

Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins

R. SCHUSTER

Zusammenfassung

Basierend auf der Zusammenfassung von petrologischen, strukturgeologischen und geochronologischen Daten wird die Internstruktur des Ostalpinen Kristallins beschrieben. Es zeigt sich, dass über den durch das jungalpidische Geschehen stark beeinflussten Einheiten des Unterostalpins ein tiefer Deckenstapel aus eoalpidisch grünschieferfaziell überprägten kristallinen Komplexen in transgressivem Verband mit permomesozoischen Metasedimenten lagert. Die darüber folgenden Kristallinkomplexe zeigen eine druckbetont-amphibolitfazielle bis eklogitfazielle eoalpidische Metamorphoseprägung mit einer durchgreifenden strukturellen Umgestaltung. Sie stellen einen gegen Norden zu extrudierten Keil dar, dessen südlicher Teil in einer Spätphase S-vergent rückgefaltet wurde. Überlagert wird der Extrusionskeil durch Deckensysteme, die aus kristallinen Einheiten, paläozoischen Metasedimentserien und transgressiven permomesozoischen Sedimentserien, die eine, gegen das Hangende zu, bis zu diagenetischen Bedingungen abnehmende eoalpidische Metamorphoseprägung aufweisen. Das Gebiet südlich des Extrusionskeiles wird aus tektonischen Blöcken mit ähnlicher Charakteristik aufgebaut.

Aus der Analyse der Daten ergibt sich, dass innerhalb des Ostalpinen Kristallins die Grenze zwischen einer eoalpidischen tektonischen Unter- und Oberplatte verläuft. Die eoalpidische Unterplatte wird aus dem Unterostalpin, dem tiefen Deckenstapel und dem Extrusionskeil gebildet. Die Oberplatte besteht aus frontalen Deckensystemen und tektonischen Blöcke südlich davon. Da das eoalpidische Kollisionsgeschehen mit der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Zusammenhang steht, stellt diese Plattengrenze wahrscheinlich die Spur der Suturzone dieses triassisch-jurassischen Ozeans dar.

1. Einleitung

Die Alpen entstanden aufgrund der seit der Kreide mehr oder weniger kontinuierlichen Konvergenz der afrikanischen und europäischen Kontinentalplatte. Ihre Geologie ist sehr komplex, da sich zwischen diesen beiden Kontinenten mehrere ozeanische Räume und Mikrokontinente befanden, die zu unterschiedlichen Zeiten in das Kollisionsgeschehen einbezogen wurden (TRÜMPY, 1960; FRISCH, 1979; HAAS et al., 1995). Daraus ergeben sich entlang des Streichens markante Unterschiede im Gebirgsbau, die z.B. in einer sehr unterschiedlichen Architektur oder im unterschiedlichen Alter der prägenden Metamorphose ihren Ausdruck finden (DESMONS et al., 1999; THÖNI, 1999).

Bezogen auf das alpidische Geschehen werden die Alpen von Norden nach Süden bzw. vom Liegenden ins Hangende aus folgenden plattentektonischen Einheiten aufgebaut (Abb. 1): Der Europäischen Kontinentalplatte, den Resten der Penninischen Ozeane und der Apulischen Kontinentalplatte. Die Penninischen Ozeane öffneten sich im Jura zwischen den beiden oben genannten Kontinentalplatten und wurden von der Oberkreide bis in das Tertiär geschlossen (FRISCH, 1979; WAGREICH, 2001). Während der darauffolgenden alpidischen Kontinentkollision bildete die Europäische Platte die tektonische Unterplatte, und die Apulische Platte die Oberplatte. Die Penninischen Suturzonen sind leicht entlang des gesamten Alpenorogens zu verfolgen.

Ganz im Osten der Alpen finden sich aber auch Reste eines weiteren ozeanischen Bereiches, nämlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans. Derzeit bestehen noch große Wissenslücken bezüglich der Ausdehnung dieses Ozeans und seiner Anbindung an weitere ozeanische Räume, die sich im Mesozoikum im Südosten der Apulischen Platte befunden haben (Vardar-Ozean, Neotethys-Ozean) (z.B. HAAS et al., 1995; CHANNELL & KOZUR, 1997; STAMPFLI & MOSAR, 1999). Nach derzeitigem Wissensstand wurde der Meliata-Hallstatt-Ozean in der Trias geöffnet. Seine Schließung setzte, wie aus den Karpaten bekannt ist, im oberen Jura ein (KOZUR, 1992; DALLMEYER et al., 1996; FARYAD & HENJES-KUNST, 1997) und ab der Kreide kam es im Alpen-Karpaten-Raum zu Kontinentkollisionen, die damit in Zusammenhang stehen (THÖNI & JAGOUTZ, 1993; FRANK, 1987; CHANNELL et al., 1992). Die Lage der Meliata-Hallstatt-Suturzone ist aber, ebenso wie die plattentektonische Konfiguration während dieses Kollisionsgeschehens, nur sehr schlecht bekannt.

