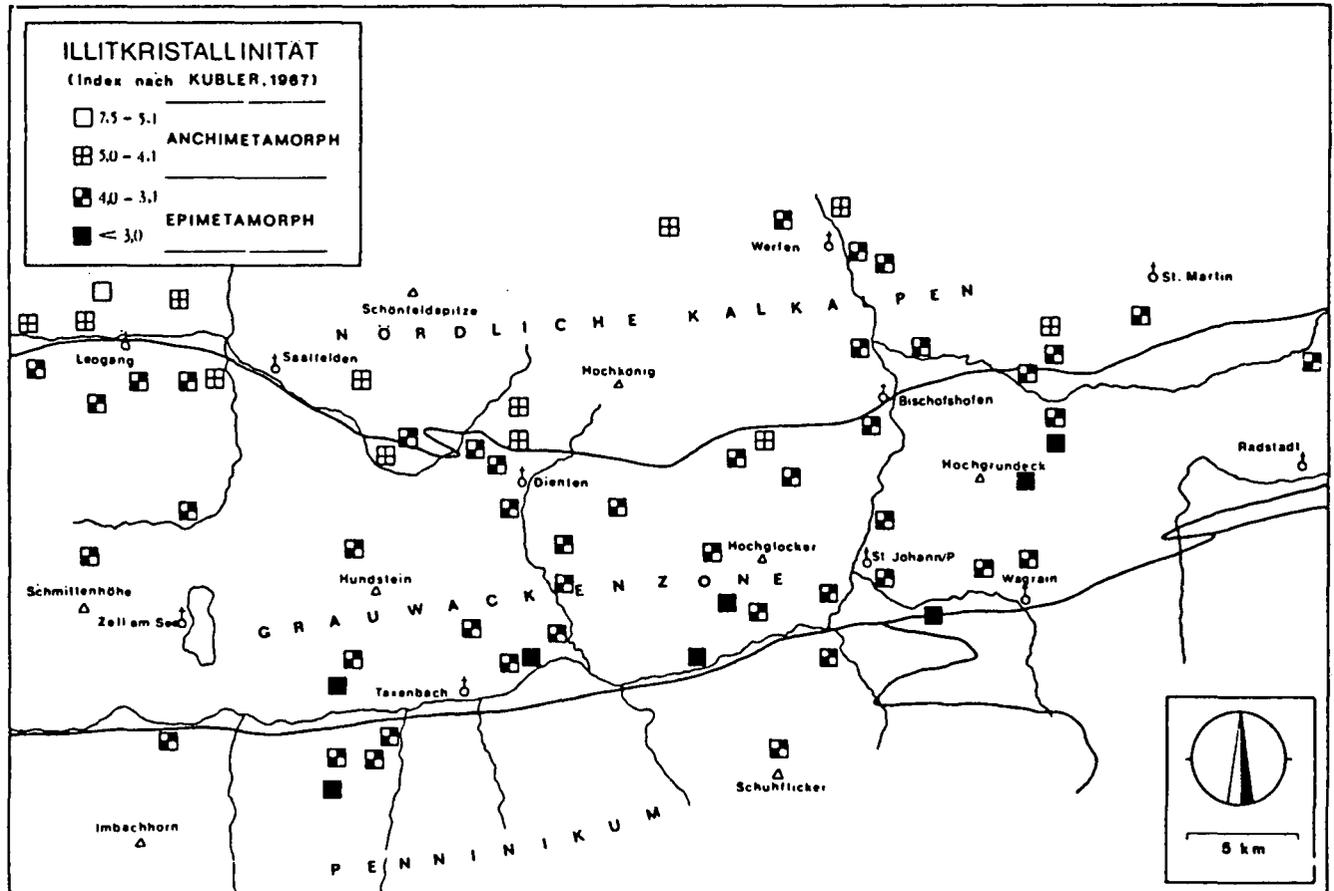


Abb. 1. Werte der Illit-Kristallinität (Kübler-Index) in den Metasedimenten der Grauwackenzone zwischen Zell am See und Radstadt. Aus D. BECHTOLD et al. (1981).

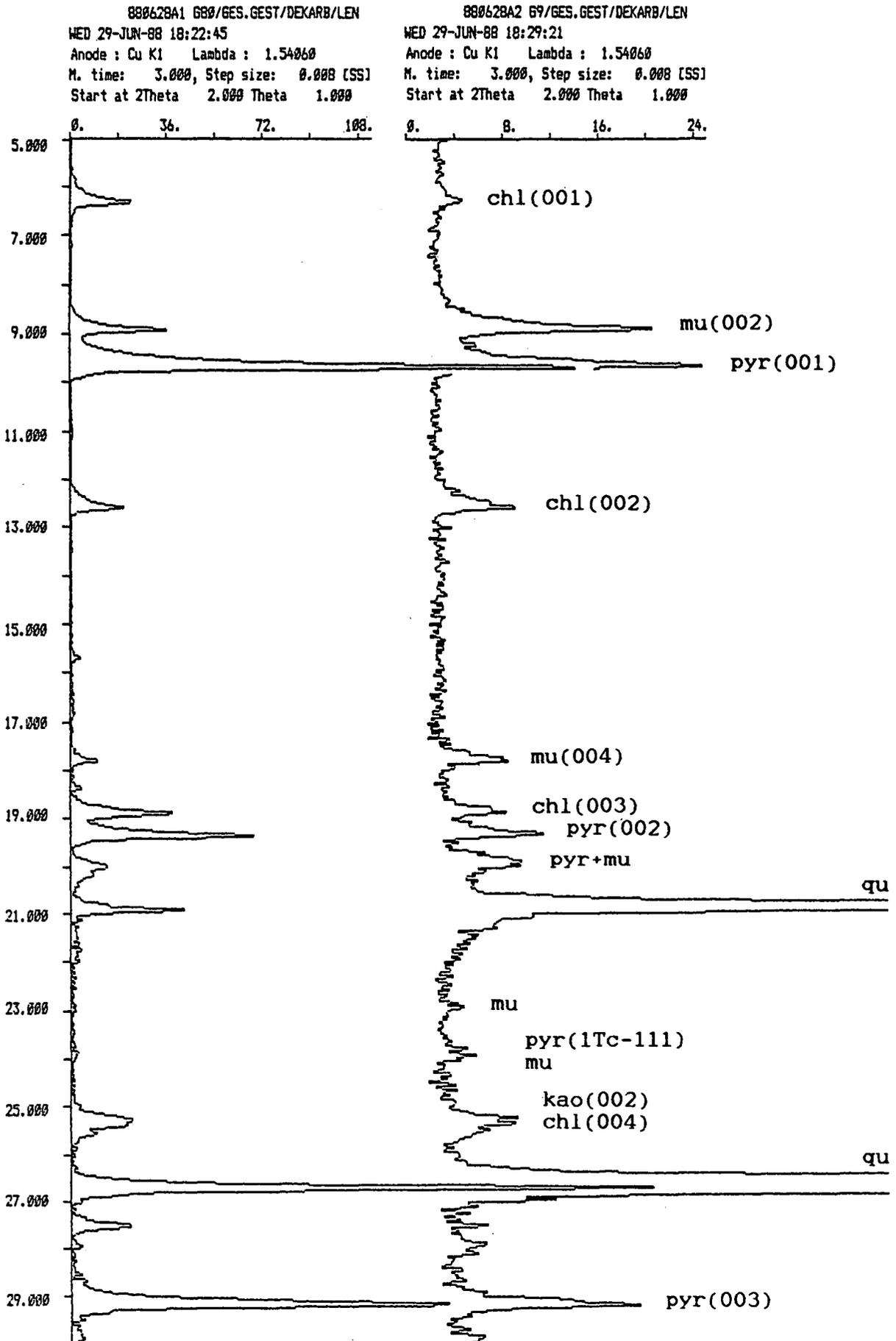


Abb. 2.
 Diffraktogramme von pyrophyllitreichem Wildschönauer Schiefer.
 G9 = Nöckelberg; G80 = Schwarzleotal, Thomanalm.
 Chl = Chlorit, Mu = Muscovit, Pyp = Pyrophyllit, Qz = Quarz, Kao = Kaolinit.

Kristallinität, IK) durchaus verlässliche Abschätzungen der Metamorphoseintensität. M. FREY (1986) faßt folgende Grenzwerte zusammen:

- DIAGENESE $7,5 \text{ mm} \equiv 0,42^\circ \Delta 2\theta \approx \text{ca. } 200^\circ\text{C}$
- ANCHIZONE = sehr schwache Metamorphose $4,0 \text{ mm} \equiv 0,25^\circ \Delta 2\theta \approx \text{ca. } 300^\circ\text{C}$
- EPIZONE = schwache Metamorphose (H.G.F. WINKLER, 1979)

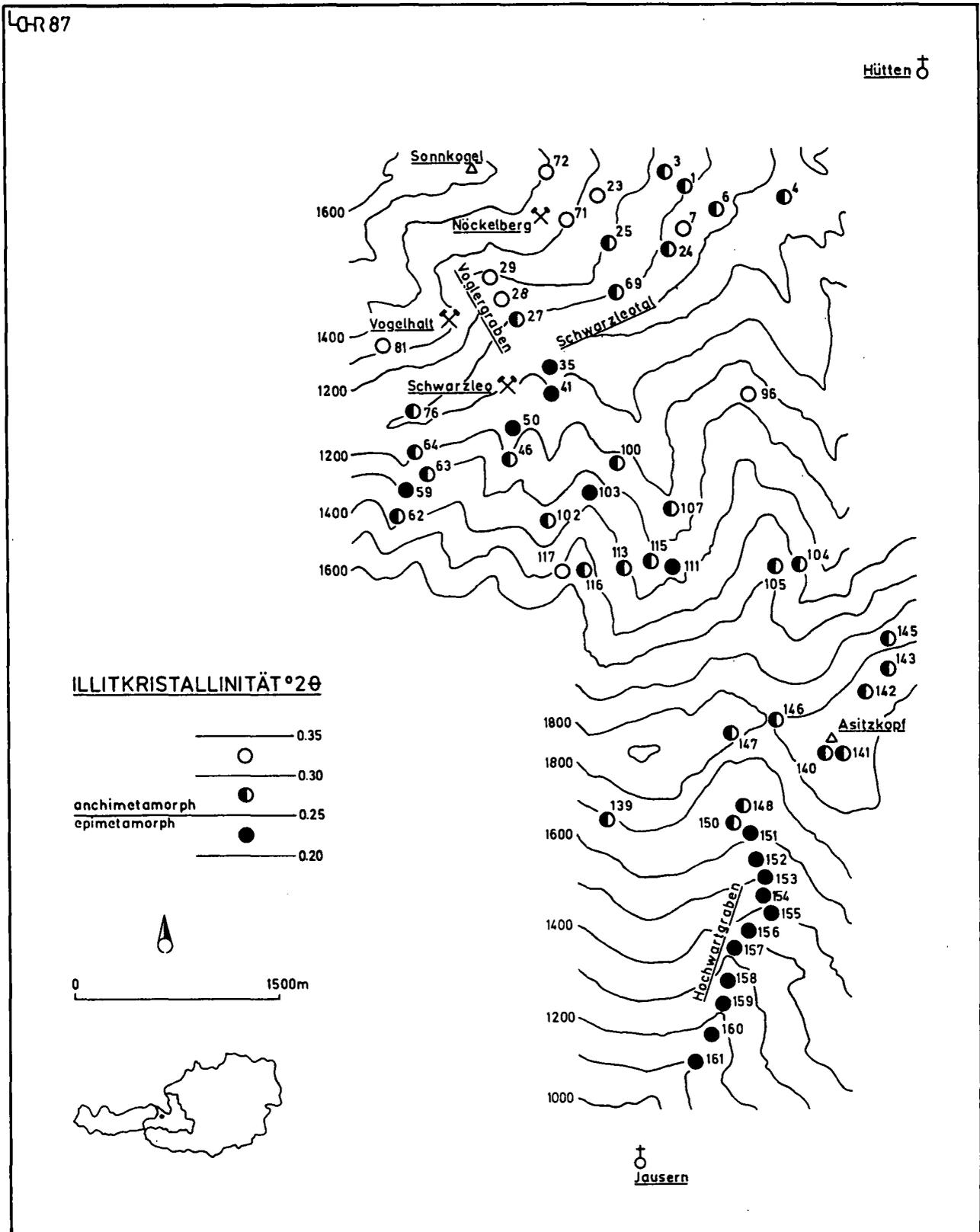


Abb. 3. Verteilung der Illit-Kristallinität (Kübler-Index) im Bereich der Lagerstätte Leogang. Revier Nöckelberg, Vogelhalte, Schwarzleo.

