

LITHOLOGIEEN, METAMORPHOSEGESCHICHTE UND TEKTONISCHER BAU DER KRISTALLINEN EINHEITEN AM ALPENOSTRAND

SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R.

Zusammenfassung

Das Kristallin am Alpenostrand setzt sich vom liegenden ins Hangende aus dem Wechsel-, Semmering-, Strallegg-, Siegraben- und Troiseck-Flöning Komplex zusammen. Innerhalb der überlagernden Grauwackenzone ist der Vöstenhof-Kaintaleck Komplex eingeschuppt. In den Kristallingesteinen lassen sich drei Metamorphosephasen erkennen: Die variszische Metamorphose ist in allen Einheiten nachzuweisen, und zeichnet sich im Wechsel-, Troiseck-Flöning- und Vöstenhof-Kaintaleck Komplex durch frühvariszische Altersdaten um 370 Ma aus. Die permotriassische HT/LP Metamorphose zeigt im südlichen Teil des Gebietes, vom Wechsel- bis in den Siegraben Komplex, gegen das Hangende zu ansteigende Metamorphosebedingungen, die von der Grünschieferfazies bis zur Anatexis reichen. Zur Zeit des Metamorphosehöhepunktes, um ca. 270 Ma wurden, bei einem geothermischen Gradienten von ca. 45 °C/km andalusit- und sillimanitführende Paragenesen gebildet. Die eoalpidische Metamorphose läßt zwei Trends erkennen: Im Norden nehmen die Metamorphosebedingungen gegen das Hangende von der Grünschieferfazies im Semmeringkomplex bis zur Anchizone in der Grauwackenzone ab, die Metamorphosealter steigen aber von ca. 80 gegen 120 Ma an. Die Stapelung dieser Einheiten muß vor dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden haben. Im Süden steigt die eoalpidische Metamorphose von grünschieferfaziellen Bedingungen im Liegenden bis zu amphibolit- und eklogitfaziellen Bedingungen im Hangenden an. Diese Zonierung muß durch überschiebende Tektonik nach dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden haben. Die eoalpidischen Abkühlalter liegen im Norden bei 80 – 85 Ma und erreichen im Süden etwa 70 Ma. Daraus läßt sich eine differentielle Exhumation innerhalb des Gebietes in der oberen Kreide ableiten.

Einleitung

Eng verknüpft mit dem Bau der Semmeringbahn, begann vor etwa 150 Jahren eine intensive, geologische Erforschung des Alpenostrandes. In der ersten Zeit betrachtete man die Abfolge vom Wechsel bis zum Schneeberg als ein mehr oder weniger zusammenhängendes Profil von einem alten kristallinen Untergrund über paläozoische Metasedimentserien bis hinauf zu mesozoischen Sedimenten (HAUER 1868, STUR 1871). Erst TOULA (1877) erkannte, dass es sich bei den, immer wieder im Bereich des Kristallins auftretenden Metasedimenten um metamorphe Permotrias handelt. Diese Erkenntnis und die Übertragung der Deckenlehre auf die Ostalpen durch TERMIER (1904), warfen die frühere Vorstellung einer zusammenhängenden Abfolge über den Haufen und es begann die Aufschlüsselung der komplexen Tektonik des Gebietes. Mittels permotriassischer Deckenscheider war es im Laufe der Zeit möglich mehrere tektonische Stockwerke, voneinander abzutrennen. Basierend auf Arbeiten von MOHR (1912), KOBER (1925, 1938), CORNELIUS (1936), PAHR (1960), FUCHS (1962), TOLLMANN (1959, 1963, 1976), WIESENER (1932, 1962, 1971), FAUPL (1970a/b) und anderen entwickelte sich ein Bild über den geologischen Bau des Alpenostrandes, welches in TOLLMANN (1977) zusammengefaßt wird (Abb.1):

Über dem Penninikum der Rechnitzer Fenstergruppe lagert tektonisch das Unterostalpin, welches sich aus dem liegenden Wechsellsystem (inklusive Waldbacher Kristallinserie) und dem hangenden Semmeringsystem zusammensetzt. Das tektonisch höhere Mittelostalpin wird im Norden durch den Troiseckzug, im Westen durch das Angerkristallin und im östlichen Teil durch die Siegrabener-, Schäßferner- und Kirchschatz-Steinbach Deckscholle vertreten. Die höchste Position nimmt das Oberostalpin ein, welches durch die paläozoische Grauwackenzone, das Grazer Paläozoikum und die im Norden überlagernden Kalkalpen gebildet wird.

Diese Gliederung von TOLLMANN (1977) geht davon aus, dass Unter- Mittel- und Oberostalpin in permotriassischer Zeit von Norden nach Süden lateral benachbarte Sedimentationsräume dargestellt hätten. Diese Annahme war zum damaligen Zeitpunkt durchaus gerechtfertigt, da man

das Ostalpine Kristallin als einen variszisch metamorphen Krustenblock sah, der während der Alpidischen Orogenese zwar zerstückelt, kaum aber intern deformiert wurde.

Der Wissensstand über das Ostalpine Kristallin hat seither, Dank neuer struktureologischer, petrologischer und geochronologischer Daten, entscheidende Fortschritte gemacht. Einerseits lernte man das Auftreten bestimmter Lithologien in geodynamischem Sinne besser zu deuten, andererseits erkannte man, dass das Ostalpine Kristallin in weiten Bereichen eine prägende eoalpidische (kretazische) Hochdruckmetamorphose, verbunden mit einer durchgreifenden Deformation erfahren hat. Zusätzlich wurde die große regionale Bedeutung der permotriassischen Hochtemperatur-Niederdruckmetamorphose (HT/LP) erkannt (FRANK, 1987; HOINKES et al., 1999; THÖNI 1999; SCHUSTER et al. 1999). Aus diesen Gründen scheint eine Modifizierung des Gliederung von TOLLMANN (1977) gezeichneten Bildes gerechtfertigt.

In diesem Beitrag wird versucht das Ostalpine Kristallin am Alpenostrand unter den neuen Gesichtspunkten und im Lichte von neuen Arbeiten aus dem beschriebenen Gebiet zu betrachten. Es ergeben sich dabei wesentliche Argumente, die es notwendig erscheinen lassen, eine in weiterer Folge als Strallegg Komplex bezeichnete Einheit vom Semmeringsystem abzutrennen. Diese ist mit dem Kristallin der Saualpe und Koralpe sowie mit den Deckschollen auf dem Semmeringsystem zu parallelisieren. Basierend auf der Ansicht, dass sich diese Einheiten in permotriassischer Zeit in mittlerer Krustenposition unter Teilen der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen befunden haben (SCHUSTER & FRANK, 2000; SCHUSTER & FAUPL 2001), erscheint die klassische Dreiteilung des Ostalpins nicht konsistent durchführbar und deshalb wird in weiterer Folge auf eine Unterteilung in Unter- Mittel- und Oberostalpin verzichtet. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich vor allem mit lithologischen Kurzbeschreibungen der auftretenden Gesteine, ihrer Metamorphosegeschichte und gibt einen Überblick über die vorhandenen geochronologischen Daten; die strukturelle Entwicklung wird andiskutiert. In der Kürze dieser Darstellung muß auf Details verzichtet werden (siehe weiterführende Literatur in TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; MÜLLER, 1994; DRAGANITS, 1996; SCHMIDT, 1999; BERKA, 2000).

Charakterisierung der kristallinen Einheiten am Alpenostrand

Im Folgenden werden die Einheiten vom Liegenden gegen das Hangende, bezüglich ihrer lithologischen Zusammensetzung, ihrer Metamorphosegeschichte und ihres tektonischen Baues beschrieben. Dabei wird besonders auf die Lithologien eingegangen, die im Bereich der Kartenblätter 103 (Kindberg) und 104 (Mürzzuschlag) auftreten, oder deren Ausscheidung auf den noch nicht erschienenen Kartenblättern 107 (Mattersburg), 108 (Deutschkreutz), 135 (Birkfeld) und 136 (Hartberg) wünschenswert erscheint. Neue geochronologische Daten sind in Abb.2 und Tab. 1 zusammengefaßt, eine Tabelle die fast alle zitierten Daten umfaßt findet sich in SCHMIDT (1999).

Wechsel Komplex

Der Wechsel Komplex überlagert als tiefste ostalpine Decke das Penninikum der Rechnitzer Fenstergruppe (PAHR, 1977; TOLLMANN, 1977) und tritt in mehreren Fenstern (z.B. Wechsel- und Wiesmather Fenster, Fertörakos Komplex; TOLLMANN, 1977; KOVACH & SVINGOR, 1981) unter den höheren ostalpinen Decken hervor. Der liegende Anteil des Wechsel Komplexes wird aus der Wechselgneis Formation und der Formation der Wechselgneishülle aufgebaut. In beiden Formationen treten leukokrate Granitgneise wie z.B. der Wiesmather Granitgneis (KÜPPER, 1957) auf. Den hangenden Abschnitt bildet die Wechselschiefer Formation. Bereichsweise ist eine Bedeckung aus permotriassischen Metasedimenten vorhanden (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Lithologien: Die monotonen **Wechselgneise** sind durch eine grünschieferfazielle Paragenese aus $Ab + Ms + Chl + Qtz \pm Ep \pm Tur$ charakterisiert [Abkürzungen der Mineralnamen nach KRETZ (1983)]. Typischerweise überwachsen Albitblasten, die bis zu 3 cm Durchmesser und einen wesentlichen Anteil des Gesteins ausmachen können, das Gefüge (FAUPL, 1970a). Konkordant eingeschaltet finden sich Grünschiefer mit einem Mineralbestand von $Ep/Czo + Chl + Qtz \pm Ab \pm Act$ (FAUPL, 1970a; MÜLLER, 1994). Im südlichen Teil sind vereinzelt Relikte einer älteren, höhergradigen Metamorphose anzutreffen (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die **Hüllserie** besteht

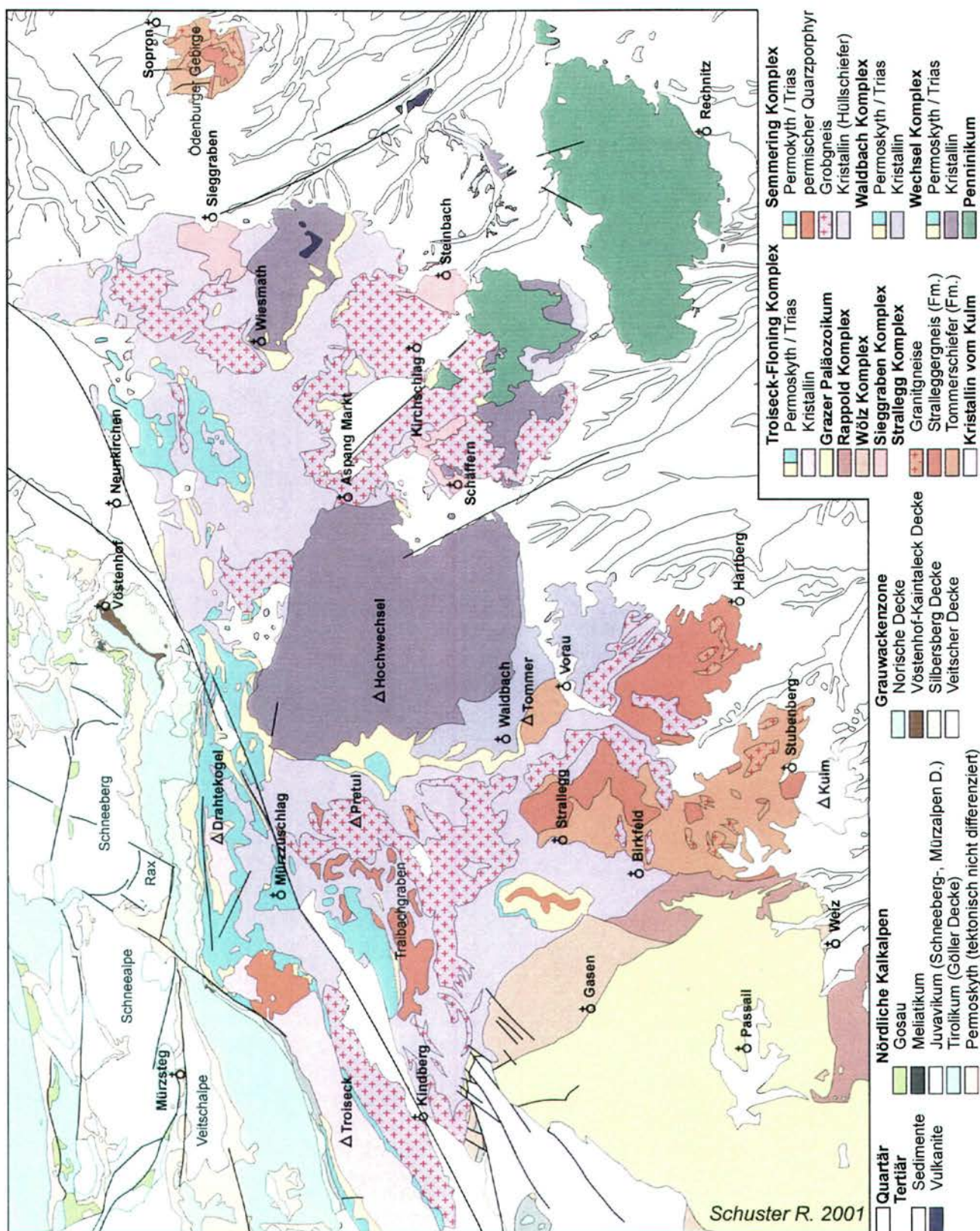


Abb. 1: Geologische Karte des Alpenostrandes. Zusammengestellt nach Karten von WIESENER (1971), TOLLMANN (1977), FLÜGEL & NEUBAUER (1984), DRAGANITS (1996), BERKA (2000) und Kartenblättern der Geologischen Bundesanstalt.

aus retrograden, zum Teil chloritoidführenden Granatglimmerschiefern, Chlorit-Epidot-Albitblastenschiefern, Amphiboliten und Quarziten. Die Wechselgneise sind über graphitische Serizit-Chloritgneise mit den hangenden **Wechselschiefern** verbunden. Bei Letzteren handelt es sich um graphitische Albitphyllite mit einem prograd gebildeten Mineralbestand von Hgl + Chl + Qtz ± Ep ± Ab. Vor allem im hangenden Anteil sind sedimentäre Strukturen wie gradierte Schichtungen sowie detritäre Glimmer und Feldspäte reliktsch erhalten.

Geochronologie und Metamorphose: Da nach MÜLLER et al. (1999) alle Gesteine einen überwiegend voralpinen Mineralbestand aufweisen muß zwischen den retrograd metamorphen Wechselgneisen und deren Hüllserie auf der einen Seite und den prograd grünschieferfaziellen Wechselschiefern auf der anderen Seite ein präalpidischer Metamorphosesprung vorhanden sein. Grobkörnige, phengitische Hellglimmer aus den Wechselgneisen lieferten Rb-Sr Alter zwischen 360 und 375 Ma und dokumentieren damit eine druckbetonte frühvariszische Metamorphoseprägung für den liegenden Teil des Wechsel Komplexes.

Die überlagernden Wechselschiefer erlebten ihre erste prägende Metamorphose zeitgleich mit einer späteren Überprägung der Wechselgneise. Das Alter dieses Ereignisses wurde von MÜLLER et al. (1999) aufgrund von Ar-Ar Datierungen an feinkörnigen, paragonitischen Hellglimmer aus den Schiefern, aber auch aus den Gneisen als permotriassisch eingestuft. Die ermittelten Alterswerte liegen bei etwa 245 Ma.

Die eoalpidische Überprägung erreichte Bedingungen der untersten Grünschieferfazies (300 - 330°C). Im Bereich des Wechsselfensters kam es lediglich in Scherbändern, durch Kornverkleinerung und Umkristallisation, zur völligen Neueinstellung der Isotopensysteme. Ein Rb-Sr Muskovitalter aus einem Scherband ergab einen Wert von 86 ± 12 Ma (MÜLLER, 1994). Wesentlich höhere Bedingungen sollen nach KORIKOVSKY et al. (1998) im Bereich des Wiesmather Fensters erreicht worden sein. Eine Zirkondatierung aus dem Wiesmather Granitgneis, die 109 ± 18 Ma ergab soll den Metamorphosehöhepunkt, der bei 500 °C und 10 kbar erreicht wurde, datieren. Das Alter ergibt sich aus dem unteren Einstichpunkt in einem Diskordiadiagramm, der obere Einstichpunkt liegt bei 605 ± 23 Ma. Die Sr-Initiale von Isochronen aus dem Wechsel Komplex berechnet auf die jeweiligen Alterswerte liegen bei 0,7065 – 0,7255.

