

STRUKTURENTWICKLUNG, METAMORPHOSE UND ALTERSSTELLUNG DES GLIMMERSCHIEFERS VON FRAUENDORF

Steffen BÜTTNER & Fritz FINGER

Einführung

Der Glimmerschiefer von Frauendorf an der Schmida hat aufgrund seiner isolierten Lage als kleine Schieferinsel im Tertiär wenige Kilometer östlich des Thayabatholith-Randbruchs schon in der Vergangenheit die Aufmerksamkeit der Geologen besonders angezogen. Von F.E. SUESS (1926) wurde diesem Gestein sogar eine Schlüsselrolle zur Interpretation des geologischen Baues am Ostrand der Böhmisches Masse zugemessen, indem es, zusammen mit dem Kristallin von Krhovice (Gurwitz) und dem Misslitzer Horst, mit dem Moldanubikum korreliert und als Beleg für eine moldanubische Fernüberschiebung über die Thayakuppel angesehen wurde.

Demgegenüber vermutet DUDEK (1980), daß autochthones Präkambrium, nämlich die mährische Scholle des Brunovistulikums, im Weinviertel in breiter Front bis an die Donau hinunterzieht. Dieses Konzept wurde in ähnlicher Form jüngst auch von österreichischen Geologen wieder aufgegriffen (z.B. DIRNHOFER et al., 1995), und es wurde in diesem Zusammenhang erwogen, ob nicht auch der Frauendorfer Glimmerschiefer zum präkambrisch metamorphen Komplex des Brunovistulikums gehören könnte. Allerdings weisen bereits SCHERMANN (1966) sowie FUCHS und MATURA (1976) auf die erheblichen sinistralen Horizontalversetzungsbeträge am Diendorfer Störungssystem hin, wodurch südliches Moldanubikum und angrenzendes Moravikum ohne weiteres weit gegen NE ins Weinviertel hinein verschoben worden sein könnten.

Im Rahmen des Salzburger Forschungsprojektes P 10708 (FWF) wurden für den Frauendorfer Glimmerschiefer einige petrologische, strukturgeologische und geochronologische Daten erarbeitet, die im folgenden kurz dargestellt und bezüglich ihrer tektonischen Signifikanz diskutiert werden.

Gesteinsbeschreibung

Die gesteinsbildenden Minerale des relativ dunklen und feinen Glimmerschiefers sind Quarz, Muskovit, Biotit, Staurolith, Granat, Plagioklas sowie opake Phasen. An einer repräsentativen Probe wurde folgender Modalbestand ermittelt: 34 % Qtz, 27 % Ms, 22 % Bt, je 5 % Grt und St, 3 % Pl und insgesamt 4 % Erze und weitere Akzessorien. Auffallend ist der geringe Feldspatanteil. Biotit und Graphit tragen sehr zur dunklen Färbung des Glimmerschiefers bei.

Der meist idiomorphe bis hypidiomorphe **Granat** ist mit bis zu 5 mm Ø auch makroskopisch auffällig. Er koexistiert mit Quarz, Helglimmer und Staurolith sowie braunem Biotit, welcher vorwiegend in seinem Druckschatten wächst. Berührungsparagenesen mit Staurolith sind selten. Granat-Idioblasten zeigen im Kernbereich helizitische Gefüge, die auf synkinematischen Wachstumsbeginn hindeuten. Einschlußfreie Randsäume eines späteren Wachstumsstadiums bilden idiomorphe Fassaden. Diese zweite Wachstumsphase wird oft durch eine idiomorphe angeordnete Zone von Graphit- und feinkörnigen Biotiteinschlüssen eingeleitet. Auch idiomorpher Granat wird von Glimmern umflossen, sodaß diese idiomorphe Granatwachstumsphase ebenfalls synkinematisch sein dürfte. Einigen xenomorphen Granaten fehlt diese jüngere Wachstumsphase und sie zeigen helizitisch orientierte Einschlüsse bis zum Kornrand, die allerdings nicht in das Externgefüge übergehen.