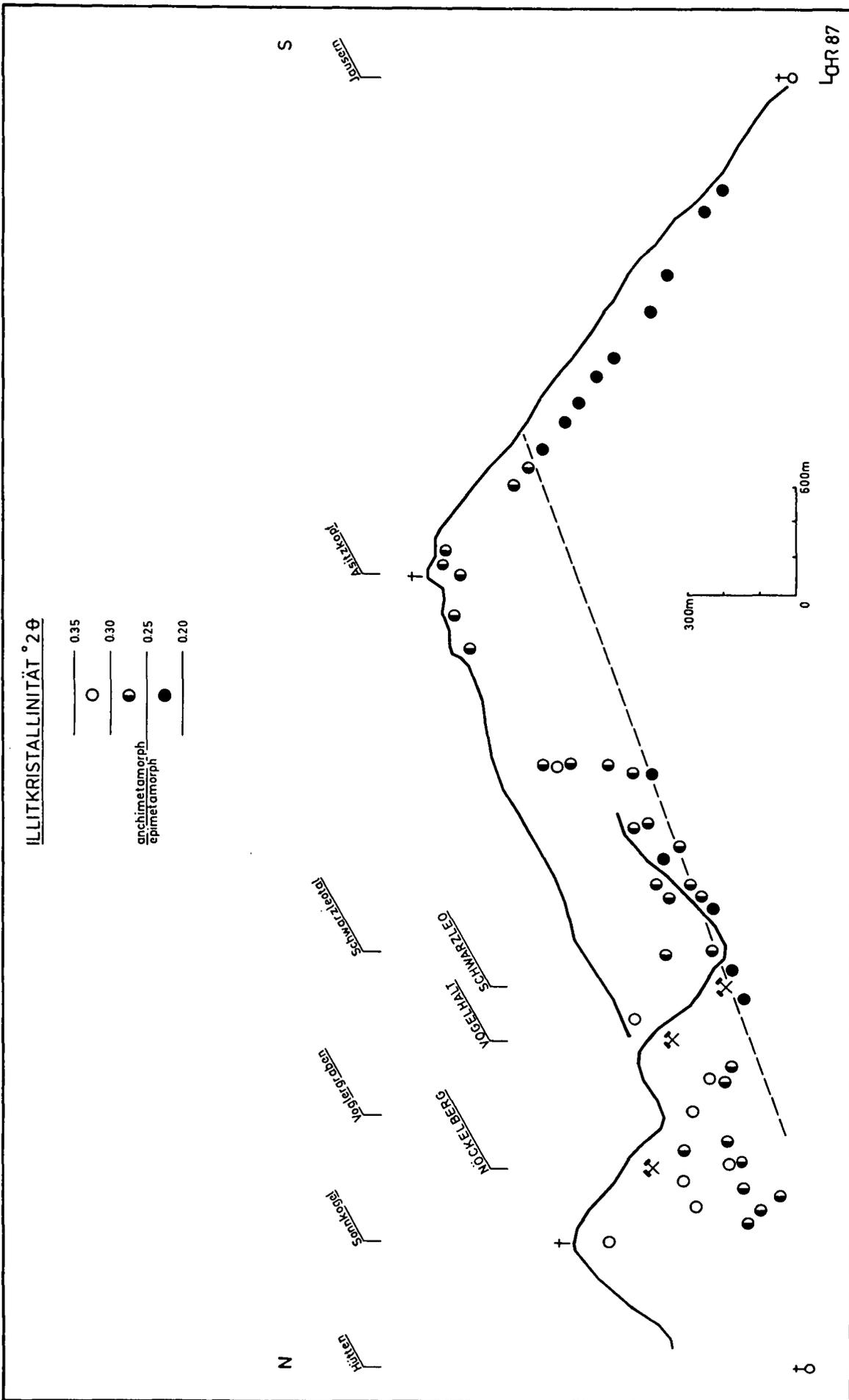


Abb. 4. Räumliche Verteilung der Illit-Kristallinität, dargestellt in einem schematischen N-S-Profil (überhöht) durch den Lagerstättenbereich Leogang.

Neben zahlreichen Einflußgrößen (Streß, Korngrößen-effekte, Koinzidenz der Basalreflexe mit anderen Phyllosilikaten, Präparations- und Meßbedingungen) wird die Illit-Kristallinität vor allem von der Temperatur bestimmt (M. FREY, 1987b).

Bei der gegebenen geologisch-tektonischen Position der Lagerstätte Leogang lassen sich an Hand der Übersicht von D. BECHTOLD et al. (1981) Gitterordnungen erwarten, welche dem Übergangsbereich von Anchi- zur Epizone entsprechen (Abb. 1). Die Untersuchungen ergaben nun für den Bereich des Reviers Schwarzleo eine in Bezug auf die Lagerstättengeneese bedeutsame IK-Anomalie (Abb. 3) mit der Interpretationsmöglichkeit eines, wie auch immer verursachten, erhöhten Wärmeflusses. Demzufolge entstand die Lagerstätte Leogang u.a. epigenetisch, im Zuge eines spät- bis postalpidischen Magmatismus. Die Berücksichtigung der rezenten Morphologie klärt dies jedoch unkompliziert. Die „Anomalie“ im Bereich des Reviers Schwarzleo resultiert aus einem Schnitteffekt der flach nordfallenden Isofläche der Epimetamorphose mit dem rezenten Erosionsrelief des Schwarzleotals (Abb. 4).

Weiters zeigt sich, daß die nördlich gelegenen Reviere Vogelhalte und Nöckelberg einer anchizonalen, das Revier Schwarzleo einer epizonalen Beanspruchung ausgesetzt waren. Für die beiden nördlichen Reviere lassen sich maximale Temperaturen um 250°C, für das südliche Revier Temperaturen um 300°C abschätzen.

Da sowohl die IK wie auch das Vitrit-Reflexionsvermögen temperaturempfindliche Maßstäbe darstellen (M. FREY, 1980; D.W. HOUSEKNECHT & S.M. MATHEWS, 1985), wurden von R.F. SACHSENHOFER (Leoben) 10 ausgewählte Schwarzphyllitproben kohlenpetrographisch untersucht. Dabei zeigte sich, daß der Großteil des dunklen Farbpigments der Phyllite auf feindispers verteilten Pyrit zurückzuführen ist. Die letztlich an nur zwei Proben möglichen Reflexionsmessungen bestätigen zwar den allgemeinen Trend, erlauben jedoch keine detaillierten Aussagen.

5. Muskovitchemismus

Zur Untersuchung des mineralchemischen Verhaltens der Muscovite wurden zwei röntgenographische Diskriminationsverfahren vorgenommen. Nach J. ESQUEVIN (1969) soll ähnlich wie bei den Chloriten (K. OINUMA et al., 1972) ein Zusammenhang zwischen dem Al/(Fe+Mg)-Verhältnis und den Intensitäten der Basalreflexe bestehen, was wiederum den Grad der Illit-Kristallinität bestimmt. Dies wurde von zahlreichen Autoren, u.a. A. PADAN et al. (1982), bezweifelt. Auch die in Abb. 5 dargestellte Punktwolke läßt keine signifikante Korrelation zwischen IK und Intensitätsverhältnis erkennen. Im Bereich der besseren Gitterordnung kann

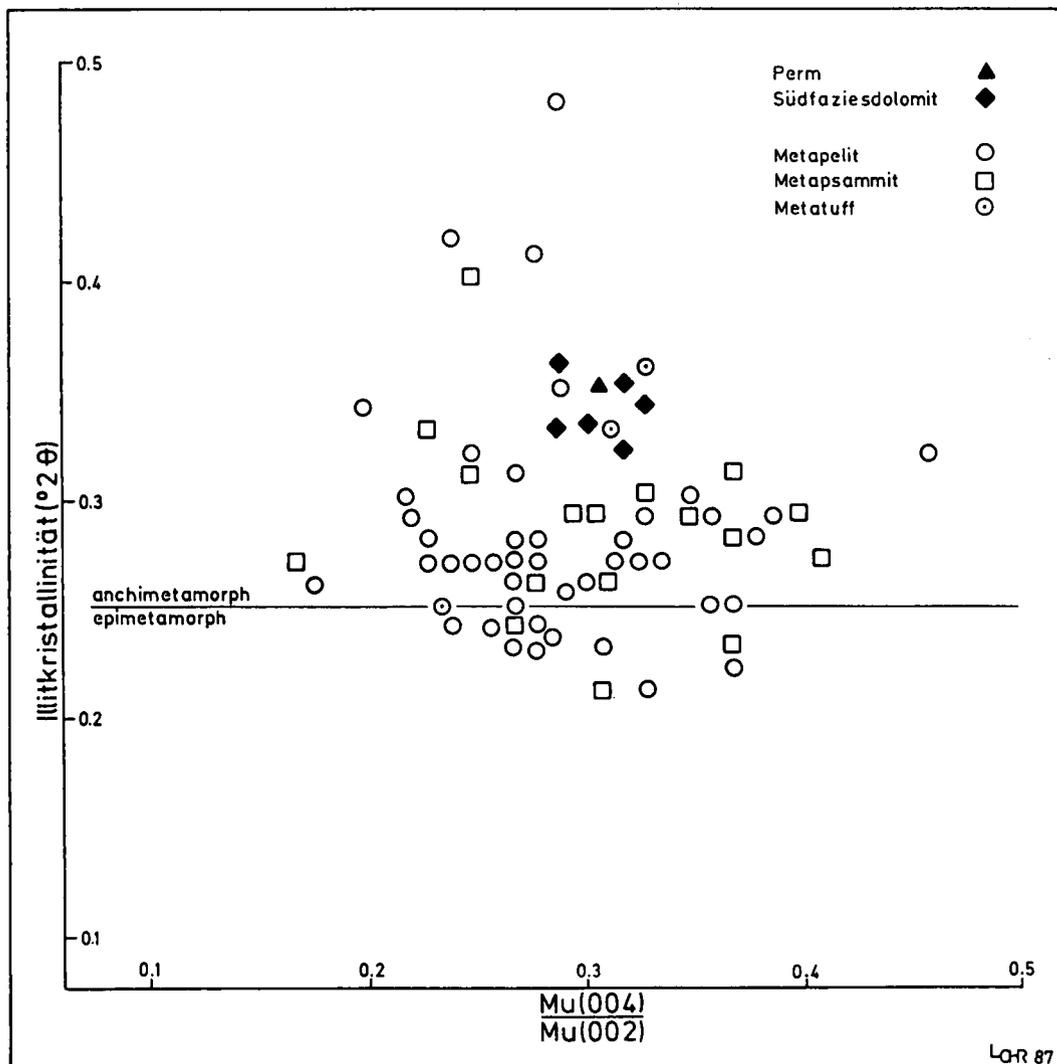


Abb. 5.
Beziehung zwischen Illit-Kristallinität (Kübler-Index) und Intensitätsverhältnis $I(004)/I(002)$ von Muscovit im Diagramm nach J. ESQUEVIN (1969).

lediglich eine geringere Streuung der Intensitätsverhältnisse beobachtet werden, was einer zunehmenden Homogenisierung des chemischen Gleichgewichts entspricht.

