

## REGIONALE GEOLOGIE

### **Auflösung variskischer, permischer und alpidischer Ereignisse im polymetamorphen ostalpinen Kristallin südlich der Tauern mit EMS-Datierung von Monazit**

B. SCHULZ<sup>1</sup>, F. FINGER<sup>2</sup> & E. KRENN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut für Geologie und Mineralogie, D-91054 Erlangen

<sup>2</sup>Abteilung für Mineralogie der Universität, 5020 Salzburg

### **Inhalt**

Zusammenfassung

Abstract

Einleitung

Regionale Geologie und Altersdaten

Analytische Methoden

Metamorphose der Metapelite

Th-Pb-Alter und Mineralchemie von Monazit

Variskische, permische und frühalpidische Metamorphose

Dank

Literatur

### **Zusammenfassung**

Glimmerschiefer in der Schobergruppe im ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters er-fuhren zusammen mit Eklogit-Amphiboliten eine amphibolitfazielle Metamorphose nahe 680 °C/10 kbar, der ein Hochdruck-Stadium bei 600 °C/12–14 kbar vorausging. In den Glimmer-schiefern weisen Granatränder Zonierungen mit ansteigenden XMg und sinkenden XCa, also Kristallisation bei steigenden Temperaturen und sinkenden Drücken auf. Aus Mikrosonden-Analysen berechnete chemische Th-U-Pb-Modellalter von Monazit in Ca-armen Granat füh-renden Glimmerschiefern gliedern sich in eine dominante prä-alpidische Gruppe mit bimodal verteilten variskischen (320–340 Ma) und permischen (260–290 Ma) Altern. In der Pegmatit-Zone in den südlichen Deferegger Alpen treten ausschließlich permische Monazit-Alter auf und zeigen damit ein eigenständiges regionalmetamorphes Ereignis bei niedrigen Drücken im Silli-manit- und Andalusit-Stabilitätsfeld an. Die wenigen frühalpidischen Monazit-Alter sind auf die Schobergruppe beschränkt und finden sich in einer Probe mit retrogressiv umgewandeltem Granat. Die Monazit-Altersdaten zeigen damit eine prä-alpidische amphibolitfazielle Metamor- phose und eine frühalpidische Überprägung bei niedrigeren Temperaturen an.

Schlüsselwörter: Metapelite, Granat, Geothermobarometrie, Monazit, Polymetamorphismus, Geochronologie.

## Abstract

Micaschists and intercalated eclogitic amphibolites in the Austroalpine Schobergruppe to the south of the Tauern Window underwent an amphibolite-facies metamorphism near 680 °C/10 kbar with a precedent high-pressure stage at 600 °C/12–14 kbar. In metapelite garnet, rims are zoned with increasing XMg while XCa decrease, and crystallized at increasing temperature and decreasing pressure. Chemical model ages of monazites have been calculated from in-situ Th-U-Pb analyses by electron microprobe in Ca-poor micaschists. Most of the monazites display pre-Alpine ages with a bimodal distribution of Permian (260–290 Ma) and Variscan (320–340 Ma) ages. Permian monazite ages from a pegmatite-bearing zone in the southern Defereggan Alps can be related to a distinct regional metamorphic stage at low pressures in the sillimanite and andalusite stability fields. The few early-Alpine monazite ages are restricted to the Schobergruppe and occur in a sample with retrogressed garnet. The monazite ages signalize a pre-Alpine amphibolite-facies metamorphism and an early-Alpine overprinting at lower grade.

## Einleitung

Das ostalpine Basement besteht aus Einheiten mit einer komplexen prä-mesozoischen magmatischen Geschichte und einer mehrfachen metamorphen Prägung. Regional angelegte Rb-Sr-Datierungen an Glimmern in Metapeliten ergaben zusammen mit Sm-Nd-Datierungen an Eklogiten und Eklogit-Amphiboliten Anhaltspunkte sowohl für eine variskische wie auch eine kretazische (frühalpide) Hochdruck-Metamorphose im ostalpinen Basement (THÖNI, 2001; HOINKES et al., 1999, 2001; THÖNI & MILLER, 1996; MILLER & THÖNI, 1995, 1997). Die ostalpinen Metabasite kommen als Linsen und Lagen in den Metapeliten und Metagrauwacken eingeschaltet vor. In diesen Nebengesteinen tritt bei bestimmten Gesamtgesteins-Zusammensetzungen akzessorischer Monazit auf. Damit eröffnet sich die Möglichkeit, im Gesteins-Dünnschliff und Mineralkorn ortsauflösende „chemische“ Th-U-Pb-Datierungen mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse (EMS) des Monazits vorzunehmen (SUZUKI et al., 1994; MONTEL et al., 1996; FINGER et al., 2002). Mit Geothermobarometrie an Granat führenden Paragenesen und Th-U-Pb-Datierungen von Monazit an den gleichen Glimmerschiefer-Proben des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters wurde die Metamorphose im Umfeld von Eklogit-Amphiboliten und permischen Pegmatiten untersucht.

## Regionale Geologie und Altersdaten

Das ostalpine Kristallin südlich des Tauernfensters liegt zwischen den Eklogit-Vorkommen mit variskischen Metamorphose-Altern in den Ötztaler Alpen (THÖNI & MILLER, 1996; MILLER & THÖNI, 1995, 1997) und den frühalpide metamorphen Eklogiten des Koralpenkristallins (Abb. 1a). Innerhalb dieses großen Kristallinareals gelten insbesondere die Regionen in der Schobergruppe und der östlichen Kreuzeckgruppe nördlich der SAM-Linie („southern limit of Alpine metamorphism“ [HOINKES et al., 2001, Abb. 1a]) als potentielle Lokationen weiterer frühalpide Hochdruckgesteine (LINNER et al., 1996, 2000).