Staurolith ist im allgemeinen idiomorph, teilweise zeigt er Durchkreuzungszwillinge. Mit Längen von meist um 500 µm ist er makroskopisch kaum erkennbar. Nur teilweise werden die Kri-

stalle bis zu 2 mm groß. Im Schlibfbild zeigt sich, daß Staurolith bevorzugt in Flatschen von Hellglimmer auftritt. An seinen Korngrenzen oder als Einschluß ist häufig etwas Biotit und Quarz vorhanden. Schmale Zonen von Graphiteinschlüssen sind oft parallel zu Kristallflächen orientiert. Als Bildungsreaktion ist der prograde Abbau von Disthen und Biotit denkbar ($Bt + Ky + H_2O \Rightarrow St + Ms + Qtz$). Da Staurolith keine helizitischen Interngefüge zeigt, aber mit Granaträndern vereinzelt Berührungsparagenesen bildet, ist zu vermuten, daß sein Wachstum zeitlich mit der Bildung des idiomorphen Randsaumes von Granat korreliert.

Die ziemlich feinkörnige **Matrix** besteht im wesentlichen aus **Quarz, Biotit und Hellglimmer**. Quarz bildet rundliche Körner von meist nur 20-200 μm \varnothing . In quarzreichen Lagen zeigen einige größere, gelängte Quarze Rekristallisation durch Subkornrotation. Der Matrixbiotit ist z.T. braun, z.T. infolge der retrograden Überprägung des Gesteins grün. Dispers verteilter Graphit läßt die Matrix mikroskopisch schmutzig, makroskopisch dunkelgrau bis braun erscheinen. Die wenigen Plagioklase bilden ca. 200 μm große, optisch schwach zonierte Kristalle (i.a. Oligoklas). Zwei Hellglimmerarten lassen sich texturell unterscheiden: (1) Bis zu 1 mm großer Hellglimmer in maximal 2 cm langen und 8 mm breiten, sigmoidal geformten Flatschen, die makroskopisch durch Graphit dunkel erscheinen. In diesen Flatschen tritt bevorzugt Staurolith auf. Granat ist ebenfalls mit solchen Flatschen assoziiert, wächst aber häufig auch außerhalb. (2) Gleichmäßig in der Quarz-Biotitmatrix verteilter Hellglimmer ist wesentlich kleiner (\varnothing ca. 30 μm).

Thermobarometrie

Granat-Biotit-Thermometrie ergibt Temperaturen von rund 600 °C für die Berührungsparagenese an idiomorphen Granaträndern. Dies liegt im Stabilitätsbereich der gemessenen Staurolithzusammensetzung ($ZnO < 0,5$ Gew.%, $X_{Fe} = 0,84-0,87$) mit Granat und Biotit. Deshalb könnte diese Abschätzung der Bildungstemperatur ziemlich nahekommen. Da Granat-Biotit-Paare allerdings oft die Tendenz haben, retrograd zu reequilibrieren, sind freilich auch noch etwas höhere Bildungstemperaturen im Bereich des Möglichen.