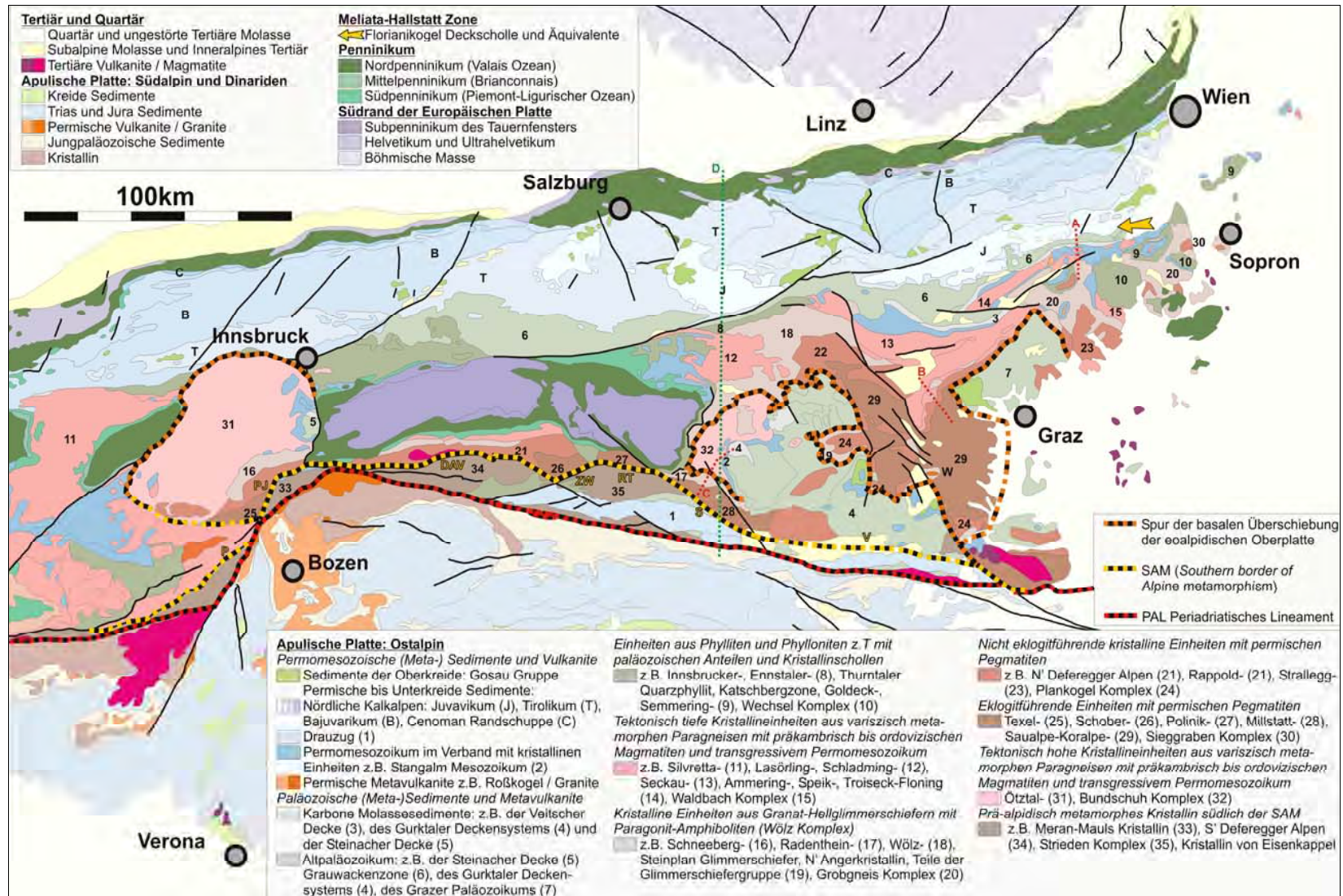


Abb. 1: Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Ostalpen. Eingetragen sind die in den Abbildungen 3 (A), 4 (B), 5 (C) und 7 (D) abgebildeten Profilschnitte. Weiters finden sich die in HOINKES et al. (1999) definierten Abschnitte der SAM. Von Westen nach Osten handelt es sich dabei um die Pejo- (P), Passeier-Jaufen- (PJ), Defereggan-Antholz-Vals- (DAV), Zwischenbergen-Wöllatratten- (ZW), Ragga-Teuchl- (RT), Siflitz- (S) und Viktring- (V) Störung.

Das Fehlen einer ozeanischen Meliata-Hallstatt-Suturzone im Bereich der Ostalpen ist wohl einer der wesentlichen Gründe, dass bis Anfang der 90er Jahre von vielen Autoren die gesamte alpidische Deformation und Metamorphoseprägung der Ostalpen mit der Schließung der penninischen Ozeane in Verbindung gebracht wurde (RATSCHBACHER et al., 1989). Erst mit der Datierung der Eklogite aus der Koralpe durch THÖNI & JAGOUTZ (1992) wurde bewusst, dass sich große Teile des Ostalpins, welches den nördlichen Rand der Apulischen Platte darstellt, während des kretazischen Kollisionsgeschehens in einer Unterplattenposition befunden haben müssen. Dieses als eoalpidisch bezeichnete Ereignis steht, wie oben dargelegt, mit der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Verbindung. Obwohl diese Erkenntnis weitgehende Anerkennung fand (z.B. FROITZHEIM et al., 1996; FAUPL & WAGREICH, 2000; NEUBAUER et al., 2002) blieben die Fragen, ob bzw. wo in den Ostalpen die Meliata-Hallstatt-Sutur verläuft und welche tektonischen Elemente sich dazu in einer Unter- bzw. Oberplattenposition befanden, ungeklärt.

Bisherige Versuche die Meliata-Hallstatt-Suturzone in den Ostalpen aufzufinden setzten nahe- liegenderweise bei den erhaltenen Resten des Meliata-Hallstatt-Ozeans und deren tektonischer Position innerhalb des ostalpinen Deckenstapels an. Sie befinden sich an mehreren Stellen, in einer Schürflingszone eingeklemmt, zwischen der paläozoischen Grauwackenzone bzw. deren trans- gressiver permischer Sedimentauflage, die dem Tirolikum zuzurechnen ist, und der juvavischen Schneebergdecke der Nördlichen Kalkalpen (siehe Abb. 1, Abb. 3 und Erläuterung in Punkt 2). Aufgrund dieser Position postulierte SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) und NEUBAUER et al. (2002), dass das Juvavikum Teil der Oberplatte sei und die Suturzone innerhalb der Nördlichen Kalkalpen verläuft. Diese Hypothese steht in krassem Widerspruch zu der gut untersuchten und begründeten Fazieszonierung der Kalkalpen. Letztere spricht dafür, dass die Nördlichen Kalkalpen während der Permotrias einen zusammenhängenden Sedimentationsraum bildeten, der im Südosten durch den Meliata-Hallstatt-Ozean begrenzt wurde (TOLLMANN, 1977; HAAS et al., 1995; MANDL, 2000).