Die Eklogit-Amphibolite in der Metabasit-Serie der Prijakt-Subgruppe (PSG) in der Nord-Defereggan-Petzeck-Gruppe (NDPG) zeigen die geochemischen Signaturen von N-MORB-typischen Basalten und haben ein Pb-Pb-Zirkon-Protolith-Alter von 590 Ma (SCHULZ & BOMBACH, 2003). Weiterhin finden sich volcanic-arc-basalt-(VAB-)typische Hornblende-

Gneise mit kambrischen Zirkon-Altern (550–530 Ma), Orthogneise (470–455 Ma) und intra-plattenbasalttypische Amphibolite (430 Ma [SCHULZ et al., 2004]) in dieser liegenden Einheit des Kristallins (Abb. 1b). Im W trennt die Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) eine nördliche Domäne mit spätalpidischen Glimmeraltern (28–15 Ma) von einem südlichen Bereich mit ausschließlich prä-alpidischen (300–260 Ma) Rb-Sr-Glimmeraltern (BORSI et al., 1978; SCHUSTER et al., 2001). Nach E zu um das Iseltal steigen die Glimmeralter nördlich der DAV auf 28 bis 59 Ma an (BORSI et al., 1978; STEENKEN, 2002) und die klare Trennung in zwei Altersgruppen löst sich auf. In der Schobergruppe liegen die Glimmer-Abkühlalter dann um 90–70 Ma und Sm-Nd-Daten (80–110 Ma) von Eklogit-Amphiboliten zeigen ein früh-alpidisches Ereignis an (TROLL, 1978; LINNEN et al., 1996). Noch weiter östlich in der Kreuzeckgruppe gibt es dann vielfach variskisch-alpidische Glimmer-, „Mischalter“ zwischen 300 und 90 Ma (HOKE, 1990; SCHUSTER et al., 2001).

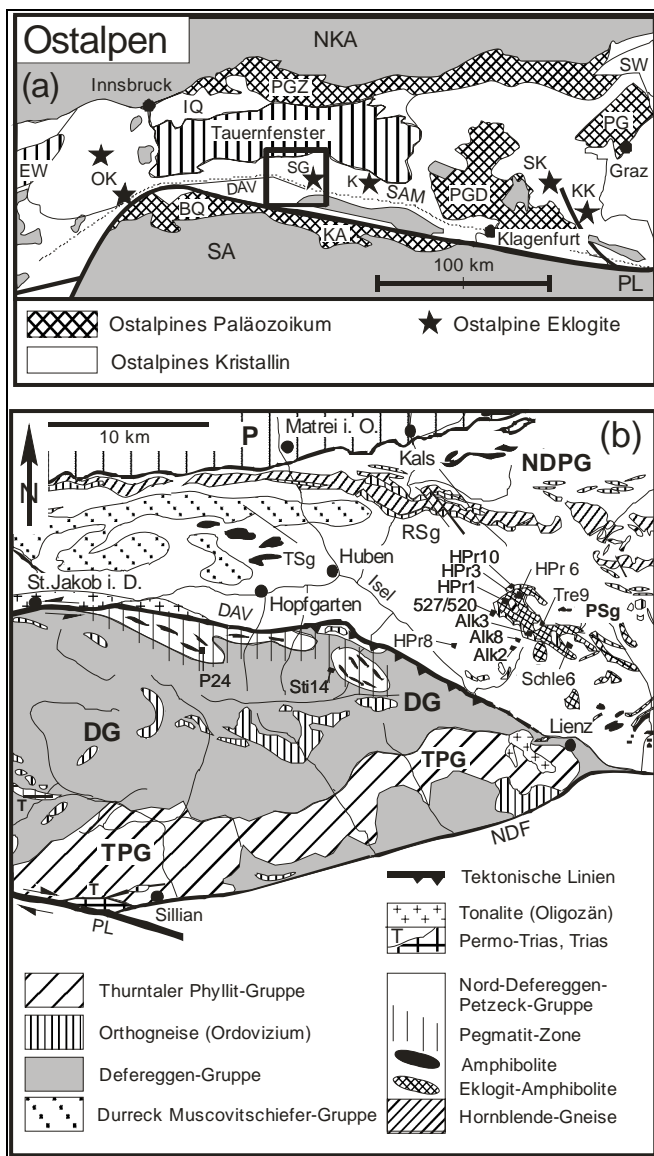


Abb. 1:

(a) Lage des Untersuchungsgebiets im regionalgeologischen Rahmen der Ostalpen.

(b) Geologische Einheiten im Kristallin südlich des Tauernfensters und Probenlokationen.

BQ: Brixener Quarzphyllit; KA: Karnische Alpen; DAV: Deferegggen-Antholz-Vals-Linie; DG: Deferegggen-Gruppe; DMG: Durreck-Muscovitschiefer-Gruppe; EW: Engadiner Fenster; IQ: Innsbrucker Quarzphyllit; K: Kreuzeckgruppe; KC: Koralpe; NDF: Drauzug-Nordrand-Störung; MSg: Michelbach-Subgruppe; MZ: Matreier Zone; NDPG: Nord-Deferegggen-Petzeck-Gruppe; NKA: Nördliche Kalkalpen; OK: Ötztal-Kristallin; P: Penninikum; PG: Paläozoikum von Graz; PGN: Gurktaler Decken; PGZ: Grauwacken-Zone; PL: Periadriatisches Lineament; PSg: Prijakt-Subgruppe; R: Rieserferner-Tonalit; RSg: Rotenkogel-Subgruppe; SA: Südalpen; SAM: Südgrenze alpidischer Metamorphose (HOINKES et al., 1999); SK: Saualpe; SG: Schobergruppe; SW: Semmering-Wechsel; T: Permo-Trias und Trias; TPG: Thurntaler Phyllit-Gruppe.

Pegmatite mit Muscovit, Turmalin, Granat und Spodumen zeigen nur geringe Variationen der magmatischen Bildungsalter. Von W bei Uttenheim im Tauferer Tal ( $262 \pm 7$  Ma, Rb-Sr Gesamtgestein [BORSI et al., 1980]) über die südlichen Deferegger Alpen (Michelbach-Tal,  $253 \pm 7$  Ma, Sm-Nd-Granat [SCHUSTER et al., 2001]) bis nach E in die Kreuzeckgruppe (Strieden-Komplex,  $261 \pm 3$  Ma [SCHUSTER et al., 2001] und Daten in HOKE [1990]) gibt es permische Alter. In der Prijakt-Region der Schobergruppe (Abb. 1b) werden die metamorphen Serien von m-mächtigen grobkörnigen Pegmatiten durchschlagen. Zumeist sind die Pegmatite foliationsparallel eingelagert. Es treten dabei deformierte, d.h. foliierte, aber auch undeformierte Pegmatite mit einem erhaltenen randlichen Palisadengefüge des Quarzes auf. Gleichartige Pegmatite, allerdings meist mit Gefügen spröder Verformung, kommen mit Glimmerschiefern in einer Zone südlich der Defereggan-Antholz-Vals-Linie vor (Abb. 1b). Dabei liegen die dort unfoliierten Pegmatite sowohl parallel als auch diskordant zur SW- bis S-fallenden Foliation. Andalusit und fibrolithischer Sillimanit in Metapeliten begleiten die Pegmatite. Häufig sind auch Amphibolite und Marmor in der als Michelbach-Subgruppe bezeichneten Serie im oberen Teil der Nord-Defereggan-Petzeck-Gruppe eingeschaltet. Die hangende monotone Defereggan-Gruppe liegt entlang eines prä-permischen Kontaktes der Michelbach-Subgruppe auf.