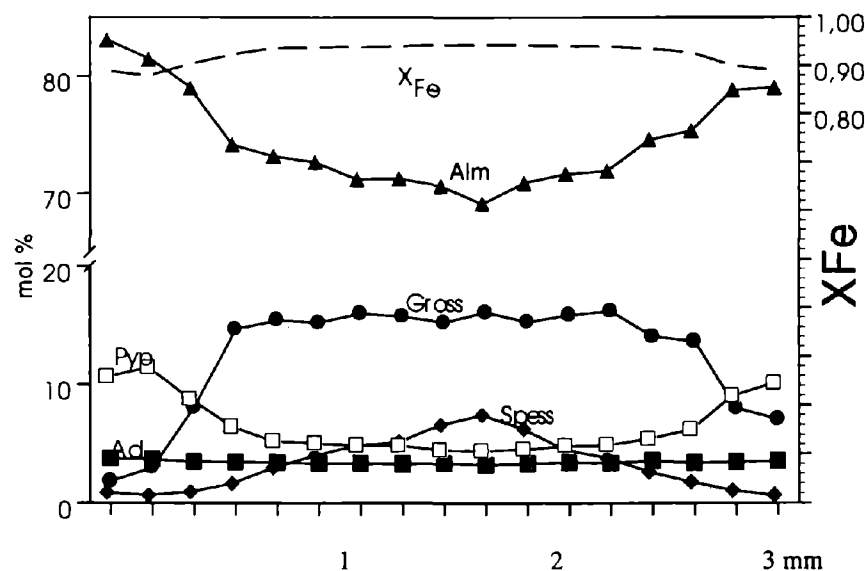


Abb. 1: Rand-Kern-Rand-Zonierungsprofil der Granatzusammensetzung. Die Bildungsbedingungen der Granatrandzonen liegen bei etwa 600 °C, 6 kb. Für die Kernbereiche kann druckbetontes Wachstum bis max. 8/9 kbar bei ungefähr gleicher Temperatur angenommen werden.

Das Granatprofil (Abb. 1) zeigt Wachstumszonarbau mit einem (abgesehen vom sinkenden Spessartingehalt) weitgehend homogenen Granatkern, und einem Randsaum, der steigende Almandin- und Pyropgehalte, sowie sinkenden Grossulargehalt zeigt. Die Änderung der Granatzusammensetzung korreliert mit dem textuell erkennbaren Randsaum (s. o.). Der relativ hohe Ca-Gehalt im Kern spricht für ursprünglich druckbetontere Wachstumsbedingungen bis maximal 8/9 kbar (SPEAR et al., 1991). Die deutliche Abnahme des Grossulargehaltes von ca. 16 auf 4-6 mol% am Granatrand und das Sinken von X_{Fe} von 0,94 auf 0,88 können als Dekompression bei etwa gleichbleibender oder leicht steigender Temperatur interpretiert werden. Die kontinuierliche Abnahme des Mn-Gehaltes dürfte eher auf Verarmung der Matrix durch Fraktionierung als auf thermische Kontrolle zurückzuführen sein. Für die Randzusammensetzung läßt sich nach GHENT und STOUT (1981) (Grt-Ms-Pl-Barometrie) ein Druck von ca. 6 kbar (bei 600 °C) abschätzen. Während der Dekompression scheint die Verformungsrate oder die Wachstumsrate von Granat zu sinken, da ein helizitisches von einem idiomorphen Wachstum gefolgt wird.

Kristallisations-Deformationsverhältnisse

Die Hauptschieferung fällt uneinheitlich aber stets flach nach NNW bis E ein ($\approx 335/18 - 97/20$). Die Streckungslineation (Quarz-Glimmer-Streckungslinere) sind etwa N-S orientiert (337/17, 177/05, 352/17). Glimmerfische, SC-Gefüge und Scherbänder zeigen Hangendtransport nach Norden an. Die Entwicklung von SC-Gefügen zu Scherbändern spricht für hohe Verformungsraten. Lokal werden diese Gefüge durch jüngere ecc-Gefüge überprägt, die einen Hangendtransport nach SE anzeigen. Quarzlagen im mm- bis cm-Bereich sind eng bis isoklinal verfaltet. Die Achsenebene liegt parallel zur Hauptschieferung, die Orientierung der Faltenachse ist etwa parallel zur Streckungslineation.

Hervorzuheben ist, daß die helizitischen Gefüge in den Granatkernen einen zum Externgefüge gegenläufigen Rotationssinn anzeigen. Dieser der Hangend-Nord-Bewegung entgegengerichtete Schersinn ändert sich in einigen Granatkristallen kurz vor Beginn des einschlußfreien Randsaumes. An diesem Umbiegen der Einschlußketten ist ein Rotationssinn entsprechend dem Schersinn in der Matrix dokumentiert. Dies zeigt, daß mit Beginn der Hebung des Gesteins in ein mittleres Krustenniveau (= sinkender Grossulargehalt in Granat) sich der Schersinn auf Hangend-Nord änderte.