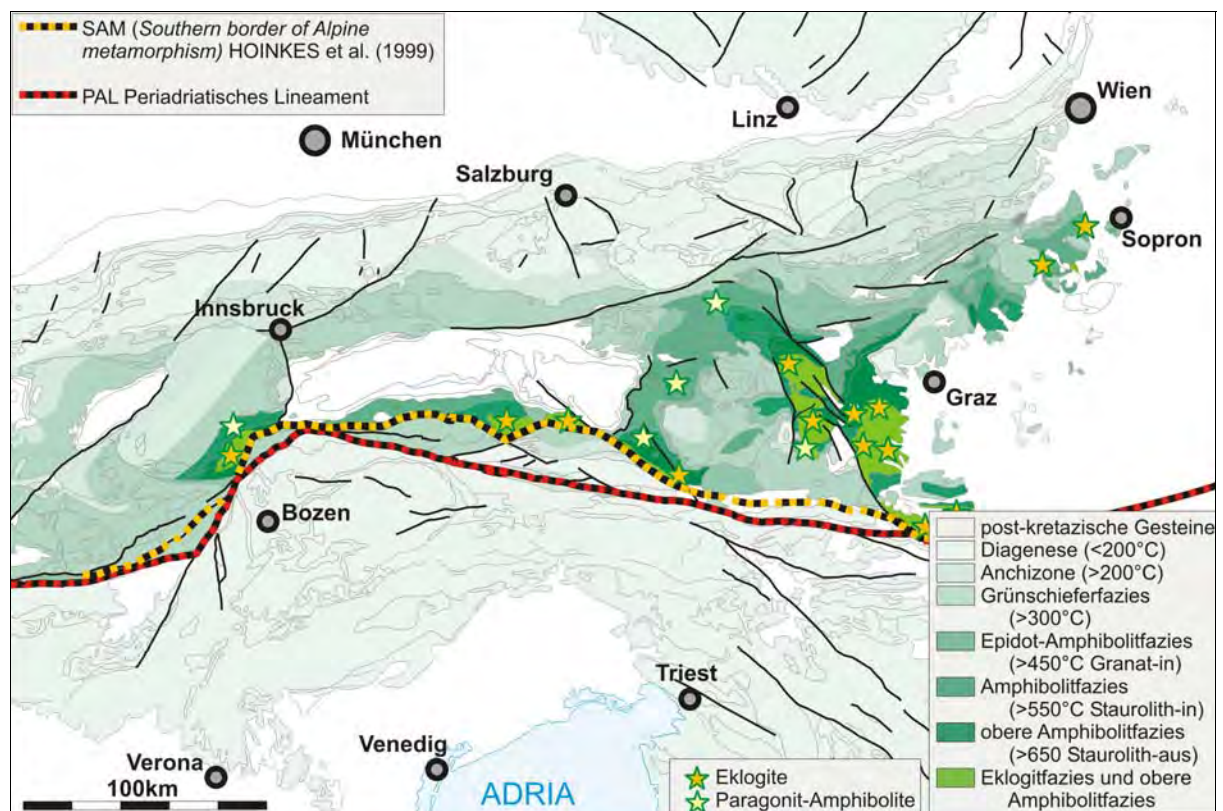


Abb. 2: Eoalpidische Metamorphosekarte der Ostalpen. In der Karte ist zu erkennen, dass der eoalpidische Metamorphosegrad von Norden gegen Süden mehr oder weniger kontinuierlich bis zu eklogit- bzw. hoch amphibolitfaziellen Bedingungen ansteigt, bis er an einer Linie dramatisch abfällt. Diese Linie wurde von HOINKES et al. (1999) als "Southern border of Alpine Metamorphism" (SAM) definiert. Alle Einheiten, die eoalpidische Hochdruckgesteine (Eklogite, Paragonit-Amphibolite) enthalten, liegen nördlich der SAM, während prä-alpidische HT/LP-Paragenesen im Ostalpin zwischen der SAM und dem Periadriatischen Lineament (PAL) gut erhalten sind.

Da sich geodynamische Prozesse wie die Schließung ozeanischer Räume auch in charakteristischen Metamorphosezonierungen widerspiegeln, ist es angebracht das Ostalpine Kristallin, welches während des eoalpidischen Ereignisses ganz wesentlich geformt wurde, unter diesem Aspekt einer verborgenen Suturzone zu betrachten.

In dieser Arbeit wird, basierend auf einer Zusammenfassung von petrologischen und geochronologischen Daten, die interne Struktur des Ostalpinen Kristallins diskutiert. Ausgehend von dessen Aufbau wird versucht die Fragen nach der Lage der Meliata-Hallstatt-Suturzone und die Stellung der Ostalpinen Einheiten im Bezug zu dieser, einer Klärung näher zu bringen. Daraus resultiert ein Vorschlag für eine neue, im Bezug auf diese Interpretation genetische Gliederung des Ostalpins im Allgemeinen und des Ostalpinen Kristallins im Speziellen. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diese Arbeit keine ultimative tektonische Unterteilung und Nomenklatur des Ostalpins beinhaltet, sondern eine Diskussionsgrundlage darstellen soll.

2. Abriss über die Geologie der Ostalpen

Historisch bedingt existieren in der die Ostalpen betreffenden Literatur eine Unzahl von tektonischen und stratigraphischen Begriffen. Für das Verständnis dieser Arbeit ist es unumgänglich eine ganze Reihe von diesen zu verwenden, es wurde aber darauf geachtet, mit einem Minimum auszukommen. Im Text werden Kristallingebiete, welche die eoalpidische Metamorphoseprägung im Verband erleben, als Komplexe bezeichnet. Diese Komplexe sind gegenüber den benachbarten durch eoalpidische Bewegungszonen tektonisch getrennt. Zum Teil tragen sie eine permomesozoische Sedimentbedeckung. Gemeinsam mit dieser bilden sie Decken oder Blöcke. Unter Deckensystem werden eoalpidisch gegeneinander bewegte Decken bezeichnet, die sich bereits voralpidisch in einem geographischen Naheverhältnis befunden haben.