Die karbonischen und stellenweise etwas jüngeren Glimmer-Abkühlalter südlich der DAV und westlich der Isel (BORSI et al., 1978; SCHUSTER et al., 2001; STEENKEN, 2002) zeigen an, dass amphibolitfazielle Paragenesen in den Metapeliten dort zu einer prä-alpidischen Metamorphose gehörten (SCHULZ, 1990, 1993a). Die alpidische Metamorphose in der Defereggan-Gruppe überschritt  $300\text{ °C}$  nicht, wie sich an Karbonaten und Sandstein der Permotrias von Kalkstein und der Staller Alm zeigen ließ (GUHL & TROLL, 1987; SCHULZ, 1991). Nördlich der DAV ist in Gefügen eine grünschieferfazielle Überprägung mit nach N zur penninisch-ostalpinen Grenze hin ansteigender Intensität erkennbar. Aus Granat-Zonierungen ergaben sich aber keine Hinweise, dass dabei die prä-alpidischen amphibolitfaziellen Bedingungen überschritten wurden (SCHULZ, 1997; SCHÖNHOFER, 1999; SCHULZ et al., 2001). Auch in der Schobergruppe östlich der Isel dominieren amphibolitfazielle Mineral-Paragenesen in den Metapeliten. In der Prijakt-Region (Abb. 1b) treten die Metapelite zusammen mit Eklogit-Amphiboliten auf, in denen Paragenesen mit Granat und Omphazit durch Pargasit und Plagioklas ersetzt wurden (SCHULZ, 1993b). Die kretazischen und jüngeren Glimmeralter in dieser Region (TROLL, 1978; LINNER et al., 1996, 2000) ergeben nun ein Argument, dass die amphibolitfaziellen Paragenesen zu einer früh-alpidischen Metamorphose (HOINKES et al., 2001) gehören könnten. Die vorangegangene prä-alpidische Metamorphose der Gesteine außerhalb der Schobergruppe wird bei dieser Deutung nicht berücksichtigt. Mit Glimmer-Abkühlaltern allein ist das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose in der Schobergruppe nicht zu klären und es müssen weitere Datierungsmethoden hinzugezogen werden.

## Analytische Methoden

Für die Studie mit Kombination von Geothermobarometrie und Monazit-Datierung in Glimmerschiefern kamen Proben aus zwei benachbarten Regionen zur Auswahl. Die Proben aus der Schobergruppe stammen aus Bereichen mit den publizierten geologischen Karten vom Hohen Prijakt, Barrensee, Mirschachscharte (TROLL & HÖLZL, 1974; BEHRMANN, 1990), Alkuser See (TROLL et al., 1976) und weiteren Lokationen (BÜCKSTEEG, 1999) im Umfeld der Metabasite (Abb. 1b). Granat führende Glimmerschiefer der Michelbach-Subgruppe wurden aus der Pegmatit-Zone in den südlichen Deferegger Alpen ausgewählt.

Bei den Analysen zur Mineralchemie von Glimmerschiefern mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (900 Punkte, CAMECA SX 50, SX 51, 15 kV, 10 nA, 20 s) wurde zonierter Granat und Plagioklas in Kern-Rand-Profilen, bei Biotit und Muscovit nur die Kerne charakterisiert. Bei

mehreren Granat-Porphyroblasten in einer Probe ergab sich im Spessartin-Grossular-Pyrop-Diagramm eine aus den Zonierungsprofilen zusammengesetzte mineralchemische Gesamt-Entwicklung. Über die durch Rayleigh-Fraktionierung kontrollierte Mn-Komponente wird für jede Probe die relative zeitliche Entwicklung der Granat-Zonierungen erkennbar. Mehrere Granat-Generationen waren dabei nicht nachweisbar (Abb. 2).

An Monazit erfolgte die Analyse von Th, U und Pb zur Berechnung der Modellalter sowie von Ca, Si, LREE und Y zur Alterskorrektur und weiteren mineralchemischen Charakterisierung mit einer Mikrosonde JEOL JX 8600 bei 15 kV, 250 nA und einem Strahldurchmesser von ~5 µm. Die Interferenz von Y auf der Pb-Ma-Linie wurde über die Analyse eines Pb-freien Y-Standards und lineare Interpolation korrigiert (MONTEL et al., 1996). Es erfolgte eine empirische Korrektur der Interferenz von Th auf U. Aus der Statistik der Zählraten ergaben sich Fehler (1 σ) von 0,012, 0,05 und 0,015 Gew.-% für Pb, Th und U (FINGER & HELMY, 1998). Zur Kontrolle der Analysen diente Monazit mit konkordantem U-Pb-Alter von 341 ± 2 Ma (FRIEDL, 1997), dessen Th-U-Pb-Modellalter dann zwischen 340 ± 8 Ma und 344 ± 14 Ma bei den vier Analysen-Perioden lag. Aus jeder Einzelanalyse wurde unter Verwendung der Gleichungen von MONTEL et al. (1996) ein chemisches Modellalter und dessen meist zwischen ±20 und ±40 Ma liegender Fehler (1 σ) aus der Zählstatistik ermittelt. Für einzelne Monazit-Generationen wurden die gewichteten Durchschnittsalter nach LUDWIG (2001) berechnet.