Besser fundierte Aussagen zum Chemismus der Muscovite ermöglichen die Gitterkonstanten. Nach C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI (1976, 1986) läßt sich an Hand der druck-, aber auch temperaturabhängigen Na-K- bzw. Al-(Fe+Mg)-Substitution eine rasche Metamorphosetypisierung vornehmen. Um primäre Schwankungen im Mineralchemismus zu erfassen, wurden zur Interpretation die Mittelwerte der verschiedenen Metamorphosestufen herangezogen (A. PADAN et al., 1982). Die Probenpunkte stimmen mit dem Bereich einer niedertemperaturierten Metamorphose mit geringen Drucken überein. Die Mittelwerte korrelieren mit der entsprechenden Referenzlinie. Generell liegen K-reiche Muscovite mit intermediären Celadonitanteilen vor (Abb. 6).

Neben der chemischen Veränderung bewirken die prograden pT-Bedingungen auch strukturelle Transformationen im Aufbau der Muscovite, wobei Übergänge von 1Md zu 2M1-Polytypen festgestellt wurden. J.C. HUNZIKER et al. (1986) zeigten, daß diese Prozesse be-

vorzugt in der Anchizone ablaufen. Die untere Nachweisgrenze der 1Md-Modifikation liegt – bei Anwendung röntgenographischer Methoden – um 15 Vol-%. In den Proben des Bereichs der Lagerstätte Leogang konnten keine Anteile von 1Md-Polytypen nachgewiesen werden. Dies stimmt mit den Ergebnissen aus der Grauwackenzone von J.-M. SCHRAMM (1980) und L. RATSCHBACHER & K. KLIMA (1985) überein.

5.1. Muscovitbarometrie

Gestützt auf die theoretischen Arbeiten von B. VELDE (1965) entwickelten F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974) eine rationelle Methode zur Druck-Kalibrierung einer begrenzten tektonischen Einheit auf der Basis der positiven Korrelation von Druck und Celadonitgehalt der Muscovite. Als Fe/Mg-Quelle kämen der detritäre phengitische Glimmeranteil oder koexistierende – typisch für anchizonale Bedingungen – eisenreiche Chlorite in Betracht. Folgende Bedingungen (A. PADAN et al., 1982; L. RATSCHBACHER & K. KLIMA, 1985) begrenzen die Methode:

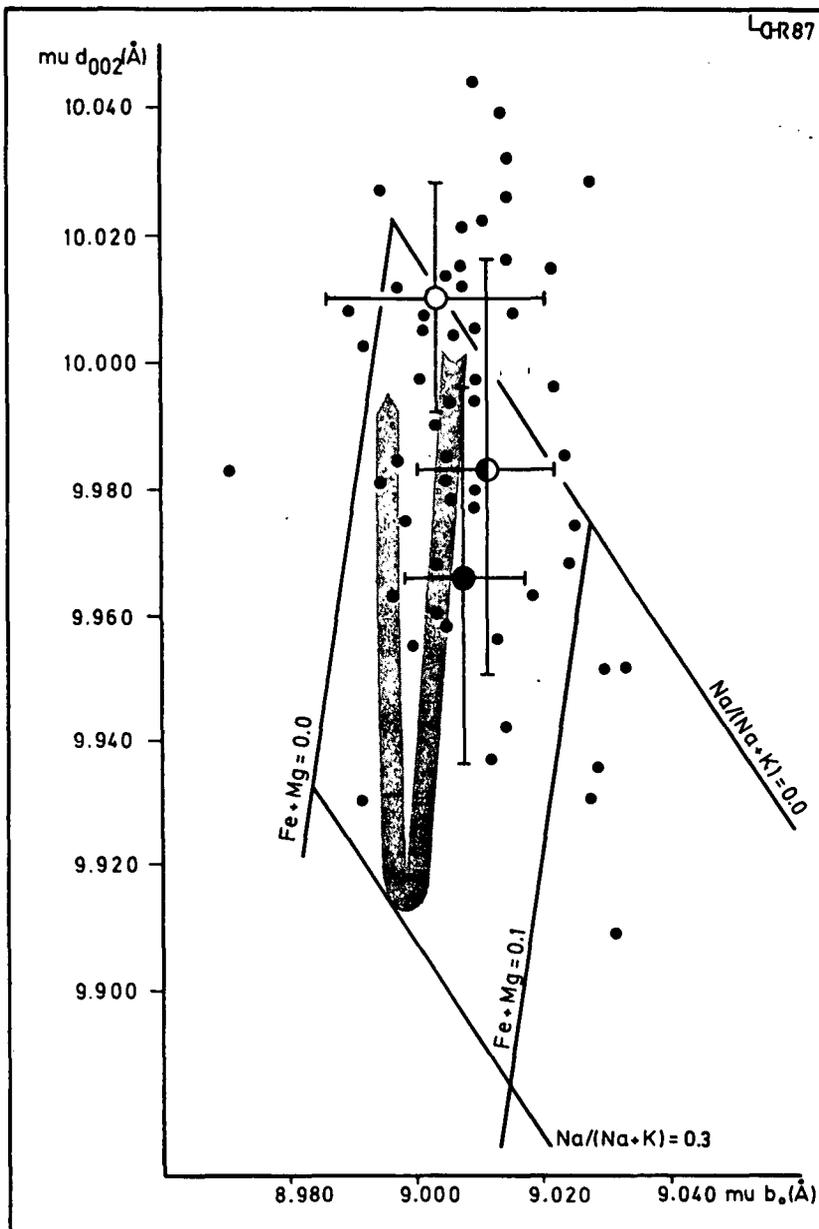


Abb. 6.

Lage der Probenpunkte im Diskriminationsdiagramm nach C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI (1976). Pfeil = Referenzlinie für Muscovite bei geringem Druck und steigender Temperatur; IK-Symbole wie in Abb. 3.

- Annähernd gleiche Temperaturbedingungen im Untersuchungsgebiet.
- Mittlere Anchizone als untere Grenze, zumal sich die Muscovite bei geringeren Drucken nicht signifikant chemisch ändern. Vielmehr dominieren in diesem Bereich die Einflüsse des primären Ablagerungsmilieus.
- Weitgehend konstanter Gesteinschemismus.
- Koexistierende Al-reiche Phasen (Pyrophyllit, Chloritoid) bewirken keine signifikanten Änderungen der b_0 -Werte. Dies widerspricht den Ergebnissen von L. RATSCHBACHER.
- Erstauftreten von Biotit als obere Grenze, da der bevorzugte Fe-Mg-Einbau in das Biotitgitter bei ansteigender Temperatur den Celadonitgehalt im Muscovit wieder abnehmen läßt (J.E. LINDQVIST & T. WIDMARK, 1986).

Zur Kritik (der Celadonitgehalt wäre durch das Sedimentationsmilieu kontrolliert) aufgrund experimenteller Untersuchungen (H.J. MASSONE & W. SCHREYER, 1987) sei bemerkt, daß Interpretationen nicht auf Einzelmessungen, sondern auf statistischer Basis erfolgen (C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI, 1986). Zusätzlich wurden in dieser Arbeit - im Gegensatz zu früheren Arbeiten - die Gitterkonstanten an Präparaten $<2\mu\text{m}$ und nicht an Gesamtgesteinspräparaten bestimmt. Somit ist eine Verfälschung durch detritäre Glimmer weitgehend auszuschließen. Ebenso ist eine Verwendung der Guinier-Kamera wegen deren besserer Auflösung und Intensi-

tätsausbeute im hohen Winkelbereich gegenüber Diffraktometeranalysen zu bevorzugen. Bei Anwendung der Muscovitbarometrie in höhermetamorphen Einheiten (H. DIETRICH, 1983) gelten die aufgrund der Biotit-sprossung erwähnten Einwände.

Die Auswertung der Daten erfolgt entweder an Hand des arithmetischen Mittels oder kumulativer Häufigkeitskurven. Der Vorteil graphischer Darstellungen liegt in der raschen Erfassung von Hellglimmerpopulationen. F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974) unterscheiden vier barometrische Metamorphosetypen, welche innerhalb eines Druckbereichs zwischen ca. 2 und 7 kbar liegen:

- A) BOSOST
Abukuma-Typ mit Andalusit und Cordierit, aber ohne Chlorit; mean = 8,994(9), n = 132.
- B) NEW HAMPSHIRE
Andalusitführende obere Grünschieferfazies zwischen Abukuma- und Barrow-Typ; mean = 9,011(10), n = 17.
- C) EASTERN ALPS
Barrow-Typ ohne Biotit und Granat; mean = 9,038(8), n = 100.
- D) SANBAGWA
Glaukophanführende Grünschieferfazies mit Lawsonit; mean = 9,054(6), n = 34.