Waldbach Komplex

Der Südteil des Wechsselfensters wird vom Waldbach Komplex tektonisch überlagert. Letzterer bildet nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) eine überkippte Antiklinale, deren Kern aus Metapeliten gebildet wird die von der „Vorauer Serie“, welche sich aus Orthogneisen, Hornblendegneisen und Amphiboliten zusammensetzt, überlagert wird. Am Westrand sind transgressiv auflagernde permomesozoischen Metasedimente vorhanden, die in überkippter Lagerung auch als Deckenscheider zum Wechsel Komplex auftreten.

Lithologien: Die **Glimmerschiefer** treten innerhalb der Einheit in verschiedenen Niveaus auf. Den liegensten Anteil bilden phyllonitische Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten. In den Hornblendegneisen sind hingegen Lagen von grobschuppigen Granatglimmerschiefern, Glimmerschiefern und Gneisen eingeschaltet. Aus diesen Glimmerschiefern ist das reliktsche Auftreten von Staurolith und Chloritoid bekannt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bei den **Orthogneisen** handelt es sich zum Teil um Mikroklinaugengneise. Die **amphibolitführenden Gesteine** zeigen eine variable Ausbildung, hervorzuheben sind muskovitführende Hornblendegneise und Metagabbroamphibolite (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bereichsweise sind die Basite durch eine retrograde Überprägung in Grünschiefer umgewandelt.

Geochronologie und Metamorphose: Trotz fehlender geochronologischer Altersdaten, ist die prägende Metamorphose des Waldbach Komplex in jedem Fall einem präalpidischen Ereignis zuzuschreiben, da ein Metamorphosesprung zu den auflagernden permomesozoischen Metasedimenten vorhanden ist. Nach FAUPL (1970b) erreicht die voralpidische Metamorphoseprägung Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und lokal sogar Anatexis. Das

Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose wird als variszisch interpretiert. Die retrograde Überprägung des Kristallins und die prograde Grünschieferfazies in den Metasedimenten erfolgte in eoalpidischer Zeit. Aus den permoskythischen Quarziten wurde ein Ar-Ar Plateau Alter (PA) von 82 Ma an Muskovit ermittelt (DALLMEYER et al. 1998).

Semmering Komplex

Der Semmering Komplex wird vom Liegenden ins Hangende in mehrere Teildecken, die Stuhleck-Kirchberg-Raabalpen-, Mürz-Tachenberg- und Roßkogel Decke untergliederte, wobei die beiden höheren Decken nur im nördlichsten Teil der Einheit vertreten sind. Nach TOLLMANN (1964) handelt es sich um Faltendecken mit aufrechten und invers liegenden permomesozoischen Sedimentauflagerungen (siehe auch FUCHS, 1962; GMEINDL, 1999) und kristallinen Faltenkernen. Auch die südlichsten Teile der "Soproner Serie" im Ödenburger Gebirge (DRAGANITS, 1998), welche Grobgnese und Metagabbroamphibolite enthalten, werden in dieser Arbeit dem Semmering Komplex zugerechnet.

Die Kristallingesteine umfassen monotone Metapelite und -psamite, welche in älteren Arbeiten als „Hüllschiefer“ bezeichnet wurden, und bei denen es sich um phyllitische Glimmerschiefer, Phyllonite sowie retrograde Glimmerschiefer bzw. Gneise handelt (BERKA, 2000). Eingelagert sind große Mengen von porphyrischen Granitgneisen, die seit VACEK (1892) als Grobgnese bezeichnet werden. An den Grenzen der Grobgnese treten kleine Gabbro-, Metagabbro- und Amphibolitkörper auf (WIESENEDER, 1961, 1971). Es fehlen Karbonatgesteine wie sie für bestimmte Einheiten des Ostalpinen Kristallins typisch sind. In den nördlichsten Teilen der Einheit ist Lazulith innerhalb von Lazulith-Quarzgängen, als auch im permoskythischen Semmeringquarzit des Deckgebirges anzutreffen (BERL, 1996; BERNHARD et al., 1998). Leukophyllite (Weißschiefer) sind verbreitet und werden wirtschaftlich genutzt (HUBER, 1994). Das Deckgebirge der Semmering-Einheit umfaßt eine Schichtfolge von Permoskyth bis zur Obertrias, welche in Keuper Fazies ausgebildet ist (TOLLMANN, 1977).

Lithologien: Bei den Gesteinen der „Hüllschiefer“ lassen sich aufgrund makroskopischer Kriterien "feinschiefrige Glimmerschiefer", die als phyllitische Glimmerschiefer und Phyllonite anzusprechen sind, sowie kompaktere Ms-Chl-Grt-Schiefer unterscheiden. Über die Phyllonite sind kontinuierliche Übergänge zwischen den Lithologien vorhanden. Eine kartenmäßige Abtrennung ist schwierig, es lassen sich jedoch Bereiche mit der Vorherrschaft der einen oder anderen Gesteinsgruppe ausscheiden (BERKA, 2000).

Die **phyllitischen Glimmerschiefer** sind vor allem im nördlichsten Teil der Einheit verbreitet. Sie führen keinen Granat und lassen sich meist mit dem assoziieren was in der Literatur unter dem Begriff Quarzphyllit verstanden wird (z.B. MOREAU, 1981; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; Birkfelder-, Mürztaler Quarzphyllit). Makroskopisch zeigen sie eine graubraune bis grünlichgraue Färbung und einzelne deformierte Quarzmobilisatlagen. Die grünschieferfazielle Paragenese setzt sich aus Hgl + Qtz + Chl ± Czo ± Tur ± Py zusammen. Der Quarzgehalt ist stark schwankend und erreicht bis zu 50% des Gesteinsvolumens. Eine bereichsweise vorhandene Albit- oder Turmalinsprossung ist ebenso typisch wie Pyritführung. Letztere bedingt eine rostige Verwitterung. Die Gesteine lassen zwei Schieferungen und eine überprägende *crenulation cleavage* erkennen. Im Dünnschliff auffällig sind mehrere Hellglimmergenerationen, wobei ältere die prägende Schieferung definieren und jüngere dieselbe unregelmäßig überwachsen (SCHMIDT, 1999; BERKA, 2000).

Die **Ms-Chl-Grt-Schiefer** sind mittelgrau bis dunkelblaugrau und zeigen eine rostige Verwitterung. Eine intensive polyphase Deformation ist anhand von verfalteten Quarzmobilisatlagen offensichtlich. Als Relikte einer präalpinen, höher temperierten Metamorphose findet sich Granat und in Ausnahmefällen kleine Pseudomorphosen (BERKA, 2000). Sehr lokal sind Reste von polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen und im Nahebereich zu den Grobgneisen auch kataklastisch zerbrochene Kalifeldspäte vorhanden (KÜMEL, 1934, 1935; MILOTA, 1983). Hellglimmer bildet fast immer mehrere textuell unterscheidbare Generationen. Die vormals häufigen Biotite sind zumeist vollständig chloritisiert, aber oft noch an Erzausscheidungen (opakes

Erz, Sagenitgitter, Titanit), zu erkennen. Die rotbraunen Granate sind rostig verwittert und schlecht erhalten. Die Korngröße bleibt unter 5 mm und sie sind zumindest im Norden optisch einphasig (BERKA, 2000). Die Albitführung ist schwankend, in manchen Aufschlußbereichen aber typisch. Der Durchmesser der zumindest zum Teil syn- bis postdeformativ gebildeten Blasten beträgt 1 – 2 mm. In den südlicheren Teilen findet sich Chloritoid in der Matrix (MATURA pers. Mitt).

Aus den Schlißbeobachtungen läßt sich eine ältere höhertemperierte Paragenese aus Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz ± Kfs ableiten. Durch eine spätere Überprägung kommt es zur Bildung einer heute in weiten Bereichen prägenden, grünschieferfaziellen Paragenese aus Ms + Chl + Qtz + Ab ± Cld ± Bt ± Grt, wobei die untergeordnet vertretenen Gemengteile oft nur in bestimmten Gebieten auftreten.

Der **Grobgneis** ist ein über weite Bereiche einförmiger Augengneis mit bis zu 3 cm großen Mikroklinkristallen. Feinkörnige, granitische Bereiche sind innerhalb der Grobgneiskörper selten vorhanden; Dioritgneise und Tonalitgneise sind als zum Teil weit anhaltende eingeschaltet (WIESENEDER, 1981; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). An der Hangendgrenze des Grobgneises treten nördlich des Mürztals unscharf begrenzte, helle Quarztlagen in den Grobgneisen auf. Diese wurden von CORNELIUS (1952) als Rittiser Quarzit bezeichnet.

Die Mikrokline der typischen Grobgneise (WIESENEDER, 1961, 1971; MILOTA, 1983) zeigen manchmal myrmekitische Verwachsungen an den Rändern. Wesentlich stärker als die Mikrokline sind die magmatischen, polysynthetisch verzwilligten Plagioklase serizitisiert. Im Zuge einer Deformation zerbrechen die magmatischen Feldspäte bilden aber ein zum Teil grobkörniges Rekristallinat. Quarz erreicht bisweilen 25 % des Gesteinsvolumens. Mittelkörniger Hellglimmer ist in Lagen angereichert, welche die Kalifeldspäte umfließen. Oft ist er mit Chlorit, selten mit Biotit verwachsen. Die Blättchen sind gekinkt und oft von einem feinen Serizitsaum umgeben. Biotit ist oft chloritisiert, die Pseudomorphosen lassen Erzausscheidungen erkennen. Zum Teil chloritisierte, kleine Granatkristalle sind vor allem in den glimmerreichen Bereichen vorhanden. Sie finden sich nie als Einschluß in den magmatischen Feldspäten.

Nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) handelt es sich um einen zusammenhängenden, lakkolithartigen Körper, der anscheinend konkordant in die umgebenden Paragesteine eingeschaltet ist. Gemeinsam mit diesen erlebte er eine polyphase Deformation und Metamorphose (WIESENEDER, 1971; MILOTA, 1983). Der magmatische Mineralbestand setzt sich aus Kfs + Pl + Qtz + Bt + Ms + Zrn zusammen. Durch eine hochtemperierte Überprägung kam es zur plastischen Deformation und Rekristallisation der Feldspäte und zur Bildung von Granat. Während einer grünschieferfaziellen Überprägung wurden die Feldspäte serizitisiert, Biotit und Granat wurden chloritisiert und es kam zur Bildung von feinschuppigem, phengitischem Hellglimmer (MÜLLER, 1994).

Leukophyllite stellen eine charakteristische Lithologie des Semmering Komplexes dar, die vor allem im Grenzbereich zwischen den Orthogneisen und den umgebenden Paragesteinen auftritt. Sie sind weiß, seidig glänzend und dünnblättrig brechend. Quarz bildet oft asymmetrische Augen von mehreren Millimetern Durchmesser (KISHAZI & IVANCSICS; 1986; HUBER, 1994). Sie werden aus Hgl + Leuchtenbergit (Mg-Chl) + Qtz aufgebaut. HUBER (1994) erklärt ihre Genese durch Metasomatose von vorwiegend Orthogneisen durch hochsalinare Formationswässer innerhalb duktiler Störungszonen.

Basite in Form von Gabbros, Metagabbros und Amphiboliten sind eher selten, treten aber in einigen Bereichen gehäuft auf. Gabbros finden sich im Raum Birkfeld und Kirchschatz (WIESENEDER, 1961), Metagabbroamphibolite und Granatamphibolite wurden von DRAGANITS (1998) aus dem Ödenburger Gebirge beschrieben. Amphibolite sind beispielsweise nördlich vom Stuhleck vorhanden (CORNELIUS, 1936), ein Granat-Hornblendegneiszug findet sich in der Nordumrahmung des Fischbacher Fensters. Allgemein bilden die Basite Körper von wenigen hundert Metern Durchmesser. Die Olivin-Gabbros zeigen eine geochemische Signatur, die ihre Herkunft aus dem subkontinentalen Mantel belegt (PUMHÖSL et al., eingereicht). Sie haben einen magmatischen Mineralbestand aus Ol + Cpx + Opx + Pl + Bt + Ilm. Im Zuge der magmatischen Abkühlung kam es zur Bildung von Cummingtonit sowie pargasitischer und edenitischer

Hornblende. Sie sind von olivinfreien Gabbros umgeben, die im allgemeinen eine stärkere Überprägung zeigen und heute eine komplexe mineralogische Zusammensetzung aus Hbl + Act + Ab + Czo + Serizit + Chl + Grt + Bt + Qtz + Ttn + Ilm aufweisen.

Geochronologie und Metamorphose: Bis vor kurzem erschien die prä-alpidische Geschichte des Semmering Komplexes klar zu sein. Man nahm an, dass die Grobgneise während der variszischen Orogenese in die Hüllschiefer intrudierten, welche zu dieser Zeit eine amphibolitfazielle Metamorphose und zum Teil sogar Anatexis erlebten (z.B. TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Diese Interpretation wurde auch durch eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone unterstützt, die an sechs Grobgneisen aus dem nordöstlichen Teil der Einheit bestimmt wurde und die 338 ± 12 Ma ergab (SCHARBERT, 1990) (Abb. 2A). Berechnet man allerdings eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone aus allen verfügbaren Grobgneisdaten (13 Datenpunkte) so ergibt sich 253 ± 19 Ma. Dazu passen die Rb-Sr Hellglimmeralter aus dem Raum Kirchschatz am Wechsel, welche permotriassische Alter zwischen 231 und 277 Ma lieferten (MÜLLER, 1994), zusätzliche Daten von SCHARBERT (1990) streuen zwischen 117 – 270 Ma.

Neueste Daten von PUMHÖSL et al. (eingereicht) ergaben ebenfalls ein permisches Sm-Nd Kristallisationsalter für einen Olivingabbro aus dem Gebiet um Birkfeld und U-Pb Zirkonalter aus den, dem Gabbros nächstgelegenen Grobgneisen von Kirchschatz. Permische, quarzporphyrische Metavulkanite bilden einen wesentlichen Teil der Roßkogeldecke (GAAL, 1963), und finden sich in Verbindung mit dem Semmeringquarzit auch im Fischbacher Fenster. Auch für einen Lazulith-Quarzgang aus dem Gebiet südlich von Mürzzuschlag konnte ein permotriassisches Bildungsalter von 246 ± 23 Ma durch U-Th-Pb-*electron micro probe* (EMP) Datierung an Xenotim ermittelt werden (BERNHARD et al., 1998). Unter Berücksichtigung aller derzeit vorhandener Daten muß man annehmen, dass im Semmering Komplex sowohl variszische als auch permische Magmatite vorhanden sind, eine Ansicht, die bereits von WIESENEDER (1965) geäußert wurde. Die magmatischen Aktivitäten müssen zwangsläufig von thermischen Ereignissen begleitet worden sein. Als Relikte einer hochtemperierten Kontaktmetamorphose zu den Grobgneisen können die reliktdisch erhaltenen Kalifeldspäte in den Ms-Chl-Grt-Schiefern gewertet werden, gleichwohl ob diese permisch oder variszisch sind. Indizien für eine permotriassische Metamorphose ergeben sich aus der intensiven magmatischen Tätigkeit und aus der hochtemperierten Deformation der Grobgneise in Zusammenhang mit den permotriassischen Rb-Sr Muskovitaltern von MÜLLER (1994). Die Temperaturen sollten mehr als 500°C betragen haben. Die Gabbros intrudierten nach PUMHÖSL et al. (eingereicht) in etwa 15 km Krustentiefe (ca. 4 kbar). Die Frage, ob es sich bei den in den Metapeliten des Semmering Komplex bereichsweise auftretenden, präalpidischen Granatblasten um variszische und/oder permotriassische Bildungen handelt muß derzeit unbeantwortet bleiben.

Die eoalpidische Überprägung des Semmering Komplexes ist durch mehrere Rb-Sr- als auch Ar-Ar Alter belegt. Im Kristallin liegen die K-Ar und Ar-Ar Muskovitalter zwischen 71 – 86 Ma (SCHARBERT, pers. Mitt; MÜLLER, 1994; DALLMEYER et al. 1998, PUMHÖSL et al., eingereicht), wobei die niedrigsten Alter aus dem südlichen Teil der Einheit, nahe von Vorau stammen. Ein Datum aus dem nördlichen Teil des Kristallins (Pretul) ergab ein Total Gas Alter (TGA) von ca. 170 Ma. Dieses wurde an einem phyllitischen Glimmerschiefer mit mehreren textuell unterscheidbaren Hellglimmergenerationen gemessen. Der Alterswert muß als Mischung zwischen einer präalpidischen und einer eoalpidischen Komponente interpretiert werden. Rb-Sr Biotitalter aus dem nordöstlichen Teil der Einheit (Kirchschatz) ergeben 70 – 83 Ma, im Gebiet nördlich von Vorau sind sie mit 59 Ma deutlich jünger (SCHARBERT, 1990; MÜLLER, 1994). Datierungen aus den aufliegenden Sedimentserien, welche die Serizitschiefer des Alpenen Verrucano, den Semmeringquarzit, die Kapellener Schiefer, die Marmore und die Keuperschiefer umfassen, ergaben rein eoalpidische Ar-Ar Alter von 79 - 84 Ma (MÜLLER et al., 1999, SCHMIDT, 1999, BERKA, 2000). Die Leukophyllite stellen eoalpidische Bildungen dar, wie Ar-Ar Muskovitalter von 69 - 94 Ma belegen (HUBER, 1994). Die Sr-Initialwerte aller Isochronen, berechnet mit dem jeweiligen Alter, streuen zwischen 0,7097 und 0,7586.