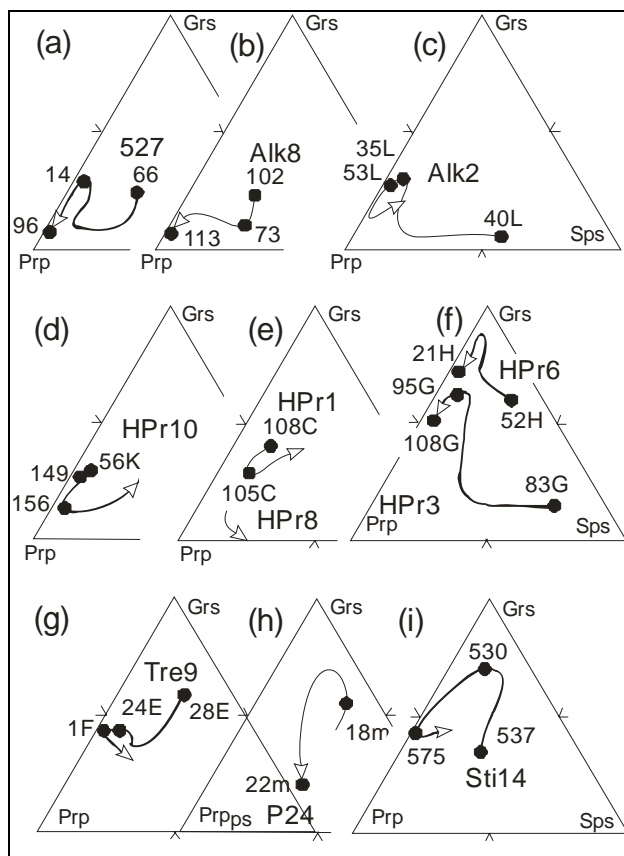


Abb. 2:  
Kern-Rand-Zonierungen (Pfeile) von Metapelit-Granat in den Komponenten Grossular (Grs), Pyrope (Prp) und Spessartin (Sps). Analysen für die Thermobarometrie sind markiert.  
(a)–(g): Glimmerschiefer aus der Schobergruppe im Umfeld der Eklogit-Amphibolite.  
(h, i): Glimmerschiefer aus der Pegmatit-Zone.

## Metamorphose der Metapelite

In der Prijakt-Region sind die Eklogit-Amphibolite und Amphibolite mit Hornblende-Gneisen, Orthogneisen, Paragneisen und Glimmerschiefern foliationskonkordant wechsellagernd. Eine dominante Foliation  $S_2$  ist in eine frühe Generation offener bis enger Falten mit SE-tauchenden Achsen parallel zur Lineation gelegt (TROLL et al., 1976, 1980). Eine jüngere Generation mit NE-SW-streichenden Achsen verformt die Lineation und bildet die Kleinstrukturen kilometergroßer Syn- und Antiformen mit flach einfallenden Achsenflächen (BEHRMANN, 1990; BÜCKSTEEG, 1999). In den südlichen Deferegger Alpen zeigen die Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite ebenfalls eine gemeinsame Hauptfoliation  $S_2$ , mancherorts mit intrafolialen isoklinalen  $F_2$ -Falten.  $S_2$  ist crenuliert und in  $F_3$ -Falten verformt, deren Achsen nach SW tauchen (SCHULZ, 1990; SCHULZ et al., 2001).

Die Glimmerschiefer lassen sich in zwei Gruppen gliedern. Monazit tritt in Ca-armen Glimmerschiefern mit <2 Vol.% an Epidot auf, während er in Ca-reichen Varietäten mit Epidot und An-reicherem Plagioklas fehlt. Die Glimmerschiefer in der Umgebung der Eklogit-Amphibolite führen Granat, Biotit, Muscovit, Plagioklas, Quarz, Staurolith, Kyanit und Muscovit. Staurolith umschließt dabei Granat. Folgende AFM-Paragenesen (mit Muscovit + Quarz + Plagioklas) treten auf:

M1: Granat + Biotit ± Chlorit

M2: Granat + Biotit ± Staurolith ± Kyanit

M3: Staurolith + Kyanit ± Biotit

Die Paragenesen M1 und M2 kristallisierten während der Ausbildung der Hauptfoliation  $S_2$ ; Staurolith und Kyanit wuchsen dann nach  $S_2$  (TROLL et al., 1976; BEHRMANN, 1990; SCHULZ, 1993a, b). Einige Muscovite ( $Ms_3$ ) zeigen dekussate Orientierung oder überwuchsen die Foliationsbahnen.

In der Pegmatit-Zone der südlichen Deferegger Alpen sind Andalusit und fibrolithischer Sillimanit in den Glimmerschiefern zu finden. Die AFM-Paragenesen (mit Muscovit + Quarz + Plagioklas) bestehen hier aus:

M1: Granat + Biotit ± Chlorit

M2: Granat + Biotit ± Staurolith

M3: Sillimanit ± Biotit

M4: Andalusit ± Biotit

Staurolith überwuchs auch hier den Granat und die Foliation  $S_2$ . Der fibrolithische Sillimanit spross in den Foliationsbahnen und verdrängte Granat, ohne dass Kalifeldspat auftritt. Eine entsprechende Reaktion dafür wäre Granat + Muscovit +  $H_2O$  = Sillimanit + Biotit + Quarz (SCHULZ et al., 2001; SCHUSTER et al., 2001). Große Andalusit-Porphyroblasten überwuchsen  $S_2$ .

In den meisten Glimmerschiefern zeigen die Granate ansteigende Mg-Gehalte bei absinkenden Mn-Gehalten von den Kernen zu den Rändern (Abb. 2a–c, f, h, i). Ein Wiederanstieg von Mn mit niedrigerem Mg in den Rändern als Folge des retrograden Austauschs war nur in einigen Proben zu finden (Abb. 2c, e, g, i). Nur die Granate in der Probe HPr 10 mit deutlicher Zunahme von Mn im Rand und auffallend starker Umwandlung in Hellglimmer und Chlorit bilden hier eine Ausnahme (Abb. 2d). Bei der Kompilation der Kern-Rand-Zonierungen in Grs-Prp-Sps-Koordinaten ergaben sich bei den ansteigenden Mg-Gehalten sowohl steigende und danach fallende (HPr 3, HPr 6, Abb. 2f), absinkende – ansteigende – absinkende (527, Alk 2, Abb. 2a,c) oder einfach absinkende (Alk 8, HPr 10, HPr 1, Abb. 2b,d,e) Ca-Gehalte. Offensichtlich wurden die maximalen Mg-Gehalte in den Granat-Rändern stets bei sinkenden Ca-Gehalten erreicht. Alle Granat-Zonierungen verlaufen kontinuierlich. Porphyroblasten mit einer deutlich anderen Zusammensetzung in abgrenzbaren breiten Rändern, so wie sie von PURTSCHELLER et al. (1987) aus dem Ötztal-Kristallin beschrieben und als frühalpische Anwachssäume interpretiert wurden, waren nicht anzutreffen. Biotit wird von Granat

eingeschlossen oder bildet langgestreckt die Foliation  $S_2$ . Er zeigt nur geringfügige Variationen im XMg, wobei die niedrigsten Werte (XMg 0,36–0,41) in HPr 10 und die höchsten (XMg 0,55–0,56) in HPr 1 auftreten. Die Muscovite variieren nur gering in ihrer Zusammensetzung, mit Na von 0,3–0,4 p.f.u. bei niedrigem  $Si^{4+}$  zwischen 6,2–6,4. Nur der dekussate Muscovit  $Ms_3$  hat niedrigere Na-Werte um 0,2 bei höherem  $Si^{4+}$  von 6,6 p.f.u. Im Granat eingeschlossener Plagioklas und in der Matrix zoniert auftretender Plagioklas ist Ca-arm (An 2–16 %) in Proben mit niedrigen Ca-Gehalten (527, Alk 8, Alk 2, HPr 10) und Ca-reicher (An 15–30 %) in Proben mit mehr Ca. Stets steigen die An-Gehalte zum Rand der Plagioklase an, wobei die im Granat eingeschlossenen Plagioklase den Ca-armen Kernen der zonierten Matrix-Plagioklase entsprechen.