Die Summenkurve der b_0 -Werte aus dem Bereich Leogang entspricht weitgehend der Referenzlinie „New Hampshire“ (Abb. 7). Ein Mittelwert von 9,010(11) stimmt mit den Werten aus dem Ostabschnitt der

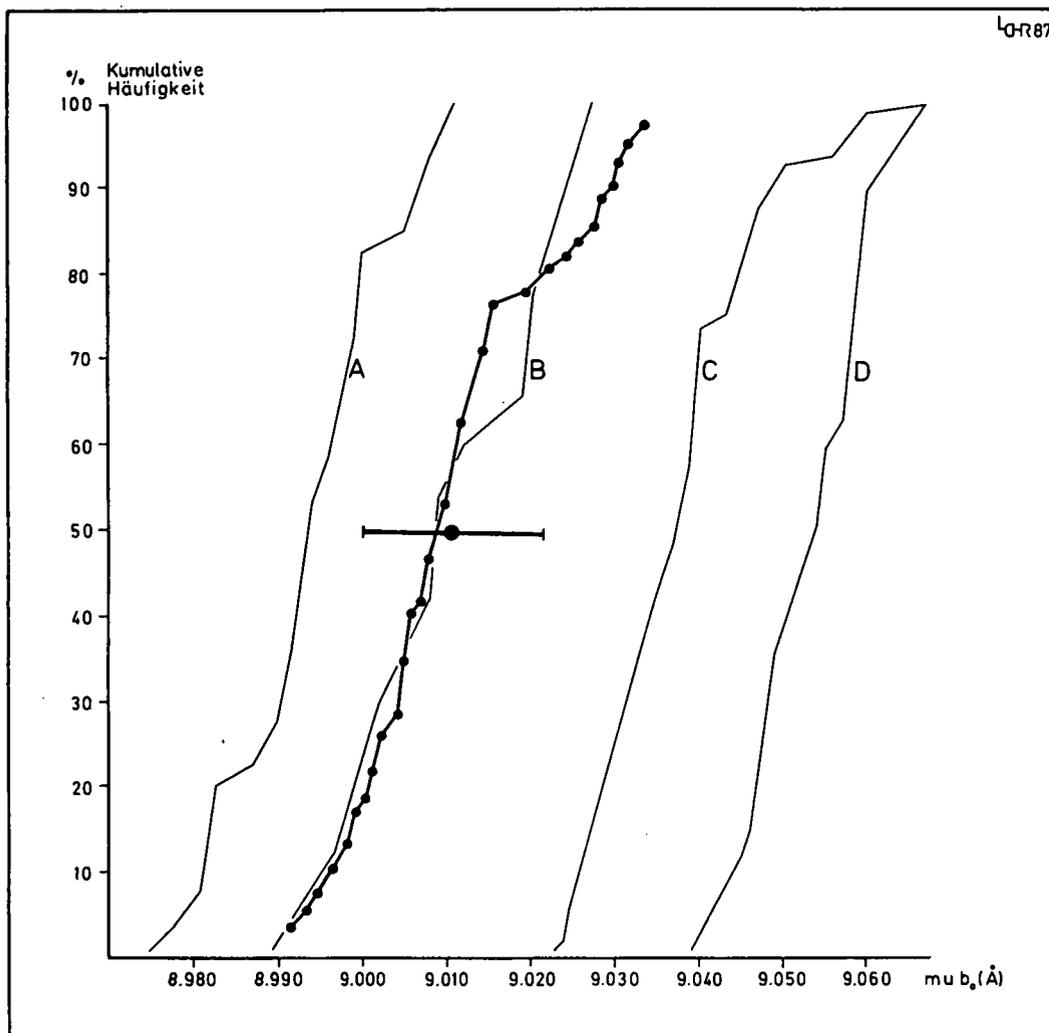


Abb. 7. Darstellung der kumulativen Häufigkeit der b_0 -Werte (Hellglimmer aus dem Bereich Leogang). mean = 9,010(11), n = 58; A, B, C, D = Referenzlinien nach F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974). Definition siehe Text.

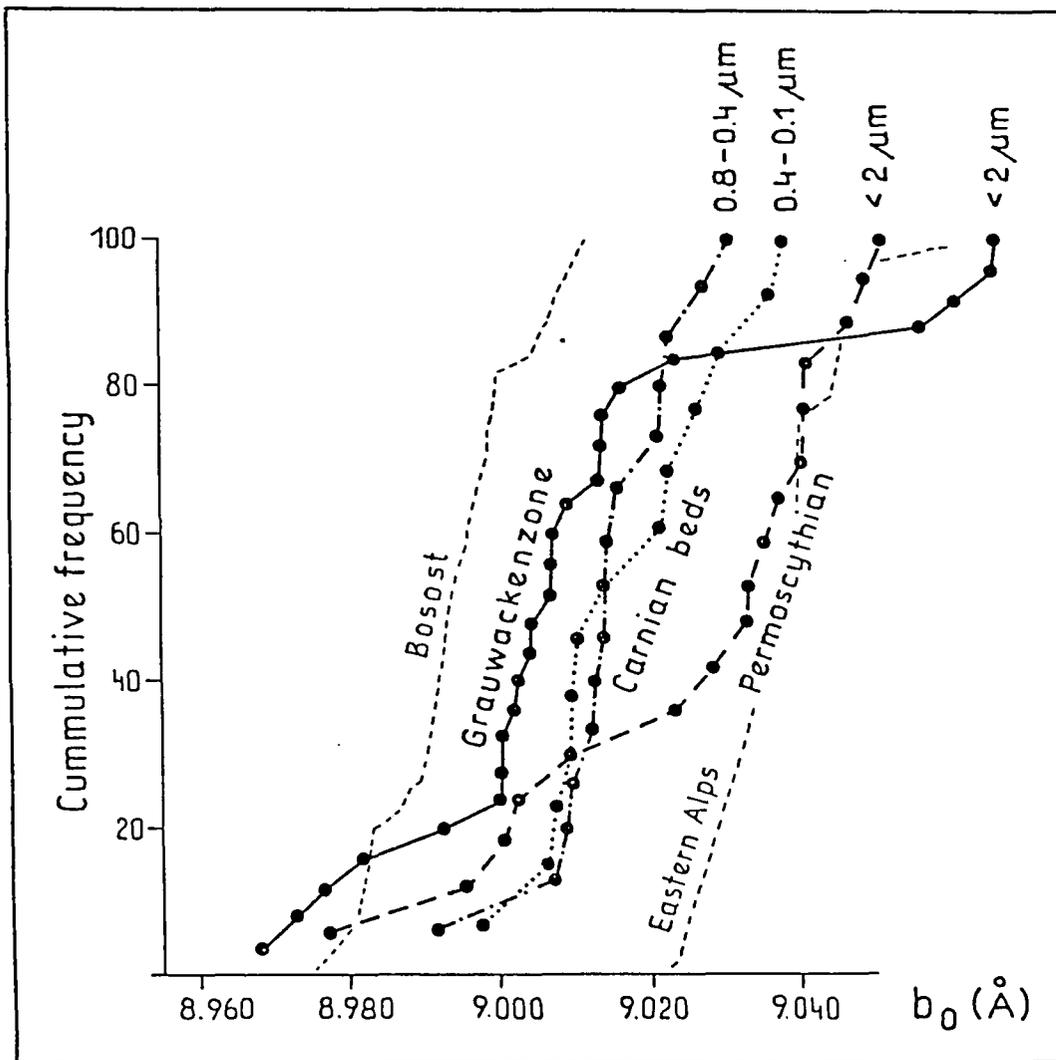


Abb. 8.
Darstellung der kumulativen Häufigkeit der b_0 -Werte (Hellglimmer aus verschiedenen geologischen Einheiten der Ostalpen). Grauwackenzone: mean = 9.009(25), n = 25; Bosost, Eastern Alps = Referenzlinien nach F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974), Definition s. Text.

Grauwackenzone (mean = 9,013(25), n = 44; L. RATSCHBACHER & K. KLIMA, 1985) sowie mit Werten aus der Salzburger Grauwackenzone (mean = 9,009(25), n = 25; M. KRÁLIK & J.-M. SCHRÁMM, in Vorbereitung) überein. Der Grund für die etwa doppelt so große Standardabweichung der beiden Vergleichsergebnisse ist darauf zurückzuführen, daß bei diesen Untersuchungen größere heterogene Bereiche beprobt wurden, was stärker divergierende Rahmenbedingungen zur Folge hat. Es wäre aber auch eine Überlappung von mindestens zwei Hellglimmergenerationen denkbar.

Auffällig an der ermittelten Summenkurve ist die Unterbrechung der Kontinuität gegen die größeren b_0 -Werte. Bei Anwendung der sedimentpetrographischen Diskriminationsanalyse nach G.S. VISHNER (1969) kann eine zweite Subpopulation von Hellglimmern belegt werden (Abb. 9).

Im Histogramm (Abb. 10) zeigen sich die beiden Populationen ebenfalls. Ein an deren Werten vorgenommener Student t-Test ergab einen t-Wert von 10,99 bei einem Schwellwert $t(99\%) = 2,67$ und n = 56. Die Populationen können daher als voneinander unabhängig angenommen werden (D. MARSAL, 1979). Die Daten sind für Population I: mean = 9,005(7), n = 44 und für Population II: mean = 9,027(4), n = 13.

Nach dem von C. CIPRIANI et al. (1968) festgelegten Unterscheidungskriterium zwischen Muscovit und Phengit liegt Population I zur Gänze im Muscovitfeld, Population II hingegen im Grenzbereich Muscovit/

Phengit. Da keine Beeinflussung durch Al-reiche Mineralparagenesen festgestellt werden konnte, liegt die Schlußfolgerung auf zwei unterschiedliche barometrische Ereignisse nahe. Um sicherzugehen, daß der statistischen Unabhängigkeit der Populationen auch geologische Bedeutung beigemessen werden kann, ist zu diskutieren, ob nicht eine Doppelhäufigkeit vorliegt. Dies würde zutreffen, wenn Population I höheren, Population II niedrigeren IK-Werten zugeordnet werden kann, was für mangelhafte Sorgfalt während des Präparationsvorganges sprechen würde.

Erwartungsgemäß müßte zwischen IK (Temperatur) und b_0 -Werten (Druck) eine geringe Abhängigkeit bestehen, wie A. PADAN et al. (1982) durch Untersuchungen in den Anden und Kaledoniden nachweisen konnten. In den untersuchten Proben besteht ebenfalls nur eine geringe Abhängigkeit zwischen den beiden Metamorphoseparametern (Abb. 11). Die Trends der beiden Populationen stimmen mit den angegebenen Referenzlinien überein. Population I und II belegen verschiedene Druck-, aber vergleichbare Temperaturbereiche.

Man kann daher annehmen, daß im Untersuchungsgebiet zwei barometrische Ereignisse nachvollziehbar sind. Population I liegt im Bereich des "New Hampshire"-Typs, Population II liegt zwischen den barometrischen Milieus des "New Hampshire" und "Eastern Alps"-Typs (Abb. 12). Die größere Steigung der ermittelten Summenkurven gegenüber vergleichbaren Untersuchungen geht auf den kleinregionalen Rahmen des

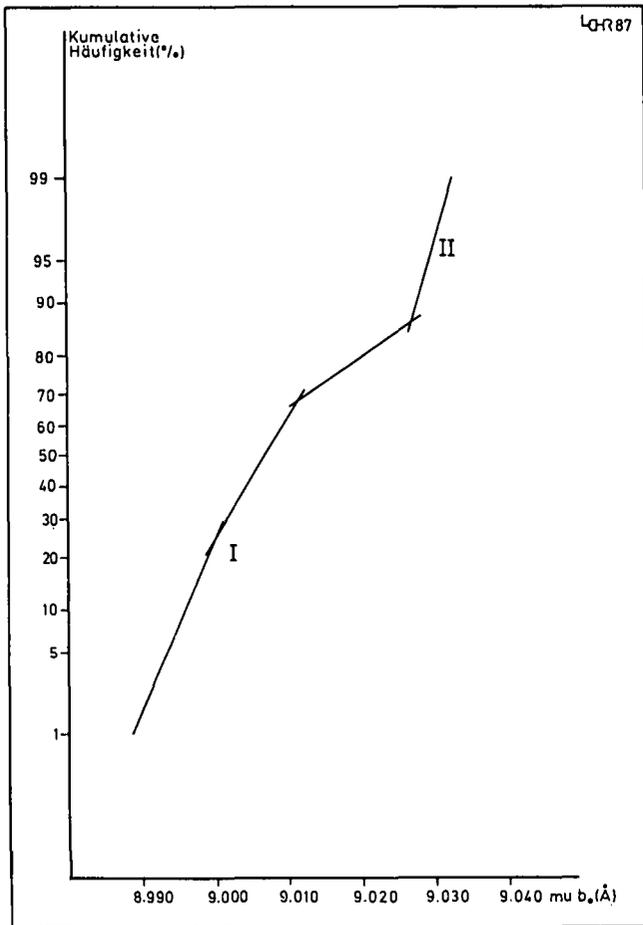


Abb. 9. Summenkurve der b_0 -Werte von Hellglimmern (Bereich Schwarzleotal) im Wahrscheinlichkeitsnetz nach G.S. VISHNER (1969). I = Population I; II = Population II (s. Text).