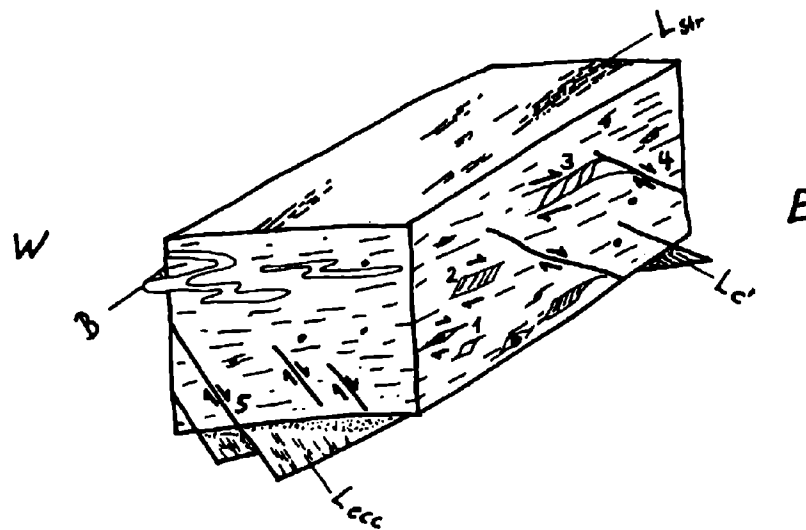


Abb. 2: Schematische Skizze der Makrogefüge im Glimmerschiefer von Frauendorf
(1: σ -Klasten (Grt); 2: Glimmerfisch, 3: SC-Gefüge, 4: Scherbänder (C'-Gefüge), 5: ecc-Gefüge)

Monazitdatierungen mit der Elektronenmikrosonde

Wie viele andere amphibolitfazielle Metapelite führt auch der Frauendorfer Glimmerschiefer akzessorische Monazite. Generell wird angenommen, daß sich Monazite in solchen Gesteinen zusammen mit der amphibolitfaziellen Paragenese bilden. Die hohen U- und vor allem Th-Gehalte erlauben eine grobe Gesamtbleidatierung dieser Hochtemperatur-Minerale mit der Mikrosonde (zur Methode siehe FINGER & HELMY, 1997).

Fünf gemessene Monazite ergaben übereinstimmend variszische Modellalter (Tab. 1). Ein daraus errechnetes Mittel (mit Gewichtung der Einzelfehler) liegt bei 333 ± 20 Ma. Die Daten sind in Abb. 3 in einem Th*-Pb-Isochronendiagramm dargestellt, im Vergleich zu Monazitanalysen aus einem kadmischen Paragneis aus Mähren (Bohrung Kojetin 1), welche wesentlich höhere Modellalter um 550-600 Ma ergaben (FINGER et al., 1999).

Zur Kontrolle wurden weiters Monazite aus dem Gföhler Gneis als Standard mitgemessen, welche von FRIEDL (1997) mit konventioneller U-Pb-Geochronologie mit 341 ± 2 Ma datiert wurden. Diese laborinternen Standardmonazite ergaben im vorliegenden Fall 338 ± 10 Ma, liegen also nahe am Sollwert.

	m1	m2	m3	m4	m5		m1	m2	m3	m4	m5
SiO₂	0,31	0,19	0,10	0,32	0,18	Si	0,013	0,008	0,004	0,013	0,007
P₂O₅	29,20	29,09	28,98	29,08	29,32	P	1,003	1,001	1,004	1,000	1,008
CaO	1,23	1,20	0,49	1,22	0,34	Ca	0,053	0,052	0,022	0,053	0,015
Y₂O₃	1,51	0,76	1,05	0,91	1,27	Y	0,032	0,017	0,023	0,020	0,027
La₂O₃	12,74	13,35	14,14	12,86	15,14	La	0,191	0,200	0,214	0,193	0,227
Ce₂O₃	27,97	28,95	30,68	28,34	31,54	Ce	0,415	0,431	0,460	0,421	0,469
Pr₂O₃	3,27	3,43	3,67	3,26	3,55	Pr	0,048	0,051	0,055	0,048	0,053
Nd₂O₃	11,64	12,06	12,87	12,10	11,75	Nd	0,169	0,175	0,188	0,176	0,170
ThO₂	6,61	5,83	2,19	6,71	0,94	Th	0,061	0,054	0,020	0,062	0,009
UO₂	0,44	0,56	0,45	0,45	0,67	U	0,004	0,005	0,004	0,004	0,006
PbO	0,12	0,11	0,05	0,11	0,04	Pb	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Total	95,03	95,52	94,67	95,36	94,75						
Th	5,806	5,120	1,921	5,894	0,825	A[9]	0,974	0,986	0,987	0,978	0,976
U	0,386	0,492	0,400	0,400	0,588	tetr.	1,016	1,009	1,008	1,013	1,015
Pb	0,113	0,099	0,044	0,103	0,038						
Th*	7,064	6,720	3,219	7,194	2,735						
Alter	358	329	308	321	311						
±	38	40	84	37	99						