Für die Druck- und Temperaturabschätzung der Metamorphose mit Kationen-Austausch- und Net-Transfer-Reaktionen wurden nur die Mg-reichen Granat-Ränder, Matrix-Glimmer und die Ca-reicheren Ränder der zonierten Plagioklase oder unzonierter Plagioklas herangezogen. Zur Temperaturabschätzung kam das Granat-Biotit-Thermometer von BATTACHARYA et al. (1992), für die Druckbestimmung das Granat-Muscovit-Biotit-Plagioklas-Barometer (GMBP) mit den intern konsistenten thermodynamischen Daten von HOLLAND & POWELL (1990) und POWELL & HOLLAND (1993) zur Verwendung. Andere Kalibrierungen dieser Geothermo-Barometer und das GASP-Barometer nach HOLLAND & POWELL (1990) ergaben vergleichbare Ergebnisse. Alle P-T-Berechnungen unterliegen einem Fehler von  $\pm 50$  °C und  $\pm 1,5$  kbar. In einigen Proben hat Plagioklas etwas unter 10 % An, was möglicherweise zu einer Überschätzung der Drücke führen könnte. In der Schobergruppe lassen sich die P-T-Daten von An-armen Plagioklasen allerdings direkt mit den Ergebnissen aus den Ca-reichen Proben mit Oligoklas vergleichen. Dabei bestätigen sich innerhalb der Fehlergrenzen die hohen Drücke im Kyanit-Stabilitätsfeld, wobei GMBP sogar die Minimaldrücke liefert. An den Glimmerschiefern im Umfeld der Eklogit-Amphibolite wurden Temperaturen zwischen 680 °C/8–10 kbar und maximale Drücke bei 600 °C/12–14 kbar erreicht (Abb. 3a, b, d). Die dekussaten Muscovite  $Ms_3$  definieren dann Temperaturen um 500 °C bei mindestens 5 kbar eines post- $S_2$ -Metamorphose-Abschnitts (SCHULZ, 1993b). Die maximalen Temperaturen der Granat-Paragenesen der Proben Sti 14 und P 24 aus den südlichen Deferegger Alpen lagen bei 570 °C und 6–4 kbar (Abb. 3c).

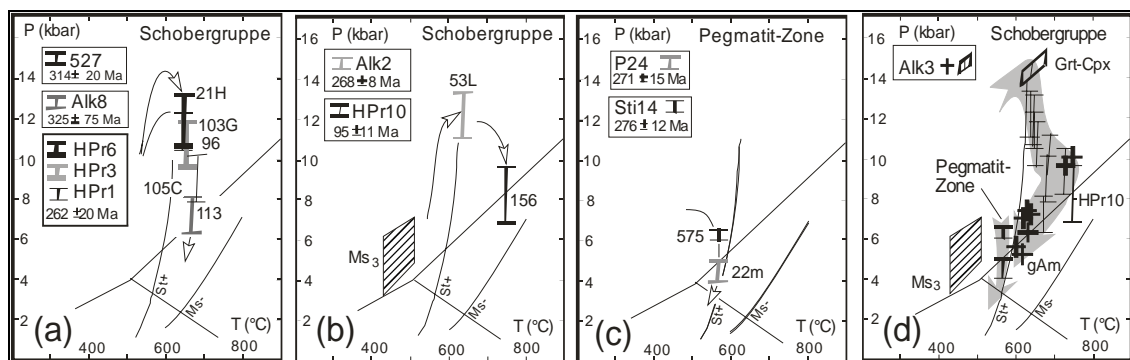


Abb. 3: P-T-Daten und P-T-Pfade aus der Schobergruppe und der Pegmatit-Zone. Stabilitätsfelder von Aluminosilikaten, Staurolith (St+) und Muscovit ( $Ms^-$ ).

(a–c) Thermobarometrie in Granat-Metapeliten, P-T-Daten von Mg-reichen Granat-Rändern und dekussatem Muscovit  $Ms_3$ . Zahlen sind Granat-Rand-Analysen in Abb. 2.

(d) Zusammenschau der P-T-Daten von Granat-Glimmerschiefern mit P-T-Daten von Eklogit-Amphiboliten (SCHULZ, 1993b; ZENK & SCHULZ, 2004) für die Granat-Klinopyroxen-Hochdruck-Paragenese (Grt-Cpx) und post-eklogitischen Amphibole (gAm).

Wegen der prograden Granat-Zonierungen mit Zunahme von Mg zu den Rändern hin stellen die P-T-Daten jeweils den Abschluss einer P-T-Entwicklung mit Temperatur-Zunahme dar. In der Zusammenschau ordnen sich die einzelnen Granat-Rand-Daten der Glimmerschiefer zu einem P-T-Pfad mit Dekompression und Aufheizung an (Abb. 3d), der einen Hochdruck-Abschnitt mit einem amphibolitfaziellen Hochtemperatur-Abschnitt verbindet und weitgehend mit den Ergebnissen der Thermobarometrie an Eklogit-Amphiboliten (SCHULZ, 1993b) übereinstimmt. Demnach haben Eklogit-Amphibolite und Glimmerschiefer eine Metamorphose in mehreren Abschnitten und unter gleichen Bedingungen erfahren. Auch in den südlichen Deferegger Alpen bestätigen die P-T-Daten von den Glimmerschiefern die bereits von den Amphiboliten bekannten metamorphen Bedingungen (SCHULZ, 1990; SCHÖNHOFER, 1999). Da fibrolithischer Sillimanit und post-S<sub>2</sub>-Andalusit auf die Pegmatit führende Zone beschränkt sind, lässt sich hier vermuten, dass womöglich ein gesteigerter Durchfluss von Fluiden oder ein Wiederanstieg der Metamorphose-Temperaturen im Zuge der Pegmatit-Intrusionen zur Kristallisation dieser Aluminosilikate führte und eine regionale Abkühlung mit Dekompression unterbrach.