Die verwendeten Einheiten sind in einer tektonischen Karte der Ostalpen (Abb. 1) dargestellt, welche im Folgenden kurz erläutert wird. Der Südrand der europäischen Platte wird in den Ostalpen durch das Helvetikum und die Zentralgneisdecken in den Hohen Tauern repräsentiert. Letztere nehmen eine den Internmassiven der Westalpen vergleichbare, subpenninische Position ein (MILNES, 1974; SCHMID et al., in Druck). Das Penninikum umfasst die Reste des Südpenninischen Ozeans (Piemont-Ligurischer Ozean), das aus kontinentaler Kruste bestehende Mittelpenninikum (Briançonnais) sowie den Nordpenninischen Ozean (Valais-Ozean). Der in den Bau der Ostalpen einbezogene Nordrand der Apulischen Platte untergliedert sich in das Ostalpin und das südlich angrenzende Südalpin, welche durch das Periadriatische Lineament getrennt sind. Das Ostalpin besteht aus mesozoischen (Meta-)Sedimentfolgen, paläozoischen Metavulkanit-Metasedimentabfolgen und lithologisch verschiedenartigen, zumeist polymetamorphen kristallinen Einheiten. Letztere werden zum Teil weiter unten genauer beschrieben.

Wesentliche paläozoische Einheiten sind die Grauwackenzone mit den drei Teildecken Veitscher, Silbersberg- (inkludiert Vöstenhof-Kaintaleckdecke [DALLMEYER et al., 1998]) und Norische Decke, die Steinacher Decke, das Gurktaler Deckensystem und das Deckensystem des Grazer Paläozoikums. Die Hauptmasse der mesozoischen Sedimente mit den am besten erhaltenen Schichtfolgen finden sich in den Nördlichen Kalkalpen und dem Drauzug. Erstere werden in drei tektonische Stockwerke untergliedert, die gleichzeitig eine unterschiedliche Faziesabfolge der Sedimente aufweisen. Vom Liegenden gegen das Hangende bzw. vom Kontinent gegen den Meliata-Hallstatt-Ozean sind dies die Cenoman-Randschuppe, das Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum (MANDL, 2000). Kleinere und teilweise bis zur Grünschieferfazies metamorphisierte Reste von mesozischen Sedimenten, wie z.B. das Stangalmmesozoikum (siehe auch Abb. 5), finden sich im Verband mit bestimmten Kristallineinheiten.

Die Reste des Meliata-Hallstatt-Ozeans (Meliatikum) sind zu klein, um in der Karte dargestellt werden zu können. Sie sind stark tektonisiert und bestehen in den Ostalpen aus Serpentiniten, triassischen Radiolariten und Karbonaten (MANDL & ONDREJICKOVÁ, 1991) sowie aus jurassischen Sandsteinen und Schiefen, die eine lediglich anchizonale bis unterst grünschieferfazielle Metamorphose erlebt haben (SCHMIDT, 1999). Die kretazisch-paläogene Gosaugruppe stellt einen Teil der synrogenen Sedimente sowohl bezüglich des eoalpidischen als auch hinsichtlich des jungalpidischen Ereignisses dar. Man unterscheidet die Gosauvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen sowie die zentralalpinen Gosauvorkommen südlich davon (FAUPL & WAGREICH, 2000).