Tab. 1: Mikrosondenanalysen (in Gew.%) von fünf Monaziten aus dem Frauendorfer Glimmerschiefer mit den Meßpunkten jeweils in den Komzentren (Strahldurchmesser ca. 5 µm). Die Modellalter und ihre 2σ-Fehler wurden nach MONTEL et al. (1996) berechnet, die Th*-Werte nach SUZUKI et al. (1994) unter Verwendung der jeweiligen Modellalter. Die Tabelle rechts zeigt die auf der Basis von 4 Sauerstoffen berechneten Formeleinheiten. Da Sm, Gd und die HREE nicht analysiert wurden, ergeben sich leichte Defizite in der A[9]-Position wie auch in den Oxidsummen.

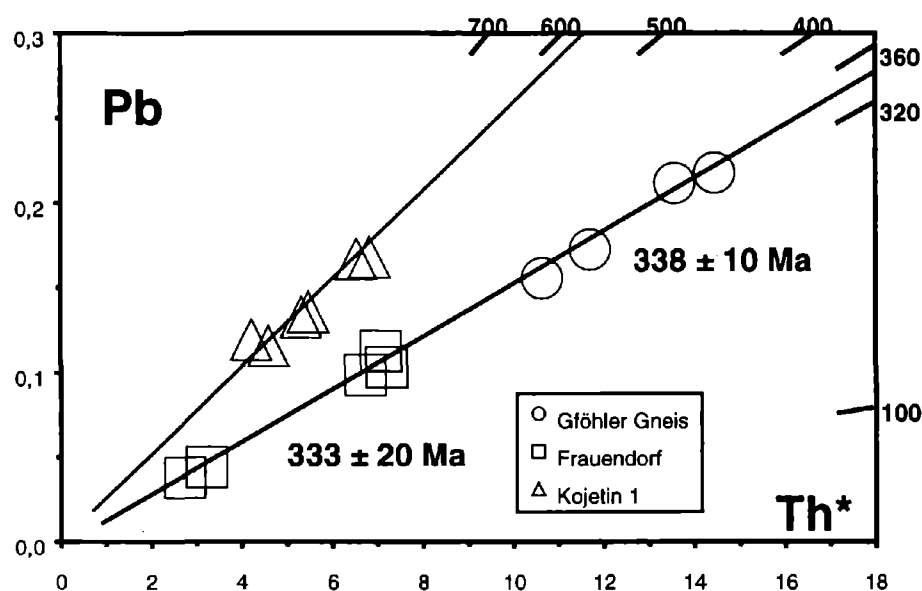


Abb. 3: Th*-Pb-Isochronendiagramm nach SUZUKI et al. (1994) mit Datenpunkten für Monazite aus dem Frauendorfer Glimmerschiefer (Tab. 1), dem Gföhler Gneis sowie einem Paragneis aus Mähren (Bohrung Kojetin 1). Die eingezeichneten Referenzlinien entsprechen Alter von 340 bzw. 580 Ma (vgl. Zeitskala am rechten und oberen Diagrammrand).