## Th-Pb-Alter und Mineralchemie von Monazit

Alle untersuchten Ca-armen Glimmerschiefer-Proben führen Monazit mit prä-alpidischen chemischen Modellaltern (Abb. 4). In den zwei Proben aus den südlichen Deferegger Alpen ergaben sich homogene und unimodale Alterspopulationen mit gewichteten Mittelwerten von 271 ±15 Ma (P 24) und 276 ±12 (Sti 14, Abb. 4c). In der Schobergruppe liegen die gewichteten Mittelwerte bei 314 ±20 Ma (Alk 8), 325 ±75 Ma (527), 320 ±28 Ma (520), 268 ±8 Ma (Alk 2) und 262 ±20 Ma (HPr 8, Abb. 4a, b). Insbesondere die Proben Alk 2 in Nachbarschaft eines 30 cm mächtigen foliationsparallelen Pegmatites und die Probe HPr 8 unmittelbar unterhalb von Eklogit-Amphiboliten zeigen permische Alter. In der Probe Alk 8 sind die Monazit-Modellalter prä-alpidisch, wobei ein Korn mit einem früh-alpidischen Rand auftrat (Abb. 4a). Die Probe HPr 10 liegt 50 m unterhalb eines Eklogit-Amphibolits und zeigt mehrheitlich früh-alpidische Monazit-Körner (95 ±11 Ma), wobei aber auch Körner mit permischen Altern vorkommen (Abb. 4d). Eine Probe mit permischem Monazit (HPr 1) liegt im Hangenden von Eklogit-Amphiboliten. Im U/Pb-Th/Pb-Diagramm von COCHERIE & ALBAREDE (2001) streuen die einzelnen Monazitalter von 90 bis 360 Ma. Es lassen sich vier Altersgruppen unterscheiden: Variskische (350–320 Ma) und permische (290–260 Ma) Alter zeigen eine bimodale Häufigkeitsverteilung und sind von den früh-alpidischen Altern durch eine Gruppe mit breit streuenden Altern von 240–150 Ma abgetrennt (Abb. 5b).

Es sind Variationen von REE und Y im Monazit mit dem Metamorphosegrad bekannt (HEINRICH et al., 1997; PYLE et al., 2001; SPEAR & PYLE, 2002; FINGER et al., 2002). Die prä-alpidischen Monazite zeigen eine große Variationsbreite an Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,2–2,0 Gew.%), z.T. auch innerhalb einer Probe. Allerdings sind auch einheitliche Gehalte zu finden, so wie in den Proben Alk 2 und P 24 mit viel und Probe Sti 14 mit wenig Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> im Monazit (Abb. 5a). Eine Interpretation der Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte im Monazit im Sinne von Metamorphose-Temperaturen (HEINRICH et al., 1997) ist deshalb nur mit Einschränkungen möglich. Einerseits können hohe Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte mit höheren Temperaturen korreliert werden. Andererseits bedeuten aber niedrige Y-Gehalte nicht zwingend niedrige Temperaturen, denn es muss auch die Verfügbarkeit von Y berücksichtigt werden. Das Y kann bereits in Granat und Xenotim gebunden sein und nur, wenn durch Granat-Abbau wieder Y zur Verfügung steht, kann lokal neuer Monazit mit hohem Y-Gehalt wachsen (PYLE et al., 2001; FOSTER et al., 2002). In der Probe Alk 8 kristallisierte Granat beim Temperatur-Maximum und die Monazite haben variskische Alter. Damit wäre Y nur begrenzt verfügbar und entsprechend zeigt sich eine von der lokalen Kon-



zentration abhängige breite Variation der Y-Gehalte im Monazit. In der Pegmatit-Zone wird Granat durch fibrolithischen Sillimanit und Biotit ersetzt. Dies könnte die hohen  $Y_2O_3$ -Gehalte von Monazit in P 24 erklären. Der Granat in Alk 2 wuchs bei ansteigenden Temperaturen bis 600 °C und nicht mehr während und nach dem thermischen Maximum. Deshalb sollten hier maximale Y-Gehalte im Monazit, entsprechend der erreichten maximalen Temperatur, vorliegen. In HPr 10 mit vorherrschendem frühalpindischem Monazit zeigt dieser zumeist niedrige  $Y_2O_3$ -Gehalte. Dies trifft aber auch für die prä-alpidischen Körner zu. Zwei frühalpindische Monazit-Körner zeigen hohe Y-Gehalte. In dieser Probe liegt der Granat teilweise stark zu Chlorit und Serizit abgebaut vor, was in den anderen Proben nicht auffällig war. Dieser retrogressive Abbau von Granat könnte  $Y_2O_3$  freigesetzt haben, was die Kristallisation neuen frühalpindischen Monazits ermöglichte. Die niedrigen  $Y_2O_3$ -Gehalte in der Monazit-Gruppe mit 150–250 Ma ließe sich entsprechend mit einer Rekristallisation von Monazit bei niedrigen Temperaturen während einer langsamen post-permischen Abkühlung deuten.

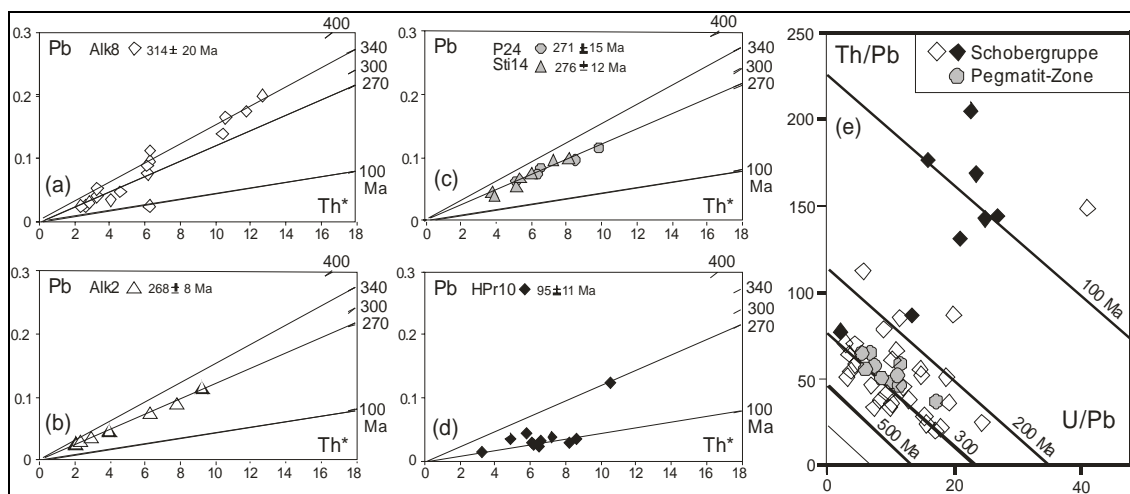


Abb. 4: Monazit-Th-U-Pb-Modellalter (Elektronenstrahl-Mikrosonde) von Metapeliten der Schobergruppe und der Pegmatit-Zone; siehe Probenlokationen in Abb. 1.  
 (a–d) Pb- vs. Th\*-Isochronen-Diagramme nach SUZUKI et al. (1994). Isochronenalter stimmen mit gewichteten Durchschnittsaltern (LUDWIG, 2001) überein.  
 (e) Monazit-Daten im U/Pb- vs. Th/Pb-Diagramm nach COCHERIE & ALBAREDE (2001).