Generell ist im Semmering Komplex eine Abnahme der eoalpidischen Metamorphosebedingungen von Süden nach Norden nachzuweisen. Im Süden ist die Bildung einer eoalpidischen Granatgeneration und tschermakitischer Hornblende zu verzeichnen. Für den Raum Birkfeld werden Bedingungen von 530 - 570 °C bei 9 - 11 kbar, für Kirchschatz 545 °C bei 8 kbar angegeben (PUMHÖSL, et al., eingereicht). DRAGANITS (1998) leitet aus der Bildung einer eoalpidischen, tschermakitischen Hornblendegeneration, welche in den Granatamphiboliten aktinolitische Hornblende überwächst, sowie der Koexistenz von Albit und Oligoklas Bedingungen der untersten Amphibolitfazies im südlichsten Teil des Ödenburger Gebirges ab. Im Kristallin am Nordrand des Semmering Komplexes ist keine Granat- oder Biotitneubildung bekannt (SCHMIDT, 1999; BERKA, 2000). Neugesproßter Biotit und die Ausbildung einer *crenulation cleavage* wurden aus den Kapellener Schiefen (karnische Schwarzschiefer) beschrieben (SCHMIDT, 1999). Aus diesen Beobachtungen werden Bedingungen der unteren Grünschieferfazies mit Temperaturen zwischen 300 °C und 400 °C für die nördlichen Bereiche des Semmering Komplexes abgeleitet. Bei deutlichem Fluiddurchsatz kam es aber zu intensiver Umwandlung und Neubildung von Mineralen.

Strallegg Komplex

Der Strallegg Komplex tritt in mehreren geographisch voneinander getrennten Vorkommen auf. Unter diesem Begriff werden im Folgenden die Stralleggergneise (Formation) und die Tommerschiefer (Formation) verstanden. Dies entspricht der Interpretation von WIESENER (1971), KOLLER & WIESENER (1981), aber auch jener in BERKA (2000).

Das größte Vorkommen dieser Lithologien findet sich am Südrand des Kristallins im Raum Hartberg-Strallegg-Stubenberg. Schon im Kartenbild (WIESENER, 1971) ist zu erkennen, dass die in den Flußtälern auftretende Grobogneise des Semmering Komplexes von Stralleggergneisen, Tommerschiefern und eingelagerten Feinkorngraniten überlagert werden, welche die Hügelkuppen des Rabenwaldes bilden. Auch im Ödenburger Gebirge nimmt die "Öbrennberg Kaltes Bründl Serie" die den Stralleggergneisen gleichzusetzen ist die hangendste Position ein. Sie sind klar von der darunterliegenden "Sopron Serie" (DRAGANITS, 1998) zu trennen, die den Tommerschiefern entspricht [exklusive dem südlichsten Teil des Ödenburger Gebirges, der mit der Assoziation aus Grobogneisen und Metagabbros zum Semmering Komplex zu zählen ist (siehe oben)].

Nicht so eindeutig ist die Situation im Traibachgraben südlich von Mürzzuschlag. Hier sind die "Traibachschiefer", welche wiederum ein Synonym der Stralleggergneise darstellen, nicht klar von Lithologien zu unterscheiden, die mit den Tommerschiefern vergleichbar sind. Auch ihre Stellung zu den phyllitischen Glimmerschiefern des Semmering Komplexes konnte trotz mehrfacher Kartierung des Gebietes nicht geklärt werden (CORNELIUS, 1936; NOWOTNY & ROCKENSCHAUB, 1994; BERKA, 2000). Die Gründe dafür liegen wohl in der schlechten Aufschlußsituation, und der komplexen Geologie, welche durch Faltendecken im Stirnbereich des Semmering Komplexes und Verstellungen entlang des tertiären Mürztaler Störungssystems charakterisiert ist.

Bei den Stralleggergneisen handelt es sich um biotitreiche, alumosilikatführende Glimmerschiefer, Gneise und migmatische Gneise, die eine polyphase Metamorphoseentwicklung zeigen. Unter dem Begriff Tommerschiefer werden polymetamorphe Granatglimmerschiefer, die durch das Auftreten von bis über 10 cm großen, langprismatischen Pseudomorphosen ausgezeichnet sind, verstanden. Feinkorngranite und Pegmatite sind in beiden Lithologien anzutreffen. Amphibolite, Kalksilikate und Marmore sind selten. Im Strallegg Komplex finden sich untergeordnet, aber weit verbreitet Disthenquarzite und Leukophyllite. Festzuhalten ist, dass wesentliche von den Tommerschiefern und Stralleggergneisen eingenommenen Gebiete auf jenen Kartenblättern liegen, die noch nicht vorliegen.

Lithologien: Die **Stralleggergneise** fallen im Gelände durch ihre dunkle Färbung, den Biotitreichum, die wenig ausgeprägte Schieferung und die grobblockige Verwitterung auf. Charakteristischerweise zeigen sie eine ältere Hochtemperatur/Niederdruck (HT/LP) Paragenese mit Andalusit und Sillimanit, die nurmehr in den nördlich gelegenen Vorkommen erhalten ist und gegen Süden zunehmend durch eine nachfolgende Metamorphose im Kyanit-Stabilitätsfeld

überprägt wurde. Bei den HT/LP Paragenesen handelt es sich um Bt-And-Sil-Schiefer, die am besten im Ödenburger Gebirge, aber auch im Traibachgraben erhalten sind. Die textuell ältesten Mineralrelikte sind Granat (Gr_1) und Staurolith (St_1). St_1 ist sehr selten und meist nur als stark resorbiertes Relikt, vorwiegend als Einschluß innerhalb von Andalusitporphyroblasten vorhanden. Im Zuge der HT/LP Metamorphose kam es zur Bildung einer Paragenese aus Bt + And + Sil + Pl + Qtz + Ms + Kfs. Auch das ehemalige Vorhandensein von Cordierit wird aufgrund von Formrelikten vermutet (LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1984). Andalusit bildet mehrere Millimeter große Poikiloblasten, welche zumindest teilweise durch prograden Zerfall von Staurolith gebildet wurden. Sillimanit ist zumeist textuell jünger und findet sich innerhalb von Scherbändern, die den Andalusit deformierten, aber auch zwischen boudinierten Andalusitkristallen. Die hochtemperierte Deformation ist durch eine überwiegende *plain strain* Komponente gekennzeichnet, da keine Rotation der Porphyroblasten festzustellen ist. Biotit ist grobschuppig und rotbraun gefärbt. Im Zuge einer druckbetonten Überprägung kam es zur Bildung von charakteristischen, lokal aber unterschiedlich zusammengesetzten Pseudomorphosen nach Andalusit und Sillimanit. Die Zusammensetzung dieser Pseudomorphosen ist wesentlich davon abhängig, wann und inwieweit es unter Fluidzufuhr zu einem Abbau der anderen hochtemperierten Mineralphasen kam. Unter "trockenen" Bedingungen kam es in den am Besten erhaltenen Gesteinen im Ödenburger Gebirge zunächst zur Bildung von feinkörnigem Kyanit am Rand und entlang von Rissen des Andalusites. In weiterer Folge wurden die Alumosilikate vollständig durch feinkörnigen Kyanit ersetzt, was für die Strallegger und Hartberger Gegend typisch ist. Zeitgleich ist das Wachstum von jungem Granat (Gr_2) entlang von Korngrenzen zwischen Biotit und Plagioklas zu beobachten. Von PEINDL (1990) wird die Bildung von jungem Staurolith (St_2) beschrieben. Eine späte Fluidzufuhr führte oft zur Serizitisierung von Plagioklas und Kyanit.

Lief die Umwandlung der Alumosilikate bei ausreichender Fluidzufuhr ab, kam es gleichzeitig zum Abbau von Biotit und Plagioklas. Die dabei frei werdenden Elemente bewirken die Entstehung komplex zusammengesetzter Formrelikte nach Andalusit, die aus $Ky + Cld \pm Crn \pm St \pm Pg \pm Mrg$ bestehen. Im Traibachgraben sind Pseudomorphosen mit Kernbereichen aus feinkörnigem Kyanit und Rändern aus ebenso feinkörnigem Chloritoid häufig. Langgestreckte Aggregate aus feinkörnigem Chloritoid gehen eindeutig auf ehemalige Sillimanite zurück. Sehr detaillierte Beschreibungen der Pseudomorphosen finden sich in TÖRÖK (1999) und BERKA (2000). Im Zuge des Biotitabbaues wird dieser zunächst bleich und es kommt zu Titanausscheidungen in Form von Sagenitgittern. In weiterer Folge entstehen Pseudomorphosen aus $Chl + opakem\ Erz \pm Ms \pm Rt$. Die Plagioklase werden serizitisiert und junger idiomorpher Granat (Gr_2) überwächst diesen Serizit. Weiters bildet er Anwachssäume um ältere Gr_1 -Kerne.

Die **Tommerchiefer** im Bereich des Tommer sind Ms-Chl-Grt-Schiefer mit langprismatischen Pseudomorphosen. Die Gesteine zeigen eine Hauptschieferung, die durch Hellglimmer und bis zu 1,5 mm große Ilmenitblättchen definiert wird. Ehemals zum Teil häufig vorhandener Bioit ist zu Chlorit, mit charakteristischen Erzausscheidungen, umgewandelt. Granatporphyroblasten (Gr_1) und die oben erwähnten Pseudomorphosen überwachsen die Ilmenitblättchen. Die Pseudomorphosen sind wenige Millimeter bis über 10 cm groß, langprismatisch und bestehen aus Hgl oder $Hgl + Cld$ (BERKA, 2000). Im Bereich des Ödenburger Gebirges sind sie typischerweise aus $Hgl + Cld + Ky$ zusammengesetzt und werden von jungem Staurolith (St_2) überwachsen (DRAGANITS, 1996, 1998). Die Umwandlung erfolgte oft unter statischen Bedingungen, da die ehemalige Kornform der Pseudomorphosen häufig undeformiert vorliegt, in manchen Bereichen wurden sie jedoch bis zur völligen Unkenntlichkeit zerschert. Ursprünglich könnte es sich entweder um Staurolith oder um Andalusit gehandelt haben. Es überwiegt die Ansicht, dass ehemals Staurolith (St_1) vorhanden war, da die Andalusite, bzw. die nachweislich aus Andalusit hervorgegangenen Pseudomorphosen der Stralleggergneise nie als langprismatische Idioblasten vorliegen (DRAGANITS, 1998; BERKA, 2000).

Bei den im Strallegg Komplex auftretenden **Orthogneisen** handelt es sich vor allem um fein- bis mittelkörnige Muskovit- und Zweiglimmergranitgneise, sowie kleinere Tonalitgneiskörper (PEINDL, 1990; SCHARBERT, 1990). Diese treten sowohl in den Stralleggergneisen als auch in den Tommerchiefern auf (WIESENER, 1971). Lediglich im Ödenburger Gebirge sind sie immer an

die Tommerschiefer gebunden (DRAGANITS, 1998). Durchwegs ist das metamorphe Wachstum von feinkörnigem, xenomorphen Granat, Klinozoisit und phengitischem Hellglimmer auf Kosten von Biotit und Plagioklas zu beobachten.

Pegmatite sind in den Stralleggergneisen aller Vorkommen häufig, selten treten sie aber in den Tommerschiefern auf. Der Mineralbestand setzt sich aus Fsp + Qtz + Tur(Srl) zusammen, wobei die einzelnen Minerale oft sehr grobkörnig ausgebildet sind. Die Gesteine sind wenig deformiert und durchschlagen diskordant die Schieferung der Gneise.

Die **Disthenquarzite** (WIESENER, 1971) sind grau verwitternde Gesteine mit blaugrauem Anschlag und plattigem Bruch (DRAGANITS, 1998). Deformierte Quarzzeilen belegen eine intensive Deformation, die jedoch vor dem Wachstum des heutigen Mineralbestandes aus Ky + Leuchtenbergit (Mg-Chl) + Ms + Qtz abgelaufen sein muß. Kyanit und Leuchtenbergit wachsen unregelmäßig, die Quarze sind statisch rekristallisiert und zeigen Korngrenzentrümpelpunkte. KISHÁZI & IVANCSICS (1986) unterscheiden im Ödenburger Gebirge je nach dem Ms-Gehalt "grey quartzites" (Ms-reich) von "white quartzites" (Ms-arm).

Sehr lokal vorhandene und nur wenige Dezimeter mächtige **Granatfelse** mit einem Mineralbestand aus Grt + Bt + Qtz finden sich in den Stralleggergneisen des Ödenburger Gebirges (DRAGANITS, 1996). Auch sie zeigen ein im wesentlichen postdeformatives Mineralwachstum. Die **Amphibolite** haben unterschiedliches Aussehen, wobei Granatamphibolite und Metagabbroamphibolite hervorzuheben sind (REINDL, 1989; PEINDL, 1990; BERKA, 2000). Eine ältere Paragenese besteht aus Hbl ± CPx (Di) ± Grt₁ + Pl ± Bt + Ttn. Im Zuge einer unterschiedlich stark wirkenden Überprägung entstehen Act, Ep/Czo, Serizit. Granat (Grt₁) als auch Hornblende und Plagioklas werden zu feinkörnigem Chl + Czo + Hgl + Qtz + Bt zersetzt. Lokal ist das Wachstum einer vermutlich jüngeren Granatgeneration (Grt₂) zu beobachten (BERKA, 2000).

Marmore und **Kalksilikate** fehlen in weiten Bereichen der Einheit. Jene aus dem Steinbruch Stubenberg zeichnen sich durch eine erste hochtemperierte Paragenese aus Ol(fo₉₅) + Cc + Ti-Klinohumit ± Phl ± Chl bzw. Wo + Ves + Grt + Zo + Bt + Ttn aus. In jüngeren Deformationszonen kam es später zur Bildung komplexer Mineralvergesellschaftungen, die unter anderem Baddeleyite und Zirconolit enthalten (TROPPEL et al., 2001).

Geochronologie: Wie mehrfach erwähnt zeigen die Gesteine des Strallegg Komplex eine polymetamorphe Entwicklung. Das älteste durch geochronologische Daten belegte Ereignis ist als variszisch einzustufen. Aus den Stralleggergneisen des Traibachgrabens existiert eine Sm-Nd Granatisonochrone, welche an der ersten Granatgeneration (Grt₁) gemessen wurde und 321 ± 2 Ma ergab (BERKA et al., 1998), sowie einige U-Th-Pb-(EMP) Alter an Monaziten die zwischen 310 und 330 Ma liegen (BERNHARD et al., 1998; BERNHARD et al., 2000; NAGY et al., eingereicht). Eine zweite gut belegte Altersgruppe liegt zwischen 240 und 290 Ma: Ein Sm-Nd Granatbildungsalter von 263 ± 4 Ma (Abb. 2G) stammt von einem Granatfels aus dem Ödenburger Gebirge, Granat (Grt₁) aus einem Tommerschiefer von Hartberg ergab 276 ± 4 Ma (Abb. 2F), und eine weitere Isochrone von einem Pegmatitgranat aus dem Steinbruch Stubenberg lieferte 286 ± 4 Ma (Abb. 2E). Aus demselben Steinbruch wurde ein Rb-Sr Muskovitalter von 230 ± 2 Ma an einem Pegmatit ermittelt (SCHARBERT, 1990). Mit der gleichen Methode lieferte ein Feinkorngranitgneis von Rabenwald ein Alter von 243 ± 2 Ma (SCHARBERT, 1990) und Pegmatite aus den Stralleggergneisen vom Traibachgraben und dem Ödenburger Gebirge ergaben 244 ± 2 Ma (BERKA, 2000) bzw. 215 ± 1 Ma (DRAGANITS, 1998). Zwei U-Th-Pb-(EMP) Monazitalter aus den Stralleggergneisen vom Traibachgraben sind 272 ± 19 Ma und 269 ± 15 Ma. Ein weiteres Alter von 260 ± 13 Ma wurde an Monazit aus einem diskordanten Granitgang gemessen. Rb-Sr Muskovitisochronen der Stralleggergneise streuen zwischen 103 und 296 Ma (siehe auch Abb. 2D). All diese Altersdaten sprechen für intensiven permischen Magmatismus und ein permotriassisches Metamorphoseereignis.