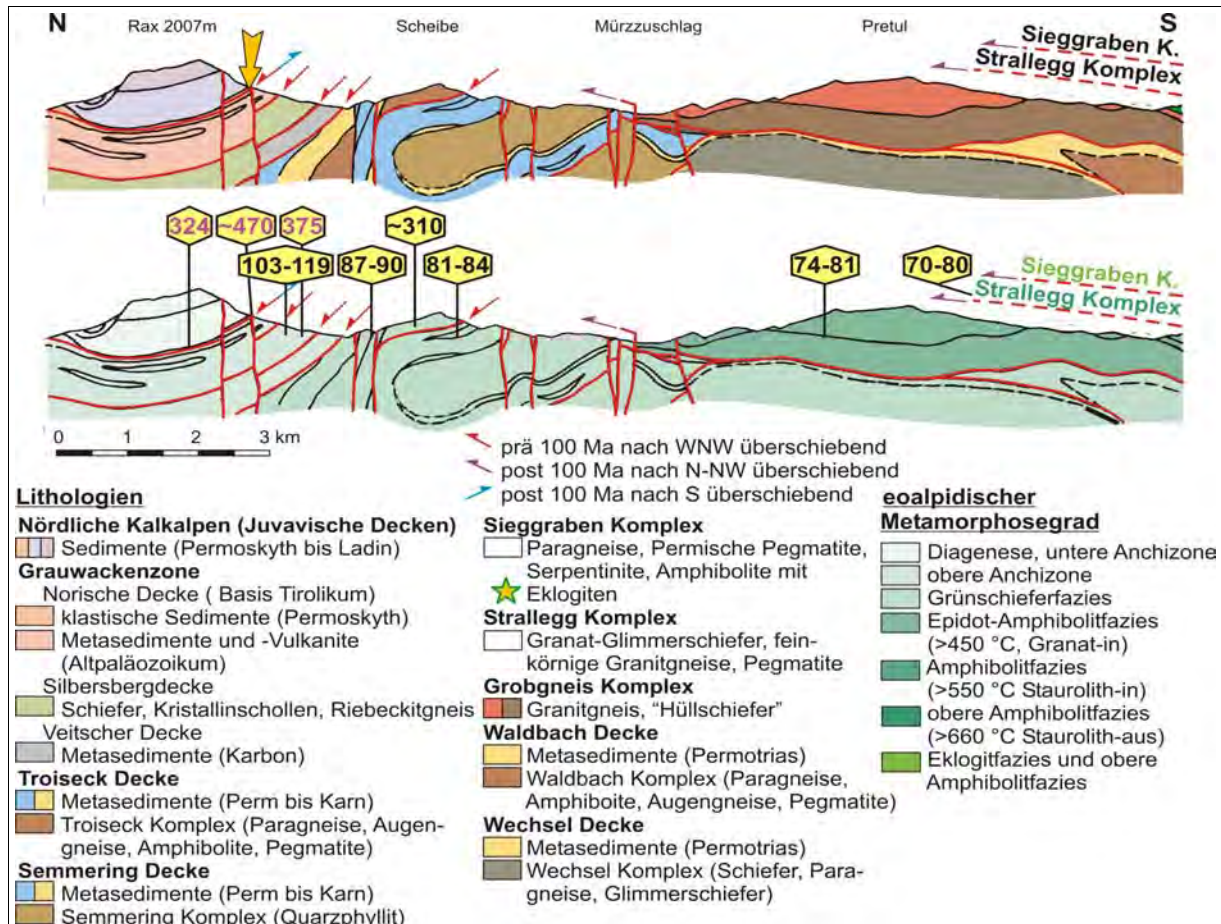


Abb. 3: Profil von den Fischbacher Alpen über das Semmering-Gebiet bis zur Rax. Der gelbe Pfeil gibt die tektonische Position der Meliata-Hallstatt-Zone an, die in diesem Profil nicht vorhanden ist. Sieggraben- und Strallegg-Komplex überlagern südlich des gezeigten Profilschnittes den Grobgneis-Komplex. Gegen N nimmt der eoalpidische Metamorphosegrad über der Wechsel-Decke ab, während er gegen Süden ins Hangende zu ansteigt. Ar-Ar-Altersdaten von HUBER (1994), DALLMEYER et al. (1998), SCHMIDT (1999) und SCHUSTER et al. (2001) zeigen folgende Verteilung: Ar-Ar-Alter von eoalpidisch völlig neu eingestellten und neu gebildeten Hellglimmern zeigen gegen Süden zu jüngere Alterswerte. Hellglimmer aus dem Kristallin der Troiseck-Decke sowie detritäre Glimmer (violette Zahlen) aus den überlagernden Einheiten liefern prä-alpidische Alterswerte (aufgrund von Darstellungsproblemen sind die Bewegungsindikatoren an den tektonischen Grenzflächen z.T. falsch orientiert).

3. Interne Struktur des Ostalpinen Kristallins

Betrachtet man die eoalpidische Metamorphoseprägung der ostalpinen Einheiten, so steigt der Metamorphosegrad von N nach S mehr oder weniger kontinuierlich bis zu eklogit- bzw. hoch amphibolit-faziellen Bedingungen an, bis er an einer Linie dramatisch abfällt. Diese Linie wurde von HOINKES et al. (1999) als "Southern border of Alpine Metamorphism" (SAM) definiert. Alle Einheiten, die eoalpidische Hochdruckgesteine enthalten, liegen nördlich der SAM, während prä-alpidische HT/LP-Paragenesen südlich davon gut erhalten sind (Abb. 2). Neben den Eklogiten sind Amphibolite mit einer Paragenese aus paragonitreichem Hellglimmer+Ca-Amphibol+Granat+Biotit+Plagioklas+Ankerit+Ilmenit als Anzeiger der druckbetonten Metamorphose vorhanden. Sie wurden in einem engen P-T-Bereich von 570-620°C bei 6-11 kbar gebildet (HOINKES, 1981; TEIML, 1996; KONZETT & TROP- PER, 2001).

Die so definierte SAM ist hervorragend geeignet, die Verteilung der eoalpidischen Metamorphose zu beschreiben, sie hat aber bis jetzt keinerlei genetische Bedeutung. Sie verläuft im südlichen Teil des Ostalpins, nahe an, aber immer etwas nördlich des Periadriatischen Lineaments. Laut HOINKES et al.

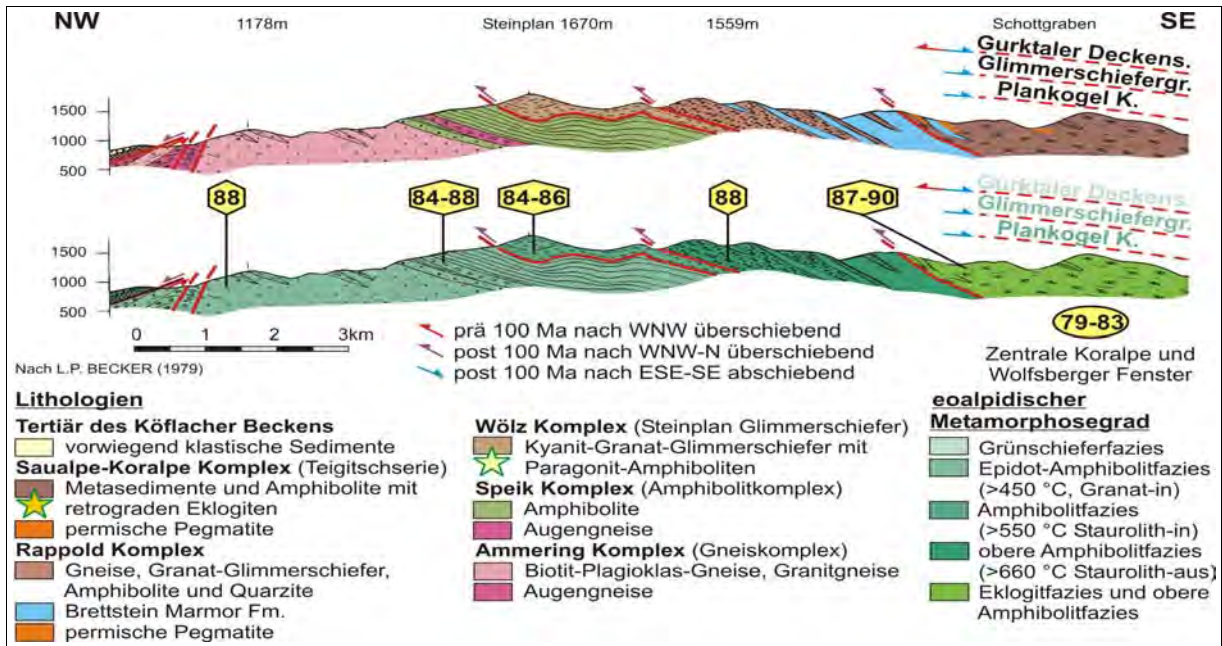


Abb. 4: Profil durch das Gebiet der Glein-, Stub- und Koralpe. Im Profil nimmt der eoalpidische Metamorphosegrad vom Liegenden bis in den Saualpe-Koralpe-Komplex zu, während er darüber gegen das Hangende zu abnimmt. Ar-Ar- (Polygone) und K/Ar- (Ellipsen) Muskovitalter (MORAUF, 1981, 1982; NEUBAUER et al., 1995; SCHUSTER et al., 1999) aus dem dargestellten Profilabschnitt geben Alter zwischen 84 Ma und 90 Ma. Südlich des gezeigten Gebietes, im Bereich der Antiklinalstruktur um das Wolfsberger Fenster, finden sich jüngere Alterswerte um 80 Ma.