Gebiets zurück, wodurch eine Überlappung mehrerer Populationen vermieden wurde. Referenzlinie (C) zeigt in ihrem oberen Verlauf eine deutliche Unterbrechung ihrer Kontinuität. Sie gleicht dem Kurvenverlauf von Population I+II (vgl. Abb. 7). Auch dabei könnte es sich um eine Überlagerung zweier Populationen handeln.

5.2. Diskussion

Zwei barometrische Ereignisse lassen prinzipiell drei geologische Modelle als Interpretation zu:

POPULATION I: VARISZISCH
POPULATION II: ALPIDISCH

- Pro: In den schweizerischen und italienischen Alpen konnten Muscovitaggregate nachgewiesen werden, deren Kern von einer phengitischen Hülle umgeben ist (S. GRAESER & E. NIGGLI, 1967).
- Contra: Geologisch jüngere Ereignisse dokumentieren sich wesentlich häufiger als ältere. Außerdem würden die so angenommenen Werte eine barometrische Anomalie am Nordrand der Grauwackenzone bedeuten, wofür nach derzeitigem Kenntnisstand kein geologisches Modell gefunden werden kann.

POPULATION I: ALPIDISCH
POPULATION II: VARISZISCH

- Pro: Das Untersuchungsgebiet liegt am Nordrand der Grauwackenzone, wo die alpidische Metamorphose einen geringeren Einfluß hatte, sodaß es während der alpidischen Phasen zu keiner vollständigen Rekristallisation der variszischen Hellglimmer kam. Ähnliche Beobachtungen konnte G. JUNG (1980) an paläozoischen Gesteinen der östlichen Grauwackenzone mit K/Ar-Datierungen machen. Dies setzt voraus, daß erreichte chemische Gleichgewichte in den

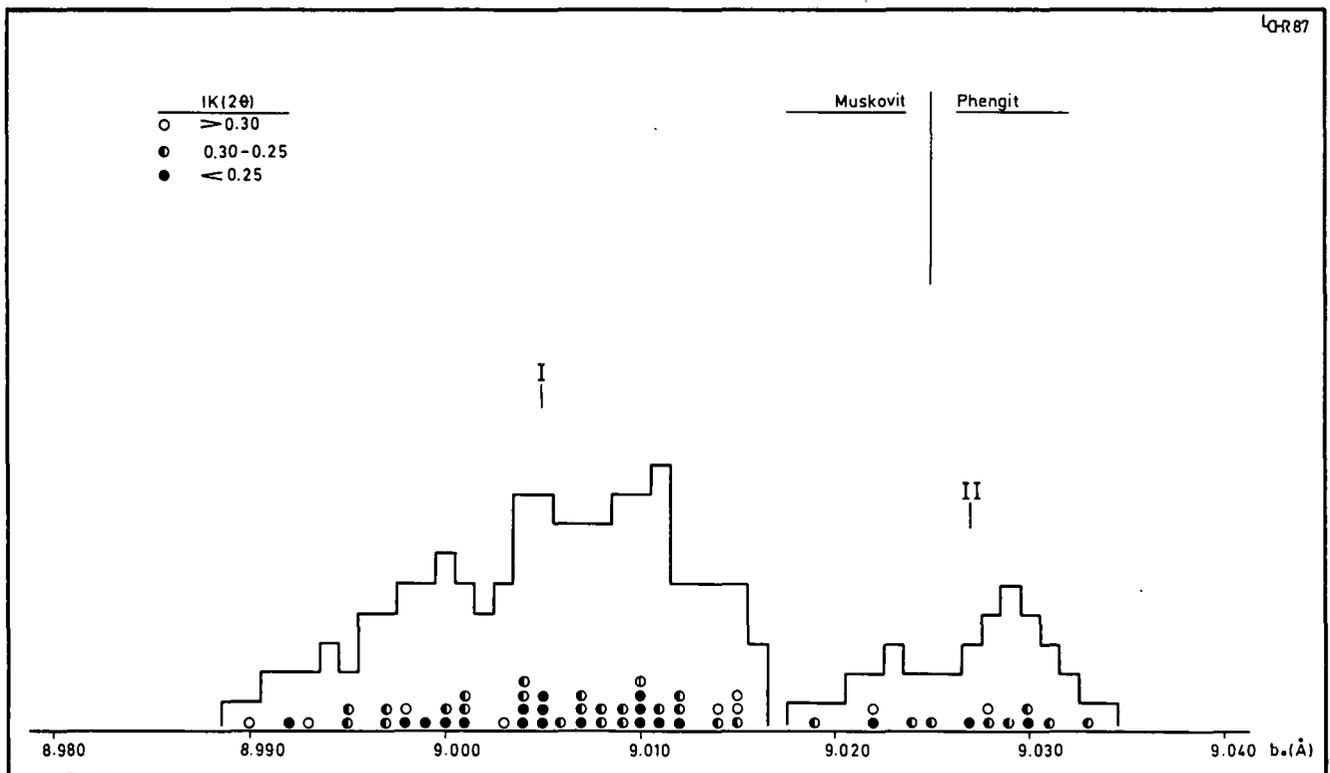


Abb. 10. Histogramm der b_0 -Werte der Hellglimmer. Grenze Muscovit/Phengit = 9.25 Å (nach C. CIPRIANI et al., 1968); I: mean = 9.005(7), n = 44; II: mean = 9.027(4), n = 13.

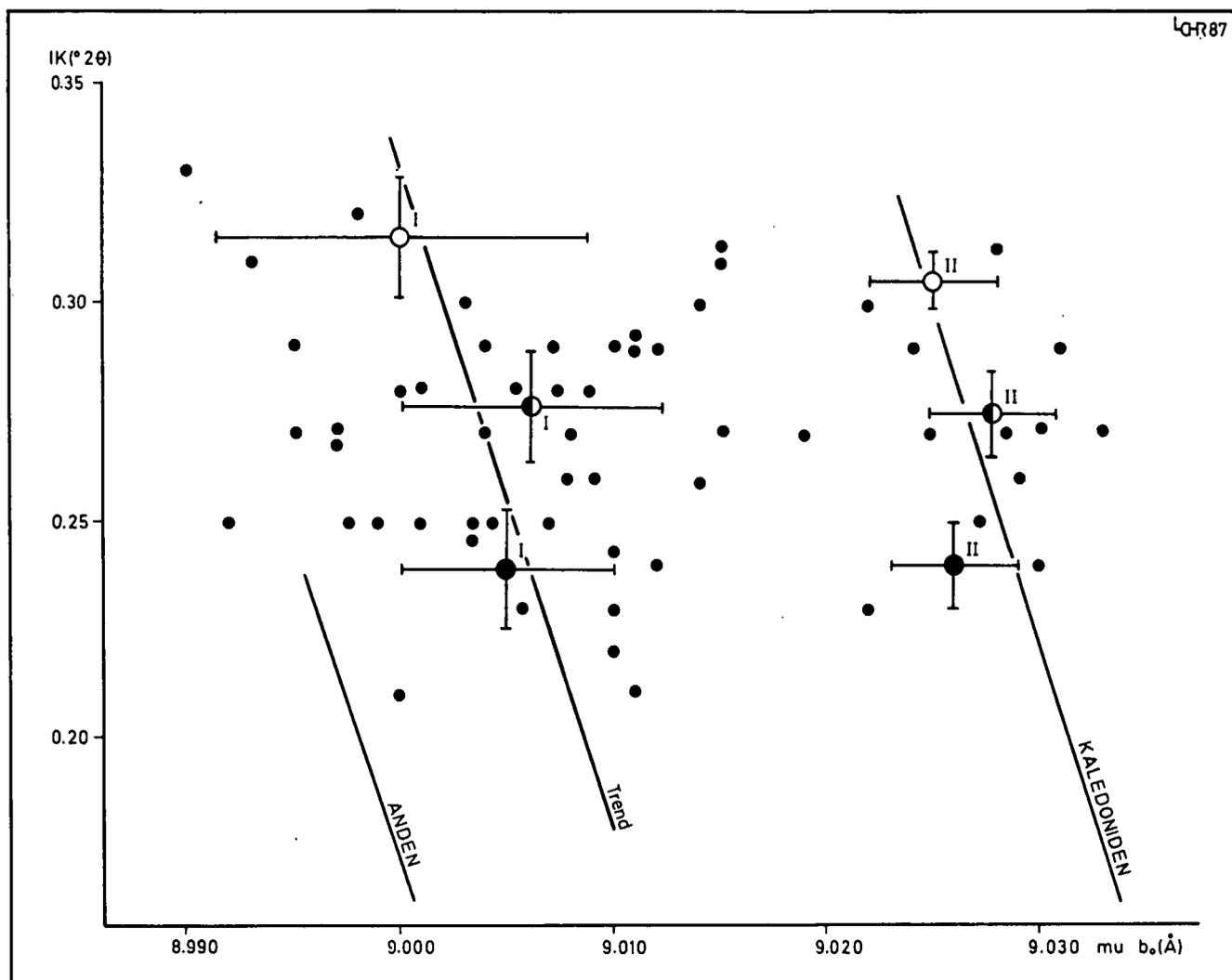


Abb. 11.

Beziehung zwischen IK und b_0 -Werten der Hellglimmer.

Anden, Kaledoniden = Referenzlinien nach A. PADAN et al. (1982); IK-Symbole s. Abb. 3.

Muscoviten bei geänderten Rahmenbedingungen bestehen bleiben.

- Contra: Isotopenmessungen an Muscoviten aus diesem Bereich der Grauwackenzone ergaben weitgehend frühalpide Alter (M. KRÁLIK et al., 1987).