Ar-Ar und K-Ar Altersdatierungen aus dem Strallegg Komplex zeigen ein komplexes Bild: Ar-Ar Altersspektren von grobkörnigen Pegmatitglimmern aus dem nördlichen Teil der Einheit ergaben TGA zwischen 160 und 240 Ma (DRAGANITS, 1996; BERKA, 2000). Muskovit TGA aus den Stralleggergneisen vom Traibachgraben liegen zwischen von 79 und 161 Ma (BERKA et al., 1998;

BERKA, 2000), ein weiteres gemessen an grobkörnigem Muskovit von einem Bt-And-Sil-Schiefer aus dem Ödenburger Gebirge ergab 94 ± 2 Ma (Abb. 2J). K-Ar Muskovitalter aus dem letztgenannten Gebiet streuen zwischen 95 und 177 Ma, jene an Biotit gemessenen liegen zwischen 200 und 328 Ma (BALOGH & DUNKL, 1997). Dazu kommen Ar-Ar PA und TGA von Biotiten, die 242 bis 288 ergeben (DRAGANITS, 1996; BALOGH & DUNKL, 1997). Aus dem südlichen Teil des Strallegg Komplex wurden deutlich jüngere Ar-Ar PA gemessen. Aus Orthogneisen von Hartberg wurden 74 ± 1 Ma (Abb. 2I) und 70 ± 1 Ma (Abb. 2H) ermittelt, eine Probe aus der Gegend NE von Stubenberg ergab 77 ± 1 Ma und ein basaler Mylonit lieferte 71 ± 1 Ma (DALLMEYER et al. 1998). Rb-Sr Biotitalter vom Traibachgraben und dem Ödenburger Gebirge ergeben 52 - 209 Ma. K-Ar Muskovitalter aus den Tommerschiefern des Ödenburger Gebirges liegen nach BALOGH & DUNKL (1997) zwischen 76 - 177 Ma, jene von Biotit aus den Orthogneisen zwischen 78 - 103 Ma. Ein eingelagerter Leukophyllit wurde mit 81 Ma datiert. Junge Rb-Sr Biotitalter wurden aus den Stralleggergneisen bei Strallegg gemessen, sie liegen bei 66 Ma.

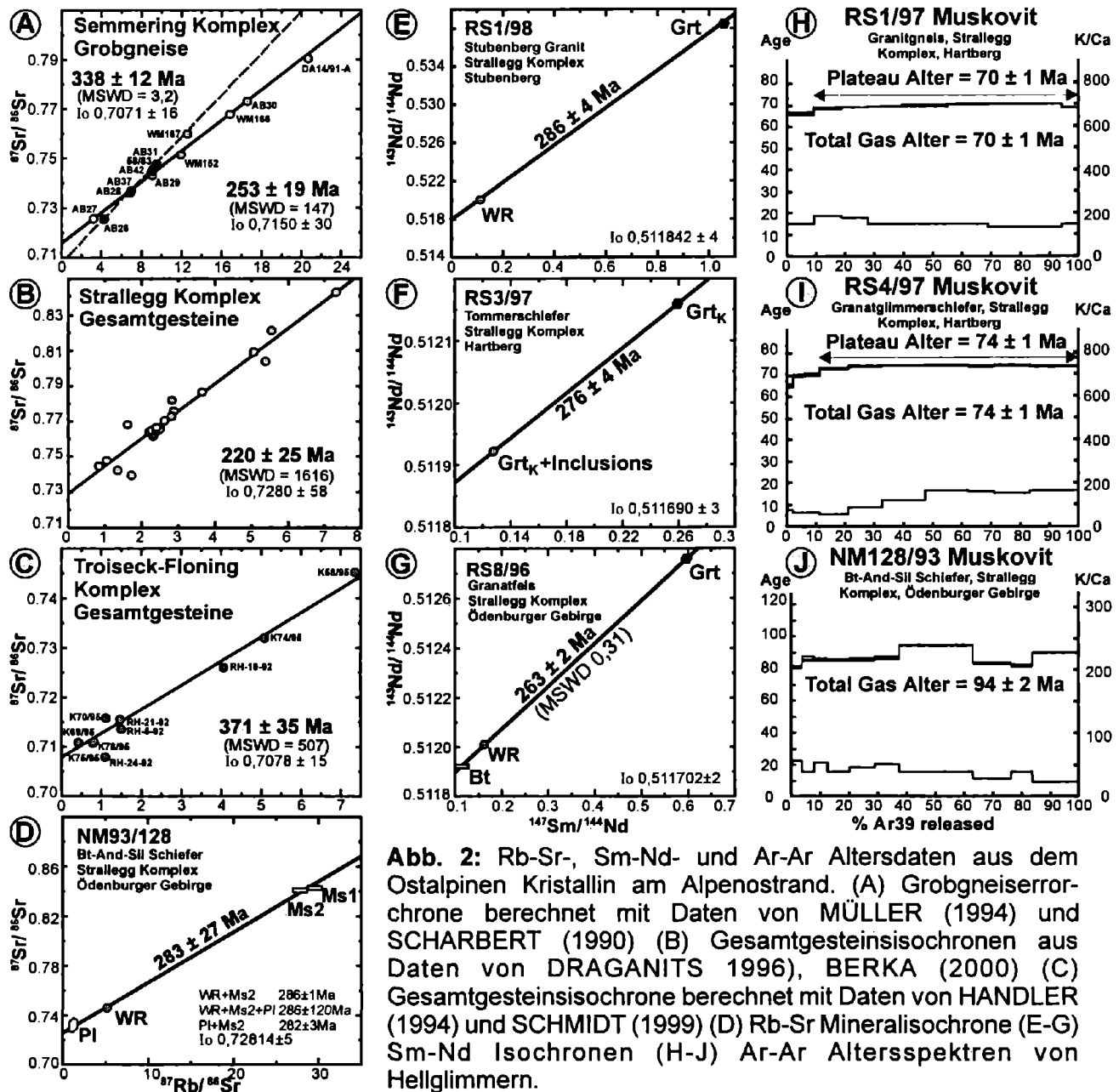


Abb. 2: Rb-Sr-, Sm-Nd- und Ar-Ar Altersdaten aus dem Ostalpinen Kristallin am Alpenostrand. (A) Grobgneseisochrone berechnet mit Daten von MÜLLER (1994) und SCHARBERT (1990) (B) Gesamtgesteinsisochronen aus Daten von DRAGANITS (1996), BERKA (2000) (C) Gesamtgesteinsisochrone berechnet mit Daten von HANDLER (1994) und SCHMIDT (1999) (D) Rb-Sr Mineralisochrone (E-G) Sm-Nd Isochronen (H-J) Ar-Ar Altersspektren von Hellglimmern.

Probe	Lokalität	Material	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2s_m$
RS1/98	Stubenberg (Steiermark)	WR	0,45	0,10	0,136	0,512097	± 5
RS1/98	E 015°47'18" / N 47°14'44"	Grt	0,34	0,61	1,080	0,513868	± 8
RS3/97	Hartberg (Steiermark)	Grt+Incl.	27,2	5,74	0,128	0,511922	± 5
RS3/97	E 015°57'10" / N 47°17'18"	Grt	4,30	1,84	0,259	0,512159	± 5
RS8/96	Ödenburger Gebirge (Bgl.)	WR	17,3	4,67	0,163	0,512008	± 6
RS8/96	E 016°31'33" / N 47°30'29"	Grt	0,63	0,62	0,597	0,512757	± 6
RS8/96		Bt	14,0	2,55	0,110	0,511918	± 6

Probe	Lokalität	Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2s_m$
NM93/128	Ödenburger Gebirge (Bgl.)	WR	188	105	5,180	0,74655	± 9
NM93/128	E 016°31'00" / N 47°38'26"	Ms 1	211	21,2	29,18	0,84424	± 118
NM93/128		Ms 2	209	21,9	27,92	0,84174	± 12
NM93/128		Pl	18,1	57,6	0,913	0,73313	± 14
RS1/97	Hartberg (Steiermark), E 015°56'04" / N 47°17'35"						
RS4/97	Hartberg (Steiermark), E 015°57'10" / N 47°17'18"						

Tab. 1: Isotopendaten zu den Mineralisochronen (Abb. 2) aus dem Strallegg Komplex.

Die Ar-Ar, K-Ar und Rb-Sr Altersdaten zeigen in den nördlichen Gebieten eine starke Streuung, während die wenigen Daten aus dem Süden für beide Isotopensysteme eine relativ späte eoalpidische Abkühlung um 75 Ma bzw. 66 Ma belegen. Ein starker Hinweis auf massiv vorhandenes Überschußargon in den nördlichen Anteilen der Stralleggergneise ergibt sich daraus, dass die K-Ar Biotitalter generell höher als jene der Muskovite sind. Daraus läßt sich ableiten, dass die jüngsten Alter am ehesten als Abkühlalter interpretiert werden können. Folgt man dieser Interpretation würden die Stralleggergneise im Bereich des Traibachgrabens um ca. 80 Ma, jene des Ödenburger Gebirges um ca. 95 Ma abkühlen. Das Abkühlalter der Tommerschiefer aus dem Ödenburger Gebirge läge mit ca. 80 Ma im Altersbereich des Semmering Komplexes. Bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang die *fission track* Alter der Stralleggergneise, die mit ca. 70 - 80 Ma für Zirkon und 50 - 80 Ma Apatit im regionaler Vergleich mit Abstand am ältesten sind (DUNKL, 1992). Die höheren Rb-Sr Biotitalter können dahingehend interpretiert werden, dass frischer, undeformierter Biotit aus Gesteinen gemessen wurde deren Überprägung ohne wesentlichen Fluiddurchsatz erfolgte. Daher sind die Alter nur teilverjüngt, obwohl die Temperaturen über der normalen Schließtemperatur von 300 °C lagen. Die um 75 Ma streuenden Ar-Ar Alter aus dem südlichen Teil des Strallegg Komplex müssen, entgegen der Interpretation in DALLMEYER et al. (1998), als Abkühlalter interpretiert werden, da die Metamorphosebedingungen deutlich über 400 °C gelegen haben. Die Sr-Initiale aller hier behandelten Isochronen, berechnet mit dem jeweiligen Alter, geben hohe Werte zwischen 0,7204 und 0,7506.

Metamorphose: Die Bestimmung von P-T Daten aus den polymetamorphen Gesteinen des Strallegg Komplex ist schwierig. Die Mineralvergesellschaftungen von Sil, Ky, And, St, Cld, Grt, Bt, Chl, Crn, Ms, Pg, Mrg, Ab, Qtz zeigen an, dass oft schon im Kleinbereich mit Ungleichgewichten zu rechnen ist. Ebenso lassen sich viele der geochronologischen Daten nur durch unvollständige Neueinstellung der Isotopensysteme und Überschußargon erklären.

Für das variszische Ereignis lassen sich aus dem Auftreten von Grt₁ (321 Ma) und St₁ amphibolitfazielle Bedingungen für die Stralleggergneise ableiten. Die Tommerschiefer könnten zu dieser Zeit noch als epizonale, granatfreie Phyllite vorgelegen haben.

Die permische HT/LP Metamorphose erreichte in den Stralleggergneisen hoch amphibolitfazielle Bedingungen im Stabilitätsfeld von Andalusit, Sillimanit und Kalifeldspat. Bereichsweise kam es zu Anatexis und zur Intrusion von permischen Graniten. Aus den Paragenesen lassen sich ca. 625 °C bei 2 - 2,5 kbar für die Stralleggergneise vom Traibachgraben (BERKA, 2000) und 650 °C bei 3 - 5 kbar für jene aus dem Ödenburger Gebirge ableiten (DRAGANITS, 1998). Nach geothermobarometrischen Untersuchungen mit dem Program TWEEQUE (BERMAN, 1990) läßt

sich die Metamorphosegeschichte in mehrere Phasen gliedern (TÖRÖK, 1999): Zuerst kam es bei 550 – 600 °C und 3,2 – 4,8 kbar zum Abbau von paragonitischem Hellglimmer nach der Reaktion $Pg + Qtz = Ab + Sil + H_2O$. Eine darauffolgende Temperaturzunahme bei gleichzeitigem Druckabfall ist durch den prograden Zerfall von Staurolith nach der Reaktion $St + Ms + Qtz = And + Bt + H_2O$ und den prograden Muskovitabbau $Ms + Qtz = Kfs + Sil + H_2O$ belegt. Der Metamorphosehöhepunkt wurde bei 640 – 710 °C und 2,2 – 3,8 kbar erreicht.

Betrachtet man das Granatalter (276 ± 4 Ma) aus den Tommerschiefern von Hartberg als repräsentativ für alle Tommerschiefer und geht man davon aus, dass die Pseudomorphosen tatsächlich aus Staurolith hervorgegangen sind, so erlebten die Tommerschiefer eine permotriassische Metamorphose mit amphibolitfaziellen Bedingungen.

Die eoalpidische Überprägung ist wie auch im übrigen Ostalpin ein druckbetontes Ereignis. Für den Steinbruch Stubenberg berechneten TROPPEL et al. (2001) 530 – 600 °C bei 12 – 15 kbar. Für die etwas weiter nördlich gelegene Talklagerstätte Rabenwald geben MOINE et al. (1989) 500 – 550 °C bei 8 – 9 kbar (Phengitbarometrie) als Bildungsbedingungen an. Ähnliche Temperaturen wurden nach BERKA (2000) in den Stralleggergneissen des Traibachgrabens erreicht. Auf Grund der Koexistenz von $Cld + St$ in den Pseudomorphosen werden Temperaturen von 520 – 560 °C angenommen, Druckangaben sind nicht vorhanden. Für die Tommerschiefer des Ödenburger Gebirges gibt DRAGANITS (1998) einen Metamorphosepfad mit raschem Druckanstieg und einen nachfolgenden Temperaturhöhepunkt bei niedrigeren Drucken an. Dies wird aus den Granatzonierungen, der Bildung von Staurolith nach der Reaktion $Cld + Ky = St + Qtz + H_2O$ und dem Phengit-Barometer von MASSONNE (1991) abgeleitet. Die Bedingungen während der Staurolithbildung werden mit 550 ± 30 °C bei $9,5 \pm 1,5$ kbar abgeschätzt. Für dasselbe Gebiet kommt TÖRÖK (1996) auf 450 – 550 °C bei 12 kbar. Aus der Zonierung von Granat, der Zusammensetzung der Feldspäte und Phengitbarometrie lassen sich aus den feinkörnigen Orthogneisen 500 ± 50 °C bei 13 ± 1 kbar für den Druckhöhepunkt und ein nachfolgender Temperaturhöhepunkt ableiten (TÖRÖK, 1999). Ähnlich hohe Drucke von 13 kbar bei 560 ± 30 °C ermittelte DEMÉNY et al. (1997) für die Bildung der eingelagerten Leukophyllite.

Sieggraben Komplex

Amphibolitfazielle, eklogitführende Gesteinsassoziationen sind in drei Deckschollen im Hangenden des Semmering Komplexes vorhanden und seit langem bekannt. Es handelt sich um die Sieggrabener-, Schäfferner- und Steinbacher Deckscholle (TOLLMANN, 1977). Die meisten vorhandenen Untersuchungen beziehen sich auf die Sieggrabener Deckscholle (KÜMEL, 1935; LECHNER, 1957; PUTIS et al., 2000) wenige Arbeiten beschäftigen sich mit der Steinbacher- (KROHE, 1981) und Schäfferner Deckscholle (NEUBAUER et al., 1999). Der Sieggraben Komplex repräsentiert nach NEUBAUER et al. (1999) eine tektonische Melange. Diese besteht aus biotitreichen, zum Teil kyanitführenden Schiefergneisen in die Serpentine, Metagabbros, Eklogitamphibolite, Amphibolite, Kalksilikate, Marmore, Orthogneise und Pegmatitgneise eingeschaltet sind (KÜMEL, 1935; LECHNER, 1957; RICHTER, 1973). Die retrograden Eklogite zeigen chemische Charakteristika, die von N-MORB bis zu *transitoal basalts* reichen. Diese Charakteristika in Verbindung mit dem Auftreten von Serpentiniten und Metagabbros veranlaßten NEUBAUER et al. (1999) die Bezeichnung „ophiolithähnliche Fragmente“ zu verwenden, es wird aber darauf hingewiesen, dass es sich beim Sieggraben Komplex um voralpidisch metamorphes Kristallin handeln muß. Die lithologische Zusammensetzung und bestimmte Lithologien des Sieggraben Komplex sind sehr ähnlich zu jenen im Saualpe-Koralpe Komplex. Insbesondere sind mylonitische Grt-Ky-Bt-Gneise vorhanden, welche zum Teil mit den Plattengneisen der Koralpe zu vergleichen sind (KÜMEL, 1935; KROHE, 1981).