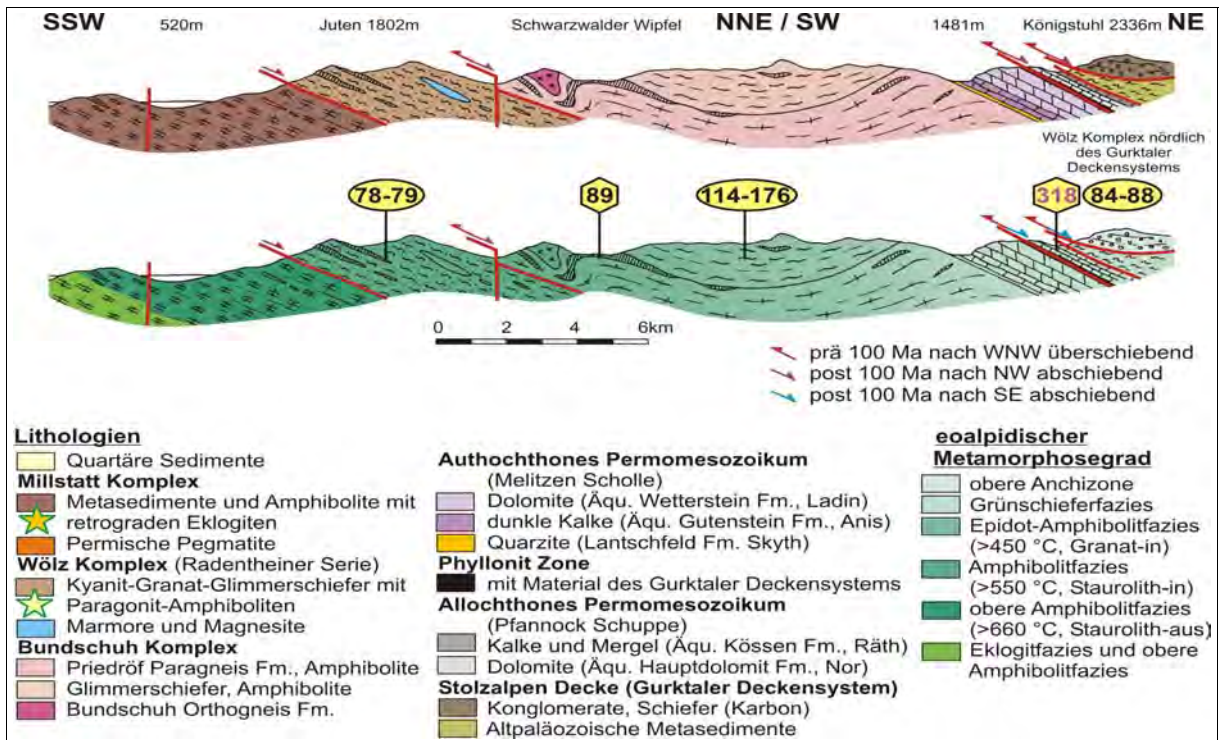


Abb. 5: Profil vom Millstätter Seengebirge in die Nockberge. Im Profil nimmt der eoalpidische Metamorphosegrad vom Liegenden gegen das Hangende zu. K-Ar- (Ellipsen) und Ar-Ar-Daten (Polygone) (SCHIMANA, 1986; STEYRER et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000) aus dem Wölz-Komplex nördlich des Gurktaler Deckensystems ergeben Alter um 85 Ma, während sie in der Antiklinalstruktur im Süden um 80 Ma liefern (aufgrund von Darstellungsproblemen sind die Bewegungsindikatoren an den tektonischen Grenzflächen z.T. falsch orientiert).

(1999) wird sie durch tertiäre Störungen repräsentiert: Von Westen nach Osten werden dabei die Pejo-, Passeier-Jaufen-, Deferegggen-Antholz-Vals-, Zwischenbergen-Wöllatratzen-, Ragga-Teuchl-, Sifflitz- und Viktring-Störungen genannt (Abb. 1). Dazu sind vorab zwei Anmerkungen zu machen: Erstens handelt es sich bei dem als Sifflitz-Störung bezeichneten Segment um den südöstlichen Teil der Mölltalstörung und zweitens ist entlang der Viktring-Störung nahezu kein Sprung in der Metamorphose vorhanden, sodass dieses Segment kritisch untersucht werden muss.

Betrachtet man die geologischen und tektonischen Verhältnisse nördlich und südlich der SAM, so zeigen sich deutliche Unterschiede, die im Folgenden ausführlicher erläutert werden.

3.1. Einheiten südlich der SAM

Das Gebiet südlich der SAM wird von tektonischen Blöcken aufgebaut. Diese sind durch steilstehende, im Tertiär zumindest reaktivierte Störungen gegeneinander abgegrenzt. Häufig bestehen die Blöcke aus einem kristallinen Untergrund und einer transgressiv auflagernden permomesozoischen Bedeckung. Von Westen nach Osten handelt es sich um den prä-alpidisch geprägten Teil des Meran-Mauls-Komplexes, den südlichen Block der Deferegger Alpen sowie um den Lienzer-Dolomiten-, Gailtaler-Alpen-Goldeck-Kreuzeck-, Dobratsch-Nötsch- und den N-Karawanken-Eisenkappel-Block. Die letzten vier zeigen nach LEIN et al. (1997) jeweils eine leicht unterschiedliche Faziesabfolge in den mesozoischen Sedimentserien und lassen sich dadurch an bestimmte Teile der Südalpen und der Nördlichen Kalkalpen anbinden.