POPULATION I: ALPIDISCH

POPULATION II: ALPIDISCH

- Pro: Analog der Metamorphoseentwicklung im Penninikum der Hohen Tauern können die beiden Populationen der frühalpide Hochdruckmetamorphose mit Lawsonit/Glaukophanfazies und der eoalpinen Grünschieferfazies zugeordnet werden (W. FRANK et al., 1987). In den Erzen der Lagerstätte Leogang treten zwei alpidische Erzbildungsphasen auf (W.H. PAAR & T.T. CHEN, 1985).
- Contra: Nach M. KRÁLIK et al. (1981) treten im anchizonalen Bereich des Salzburger Raums vereinzelt Isotopen-Mischalter auf. In der Erzgenese der Lagerstätte sind auch frühvariszische Vererzungsanteile vorhanden (C.L. LENGAUER, 1989). Da die phengitischen Muscovite keine tektonische Bevorzugung aufweisen, ist die Möglichkeit einer Hochschuppung tieferer Einheiten der Wildschönauer Schiefer nicht anzunehmen.

Nach dem bisherigen Erkenntnisstand kann man den Argumenten des zweiten Modells den Vorzug geben, da mit ihm eine gute Übereinstimmung mit regional-geologischen und erzmineralogischen Beobachtungen erzielt werden kann. Weitere Beiträge zur Klärung dieses Problems werden aus Altersdatierungen an Hellglimmern der beiden Populationen erwartet.

6. Chloritchemismus

Um Hinweise auf das Verhalten der Chlorite unter den verschiedenen Metamorphosebedingungen zu erhalten, wurde der Chemismus der autigenen Chlorite mit röntgenographischen Methoden bestimmt. Ziel der Untersuchungen war es unter anderem, Beziehungen zwischen Muscovit und Chlorit zu finden. Der Chemismus wurde nach der von R. WETZEL & W.B. STERN (1973) angegebenen Strukturformel errechnet.

Die Gitterkonstanten zeigen bei den c_0 -Werten eine statistische Gleichverteilung mit mean = 14,14(1), $n = 53$ und bei den b_0 -Werten eine clusterartige Verteilung mit mean = 9,287(9), $n = 51$. Die Chlorite weisen unterteilt nach Metamorphosestufen, sowohl im Al^{IV}- als auch im Fe^{VI}-Gehalt eine Abhängigkeit von der Meta-

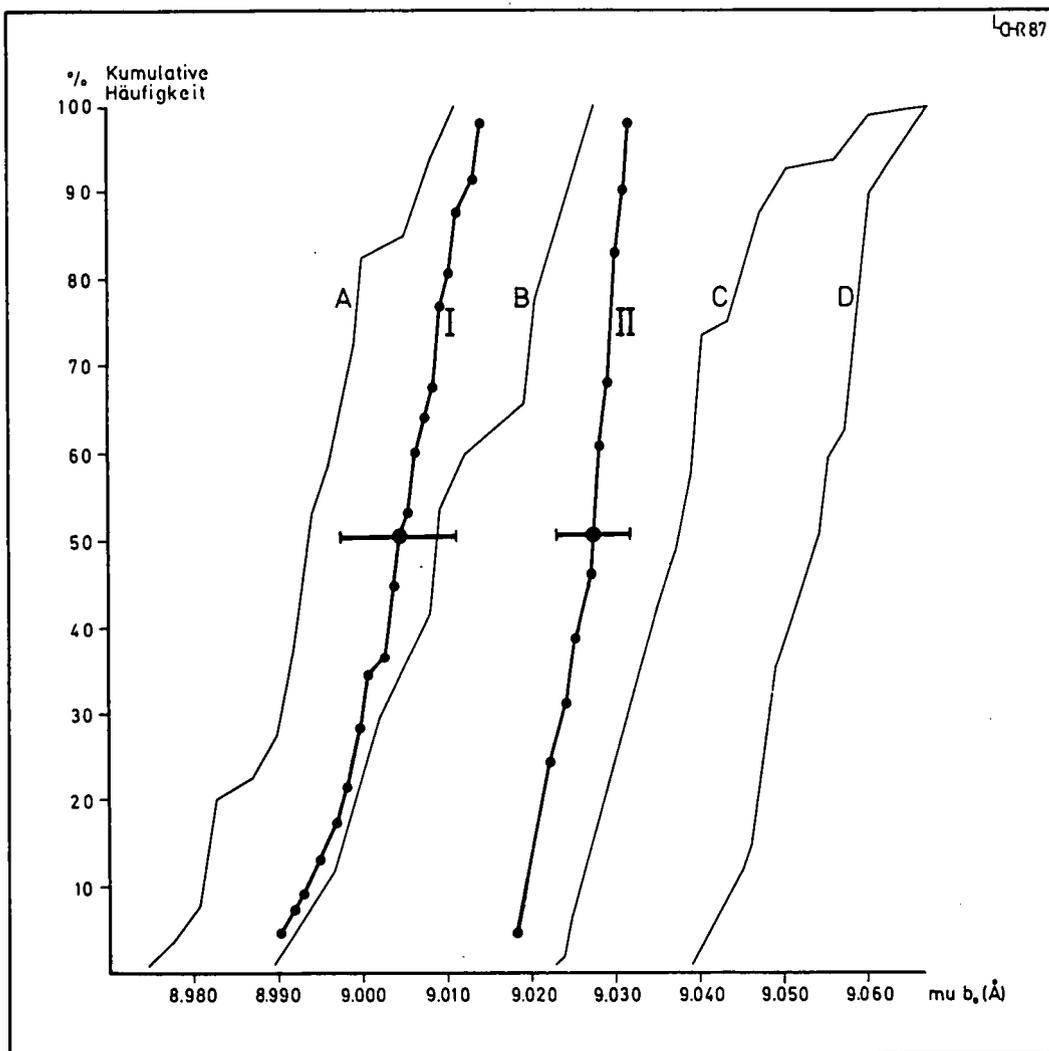
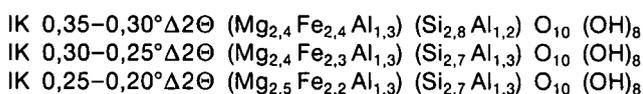


Abb. 12.
Darstellung der kumulativen Häufigkeit der b_0 -Werte (Hellglimmer aus dem Bereich Schwarzeleotal).
I: mean = 9.005(7), n = 44;
II: mean = 9.027(4), n = 13;
A, B, C, D = Referenzlinien nach F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974), Definition s. Text.

morphoseintensität auf. Die Mittel der Stufen ergeben folgende Strukturformeln:



Die Werte stimmen mit den von M. FREY (1978) für die Anchi- bzw. Epizone röntgenographisch ermittelten Strukturformeln überein. Die Zunahme der Al-Gehalte in der tetraedrischen Position wird nach M. CATHELINÉAU & D. NIEVA (1985) mit steigenden Bildungstemperaturen erklärt. Nach der angegebenen Korrelation würden die errechneten Al^{IV} -Werte Temperaturen von 250–300°C entsprechen, was mit den Ergebnissen der IK übereinstimmt. Im Gegensatz dazu nimmt das Fe/Mg-Verhältnis mit steigender Metamorphose ab. Diese Beobachtung wird durch die Arbeiten von C.D. CURTIS et al. (1985) und E. WYBRECHT et al. (1985) bestätigt. J.B. HAYES (1970) stellte beim Übergang von diagenetischem zu epimetamorphen Chlorit eine Abnahme des Fe-Gehaltes fest, aber die Al^{IV} -Korrelation verläuft negativ.

Man kann schließen, daß Chlorit der Hauptlieferant für den steigenden Celadonitgehalt von Muscovit bei zunehmenden pT-Bedingungen ist. Im chemischen Klassifikationsschema der Chlorite nach M.D. FOSTER (1962) liegen die untersuchten Proben im Grenzbereich Brunsvigit-Rhipidolith.

7. Chlorit-Kristallinität

Wie bei den Illiten kommt es auch bei den Chloriten zu strukturellen Transformationen im Verlauf einer progressiven pT-Beanspruchung. Dabei wird primärer Ib-Chlorit über Zwischenstufen bei 150–200°C in den stabilen IIb-Polytyp überführt (J.B. HAYES, 1970). Diese Zunahme der Gitterordnung bewirkt ebenfalls eine Abnahme der Halbhöhenbreiten der beiden ersten Basalreflexe, wodurch ein Zusammenhang zwischen Illit- und Chlorit-Kristallinität (CK) gegeben sein sollte.

Trotz der schwächeren Intensität zeigen die 001-Reflexe eine geringere Streuung als die Werte der 002-Reflexe. Der Grund dürfte im Vorhandensein von Kaolinitrelikten und verschiedenen koinzidierenden Phasen (mixed-layer) liegen. Zusätzlich ist der störende Einfluß einer hohen Untergrundstreuung bei Fe-hältigen Substanzen in Betracht zu ziehen.

Die prinzipielle Anwendbarkeit der Methode läge darin, daß es im Bereich der Epizone zu einer relativen Zunahme der Chloritanteile kommt, wodurch auch die 001-Reflexe mit der nötigen Intensität vorliegen. Bei der Verfälschung der IK-Werte durch koinzidierende mixed-layers könnten etwaige Erkenntnislücken ausgefüllt werden. Als apparative Grundlage sind niederenergetische Röntgenquellen (Fe, Cr) oder Sekundärmonochromator Voraussetzung. Als zusätzliche Variable muß die Abhängigkeit der Peakintensitäten vom Chemismus (K. OINUMA et al., 1972) in Betracht gezogen werden.