Lithologien: Wie oben dargestellt ist der Sieggraben Komplex lithologisch bunt zusammengesetzt; an dieser Stellen kann nur auf einzelne Gesteinstypen eingegangen werden. Detaillierte Beschreibungen finden sich in KÜMEL (1935), KROHE, (1981) und MILOTA (1983). Am eingehendsten studiert, da aus geodynamischer Sicht von besonderem Interesse, sind die

Eklogitamphibolite.

Die **Biotit-Schiefergneise** (MILOTA, 1983) sind reich an grobschuppigem Biotit. Er ist zumeist frisch erhalten, im Zuge des Abbaues entsteht zunächst Titanit und in weiter Folge Chloritpseudomorphosen mit Sagenitgittern. Grobkörniger Plagioklas ist manchmal mit Klinozoisit gefüllt. Im Zuge einer jüngeren, hochtemperierten Deformation, die zum Teil zur Bildung von Myloniten führt, werden sowohl Plagioklas als auch Biotit einer Kornverkleinerung unterworfen, wobei die Feldspäte rekristallisieren. Kyanit tritt in Form von feinkörnigen Haufwerken, aber auch als größere Kristalle auf. Es sind zwei Granatgenerationen vorhanden, die erste (Gr_1) bildet größere Blasen, die grobkörnigen Kyanit, Kyanit-Haufwerke, groben Biotit und Plagioklas überwachsen. Die kleinere Generation (Gr_2) ist hypidiomorph und mit feinkörnigem Hellglimmer, Biotit und Kyanit vergesellschaftet. Nach MILOTA (1983) entstand in den Gesteinen eine erste hochtemperierte Paragenese aus $Bt + Pl + And/Sil + Qtz \pm Kfs \pm Ms \pm Rt \pm Ilm$. In einem zweiten Akt wurden die Alumosilikate in Kyanithaufwerke umgewandelt, es entstand neuer grobkörniger Kyanit und es kam zur Bildung von Gr_1 . In einem dritten Schritt kam es unter retrograden Bedingungen zum Wachstum von Gr_2 , Chloritisierung von Biotit und der Entstehung von feinkörnigem Hellglimmer.

Karbonate sind im Bereich der Siegrabener Deckscholle häufig. **Marmore** zeigen eine Paragenese aus $Cc \pm Phl \pm Ms \pm Hbl$ (Prg) $\pm Ol$ wobei letzterer zumeist serpentinisiert ist. Die **Kalksilikate** sind aus $Cc + Qtz + Pl + Ms \pm Cpx \pm Ol \pm Grt \pm Scp \pm Erz$ aufgebaut. Weiters ist retrograder Biotit vorhanden.

Helle **Orthogneise** weisen einen Mineralbestand aus $Kfs + Pl + Grt + Qtz \pm Hbl$ auf.

Die **Eklogitamphibolite** bilden bis zu mehrere Meter mächtige Körper. Sie zeigen eine Zonierung von ungeschieferten gut erhaltenen, hornblendeärmeren Eklogiten im Zentrum zu stark geschieferten, hornblendereichen Typen am Rand. Sie sind aus Grt, CPx (Omp), $Hbl, Ttn, Pl, Aug, Qtz, opakem Erz, Ap, Rt$ zusammengesetzt. Granat zeigt im Zentrum häufig Einschlüsse von Klinozoisit und blauer Hornblende (Hbl_1), in den Randbereichen ist Omphazit vorhanden. Der Omphazit der Matrix wird zum Teil von Hornblende (Hbl_3), andererseits von Symplektiten aus Albit, Na-reichem Augit und Hornblende ersetzt. Die Hornblende bildet aber auch distinkte Körner (Hbl_2). Nach NEUBAUER et al. (1999) und PUTIS et al. (2000) besteht die Hochdruckparagenese der Eklogite aus $Grt + Omp + Hbl_2 + Rt$. Im Zuge von Druckentlastung kommt es zur Bildung von Symplektiten aus $Pl + CPx$ (Di) $+ Hbl_3$ und zum teilweisen Abbau des Rt .

Geochronologie: Das höchste gemessene Alter aus dem Bereich des Siegraben Komplexes beträgt 313 ± 8 Ma und stammt von einem Granitgneisgang. Es handelt sich um den oberen Einstichpunkt in einem Diskordiadiagramm, welches durch Messungen von Zirkonen und Monaziten ermittelt wurde. Der Wert wird als Bildungsalter des Ganges interpretiert (PUTIS et al., 2000). Der untere Einstichpunkt liegt bei 103 ± 14 Ma. Aus Eklogitamphiboliten wurden zwei Ar-Ar Hornblende PA von 109 ± 1 Ma und 137 ± 1 Ma bestimmt (NEUBAUER et al., 1999). Ar-Ar Muskovit PA aus der Steinbacher- und Schäfferner Deckscholle ergaben 82 ± 1 Ma und 78 ± 1 Ma (DALLMEYER et al., 1998). K-Ar Alter von Pegmatitmuskoviten ergaben 95 - 103 Ma (MILOTA, 1983), jene von Muskovit, Biotit und Feldspat der übrigen Gesteine liegen bei 76 - 97 Ma (PUTIS et al., 2000) und widerspiegeln die eoalpidische Abkühlung. Die Daten belegen ein eoalpidisches Alter des Hochdruckereignisses.

Metamorphose: Hinweise auf die Metamorphosebedingungen zu variszischer Zeit sind für den Siegraben Komplex nicht vorhanden. In Anbetracht der Ähnlichkeiten zum Saualpe-Koralpe Komplex ist mit einer permotriassischen HT/LP Metamorphose zu rechnen, welche zur Bildung der And-, Sil- und Kfs-führenden Paragenesen in den Schiefergneisen, und zur Bildung der Pegmatite führte. Das Auftreten dieser Assoziation kann als Hinweis auf Temperaturen von wenigstens 600 °C gewertet werden (PROYER et al., 2001). Das eoalpidische Ereignis läßt sich folgendermaßen darstellen: In der unteren Kreide wurden die Gesteine subduziert und es kam zu eine HT/LP Metamorphose. In den Schiefergneisen wurden die Alumosilikate in Kyanit umgewandelt und die

erste Granatgeneration (Grt₁) entstand. Auch die Basite durchliefen die Epidot-Amphibolitfazies wie Einschlüsse von Klinozoisit und Hornblende (Hbl₁) belegen (NEUBAUER et al., 1999). Der Druckhöhepunkt wurde bei ca. 700 °C bei 14-15 kbar erreicht. Während der darauffolgenden Exhumation erfolgte in der Sieggrabener Deckscholle der Temperaturhöhepunkt bei 730-770 °C und < 12 kbar (PUTIS et al., 2000). Bei andauernder Exhumation wurden die Symplektite der Eklogitamphibolite bei 550 – 650 °C und < 8 kbar bzw. 500 – 600 °C und 6 - 10 kbar gebildet (NEUBAUER et al., 1999; PUTIS et al., 2000).

Troiseck-Floning Komplex

Der Troiseck-Floning Komplex setzt sich aus einem präalpidischen Kristallin und transgressiv überlagernden permotriassischen Metasedimenten zusammen, die tektonisch den nördlichsten Semmering Komplex überlagern. Im Hangenden befindet sich die Veitscher Decke, das tiefste Element der Grauwackenzone. Der Troiseck-Floning Zug erstreckt sich von der Trofaiachlinie über den Kletschachkogel bei Leoben und den Floning bis zum Troiseck. In Form von Deckschollen, dem Hirschbachlappen, der Mahdtalkogel Deckscholle und der Drahtekogel Deckscholle kann das Kristallin weiter nach Osten bis auf die Höhe von Mürzzuschlag verfolgt werden (TOLLMANN, 1977). Das Kristallin umfaßt Bt-Pl-Gneise Zweiglimmergneise, quarzreiche Gneise und Hornblendegneise sowie biotitreiche Glimmerschiefer. Charakteristisch sind zahlreiche Amphibolitzüge, Augengneise und Pegmatitvorkommen. Die Kristallingesteine zeigen eine unterschiedlich starke retrograde Überprägung, die generell gegen Osten zunimmt und besonders im Hirschbachlappen und in der Drahtekogel Deckscholle zur Bildung von Phylloniten führte, die von einigen Autoren als "Quarzphyllite" angesprochen wurden (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1963, 1966). Transgressiv auflagernde permomesozoische Metasedimente sind in Form von Semmeringquarzit und Untertriaskarbonaten vorhanden.

Lithologien: Die **Zweiglimmerschiefer** bis **Paragneise** sind teilweise mylonitisch und zeigen ein undeutliches Streckungslinear. Im Schriff erkennt man ein gefaltetes, manchmal linsiges Gefüge, welches noch reliktsch ältere Strukturen erkennen läßt. Die Mikrostrukturen weisen auf eine polymetamorphe Entwicklung hin. Eine älteren gröberkörnige Paragenese besteht aus Grt + Pl + Bt + Ms + Qtz. Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingt, hypidiomorpher Granat erreicht bis zu mehreren Millimetern Durchmesser. Im Zuge einer retrograden Überprägung kam es zum Wachstum von Ab, Serizit, Chl, Czo/Ep, Leucoxen. Granat und Biotit werden oft vollständig chloritisiert. Erhaltene Biotite sind häufig mit Hellglimmer verwachsen. Plagioklas und Albit sind serizitisiert und mit Klinozoisit, Epidot und Chlorit gefüllt. Die grobkörnigen Hellglimmer sind gebogen, gekinkt und löschen undulös aus.

In den **Glimmerschiefern** ist eine *crenulation cleavage* neben einer intensiven Verfaltung das dominierende Gefügemerkmal. Phyllonitische Typen zeigen deutlich die Ausbildung einer überprägenden Achsenebenenschieferung. Im Allgemeinen sind die Gesteine quarzreich und führen grobschuppige Hellglimmer. Das lepidoblastische Gefüge zeigt den gleichen Mineralbestand wie die Gneise, auffälliger Unterschied ist lediglich das Auftreten von Chloritoid. Dieser wächst garben- bis rosettenartig über das Gefüge, und tritt in bestimmten Zeilen konzentriert auf.

Die **Amphibolite** sind feinkörnig, gut geschiefert und die Hornblenden zeigen großteils eine gut ausgeprägte Minerallineation. Das nematoblastische Gefüge wird vereinzelt von konjugierten Scherbändern durchschnitten. Die Hornblende ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Randlich setzt ein Umwandlungsprozeß an, bei dem es in geringem Maß zur Neubildung von Biotit und Chlorit kommt. Plagioklas ist großteils in ein feinkörniges Gemenge aus Serizit/Muskovit, Chlorit, Klinozoisit und Epidot umgewandelt. Teilweise sind noch die polysynthetischen Zwillinglamellen erhalten. Granat tritt nur in einigen Handstücken, bevorzugt innerhalb von hornblende- und biotitreichen Lagen auf. Die Kristalle sind hypidiomorph, zerbrochen und teilweise chloritisiert. Titanit ist idiomorph ausgebildet und wird von Hornblende eingeschlossen. Klinozoisit und Epidot bilden feinkörnige Aggregate im Plagioklas, treten aber auch als eigenständige idiomorph-hypidiomorphe, meist zonar gebaute Kristalle auf. Nach SCHMIDT (1999) ist eine ältere

Paragenese aus Hbl + Pl + Qtz ± Grt ± Ttn + Ilm + Ap vorhanden, die retrograd von Act, Bt, Chl, Serizit, Czo/Ep, Hem und Cc überwachsen wird.

Die **Pegmatite** sind zumeist ungeschiefert, der magmatische Mineralbestand setzt sich aus Qtz + Afsp + Pl + Ms ± Bt ± Grt + Ap + Zrn zusammen.

Geochronologie und Metamorphose: Magmatische Hellglimmer (>3mm) von Pegmatiten aus dem Troiseck-Flonig Zug und der Drahtkogel Deckscholle lieferten Rb-Sr Alter von 284 (HANDLER, 1994) und 255 (SCHMIDT, 1999), bei Sr-Initialwerten von 0,7109 und 0,7094. Zwei grobkörniger Muskovitalter von Ms-Grt-Glimmerschiefern aus dem Troiseck-Flonig Zug ergaben Rb-Sr Alter von 332 Ma, von vier Datierungen, die an zweiglimmerführenden Paragneisen aus der Drahtkogel Deckscholle durchgeführt wurden, lieferte nur eine Probe einen ausreichenden *spread* und einen Alterswert von 283 ± 3 Ma. Biotite derselben Proben liegen bei 75 Ma bis 88 Ma (HANDLER, 1994; SCHMIDT, 1999), lediglich ein Wert aus der Drahtkogel Deckscholle ergibt 134 Ma. Bemerkenswert sind die niedrige Sr-Initialwerte aller Lithologien, welche berechnet mit dem jeweiligen Glimmeralter 0,7070 bis 0,7139 betragen.

Ar-Ar TGA von Hornblende und Muskovit aus dem westlichen Teil des Troiseck-Flonig Zuges streuen zwischen 260 und 458 Ma (HANDLER, 1994). Aus der Drahtkogel Deckscholle existieren ein Hornblende PA von 358 ± 8 Ma, Muskovit TGA von 235 - 313 Ma und Biotit TGA von 119 - 170 Ma (SCHMIDT, 1999). Muskovit aus einem völlig rekristallisierten Pegmatitmylonit von der Basis der Einheit ergab 82 ± 1 Ma (DALLMEYER et al., 1998).

Die Daten belegen ein variszisches Alter der prägenden Metamorphose des Troiseck-Flonig Komplex. Amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen können aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende abgeleitet werden. Die permischen Alterswerte der Pegmatite können entweder als permisches Intrusionsalter, oder aber als eoalpidisch verjüngte, variszische Alter interpretiert werden. Ein wesentliches Argument für die zweite Interpretation ist, dass die nachweislich permischen Pegmatite aus dem südlichen Teil des Ostalpinen Kristallins, in mittlere Krustenniveaus und sehr spezifische HT/LP Lithologien intrudiert sind (PROYER et al., 2001; SCHUSTER et al. 2001), die nicht mit jenen des Troiseck-Flonig Komplex verglichen werden können. Die Diagramme der weit streuenden Ar-Ar Altersdaten zeigen unregelmäßige Formen, was auf geologisch bedeutungslose eoalpidisch-variszische Mischalter hindeutet.

Aus der Tatsache, dass die Ar-Ar Alter der Hellglimmer in eoalpidischer Zeit nur leicht verjüngt wurden, hingegen die Rb-Sr Biotitalter typische eoalpidische Alterswerte ergeben lassen sich die eoalpidischen Metamorphosetemperaturen auf 300 - 400 °C eingrenzen. Das Auftreten von Chloritoid in den stärker retrograd beeinflussten Paragenesen unterstützen diese Annahme (SCHMIDT, 1999). Das Rb-Sr Biotitalter von 134 Ma stammt aus einem grobkörnigeren Paragneis und wird als unvollständige Verjüngung eines präalpidischen Glimmers während der eoalpidischen Überprägung gesehen.

Vöstenhof-Kaintaleck Komplex

Die Vöstenhof-Kaintaleck Decke besteht aus mehreren isolierten Kristallinvorkommen innerhalb der östlichen Grauwackenzone (NEUBAUER et al., 1994). Sie wird von der Silbersberg Decke unter- und von der Norischen Decke überlagert. Von NEUBAUER et al., (1994) und SCHMIDT & FRANK (1998) wird vermutet, dass das Kristallin den primären Untergrund der Silbersbergschiefer darstellt, welche als permoskythische Metasedimente interpretiert werden. Die Grenze soll tektonisch überprägt sein. Unter diesen Voraussetzungen ist anzunehmen, dass die Silbersberg Decke invers liegt. Das Kristallin besteht aus Amphiboliten, Paragneisen und Glimmerschiefern. Untergeordnet finden sich Serpentine, Marmore, saure Orthogneise und Pegmatite.

Lithologien: Die **Amphibolite** sind feinkörnig und straff geschiefert. Aus den Mikrot Texturen läßt sich eine ältere Paragenese aus Hbl + Pl + Qtz + Ttn + Mt ableiten, das Auftreten von Granat konnte nicht beobachtet werden. Gleichzeitig mit einer strukturellen Überprägung, die im duktilen Bereich mit der Bildung von Scherbändern einsetzte, und sich bei spröden Bedingungen fortsetzte, kam es auch zur Mineralneubildung von Act + Chl + Ep + Czo + Hem. Risse in spröden

zerbrochenen tschermakitischen Hornblenden wurden mit aktinolithischer Hornblende verheilt. Plagioklas ist mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllt. Spröde Extensionsklüfte sind mit grobkörniger aktinolithischer Hornblende, Chlorit, Quarz und etwas Epidot verheilt.

Die **Glimmerschiefer** und **Paragneise** lassen eine ältere mineralogische Zusammensetzung aus $Ms + Bt + Pl + Qtz \pm Grt$ erkennen, die von einer durchgreifenden retrograden Überprägung erfaßt wird. Zumeist kam es zum vollständigen Abbau des Granates, zur teilweisen Serizitisierung des Plagioklases und zur Chloritisierung des Biotites. Die Gesteine sind daher heute durch grobschuppige, texturell alte Hellglimmer, die in einer feinkörnigen Matrix eingelagert sind, gekennzeichnet. In den Scherbändern treten kühl zerbrochene Feldspäte auf, hauptsächlich findet sich jedoch Serizit.