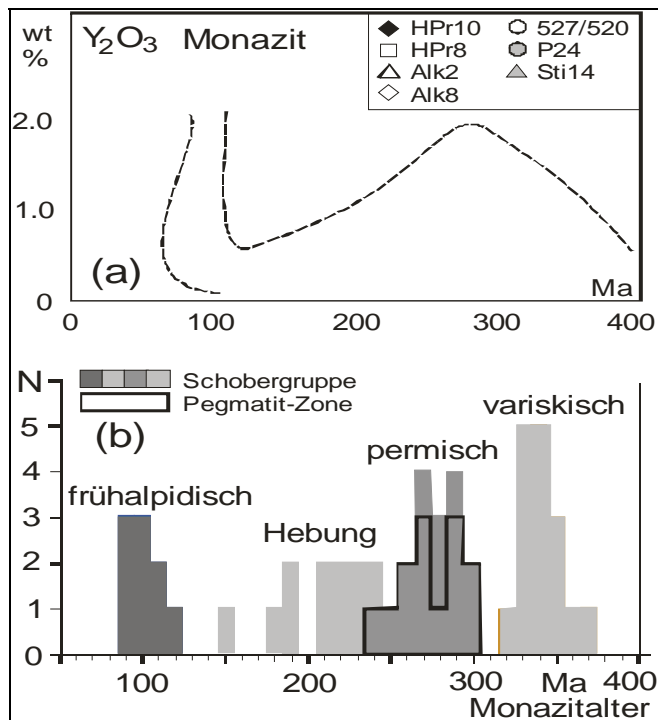


Abb. 5:  
 (a) Monazit-Modellalter (in Ma) gegen  $Y_2O_3$ .  
 (b) Monazit-Alter (in Ma) im Histogramm zeigen drei Gruppen variskischer, permischer und früh-alpidischer Alter und eine indifferente Gruppe mesozoischer Alter, die langsamer Hebung und Abkühlung zugeordnet werden.

## Variskische, permische und frühalpidische Metamorphose

Mit Mineralchemie und Geothermobarometrie an Granat führenden Paragenesen lässt sich an Glimmerschiefern der Schobergruppe eine amphibolitfazielle Metamorphose mit einem Hochdruck-Stadium und einem anschließenden Hochtemperatur-Abschnitt aufzeigen. Dieser Druck-Temperatur-Verlauf stimmt mit dem P-T-Pfad der Eklogit-Amphibolite überein und bezeugt eine gemeinsame Metamorphose-Geschichte der Gesteine (SCHULZ, 1993b). Einheitlich orientierte tektonische Gefüge unterstützen diese Schlussfolgerung. Aus den Granat-Zonierungen in Glimmerschiefern ergaben sich keine Hinweise auf eine spätere Granat-Generation mit markant andersartiger Mineralchemie. Der Granat in Probe HPr 10 mit früh-alpidischem Monazit unterscheidet sich in Zusammensetzung und Kristallisationsbedingungen nicht von Granat in den anderen Proben und zeigt lediglich einen stärkeren Anstieg von Mn im äußeren Rand durch retrogressiven Austausch.

Die Mehrzahl der chemischen In-situ-Th-U-Pb-Modellalter von Monazit in den Glimmerschiefern ist prä-alpidisch und liegt zwischen 260 und 320 Ma und nur in der Probe HPr 10 mit auffallend stark retrogressiv umgewandeltem Granat fanden sich vermehrt früh-alpidische Monazit-Alter. Während in der Schobergruppe variskische neben permischen Monazit-Altern vorkommen, gibt es in der mit permischen Pegmatiten durchsetzten und fibrolithischen Sillimanit neben Andalusit führenden Zone in den südlichen Deferegger Alpen ausschließlich permische Alter zwischen 270–280 Ma. Damit wird das von den Pegmatit-Intrusionen gekennzeichnete permische Geschehen nun auch als eigenständiges regionalmetamorphes Ereignis erfasst und von einer älteren variskischen Metamorphose abgrenzbar (Abb. 5b).

In den Glimmerschiefern kristallisierte Granat während prograder Metamorphose, wobei die Mineralzonierungen ähnliche oder sich ergänzende Abschnitte eines gemeinsamen P-T-Pfades aufzeichneten, der sein thermisches Maximum in der Amphibolitfazies erreichte. Die Kristallisation aller Metapelit-Granate muss also dieser amphibolitfaziellen Metamorphose zugeordnet werden. Die verschiedenen variskischen, permischen und früh-alpidischen Monazit-

Alter in den Proben lassen sich nun nicht mit den von Granat aufgezeichneten P-T-Abschnitten korrelieren. Beispielsweise zeigen Zonierung und Geothermobarometrie in Probe Alk 2, dass dort der Granat-Rand während des Druck-Höhepunkts kristallisierte, bei permischen Monazit-Altern. Dem gegenüber steht die Probe Alk 8 mit dominant variskischem Monazit und Granat-Rändern, die dann bei der Dekompression nahe dem thermischen Maximum kristallisierten. Ebenso kristallisierte der Mg-reiche Granatrand in HPr 10 nahe dem thermischen Maximum; in der Probe findet sich aber frühalpider Monazit. Zusammen mit den variablen Y-Gehalten der Monazit-Generationen ergibt sich so die Schlussfolgerung, dass alle Monazite zeitlich nach Granat und damit während und zeitlich nach dem thermischen Maximum der Metamorphose (re)kristallisierten. Weil die Monazite meist permisch und älter sind, wäre die amphibolitfazielle Metamorphose mit ihrem Hochdruck-Abschnitt in der Schobergruppe demnach prä-alpidisch. Die Th-U-Pb-Datierung von Monazit mit der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse ermöglicht damit nicht nur eine regionale Kartierung von Altersdomänen in regionalmetamorphen Gebieten, über die In-situ-Analyse von Mineralkörnern im Gesteinsverband erlaubt diese Methode darüber hinaus eine zeitliche Auflösung einzelner thermischer Ereignisse in polymetamorphen Arealen. Im ostalpinen Kristallin südlich der Tauern gelingt damit der Nachweis eines permischen thermischen Ereignisses innerhalb einer prä-alpidischen amphibolitfaziellen Metamorphose und einer frühalpiden Überprägung unter niedrigeren Temperaturen.