Der eoalpidische Metamorphosegrad nimmt in den Blöcken vom Liegenden gegen das Hangende zu. Er erreicht in den kristallinen Einheiten maximal grünschieferfazielle Bedingungen, während in den mesozoischen Sedimenten des Drauzuges eine anchizonale bis diagenetische Prägung festzustellen ist. Die eoalpidische Strukturprägung ist im Wesentlichen auf eine N-S-Einengung mit einem E-W-gerichteten Großfaltenbau und damit verbundene Schuppungen beschränkt.

3.2. Nördlich der SAM

Im Gegensatz dazu sind die Gebiete nördlich der SAM durch einen ausgeprägten eoalpidischen Deckenbau charakterisiert. Nach RATSCHBACHER et al. (1989) und GENSER & NEUBAUER (1989) erfolgte die frühe Stapelung im Zuge von W-WNW-gerichteter Überschiebungstektonik. In weiterer Folge kam es zu einer N-S-Einengung mit im nördlichen Teil gegen N gerichteten Überschiebungen (KROHE & FRANK, 1981; FRANK et al., 1983; FRIMMEL, 1987; WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2001) und zu einer extensionellen E-SE-gerichteten Deformation (RATSCHBACHER et al., 1989; GENSER & NEUBAUER, 1989; HABLER, 1999). Betrachtet man die Metamorphosezonierungen, so lassen sich nördlich der SAM drei verschiedene Typen von Profilen (A, B, C) erkennen, die im Folgenden beschrieben werden:

Der Profiltyp (A) ist typisch für den Nordrand des Ostalpinen Kristallins im Übergang zur Grauwackenzone und zu den Nördlichen Kalkalpen. Als Beispiel dient ein Profil von den Fischbacher Alpen über das Semmeringgebiet bis zur Rax (Abb. 3). Das Profil ist sehr komplex und zerfällt über der Wechsel-Decke, welche das tektonisch tiefste ostalpine Element in diesem Gebiet darstellt, in zwei völlig unterschiedliche Teilstücke. Gegen Norden wird die Wechsel-Decke N-fallend von der Semmering- und Troiseck-Floning-Decke überlagert. Alle drei Einheiten bestehen aus bereits variszisch zumindest grünschieferfaziell metamorphem Kristallin und transgressiv auflagernden permomesozoischen Deckserien. Darüber folgen die Decken der Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen in Form der juvavischen Mürzalpen- und Schneeberg-Decke. Alle Einheiten sind durch diskrete Deckenbahnen voneinander getrennt. Bewegungsindikatoren zeigen, dass ihre primäre Stapelung während einer W-NW-gerichteten Deformationsphase stattfand (GENSER & NEUBAUER, 1989). Später wurden manche Deckenbahnen S-SE-gerichtet reaktiviert. Wie SCHMIDT (1999) zeigen konnte, nimmt die Metamorphose von der unteren Grünschieferfazies in der Semmering-Decke bis zur Diagenese in der hangenden Mürzalpen-Decke ab. Parallel dazu steigen als metamorphe Bildungsalter interpretierte geochronologische Altersdaten von 80-85 Ma in der Semmering-Decke auf ca. 90 Ma im Permomesozoikum der Troiseck-Floning-Decke und 100-120 Ma in den Decken der Grauwackenzone an (DALLMEYER et al., 1998; SCHUSTER et al., 2001). In der hangenden Mürzalpen-Decke streuen die an unterschiedlich großen Serizit-Feinfraktionen aus den Werfener Schiefer gewonnenen Alterswerte von 125 Ma bis über 200 Ma. Diese Daten weisen auf eine alte, detritäre Komponente in den Hellglimmern hin und die Alterswerte spiegeln somit kein geologisches Ereignis wider (SCHMIDT, 1999).

Gegen Süden wird die Wechsel-Decke S-fallend vom Waldbach-Komplex und dessen permomesozoischen Deckserien überlagert. Darüber folgen der Grobneis- und Strallegg-Komplex sowie der Siegraben-Komplex in Form der Siegraben-Steinhauser und Schäfferner Deckscholle. Alle diese Decken bestehen aus kristallinen Gesteinen, die bereits eine variszische und/oder permotriassische Metamorphoseprägung erfahren haben. Im Deckenstapel nimmt die eoalpidische Deformation gegen das Hangende zu, in den höheren Einheiten ist sie penetrativ und ältere Strukturen sind fast vollständig ausgelöscht. Die Relativbewegungen der Decken zueinander erfolgten im Zuge einer Deformationsphase mit einer bedeutenden N-gerichteten Bewegungskomponente (KROHE & FRANK, 1981; WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2001). Auch die Metamorphose nimmt von der unteren Grünschieferfazies im Liegenden bis zu eklogit- und anschließend hoch amphibolitfaziellen Bedingungen im Hangenden zu. Ar-Ar-Hellglimmeralter und Rb-Sr-Biotitalter werden gegen Süden zu jünger.

Diese Zonierungen lassen sich wie folgt interpretieren: Der Deckenstapel im Norden entstand während der früh eoalpidischen WNW-gerichteten Deformationsphase vor dem Metamorphosehöhepunkt. Letzterer erfolgte nach den geochronologischen Altersdaten um ca. 100 Ma. Da der Deckenstapel zu dieser Zeit bereits vorhanden war, ist eine aufrechte Metamorphosezonierung anzutreffen. Im Deckenstapel im Süden ist der Metamorphosegradient tektonisch invertiert. Daher entstand diese Abfolge nach dem Metamorphosehöhepunkt, im Zuge der Exhumation der Hochdruckgesteine. Bewegungsindikatoren zeigen, dass die Stappellung durch N-NW-gerichtete Scherdeformation entstanden ist.