Geochronologie und Metamorphose: Rb-Sr Altersdaten, die von HANDLER (1994) an Hellglimmern von Paragneisen, Marmoren und Pegmatiten gemessen wurden, ergaben Alter zwischen 348 Ma und 413 Ma. Die auf die Alterswerte der einzelnen Glimmer gerechneten Initiale liegen bei 0,7051 - 0,7109 und sind auffällig niedrig. Ar-Ar PA, die an grobschuppigen Hellglimmern von Paragneisen aus dem Raum Gloggnitz gemessen wurden, ergaben 366 bis 384 Ma. In den Niedrigtemperaturschritten ist eine geringfügige Verjüngung zu beobachten (HANDLER, 1994; SCHMIDT, 1999), TGA aus dem gesamten Verbreitungsgebiet streuen zwischen 350 Ma und 547 Ma. Die Daten belegen eine sehr frühe Phase der variszischen Orogenese im Vöstenhofkristallin. Aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende lassen sich amphibolitfaziale Bedingungen für die frühvariszische Metamorphose ableiten.

Die retrograde Überprägung ist als eoalpidisch zu sehen, da die als permisch und transgressiv eingestuften Silbersbergschiefer eine prograde Metamorphose im Bereich der Anchizone bzw. untersten Grünschieferfazies erlebten (SCHMIDT, 1999).

Diskussion

Im Anschluß an die Beschreibung der Lithologien und Metamorphosegeschichte der einzelnen Kristallinkomplexe am Alpenostrand werden im Folgenden die Beziehungen der verschiedenen Einheiten zueinander diskutiert. Die Metamorphosezonierungen der einzelnen Metamorphosen und die tektonische Stellung der Einheiten innerhalb des Orogens werden erläutert. Abschließend wird versucht, den heutigen Gebirgsbau in seiner Entwicklung zu beschreiben.

Metamorphoseereignisse

In den oben behandelten Einheiten konnten drei Metamorphoseereignisse unterschieden werden. Es handelt sich dabei um die variszische, permotriassische und eoalpidische Metamorphose (Abb.4).

Variszische Metamorphose: Im Mineralbestand des Ostalpinen Kristallins am Alpenostrand finden sich Hinweise auf zwei präalpidische Metamorphosen. Die ältere, variszische, ist in allen Einheiten nachzuweisen, aber unterschiedlich gut erhalten. Aus keiner Einheit existieren genaue Angaben über die Metamorphosebedingungen und daher auch keine Metamorphosepfade. Generell ist festzuhalten, dass durch die geochronologischen Daten relativ frühe Stadien des variszischen Geschehens belegt sind. So zeigen die Rb-Sr Alter von phengitischen Hellglimmern des Wechsel Komplexes ein druckbetontes Ereignis um 365 Ma (MÜLLER, 1994), welches damit zeitgleich mit der Eklogitmetamorphose des mittleren Ötztals ist (MILLER & THÖNI, 1995). Die Daten aus dem Troiseck-Flöning Komplex streuen stark; eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone aller Lithologien ergibt ein Alter von 371 ± 35 (Abb. 2C). Diese so angedeutete Homogenisierung der Sr-Isotopie um 370 Ma, zusammen mit den oben erwähnten Ar-Ar Muskovitaltern können als Hinweis auf ein prägendes Metamorphoseereignis um 370 Ma gewertet werden. Auch die Ar-Ar PA von Glimmerschiefern aus dem Vöstenhof-Kaintaleck Komplex, die als Abkühlalter unter ca. 400 °C interpretiert werden, liegen um 375 Ma. Diese hohen Alter unterscheiden sich von den deutlich jüngeren variszischen Abkühlaltern aus dem westlichen Teil des Ostalpinen Kristallins, wo durchwegs K-Ar Muskovitalter um 310 Ma gemessen wurden (THÖNI, 1981; THÖNI, 1999).

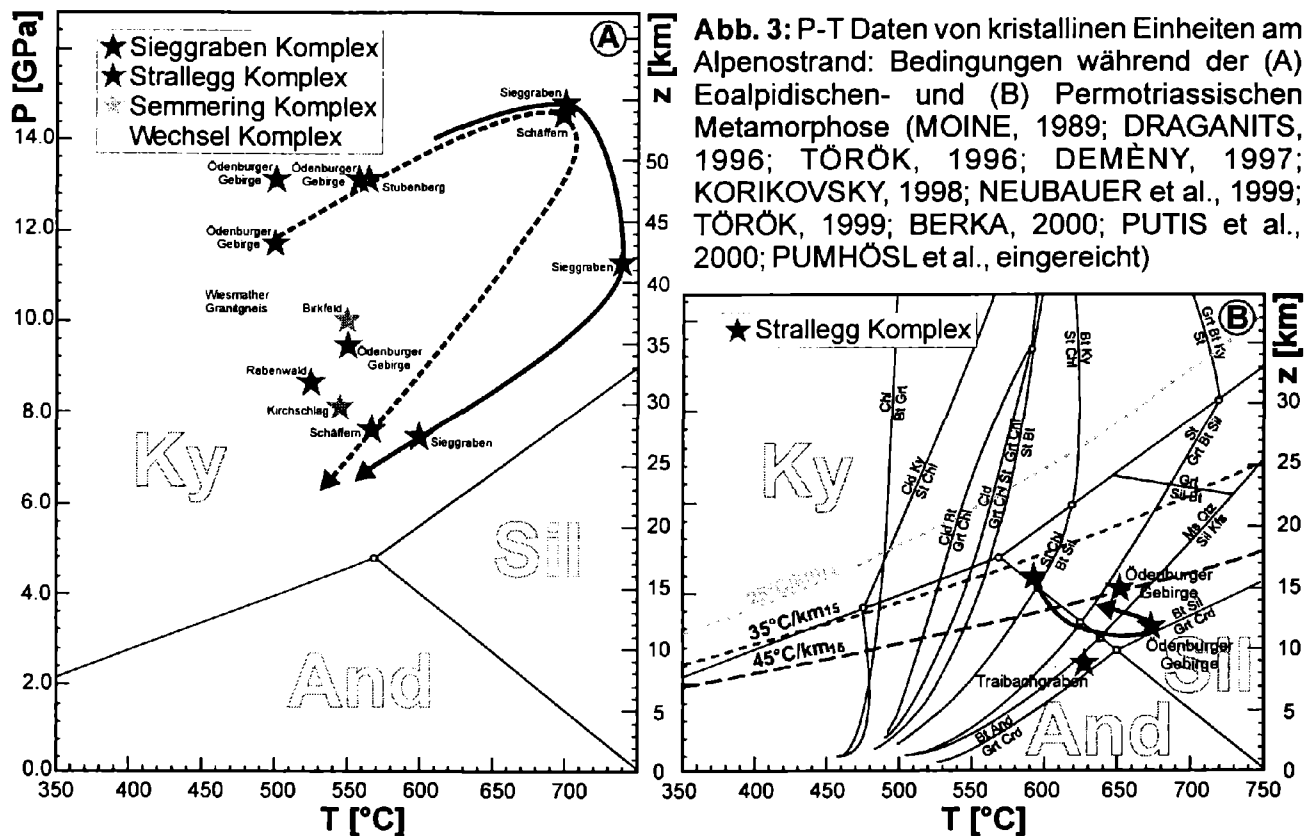
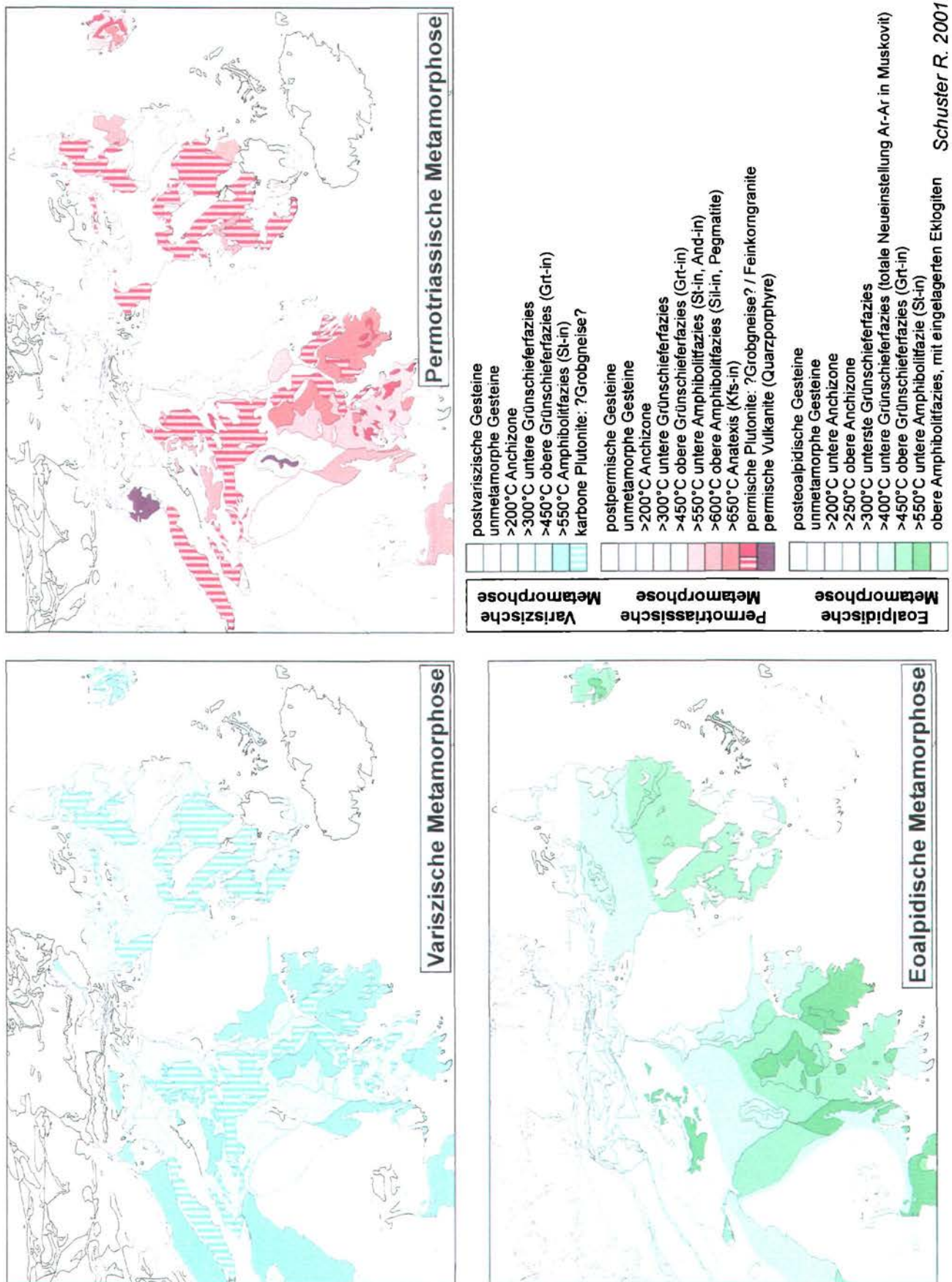


Abb. 3: P-T Daten von kristallinen Einheiten am Alpenostrand: Bedingungen während der (A) Eoalpidischen- und (B) Permotriassischen Metamorphose (MOINE, 1989; DRAGANITS, 1996; TÖRÖK, 1996; DEMÉNY, 1997; KORIKOVSKY, 1998; NEUBAUER et al., 1999; TÖRÖK, 1999; BERKA, 2000; PUTIS et al., 2000; PUMHÖSL et al., eingereicht)

Permotriassische HT/LP Metamorphose: Im Troiseck-Flöning Komplex und im Vöstenhof-Kaintaleck Komplex, welche eine hangende Position am Nordrand des Kristallins einnehmen, ist kein permotriassisches Temperaturereignis nachzuweisen. Im Süden zeigt die permotriassische HT/LP Metamorphose vom Wechsel- über den Semmering- bis in den Strallegg- und Siegraben Komplex eine zunehmende Intensität von grünschieferfaziellen bis zu hoch amphibolitfaziellen Bedingungen. Alle publizierten P-T Daten liegen im Andalusit- und Sillimanitstabilitätsfeld auf einem hohen geothermischen Gradienten von ca. 45 °C/km (Abb. 3B). Nach TÖRÖK (1999) ist der Metamorphosepfad anfänglich durch einen Druckabfall bei gleichzeitiger Temperaturzunahme gekennzeichnet. Die Situation im Strallegg- und Siegraben Komplex ist gut mit den tiefen Profilabschnitten im Strieden Komplex der Kreuzeckgruppe (PROYER et al., 2001), der Defferegger Alpen (SCHUSTER et al., 2001a) und dem Silvretta Komplex (SCHUSTER et al., 2001b) zu vergleichen. Im Zuge des thermischen Ereignisses kam es zur Bildung anatektischer Schmelzen, die heute als Granite und Pegmatite vorliegen. Die hohen Metamorphosebedingungen führten im Strallegg Komplex zu einer Homogenisierung des Sr-Isotopensystems, wodurch die Gesamtgesteine aller Lithologien heute eine Errorchrone von 220 ± 25 Ma (Abb. 2B) definieren. Die Olivin-Gabbros des Semmering Komplex zeigen Kristallisationsbedingungen von 800 °C bei ~4 kbar (PUMHÖSL et al., eingereicht), was einer Intrusion von 15 km Krustentiefe entspricht. Die Gesteine des Semmering Komplex zeigen aber bei gleicher Gesamtgesteinschemie (BERKA, 2000) keine Ähnlichkeiten zu jenen des Strallegg Komplex. Möglicherweise lief die permotriassische Metamorphose im Semmering Komplex bei einem niedrigeren geothermischen Gradienten ab.

Eoalpidische HP/LT Metamorphose: Die eoalpidische Metamorphose ist in allen kristallinen Einheiten am Alpenostrand nachzuweisen. Es sind zumindest zwei unterschiedliche Metamorphosetrends festzustellen:

(1) Die den Semmering Komplex im Norden überlagernden Einheiten, der Troiseck-Flöning Komplex, die Grauwackenzone mit dem Vöstenhof-Kaintaleck Komplex und die Nördlichen



Schuster R. 2001

Abb .4: Metamorphosekarten vom Gebiet des Alpenostrandes.

Kalkalpen zeigen eine Zonierung bei der die erreichten Temperaturen gegen das Hangende mehr oder weniger kontinuierlich abnehmen, während die Metamorphosealter gegen das Hangende zunehmen. Im nördlichsten Teil des Semmering Komplexes wurde die untere Grünschieferfazies um 80 - 85 Ma erreicht. Für den Troiseck-Flonig Komplex ist ein Metamorphosehöhepunkt um 85 Ma bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies anzunehmen. Datierungen von Feinfraktionen aus den tektonisch überlagernden Tattermannschiefern ergaben 90 Ma und 93 Ma (DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). In der Grauwackenzone nehmen die Metamorphosebedingungen gegen das Hangende von der untersten Grünschieferfazies bis zur Anchizone ab. Mit mehreren Methoden gemessene Metamorphosealter streuen von 82 - 116 Ma (SCHRAMM, 1981; NIEVOLL, 1984; KRALIK et al., 1987; DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). Anchizonale Bedingungen und Alter von 120 – 140 Ma wurden aus den Werfener Schiefen der hangenden Nördlichen Kalkalpen, im Bereich des Altenbergtales gemessen (SCHMIDT, 1999). Die Alter können als Bildungsalter interpretiert werden, da die eoalpidischen Metamorphosetemperaturen unter den Schließtemperaturen der Isotopensysteme geblieben sind. Die gegen das Hangende abnehmende Temperaturzonierung ist daher auf eine Deckenstapelung vor dem Metamorphosehöhepunkt zurückzuführen.

Diese zwei Metamorphosetrends lassen sich nicht durch ein einziges, kontinuierliches tektonisches Ereignis erklären (siehe unten).

(2) Im südlichen Teil ist vom Liegenden ins Hangende bzw. von Norden nach Süden eine Zunahme der Metamorphosebedingungen und eine Abnahme der Abkühlalter festzustellen. Vom Wechsel- und Waldbach Komplex über den Semmering Komplex bis in den Strallegg- und Sieggraben Komplex steigen die Temperaturen von der unteren Grünschieferfazies bis zur oberen Amphibolitfazies an. Druckangaben von den grünschieferfaziellen Einheiten sind nicht vorhanden. Die höhermetamorphen Einheiten zeigen durchwegs druckbetonte Bedingungen, mit einer Druckzunahme gegen das Hangende. Die Druckzunahme ist nach den neuen Daten mehr oder weniger kontinuierlich, die Drucke erreichten bis zu 10 kbar im Semmering-, 13 kbar im Strallegg- und 15 kbar im Sieggraben Komplex (Abb. 3A).