LQ-R87

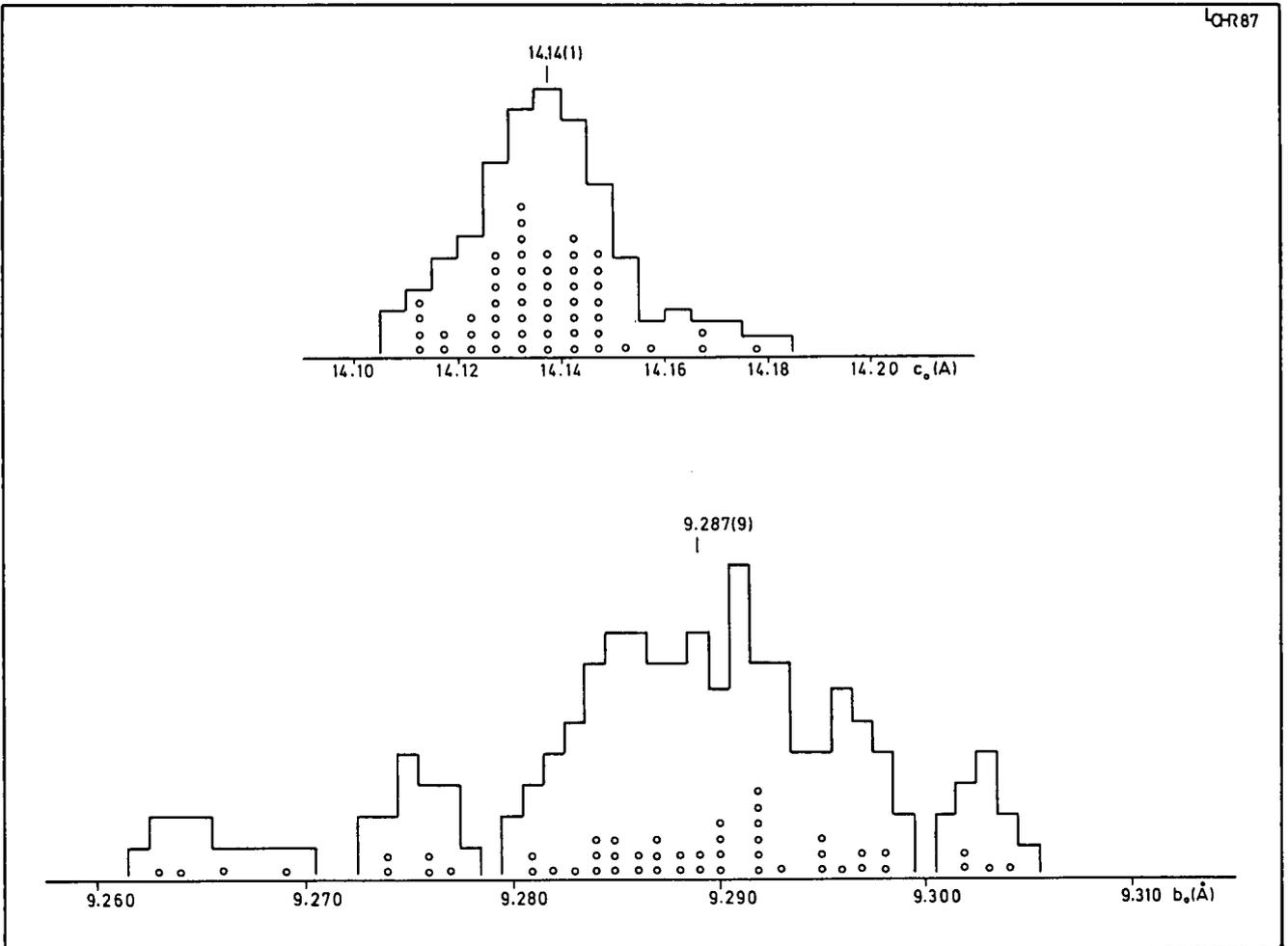


Abb. 13.
Histogramm der c_0 - und b_0 -Werte von Chloriten der Fraktion $<2\mu\text{m}$ (Bereich Leogang).
c : mean = 14.14(1), n = 53; b : mean = 9.287(9), n = 51.

LQ-R87

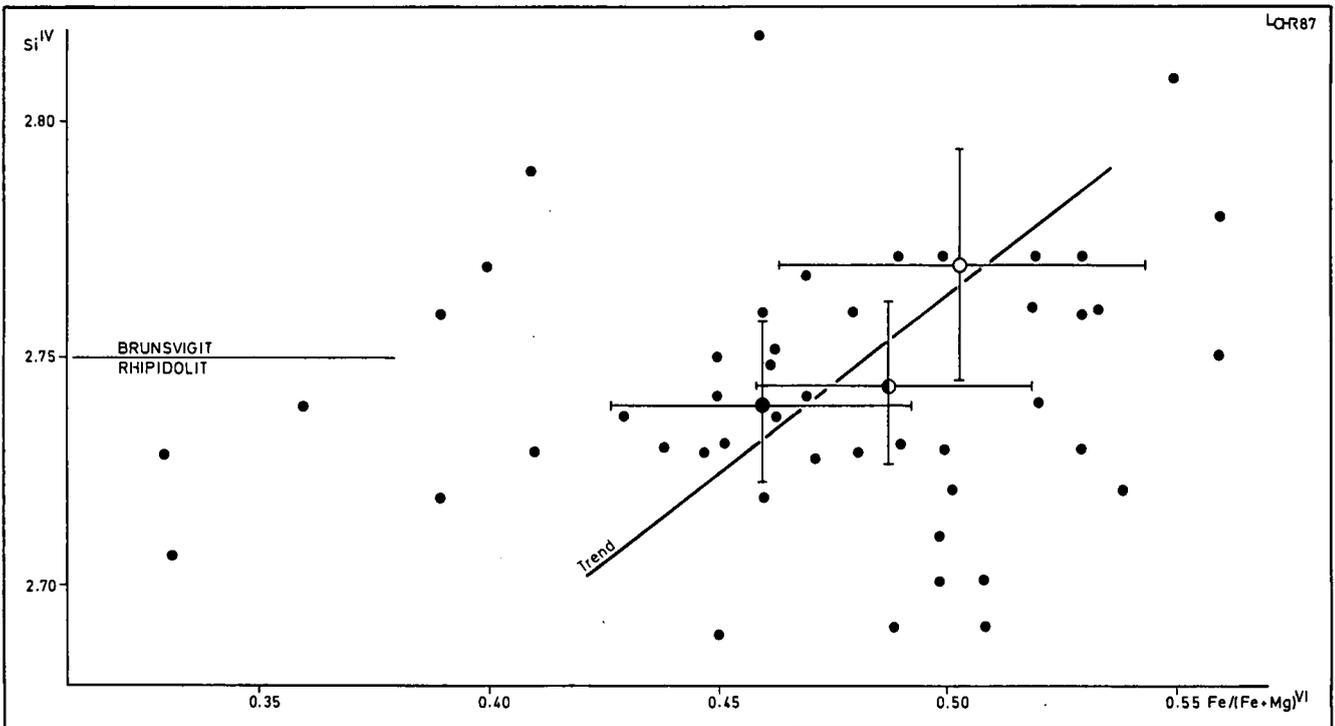
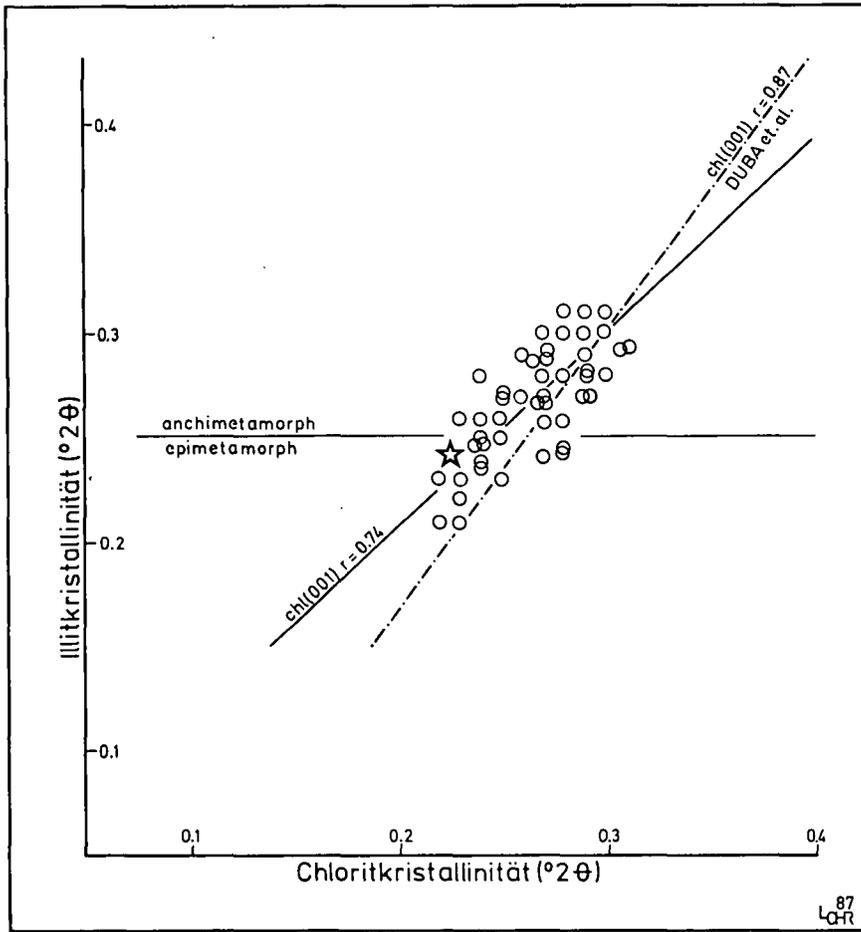
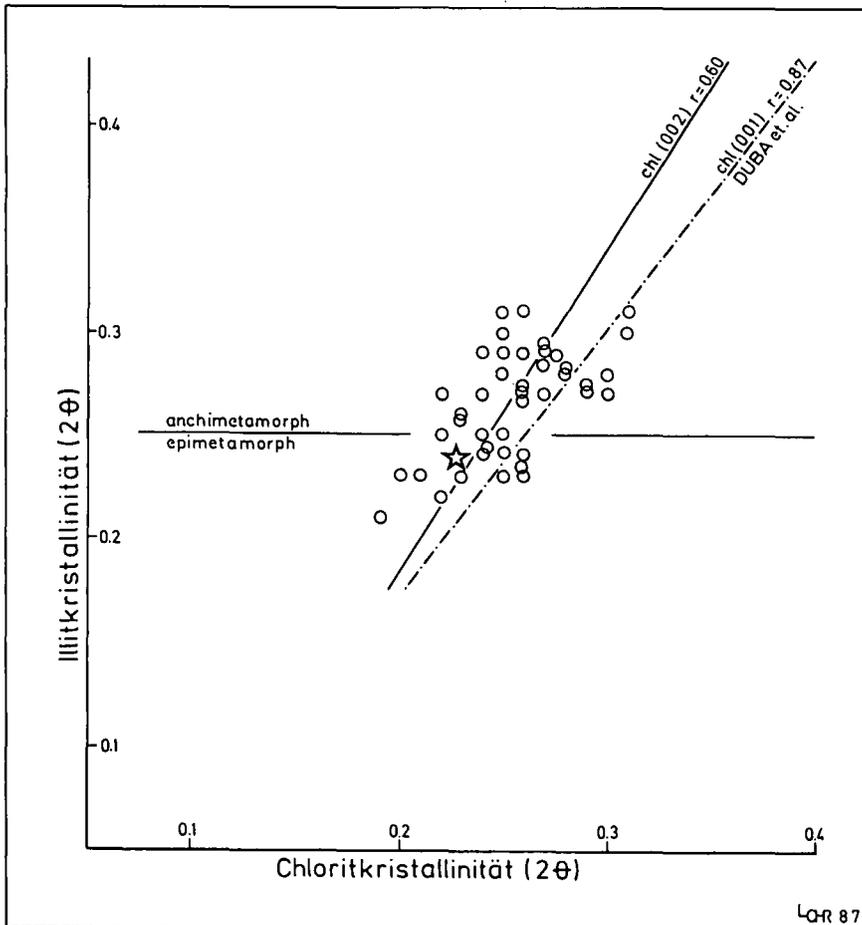


Abb. 14.
Lage der Probenpunkte im Chlorit-Klassifikationsdiagramm nach M.D. FOSTER (1962).
IK-Symbole s. Abb. 3.



◀ a

Abb. 15.
 Beziehung zwischen Chlorit- und Illit-Kristallinität.
 Referenzlinie nach D. DUBA & A.E. WILLIAMS-JONES (1983); Stern = Lage des IK-Standards MF 1046-1.
 a) IK vs. CK(001-Peak).
 b) IK vs. CK(002-Peak).



◀ b

8. Erztexturen

In den verschiedenen Erzparagenesen des Lagerstättenraums weisen mehrere Erztexturen auf einen kausalen Zusammenhang mit der thermischen Komponente variszischer und alpidischer Metamorphose hin:

Pyrit als Haupterz der Brandenschiefer weist eine deutliche Zonierung mit einschlußreichem Kern und randlich ausgeheiltem Rekristallisationssaum auf.