Schlußfolgerungen

Das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose kann aufgrund der Th-U-Pb Systematik der Monazite mit einiger Sicherheit als variszisch eingestuft werden. Eine Korrelation mit kadomischen Metamorphiten des Brunovistulikums in Mähren erscheint somit nicht angezeigt.

Nach den P-T-Daten ist die Anbindung des Materials an die moldanubische Glimmerschieferzone unter Annahme eines sinistralen Versatzes am Diendorfer Störungssystem (FUCHS und MATURA, 1976) durchaus denkbar. Vom Mineralbestand her besteht auch eine gewisse Ähnlichkeit zu bestimmten Vorkommen von moravischen Glimmerschiefern im Liegenden des Bittescher Gneises (z.B. mit jenem im Pernegger Graben).

Sowohl der in den Gefügen dokumentierte Hangendtransport nach NNE, als auch die nachfolgenden nach SE abschiebenden Bewegungen sind typische tektonische Elemente im Waldviertler Moldanubikum und auch die engen Falten mit streckungsfaserparallelen Faltenachsen sind häufig beobachtete moldanubische Strukturen (z. B. FRITZ und NEUBAUER, 1993, BÜTTNER und KRÜHL, 1997). Sollte der Frauendorfer Glimmerschiefer in der Tat einfach ein am Diendorfer Störungssystem sinistral versetzter Teil der moldanubischen Glimmerschieferzone sein, ergäbe sich aus den vorliegenden petrologischen Daten ein weiterer interessanter Punkt: Aufgrund des in Frauendorf dokumentierten gegenläufigen Rotationssinns in den Granatkernen müßte nämlich dann auch die verbreitete Annahme in Frage gestellt werden, daß die Kinematik „Hangendes nach Norden“ für das gesamte druckbetonte Stadium der moldanubischen Regionalmetamorphose Geltung hat. Es empfiehlt sich also, in Zukunft im Moldanubikum nach entsprechenden Phänomenen gezielt Ausschau zu halten.

Zitierte Literatur

- BÜTTNER, St. & KRUHL, J.: The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the south-eastern margin of the Bohemian Massif.- *Geol. Rundschau*, **86**, 21-38, Berlin 1997.
- DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & LEICHMANN, J.: The Brunovistulian Basement of the Molasse Zone in Lower Austria.- *Bh. Europ. Journ. Mineral.*, **7**, 54, Stuttgart 1995.
- DUDEK, A.: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr.- Čs. Akad. Věd. Ř. mat. přír. Věd*, **90**, 8, 3-85, Praha 1980.
- FRIEDL G.: U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse.- *Dissertation Univ. Salzburg*, 242 S., Salzburg 1997.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif.- *Geol. Rundschau*, **82**, 556-565, Berlin 1993.
- FINGER, F. & HELMY, H.M.: Composition and total-Pb model ages of monazites from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, southern Eastern Desert, Egypt.- *Mineralogy and Petrology*, **62**, 269-289, 1998.
- FINGER, F., SCHITTER, F., RIEGLER, G. & KRENN, E.: The evolution history of the Brunovistulicum: Total-Pb monazite ages from the metamorphic complex.- *Geolines (in Druck)*, Brno 1999.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1-43, Wien 1976.
- GHENT, E.D. & STOUT, M.Z.: Geobarometry und Geothermometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite-Assemblages.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92-97, Heidelberg 1981.
- MONTEL J.M., FORET S., VESCHAMBRE M., NICOLLET CH. & PROVOST A.: A fast, reliable, inexpensive in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite.- *Chem. Geol.*, **131**, 37-53, 1996.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **16**, 89-103, 1966.
- SUZUKI K., ADACHI M. & KAJIZUKA I.: Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites.- *EPSL*, **128**, 391-405, Amsterdam 1994.
- SPEAR, F.S., KOHN, M.J., FLORENCE, F.P. & MENARD, T.: A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists for thermobarometry and P-T-path determinations.- *J. metam. Geol.*, **8**, 683-696, 1991.
- SUESS, F.E.: *Intrusions- und Wandertektonik im Variszischen Grundgebirge.*- *Bornträger*, Berlin 1926.