## Dank

Die Mikrosonden-Analysen an Silikaten wurden zusammen mit H.-P. MEYER am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg und U. SCHÜSSLER am Institut für Mineralogie der Universität Würzburg vorgenommen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte die Untersuchungen im Rahmen einer Sachbeihilfe (Schu 676/9). Die Arbeiten wurden mit der tatkräftigen Unterstützung von R. KLEMD, T. WILL, P. SPAETHE und K.-P. KELBER am Institut für Mineralogie in Würzburg durchgeführt.

## Literatur

- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotektonische Forschungen, 76, 1–180, Stuttgart.
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S.K. & RAI, M. (1992): Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Fe-Mg partitioning and a reformulation of the garnet-biotite geothermometer. – Contrib. Mineral. Petrol., 111, 87–93.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1978): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 32, 1–17, Padua.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G. (1980): On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina Valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps. – N. Jb. Min. Mh., 1980, 501–514, Stuttgart.
- BÜCKSTEEG, A. (1999): Zur Geologie des Kristallins der Schobergruppe (Osttirol/Österreich). – Aachener Geowiss. Beitr., 33, 206 S., Aachen.
- COCHERIE, A. & ALBAREDE, F. (2001): An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 24, 4509–4522.
- FINGER, F. & HELMY, H.M. (1998): Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, southern Eastern Desert, Egypt. – Mineralogy and Petrology, 62, 269–289.

- FINGER, F., KRENN, E., RIEGLER, G., ROMANO, S. & ZULAUF, G. (2002): Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe. – *Terra Nova*, 14, 233–240.
- FOSTER, G., GIBSON, H.D., PARRISH, R., HORSTWOOD, M., FRASER, J. & TINDLE, A. (2002): Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. – *Chemical Geology*, 191, 183–207.
- FRIEDL, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – Diss. Univ. Salzburg, 242 S.
- GUHL, M. & TROLL, G. (1987): Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 130, 37–60, Wien.
- HEINRICH, W., ANDREHS, G. & FRANZ, G. (1997): Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration. – *J. metamorphic Geol.*, 15, 3–16.
- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. – *Mineral. Petrol.*, 43, 237–254.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 155–181.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – basement crust in a convergent plate boundary zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, 5–87.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system  $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ . – *J. metamorphic Geol.*, 8, 89–124.
- LINNER, M., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1996) Eo-Alpine eclogites in the Austroalpine basement S of the Tauern Window: geochemistry of eclogites and interlayered metasediments. – *J. Conference Abstr.*, 1, 363.
- LINNER, M., THÖNI, M. & RICHTER, W. (2000): Exhumation history of Eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Schober basement, Eastern Alps. – *Terra Nostra*, 2000/1, 69.
- LUDWIG, K.R. (2001): Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1a, 1–55.
- MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – *Chem. Geol.*, 122, 199–225.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – *Chem. Geol.*, 137, 283–310.
- MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. (1996): A fast, reliable, inexpensive in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. – *Chem. Geol.*, 131, 37–53.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1993): On the formulation of simple mixing models for complex phases. – *Am. Mineral.*, 78, 1174–1180.
- PURTSCHELLER, F., HAAS, R., HOINKES, G., MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMAN, C. (1987): Eoalpine metamorphism in the crystalline basement. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 185–190, Wien (Deuticke Verlag).
- PYLE, J.M., SPEAR, F.S., RUDNICK, R.L. & McDONOUGH, W.F. (2001): Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. – *J. Petrol.*, 42, 2083–2107.
- SCHÖNHOFER, R. (1999): Das ostalpine Altkristallin der westlichen Lasörlinggruppe (Osttirol, Österreich): Kartierung, Stoffbestand und tektonometamorphe Entwicklung. – *Erlanger geol. Abh.*, 130, 1–128, Erlangen.
- SCHULZ, B. (1990): Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). – *J. metamorphic Geol.*, 8, 629–643, Oxford.
- SCHULZ, B. (1991): Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 369–391.
- SCHULZ, B. (1993a): P-T-deformation paths of Variscan metamorphism in the Austroalpine basement: controls on geothermobarometry from microstructures in progressively deformed metapelites. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 257–274.
- SCHULZ, B. (1993b): Mineral chemistry, geothermobarometry and pre-Alpine high-pressure metamorphism of eclogitic amphibolites and mica schists from the Schobergruppe, Austroalpine basement, Eastern Alps. – *Mineralogical Magazine*, 57, 189–202, London.

- SCHULZ, B. (1997): Pre-Alpine tectonometamorphic evolution in the Austroalpine basement to the south of the central Tauern Window. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77, 281–297, Wien.
- SCHULZ, B. & BOMBACH, K. (2003): Single zircon Pb-Pb geochronology of the Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. – *Jb. Geol. B.-A.*, 143/2, 303–321.
- SCHULZ, B., SIEGSMUND, S., STEENKEN, A., SCHÖNHOFER, R. & HEINRICHS, T. (2001): Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal. – *Z. dt. geol. Ges.*, 152, 261–307.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLGIG, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Intern. Journ. Earth Sciences*, 93, 824–843.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 45, 111–141.
- SPEAR, F.S. & PYLE, J.M. (2002): Apatite, monazite and xenotime in metamorphic rocks. – In: KOHN, M., RAKOVAN, J. & HUGHES, J.M. (Eds.): *Phosphates – geochemical, geobiological and materials importance. – Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 293–335.
- STEENKEN, A. (2002): The emplacement of the Rieserferner-Pluton and its relation to the DAV-Line as well to the kinematic and thermal history of the Austroalpine basement (Eastern Alps, Tyrol). – *Geotektonische Forschungen*, 120 S., Stuttgart.
- SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAJIZUKA, I. (1994): Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 391–405.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 209–230.
- THÖNI, M. & MILLER, Ch. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. – *J. Metamorphic Geol.*, 14, 453–466.
- TROLL, G. (1978): The “Altkristallin” of Eastern Tyrol between Tauern Window and Periadriatic Lineament. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds): *Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No. 38*, 149–154, Stuttgart (Schweizerbart).
- TROLL, G. & HÖLZL, E. (1974): Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – *Jb. Geol. B.-A.*, 117, 1–16.
- TROLL, G., FORST, R., SÖLLNER, F., BRACK, W., KOHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – *Geol. Rdsch.*, 65, 483–511.
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S. & DAIMINGER, W. (1980): Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 26, 277–295, Wien.
- ZENK, M. & SCHULZ, B. (2004): Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. – *Mineralogical Magazine*, 68, 769–786.