Der genaue Zeitpunkt des eoalpidischen Hochdruckereignisses ist derzeit nicht bekannt. Die aus den Hochdruckgesteinen gemessenen Ar-Ar- und Rb-Sr Alter stimmen aber gut mit vergleichbaren Daten aus dem Saualpe-Koralpe Komplex überein. Dort ist der Druckhöhepunkt mit 100 ± 10 Ma (Alb – Cenoman) durch mehrere Sm-Nd Isochronen an Eklogiten definiert (THÖNI, 1999). Die Ar-Ar Hornblendealter aus dem Sieggraben Komplex als Abkühlalter nach der Eklogitbildung zu interpretieren und daraus einen früheren Metamorphosehöhepunkt für den Sieggraben Komplex abzuleiten ist gefährlich, da in Hochdruckgesteinen mit Überschußargon zu rechnen ist (HUNZIKER, 1974; VENTURINI, 1995). Die Ar-Ar Abkühlalter von Muskovit (Abkühlung unter 400°C) sind im nordöstlichen Strallegg Komplex mit 95 Ma am höchsten. Sie korrespondieren mit den regional ältesten Zirkon (ca. 80 Ma) und Apatit (ca. 60 Ma) *fission track* Altern (DUNKL, 1992). Im Wechsel- und nördlichen Semmering Komplex liegen die Ar-Ar Muskovitalter bei 80 - 85 Ma, während im südlichen Strallegg Komplex mit ca. 75 Ma die jüngsten Alter gemessen wurden.

Diese Metamorphosezonierung belegt für den südlichen Teil des Gebietes eine tektonische Inversion der Metamorphose-Isograden, die nach dem Druck- und Temperaturhöhepunkt stattgefunden hat. Aus der Verteilung der Ar-Ar Muskovitalter ist mit einer differentiellen Exhumation, mit höheren Exhumationsraten in den südlichen Arealen um 70 - 90 Ma (Turon – Maastricht) zu rechnen.

Parallelisierung der Einheiten

Wechsel-, Waldbach und Semmering Komplex tauchen gegen Westen, Norden und Süden unter die höheren ostalpinen Einheiten ab. Der Semmering Komplex wird dabei regional von unterschiedlichen Einheiten überlagert. Im Folgenden wird versucht diese Einheiten nach dem derzeitigen Wissensstand zu parallelisieren.

Anbindung des Waldbach Komplexes: Der Waldbach Komplex wurde von FAUPL (1970b) lithologisch, und von FLÜGEL & NEUBAUER (1984) tektonisch vom Wechsel Komplex abgetrennt.

Dazu ist grundsätzlich zu bemerken, dass keine klare Definition des Wechsel Komplexes existiert. Schon bei der Frage, welche der Lithologien, die in Fenstern unter dem Semmering Komplex hervortreten, dem Wechsel Komplex angehören herrscht in der Literatur Uneinigkeit. So werden die Inhalte der im Norden gelegenen Scheiblingkirchner-, Wiener Neustädter- und Forchtenauer Fenster von TOLLMANN (1977) dem „Wechselsystem“ zugerechnet, während sie in der Karte 106 (Aspang-Markt) als „Sauerbrunn Schuppe“ bezeichnet und als Semmering Komplex betrachtet werden.

Die „Vorauer Serie“ des Waldbach Komplexes, welche aus hornblendeführenden Gesteinen und Augengneisen aufgebaut ist, ist schlecht mit den Lithologien des Wechsel Komplexes im Wechselsefenster zu vergleichen. Lithologische Ähnlichkeiten bestehen aber zum Fertöräkos Komplex an der österreichisch-ungarischen Grenze, welcher in mehreren Arbeiten dem Wechsel Komplex zugerechnet wird (KOVACH & SVINGOR, 1981; FRANK et al., 1996). Lithologische Parallelen sind weiters zum Ammering- und Speik Komplex (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) sowie zum Kristallin am Kulm, am Südrand des Kristallins nahe Stubenberg, vorhanden. Die letztgenannten Einheiten befinden sich allerdings in einer höheren tektonischen Position. Die exakte Stellung des Waldbach Komplexes bleibt derzeit immer noch unklar.

Der Troiseck-Flonig Komplex und die Drahtkogel Deckscholle: Der Troiseck-Flonig Komplex überlagert den Semmering Komplex im Norden. Lithologisch ähnlich und in vergleichbarer tektonischer Position bildet er nach TOLLMANN (1977) die Fortsetzung des Kristallins der Gleinalm. Letztere wird aus mehreren Einheiten aufgebaut (JUNG, 1982; SCHUSTER et al., 1999), wobei der Ammering- bzw. der Seckau-Rennfeld-Mugl Komplex als Äquivalente betrachtet werden können.

Bereits CORNELIUS (1952), aber auch TOLLMANN (1977) sahen den „Hirschbachlappen“ sowie die Mahdtalkogel- und Drahtkogel Deckscholle als östliche Verlängerung des Troiseck-Flonig Zuges. Danach ist diese Interpretation wieder in Frage gestellt worden. MATURA (1994) betrachtet die Drahtkogel Deckscholle als eine flach auflagernde Faltecke des „Semmeringsystems“, während sie in den öffentlich ausgestellten Profilen der Hochleistungs AG (RIEDMÜLLER, 1995) als ein von unten durchgespießtes Element des Semmering Komplexes dargestellt war.

Die Bearbeitung von SCHMIDT (1999) zeigt, dass die Deckscholle aufgrund der Lithologien und Metamorphosegeschichte eindeutig dem Troiseck-Flonig Komplex und nicht dem Semmering Komplex zugerechnet werden muß.

Das Angerkristallin: Die Gesteine des „Angerkristallins“ wurden in dieser Arbeit nicht behandelt. Sie begrenzen den Semmering Komplex im Westen und nehmen eine hangende Position ein. Nach Dünnschliffuntersuchungen setzt sich das Kristallin aus zumindest zwei Teilen zusammen. Der nördliche Anteil entspricht dem Wölz Komplex, während der südliche dem hangenden Rappold Komplex gleichzusetzen ist (SCHUSTER et al., 1999). Beide Komplexe sind weiter im Westen weit verbreitet und durch eine permotriassische sowie eine eoalpidische Metamorphose geprägt, die jeweils gegen das Hangende zunimmt. Sie überlagern den Ammering- und Seckau-Rennfeld-Mugl Komplex, welche dem Troiseck-Flonig Komplex entsprechen (siehe oben).

Abtrennung des Strallegg- vom Semmering Komplex: Der Strallegg Komplex überlagert den Semmering Komplex an mehreren weit gestreuten Lokalitäten. Eine kartenmäßige Abtrennung ist schwierig, aber durchaus möglich (CORNELIUS, 1952; WIESENEDER, 1981; BERKA, 2000; MATURA, pers. Mitt.). Entscheidende Kriterien sind das Auftreten der Grobogneise im Semmering Komplex, während der Strallegg Komplex durch biotitreiche, alumosilikatführende Lithologien, das massive Auftreten von Pseudomorphosen und das Auftreten von feinkörnigen, meist leukokraten Orthogneisen sowie von Pegmatiten gekennzeichnet ist. Bezüglich dieser Lithologien und der Metamorphosegeschichte zeigt der Strallegg Komplex wesentlich mehr Gemeinsamkeiten mit dem Rappold Komplex, dem Saualpe-Koralpe Komplex und dem Sieggraben Komplex als mit dem Semmering Komplex. Insbesondere der südliche Teil des Strallegg Komplex ist mit der „Teigitschserie“, dem nordöstlichsten Anteil des Saualpe-Koralpe Komplex gut vergleichbar, wenn

man vom Fehlen der permischen Feinkorngranite absieht. Auch die tektonische Stellung des Strallegg Komplex ist mit jener des Rappold-, Saualpe-Koralpe- und Sieggaben Komplex vergleichbar.

Tektonik

Das Ostalpin am Alpenostrand zeigt einen tektonisch und lithologisch sehr komplexen Bau. Ausführliche strukturgeologische Bearbeitungen sind leider nur für Bruchteile des Gebietes vorhanden (z.B. KROHE, 1981; MILOTA, 1983; MÜLLER, 1994). Ein wesentlicher Grund dafür ist die schlechte Aufschlußsituation, die es nur an wenigen Stellen ermöglicht flächendeckende Gefügedaten zu ermitteln. Die vielen tektonischen Fragestellungen, die sich aus dem Auftreten der oft sehr spezifischen Lithologien ergeben, lassen aber eine zukünftige Bearbeitung interessant erscheinen. An dieser Stelle werden nur einige Fragestellungen angeschnitten.

Internbau des Semmering Komplexes: Die neuen Daten von PUMHÖSL et al. (eingereicht), welche permische Intrusionsalter für die Gabbros und zumindest für Teile der Grobgnese belegen, aber auch die Daten von MÜLLER (1994) werfen Fragen in Hinblick auf den Internbau des nördlichen Semmering Komplexes auf. Von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der Geologie ist die Frage, ob es sich bei den Grobgnesen um variszische und/oder permische Intrusionen handelt und wie diese über das Gebiet verteilt sind. Aufgrund des räumlichen Naheverhältnisses der Gabbros zu den Grobgnesen und ihrer identen Alter (ca. 270 Ma) müssen die datierten Grobgnese im Bereich von Kirchschatz in 15 km Krustentiefe intrudiert sein. Diese Situation ist aber für die Grobgnesevorkommen ganz im Norden des Semmering Komplexes, bei der derzeitigen Interpretation der regionalen Geologie dieses Gebietes nicht vorstellbar: Die Mürz-Tachenberg Decke wird großteils aus Grobgnesen aufgebaut und diese werden fast unmittelbar von einer permoskythischen Transgressionsserie (ab ca. 245 Ma) überlagert. Bis jetzt gibt es keinerlei Hinweise auf gravierende Exhumationsprozesse zwischen 270 Ma und 245 Ma, die den sedimentären Kontakt des Permoskyths auf den Grobgnesen erklären würden. Bestätigt sich das permische Alter der Grobgnese so ist mit einer beträchtlichen internen Deformation des Semmering Komplex zu rechnen, die weit über das hinausgeht was heute vermutet wird.

Abschiebungstektonik im Ödenburger Gebirge: Die Strallegg Einheit des Ödenburger Gebirges zeigt die regional höchsten Ar-Ar Muskovitalter (>90 Ma) sowie die höchsten *fission track* Alter (Zirkon 70 – 80; Apatit 50 – 80 Ma). Aus dieser Tatsache, zusammen mit eingehenden strukturellen Untersuchungen an duktilen Scherzonen, beschreiben DRAGANITS & GRASEMANN (1996) *top-to* SE gerichtete Abschiebungen im Ödenburger Gebirge.

Tektonische Phasen: Die eoalpidische Metamorphosezonierung am Alpenostrand zeigt, wie oben dargelegt, zumindest zwei unterschiedliche Trends, die nur durch zeitlich getrennte tektonische Phasen entstanden sein können:

(1) Die Abnahme der Metamorphosetemperaturen, vom Nordrand des Kristallins hinein in die überlagernde Grauwackenzone und in die Nördlichen Kalkalpen, bei gleichzeitiger Zunahme der Metamorphosealter bedingt eine Platznahme der Einheiten vor dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt. Der Metamorphosehöhepunkt fand nach THÖNI (1999) um ca. 100 ± 10 Ma statt. Auch die Tatsache, dass die Platznahme im Zuge einer W - WNW gerichteten Überschiebungstektonik stattfand, ist ein Hinweis auf eine frühe Phase des eoalpidischen Ereignisses (RATSCHBACHER, 1984, 1986; GENSER & NEUBAUER, 1989). Die radiometrischen Altersdaten, welche vom Troiseck-Flöning Komplex gegen das Hangende Alterswerte von mehr als 90 Ma aufweisen stehen mit dieser Sicht im Einklang.

(2) Die Inversion der permotriassischen, als auch der eoalpidischen Metamorphose-Isograden im Südteil des Untersuchungsgebietes kann nur durch tektonische Vorgänge nach dem eoalpidischen Temperaturmaximum erklärt werden. Dabei werden die hochmetamorphen Einheiten NW - N gerichtet auf schwächer metamorphe Einheiten überschoben. Auch diese Phase der nordgerichteten Exhumation ist mit dem generellen Deformationsbild des Ostalpines zu korrelieren

(FRANK et al., 1983b; RATSCHBACHER, 1986). Die Abkühlalter nehmen im Strallegg- und Semmering Komplex von Norden (ca. 80 - 85 Ma) gegen Süden (ca. 75 Ma) ab. Das spricht für eine differentielle Exhumation mit höheren Exhumationsbeträgen in den südlichen Bereichen. SE-gerichtete Abschiebungstektonik ist wie in vielen Bereichen des Ostalpins auch am Alpenostrand belegt; Abschiebungen sind vom Nordrand des Semmering Komplexes (FUCHS, 1962; MÜLLER, 1994) und im Odenburger Gebirge bekannt (DRAGANITS & GRASEMANN, 1996). Eine genaue zeitliche Einstufung dieser Tektonik ist noch ausständig.

Synthese: Für das Ostalpin am Alpenostrand läßt sich nach den dargestellten Daten folgende postvariszisch-eoalpidische Entwicklungsgeschichte ableiten: Nach der postvariszischen Abtragung während des Oberkarbons und Unterperms kam das Ostalpin ab ca. 280 Ma in ein extensionelles Regime, welches mit der Öffnung der Neotethys und insbesondere mit der Öffnung des Meliatta-Hallstatt Ozeans in Verbindung steht. Der prograde Metamorphosepfad ist durch einen Druckabfall bei gleichzeitiger Temperaturzunahme gekennzeichnet. Eine derartige Situation ist in einem Dehnungsregime zu erreichen, in dem es z.B. durch *magmatic underplating* zu einer Wärmezufuhr aus dem Mantel kommt. Im Zuge dessen kam es zur Ausdünnung der Lithosphäre und zu einem erhöhten geothermischen Gradienten. Die Folgen waren eine intensive magmatische Aktivität und eine begleitende HT/LP Metamorphose. Dieses Ereignis hat im Wechsel-, Semmering- Strallegg- und Siegraben Komplex deutliche Spuren hinterlassen: Sie reichen von Vulkanismus (z.B. Roßkogelporphryoid) über Granitbildung (Grobgneise, feinkörnige Granitgneise und Pegmatite) bis zur Intrusion der Gabbros und zur Bildung der weit verbreiteten HT/LP Paragenesen. Danach kühlte die Lithosphäre ab und durch fortdauernde Subsidenz kam es zur Ablagerung von mächtigen Karbonatplattformsedimenten, die heute z.B. durch die Nördlichen Kalkalpen repräsentiert werden. Ab 240 Ma ist mit der Öffnung des Meliatta-Hallstatt Ozeans zu rechnen, da ab diesem Zeitpunkt offen marine Bedingungen in den Sedimentserien manifestiert sind, während zuvor ein eingeschränktes Milieu geherrscht hatte.

Zwischen 130 Ma und 100 Ma kam es zur Schließung des Meliatta-Hallstatt Ozeans und danach zur Kontinent-Kontinent Kollision bei der weite Teile des Ostalpins als Unterplatte agierten. Im Zuge der Kollision wurden die südlich gelegenen Teile der ostalpinen Permomesozoika, aber auch Teile von deren unmittelbarem Untergrund, W – WNW gerichtet, von ihrer mittleren- und unteren Kruste abgeschert. Die tieferen Krustenteile wurden versenkt und erlebten eine HP/LT Metamorphose mit einem Metamorphosehöhepunkt um 100 ± 10 Ma (THÖNI, 1999; HOINKES et al., 1999). Zu den abgescherten Teilen gehören im Untersuchungsgebiet die Nördlichen Kalkalpen, die Grauwackenzone, aber auch der Troiseck-Flöning Komplex. Die versenkten Teile werden insbesondere durch den südlichen Teil des Semmering Komplex, den Strallegg- und den Siegraben Komplex repräsentiert. Nach dem Metamorphosehöhepunkt kam es zwischen 90 und 70 Ma zur Exhumation der Hochdruckgesteine, welche zunehmend gegen NW – N überschoben wurden. Das führte zu einer Inversion der metamorphen Isograden im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Bereits während der Exhumationsphase setzte eine abschiebende Tektonik ein.