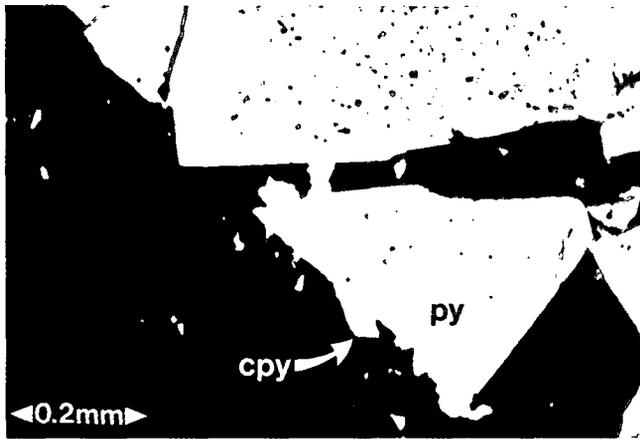
Im Revier Schwarzleo führt jungpaläozoischer, massiver Galenit „annealing“-Texturen (vgl. P. RAMDOHR, 1980, Fig. 441).

Im Galenit liegt Millerit als Pseudomorphose nach Ni-Thiospinell (Polydymit) vor. Diese Umwandlung, nach der Reaktion



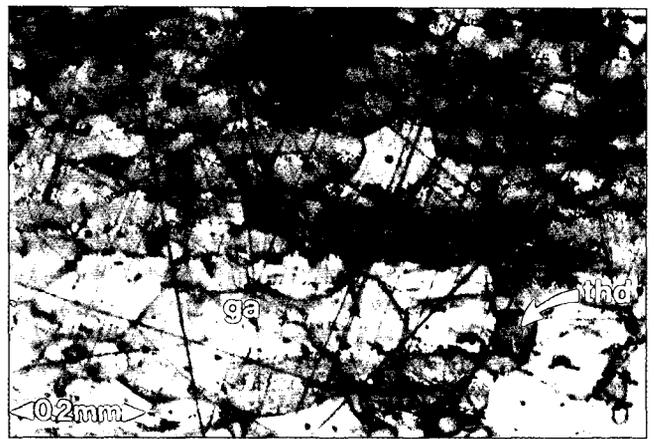
ist als sekundäre thermische Beanspruchung interpretierbar.

Im Revier Nöckelberg zeigt butzenförmiges Fahlerz im Kern „annealing“-Texturen, im Randbereich Rekristallisationen. Pyritvererzungen hingegen lassen wegen der anchizonalen Bedingungen keine thermischen Reaktionen erkennen.



▲ a

▼ c



▲ b

▼ d

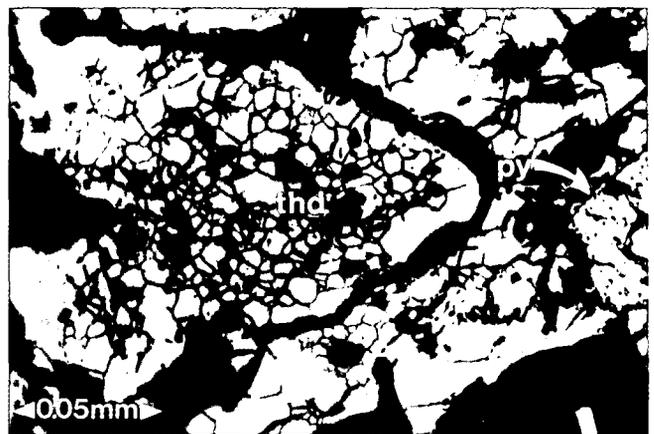
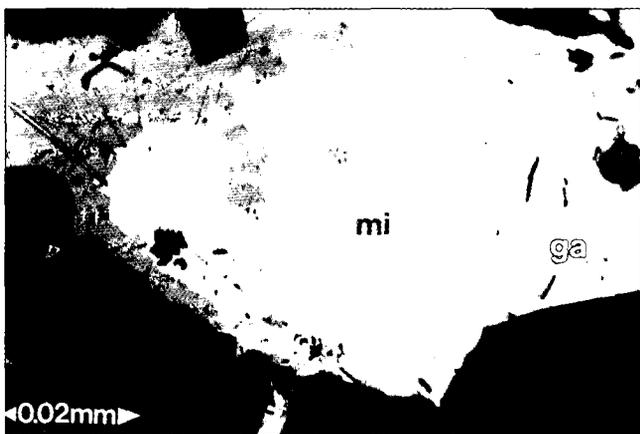


Abb. 16.

- a) Pyrit (py) mit randlicher Rekristallisation, Chalkopyrit (cpy).
Brandenschiefer Hochwartgraben; G152, 5x, //N, Luft.
- b) Massiver Galenit (ga) mit Fahlerz (thd).
Revier Schwarzleo, Erasmusgrube, Sammlung St.Peter; Strukturätzung (HNO₃ 1:1, 30 sec); 5x, //N, Luft.
- c) Milleritpseudomorphose (mi) nach Polydymit in Galenit (ga) mit Fahlerz (thd) und Pyrit (py).
Revier Schwarzleo, Erzkendlgaben, Tar15; 20x, //N, Öl.
- d) Fahlerz (thd) mit Rekristallisationssaum und Annealing-Textur, py = Pyrit.
Revier Nöckelberg, Brandstättözt, E9b; 20x, //N, Öl.

Dank

Wir danken der Abteilung Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenlehre des Institutes für Geowissenschaften (Prof. Dr. G. AMTHAUER) für die Unterstützung zu dieser Arbeit. Besonderer Dank gilt Prof. Dr. E. KIRCHNER für anregende Diskussionen. Weiters danken wir Prof. Dr. W.H. PAAR und Dr. E. DACHS (alle Salzburg) für kritische Anmerkungen zur Erzmineralogie bzw. Muskovitbarometrie. Die Anschliffe wurden dankenswerterweise von W. WALDHÖR angefertigt.

Literatur

- BECHTOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M. (1981): Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg (Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/11**, 305–353.
- CIPRIANI, C. et al. (1968): La composizione della miche chiare in rapporto co le costanti reticolare e col grado metamorfico. – Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **24**, 153–187.
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres (Mexico) geothermal system. – Contrib. Mineral. Petrol., **91**, 235–244.

- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 343–378.
- CURTIS, C.D. et al. (1985): Composition Variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. – Min. Mag., **49**, 352, 375–386.
- DIETRICH, H. (1983): Zur Petrologie des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). – TMPM, **31**, 235–257.
- DUBA, D. & WILLIAMS-JONES, A.E. (1983): The Application of Illite Crystallinity, Organic Matter Reflectance and Isotopic Techniques to Mineral Exploration: A Case Study in Southwestern Gaspe, Quebec. – Econ. Geol., **78**, 1350–1363.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. – Bull. Cent. Rech. Pau. (SNPA), **3**, 147–153.
- FOSTER, M.D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. – Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., **414-A**, 1–33.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and tectonic history of the central Tauern window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, Wien (Deuticke).
- FREY, M. (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. – Journ. Petrol., **19**, 95–135.
- FREY, M. et al. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – Ecl. Geol. Helv., **73/1**, 173–203.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. – SMPM, **66**, 13–27.
- FREY, M. (1987a): The reaction-isograd kaolinite + quartz = pyrophyllite + H₂O, Helvetic Alps, Switzerland. – SMPM, **67**, 1–11.
- FREY, M. (1987b): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. – In: FREY, M. (Ed.): Low temperature metamorphism, 9–58, Glasgow (Blackie).
- GRAESER, S. & NIGGLI, E. (1967): Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; Ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. – In: Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 18.–21. 4. 1966, 89–104, Neuchâtel (Baconnière).
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. (1976): Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. N. Jb. Miner. Abh., **127**, 97–142.
- HAYES, J.B. (1970): Polytypism of Chlorite in Sedimentary Rocks. – Clays and Clayminerals, **18**, 285–306.
- HOUSEKNECHT, D.W. & MATTHEWS, S.M. (1985): Thermal Maturity of Carboniferous Strata, Ouachita Mountains. – AAPG Bull., **69**, 3, 335–345.
- HUNZIKER, J.C. et al. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. – Contrib. Mineral. Petrol., **92**, 157–180.
- JUNG, G. (1980): Radiometrische Altersdatierungen und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am steirischen Erzberg. – Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S15, **1**, 20–27.
- KRALIK, M., THÖNI, M. & FRANK, W. (1981): Metamorphoseuntersuchungen in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Bereich. – Jber. 1980 Hochschulschwerpunkt S15, **2**, 37–42.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, Wien (Deuticke).
- LENGAUER, C.L. (1989): Geologie und Erzmineralogie der Lagerstätte Leogang (Salzburg). – Diss. Naturw. Fak. Univ. Salzburg, 164 Bl., Salzburg.
- LINDQVIST, J.E. & WIDMARK, T. (1986): Paragenetical influence on Fe-Mg content in white K-micas from pelitic rocks in the central Scandinavian Caledonides. – N. Jb. Miner. Abh., **155**, 3, 305–317.
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 2. Aufl., 192 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. – Contrib. Mineral. Petrol., **96**, 212–224.
- ONUMA, K. et al. (1972): Triangular Diagrams in Use of Survey of Crystal Chemistry of Chlorites. – Proc. Int. Clay Conf. Madrid, 123–130, Madrid.
- PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1986): Zur Mineralogie von Cu-Ni-(Co)-Pb-Ag-Hg-Erzen im Revier Schwarzleo bei Leogang, Salzburg, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **78**, 125–148.
- PADAN, A., KISCH, H. & SHAGAM, R. (1982): Use of Lattice Parameter b₀ of Dioctahedral Illite/Muscovite for the Characterization of P/T Gradients of Incipient Metamorphism. – Contrib. Mineral. Petrol., **79**, 85–95.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil von Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltenal, Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **128/1**, 151–173.
- RAMDOHR, P. (1980): The ore minerals and their intergrowth. – 2. Aufl., 1205 S., Oxford (Pergamon Press).
- SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 1–45.
- SASSI, F.P. & SCOLARI, A. (1974): The b₀ Value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. – Contrib. Mineral. Petrol., **45**, 143–152.
- SCHRAMM, J.-M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchi-metamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7/2**, 3–20.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 379–384.
- VELDE, B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. – Am. Jour. Sci., **263**, 886–913.
- VISHER, G.S. (1969): Grain Size Distribution and Depositional Processes. – Journ. Sediment. Petrol., **39/3**, 1074–1106.
- WETZEL, R. & STERN, W.B. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. – SMPM, **53**, 273–296.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. 5. Aufl., 348 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer).
- WYBRECHT, E. et al. (1985): Mineralogical and chemical evolution of white micas and chlorites, from diagenesis to low-grade metamorphism: data from various size fractions of greywackes (Middle Cambrian, Marocco). – Min. Mag., **49**, 352, 401–412.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 7. April 1989.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [132](#)

Autor(en)/Author(s): Lengauer Christian, Schramm Josef-Michael

Artikel/Article: [Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone \(Salzburg\) 425-441](#)