Danksagung

Wir danken den Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt S. Scharbert, A. Nowotny, A. Matura, G. Mandl, M. Rockenschaub, M. Linner sowie J. Nievoll für das zur Verfügung gestellte Kartenmaterial und die Weitergabe ihrer detaillierten Geländebeobachtungen im Zuge gemeinsamer Exkursionen. F. Koller und H. Purnhösl möchten wir dafür danken, dass wir Einblick in wertvolle, unpublizierte Daten erhielten, die für das Verständnis der regionalen Geologie wesentlich sind. Die vorliegende Arbeit profitierte sehr durch Diskussionen und Anregungen mit F. Bernhard, B. Grasmann, M. Thöni, P. Faupl, F. Popp, G. Habler, B. Kolenprat und M. Gmeindl. M. Jelenc und M. Fischer wird für die Hilfestellung bei der Probenaufbereitung, den Isotopenmessungen und der Auswertung gedankt.

Literatur

- BALOGH, K. & DUNKL, I.: K-Ar and Ar-Ar dating of the Sopron Mts., Eastern Alps, Hungary. – Abstract Vol. Carpathian Balkan Geological Association 1997, 2, Budapest 1997.
- BERKA, R., SCHMIDT, K., SCHUSTER, R. & FRANK, W.: Hercynian and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement units (Eastern Alps).- Mitt. Österr. Miner. Ges., 143 (1998), 242-245, Wien 1998.
- BERKA, R.: Die Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel System.-unveröff. Dipl.-Arb. formal-natwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S, Wien 2000.
- BERL, R.: Lazulith in Österreich, Teil1. Bemerkungen zu einigen Lazulithfundstellen von Niederösterreich und Steiermark.- Der Steirische Mineralog, 10, 5-14, Graz 1996.
- BERMAN, R. G.: Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets.- Am. Mineral., 75, 328-344, Washington 1990.
- BERNHARD, F., FINGER, F., SCHITTER, F., BERKA, R. & SCHUSTER, R.: Electron microprobe ages of monazite and xenotime from the austroalpine basement units of the Fischbacher Alpen, Styria, Austria.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 143 (1998), 246-248, Wien 1998.
- BERNHARD, F., FINGER, F. & SCHITTER, F.: Timing of metamorphic, magmatic, hydrothermal and deformational events revealed by EMP total Pb dating of monazite and xenotime in the polymetamorphic Austroalpine Grogneis complex, Eastern Alps, Styria, Austria. - Abstracts Volume, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Session 18-3, Rio de Janeiro 2000.
- CORNELIUS, H.P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1: 75 000, Blatt Mürzzuschlag. - Geol. B.-A., Wien 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75000).- Jb. Geol. B.-A., Sdb. 4, 94 S, Wien 1952.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H.: Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from 40Ar/39Ar and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps.- J. Geol., 106, 71-86, Chicago 1998.
- DEMÉNY A., SHARP Z.D. & PFEIFER, H.D.: Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to the Alpine whiteschists. – Contrib. Mineral. Petrol., 128, 247-260, Berlin 1997.
- DRAGANITS, E. & GASEMANN, B.: Pre-Alpine and Alpine metamorphic history of the Sopron Hills (Burgenland, Austria).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 41, 105, Wien 1996.
- DRAGANITS, E.: Kristallineologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). - Unveröff. Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 150 S., Wien 1996.
- DRAGANITS, E.: Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand.- Jb. Geol. B.-A., 141, 113-146, Wien 1998.
- DUNKL, I.: Final episodes of the cooling history of eastern termination of the Alps.- In: NEUBAUER, F. (Hrsg.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 137-139, Graz 1992.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) - Österreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 19, 27-70, Wien 1970a.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 22-51, Wien 1970b.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark.- (Geol. B.-A.) Wien, 127 S, Wien 1984.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins.- Jber. 1982 Hochschulschwerpkt S 15, 1983, 249-262, Graz 1983a.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, J., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum.- Jber. 1982 Hochschulschwerpkt S 15, 1983, 263-293, Graz 1983b.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - 272-281, (Deuticke) Wien 1987.

- FRANK, W., LELKES-FELVÁRI, G & DUNKL, I.: Thermal history of Austroalpine rocks of the borehole Fertörökös-1004, Western Hungary. – In: DUDICH, E. & LOBITZER, H. (Hrsg.): Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research. – Occas. Papers Geol. Inst. Hung. (Budapest), 189, 177-195, Budapest 1996.
- FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge.- Jb. Geol. B.-A., 105, 19-37, Wien 1962.
- GAAL, G.: Zur Geologie des Roßkogelgebietes W Mürrzuschlag. Ergebnisse einer Neuaufnahme in den Jahren 1960 und 1961.- Unveröff. Diss. Phil. Fakultät, Univ. Wien, Wien 1963.
- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürrzuschlag (Steiermark).- Mitt. Ges. Geol. Berbaustud., 16 (1965), 105-148, Wien 1966.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. – Mitt. Naturwiss. Vereins Steiermark, 120, 203 – 219, Graz 1989.
- GMEINDL, M.: Sprödetektonische Strukturanalyse der Talhofstörung (Semmeringgebiet Unveröff. Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 143 S, Wien 1999.
- HANDLER, R.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria.- unveröff. Diss. an der Naturwissenschaftlichen Fakultät, Karl-Franzens-Universität in Graz, 143 S, Graz 1994.
- HAUER, F.v.: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie.- Blatt VI: Östl. Alpenländer.- Jb. Geol. R.-A., 18, 1-44, Wien 1868.
- HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R.: Alpine metamorphism of the Eastern Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79/1, 151-181, Zürich 1999.
- HUBER, M.: Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand.- unveröff. Diss. Inst. für Geowissenschaften, Leoben, 136 S, Leoben 1994.
- HUNZIKER, J.C.: Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 31, 1-55, Padova 1975.
- JUNG, G.: Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe.- Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 180 S., 66 Abb., 14 Tab., 5 Kt., Wien 1982.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphites of the Sopron region.- Acta Geologica Hungarica, 29 (3-4), 375-387, Budapest 1986.
- KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes.- Tschemaks miner.petrogr. Mitt., 38, 268-276, Wien 1925.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs.-204 S, Wien 1938.
- KOLLER, F. & WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphosen der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins in der Oststeiermark, Exk.-Führer ÖMG-DMG-Tagung 1981, Fortschr. Miner., 59, Beih. 2, 167-178, Wien 1981.
- KORIKOVSKY, S.P., PUTIS, M., KOTOV, A.B., SALNIKOVA, E.B. & KOVACH, V.P.: High pressure metamorphism of the phengite gneisses of the Lower Austroalpine nappe complex in the Eastern Alps: mineral equilibria, P-T parameters, age.- J. Petrology, 6/4, 603-619, Oxford (Univ Press.) 1998.
- KOVACH, A. & SVINGOR, E.: On the age of metamorphism in the Fertörökös Metamorphic Complex, NW Hungary.- Verh. Geol. B.-A., 1981, 73-81, Wien 1981.
- KRALIK, M., KRUMM, H., & SCHRAMM, J.M.: 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. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps: Vienna, Deulicke, 164-178, Wien 1987.
- KRETZ, R.: Symbols for rock-forming minerals. – Am. Mineralogist, 68, 277-279, Washington 1983.
- KROHE, A.: Die Koralpengesteine in der Deckscholle bei Steinbach im Burgenland - Ein Beitrag zum Problem der Plattengneistektonik.- Vorarb. Inst. Geol. Univ. Wien, 111 S, Wien 1981.
- KÜMEL, F.: Die Siegggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich-Burgenland).- Phil. Diss. Univ.Wien. 1934.- 74 S, Wien 1934.
- KÜMEL, F.: Die Siegggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich-Burgenland).- Miner. Petrogr. Mitt., 47, 141-184, Wien 1935.
- KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz.- (Geol. B.-A.), Wien, 67 S, Wien 1957.

- LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge.- In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz, Geol. B.-A., Wien, 9-25, Wien 1957.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F. P.: Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary).- *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 39, 593-612, Milano 1984.
- MASSONNE, H.-J.: High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O .- Habilitationsschrift Univ. Bochum, 172 S, Bochum 1991.
- MATURA, A.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone sowie im zentralalpinen Kristallin und Permomesozoikum auf Blatt 104 Mürzzuschlag.- *Jb. Geol. B.-A.*, 138/3, 511-512, Wien 1994.
- MILLER, CH. & THÖNI, M.: Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - *Chemical Geology*, 122, 199-225, Amsterdam 1995.
- MILOTA, Ch.: Die Siegrabener Deckscholle im südlichen Rosaliengebirge (Niederösterreich/ Burgenland).- Unveröff. Vorarbeit Inst. f. Geol. Univ. Wien, 92 S, Wien 1983.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen.- *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 88, 633-652, Wien 1912.
- MOINE, B., FORTUNE, J. P., MOREAU, Ph. & VIGUER, F.: *Comparative Mineralogy, Geochemistry and Conditions of Formation of two metasomatic Talc and Chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees France) and Rabenwald (Eastern Alps Austria)*.- *Econ. Geol.*, 84, 1398-1416, 1989.
- MOREAU, Ph.: *Le Massif du Rabenwald (Autriche) et ses Minéralisations (Talc, Chlorite, Disthène, Leucophyllite)*.- Thèse, Univ. Franche-Comté Besançon, Fac. Sciences Techn., 327 S, Besançon 1981.
- MÜLLER, W.: Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechselgebietes (Niederösterreich). - Unveröff. Diplom. Arb. Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267 S, Wien 1994.
- MÜLLER, W., DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F. & THÖNI, M.: Deformation-induced resetting of Rb/Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). - *J. Geol. Soc.*, 156/3, 261-278, London 1999.
- NAGY, G. & DRAGANITS, E.: Occurrence and mineral-chemistry of monazite and rhabdophane in the crystalline of the Sopron Hills, Eastern Alps (Austria). - *Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.*, 42, 21-36, Wien 1999.
- NAGY, G., DRAGANITS, E., DEMÉNY, A., PANTÓ, G., ÁRKAI, P. (eingereicht): LREE-Phosphate Minerals in the Metamorphic Complex of Sopron Hills, Eastern Alps. - *Chemical Geology*, Amsterdam.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G.: Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps).- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 86, 61-74, Wien 1994.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D. & TAKASU, A.: Conditions of eclogite formation and age of retrogression within the Siegraben unit, Eastern Alps: implications for Alpine-Carpathian tectonics. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/2, 297-307, Zürich 1999.
- NIEVOLL, J.: Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg).- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 77, 63-71, Wien 1984.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1960, 274-283, Wien 1960.
- PAHR, A.: Zur Geologie des Raumes um Schäffern (Oststeiermark).- *Miner. Mittbl. Joanneum*, 1972/2, 57-63, Graz 1972.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, 2, 23-33, Wien 1977.
- PEINDL, P.: Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark).- Unveröff. Diss. Natwiss. Fak. Univ. Graz, 252 S, Graz 1990.
- PROYER, A., SCHUSTER, R., & HOINKES, G.: Permo-Triassic metamorphic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria). - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, 146, Wien 2001.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., FARYAD, S.W., SEIFERT-FALKNER, C., FRANK, W., MILLER, C., & SATIR, M. (eingereicht): Origin and evolution of Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grogneiss Unit (Eastern Alps).- *Chem. Geology*, Amsterdam.
- PUTIS, MARIAN; KORIKOVSKY, SERGEY P.; PUSHKAREV, YURI D.: Petrotectonics of an Austroalpine Eclogite-Bearing Complex (Siegraben, Eastern Alps) and U-Pb Dating of Exhumation.- *Jb. Geol. B.-A.*, 142, 73-93, Wien 2000.

- RATSCHBACHER, L.: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen (Ober Steiermark - Österreich). - Jber. 1983 Hochschulschwerpunkt S15, 1983, 67-200, Graz 1984.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. - *Tectonophysics*, 125, 335-356, Amsterdam 1986.
- REINDL, H.: Das östliche Raabalpenkristallin.- unveröff. Diss. Univ. Graz., 235 S, Graz 1989.
- RICHTER, W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 191, 1-50, Wien 1973.
- RIEDMÜLLER, G.: Zur Geologie des Semmering-Basistunnels.- *Österreichische Ingenieur- und Architekten-Zeitschrift (ÖIAZ)*, 140/7-8, Wien 1995.
- NOWOTNY, A., & ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1992 über die geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Müzzuschlag. - *Jb. Geol. B.- A.*, 137/3, 563, Wien 1994.
- SCHARBERT, S.: Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. - In: PEINDL, P., NEUBAUER, F., MOYSCHEWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E., 1990: Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins.- *Excursion guide TSK III Exkursion "Raabalpen- und Wechselkristallin"* 24. April 1990. *Geol. Inst. Univ. Graz*, 22-25, Graz 1990.
- SCHMIDT, K. & FRANK, W.: Timing and conditions of metamorphic events at the southeastern margin of the Northern Calcareous Alps (Gloggnitz/Austria).-*Freiberger Forschungshefte*, C 471, 193-194, Freiberg 1998.
- SCHMIDT, K., FRANK, W. & BERKA, R.: Timing and conditions of metamorphic events along a profile from the base of the Northern Calcareous Alps to the Austroalpine basement units (Lower Austria-Styria).- *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 143 (1998), 379-381, Wien 1998.
- SCHMIDT, K.: Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). - *Dipl. Arb. formal-natwiss. Fak. Univ. Wien*, 127 S, Wien 1999.
- SCHRAMM, J.-M.: Zur Metamorphose des feinklastischen Permoskyth im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - *Verh. Geol. B.-A.* 1982/2, 63-72, Wien 1982.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W.: Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42, 37-58, Wien 2000.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R.: Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm.- *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A*, 52, 5-6, Tübingen 1999.
- SCHUSTER, R. & FAUPL, P.: Permo-Triassic sedimentary record and contemporaneous thermal basement evolution in the Drauzug-Goldeck-Kreuzeck area (Eastern Alps / Austria). - 2001 Abstract Vol. *Alpshop 2001 Obergurgl*, 2001.
- SCHUSTER, R., BERTLE, R. & FRANK, W.: Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine Silvretta Nappe. - Abstract Vol. *Alpshop 2001 Obergurgl*, 2001.
- SCHUSTER, R., PROYER, A., HOINKES, G. & SCHULZ, B.: Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine crystalline rocks of the Deffereggan Alps (Eastern Tyrol). - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, 146, Wien 2001.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark.- *Geogn.-mont.Ver. Steiermark*, 654 S, Graz 1871.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes.- *Bull. Soc. géol. France*, (4) 3, 1903, 711-765, Paris 1904.
- THÖNI, M.: Degree and evolution of the Alpine Metamorphism in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. - *Jb. Geol. B.- A.*, 124/1, 111-174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: A review of geochronological data from the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1, 209-230, Zürich 1999.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 10, 1-62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese.- VIII, Deuticke, Wien, S.256, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges".- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1964, 270-299, Stuttgart 1964.

- TOLLMANN, A.: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen.- Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, 3, 58-64, Zentralanst. Meteor. Geodyn. Wien 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. - Deuticke, Wien, 766 S, Wien 1977.
- TOULA, F.: Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete.- Verh. geol. R.-A., 1877, 195-197, Wien 1877.
- TÖRÖK, K.: High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kö-Hegy Gneiss, Sopron (West-Hungary) - Phengite barometry and fluid inclusions. - Europ. J. Mineral., 8, 917-925, Stuttgart 1996.
- TÖRÖK, K.: Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schists from the Sopron Mountains, Eastern Alps, Western Hungary . Acta Geologica Hungarica, 42, 127-160, Budapest 1999.
- TROPPEL, P., BERNHARD, F. & KONZETT, J.: Trace Element Mobility in Contact Metamorphic Rocks: Baddeleyite-Zirconolite-(Zircon) Veins in Olivine-Bearing Marbles from the Stubenberg Granite Contact Aureole (Styria, Austria). - Journal of Conference Abstracts, 6/1, 278, 2001.
- VACEK, M.: Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone.-Verh. geolog. R.-A., 1892, 367-377, Wien 1892.
- VENTURINI, G.: Geology, Geochemistry and Geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps – Italy). – Mémories de Géologie (Lausanne), 25/1995, 148 S, Lausanne 1995.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes.- Tschemm's Min. Petrogr. Mitt., (2)42, 136-181, Wien 1932.
- WIESENER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis.- Miner. Mittbl. Joanneum, 1961/1, 1-30, Graz 1961.
- WIESENER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand.- Geol. Rdsch., 52, 238-246, Stuttgart 1962.
- WIESENER, H.: Exkursion BII/BIII; 1. Wien-Semmering-Birkfeld.- Fortschr. Miner., 42, 148-154, Stuttgart 1965.
- WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen.- Verh. Geol. B.-A., 1971, 344-357, Wien 1971.
- WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. - Fortschr. Miner., 59/2, 167-178, Stuttgart 1981.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: [2001](#)

Autor(en)/Author(s): Schuster Karin, Berka Rudolf, Draganits Erich, Frank Wolfgang, Schuster Ralf

Artikel/Article: [LITHOLOGIEN, METAMORPHOSEGESCHICHTE UND TEKTONISCHER BAU DER KRISTALLINEN EINHEITEN AM ALPENOSTRAND 29-56](#)