Der zweite Profiltyp (B) ist im östlichen Teil des Ostalpinen Kristallins weit verbreitet. Ein gutes Beispiel ist das Gebiet der Glein-, Stub- und Koralpe: Es wird von verschiedenen zum Teil polymetamorphen Kristallineinheiten aufgebaut, während mesozoische Gesteine nicht vorhanden sind. Die tiefsten Kristallineinheiten bildet der Seckau- bzw. Ammering-Komplex. Darüber folgen der Speik-, Wölz-, Rappold-, Saualpe-Koralpe-Komplex und schließlich die "Glimmerschiefergruppe" mit dem Plankogel-Komplex als tiefstem Anteil. Die "Glimmerschiefergruppe" wird vom Gurktaler Deckensystem überlagert. Von besonderer Bedeutung ist das Wolfsberger Fenster. In diesem finden sich Gesteine des Wölz- und Rappold-Komplexes, die in einer Antiklinalstruktur weit im Süden unter dem Saualpe-Koralpe-Komplex auftreten und damit eine Überschiebungstektonik mit bedeutender N-gerichteter Komponente belegen (Abb. 4).

In diesem S-fallenden, eoalpidischen Deckenstapel ist die Deformation nicht auf die Deckenbahnen beschränkt, vielmehr hat sie diesen als Gesamtes penetrativ duktil deformiert. Im liegenden Teil des Profils finden sich immer wieder Bewegungsindikatoren, die eine N-NW-gerichtete Scherdeformation anzeigen. Auch im Plattengneis, einem bis zu mehrere hundert Meter mächtigem Mylonithorizont innerhalb des Saualpe-Koralpe-Komplexes, sind in weiten Bereichen N-S-gerichtete Streckungslineare zu beobachten (FRANK et al., 1983; KROHE, 1987). Der hangende Teil des Deckenstapels wurde bei fallenden Temperaturen von einer SE-gerichteten extensionellen Deformation erfasst (HABLER, 1999). Die eoalpidische Metamorphose nimmt bis in den Saualpe-Koralpe-Komplex vom Liegenden gegen das Hangende, von der oberen Grünschieferfazies bis zu eklogit- und nachfolgenden hohen amphibolitfaziellen Bedingungen zu (JUNG, 1982; MILLER, 1990; THÖNI & MILLER, 1996; STÜWE & POWELL, 1995; LICHEM et al., 1996; FARYAD & HOINKES, 2003). Darüber fällt der Metamorphosegrad von amphibolitfaziellen Bedingungen im Plankogel-Komplex (GREGUREK et al., 1997) bis zu grünschieferfaziellen Bedingungen in der hangenden "Glimmerschiefergruppe" und dem Gurktaler Deckensystem ab.

Basierend auf den an Eklogiten gemessenen Sm-Nd-Granataltern fand der eoalpidische Metamorphosehöhepunkt um 100 ± 10 Ma statt (THÖNI, 1999). Abkühlalter zeigen über das Profil einen Trend zu jüngeren Altern im Süden, wobei die jüngsten Alter um 80 Ma im Bereich des Wolfsberger Fenster anzutreffen sind (MORAUF, 1982).

Die über weite Strecken des Profils invertierte Metamorphosezonierung belegt, dass die Abfolge nach dem Metamorphosehöhepunkt um 100 Ma durch tektonische Prozesse entstanden sein muss. Die Exhumation des eklogitführenden Saualpe-Koralpe-Komplexes erfolgte durch NW-N-gerichtete Überschiebungen im Liegenden und S-SE-gerichtete Abschiebung im Hangenden. Das entspricht dem Modell eines extrudierenden Keiles.

Der dritte Profiltyp (C) findet sich östlich und westlich des Tauernfensters. Das Profil vom Millstätter Seengebirge in die Nockberge umfasst vom Liegenden ins Hangende die folgenden Einheiten: Der Millstatt-Komplex und der Radenthein-(äquivalent Wölz-)Komplex bestehen nur aus kristallinen

Gesteinen. Darüber lagern der polymetamorphe Bundschuh-Komplex mit dem transgressiv auflagernden Stangalm-Mesozoikum sowie das Gurktaler Deckensystem mit seinen Resten von permomesozoischen Deckserien (Abb. 5). Der Wölz-Komplex bildet eine schüsselförmige Struktur, in der die höheren Elemente eingebettet sind.

Generell ist in diesem Profil eine vielphasige eoalpidische Strukturentwicklung festzustellen. Die ältesten eoalpidischen Strukturen finden sich nur in den hangenden Teilen. Sie belegen eine WNW-gerichtete Überschiebungstektonik, die für die Platznahme der Bundschuh-Decke und des Gurktaler Deckensystems auf dem Wölz-Komplex sowie die interne Schuppung im Gurktaler Deckensystem verantwortlich ist (FRIMMEL, 1987; FRANK, 1983). Diese Phase wird während und nach dem Metamorphosehöhepunkt von einer Deformationsphase überprägt, die in den tiefen Anteilen des Profils vorherrscht (NOWAK, 1986; SCHUSTER, 1994). Im Norden ist diese nach NW-N weiterhin überschiebend, während im Süden zum Teil nach NW bis N abschiebende Strukturen vorhanden sind. In einer dritten Deformationsphase wird der gesamte Deckenstapel bei fallenden Temperaturen von E-SE-gerichteter, abschiebender Tektonik erfasst (KOROKNAI et al., 1999). Die Metamorphose nimmt im Profil von eklogit- und nachfolgenden hoch amphibolitfaziellen Bedingungen im liegenden Millstatt-Komplex bis zu anchizonalen Bedingungen im Karbon der Stolzalpendecke ab (SCHIMANA, 1986; KOROKNAI et al., 1999; TEIML, 1996). Nach Sm-Nd-Granataltern aus dem Wölz-Komplex erfolgte der Metamorphosehöhepunkt um 100 ± 5 Ma (Abb. 6). K-Ar- bzw. Ar-Ar-Hellglimmeralter und Rb-Sr-Biotitalter zeigen folgendes Bild: Detritäre Hellglimmer aus dem Stangalm-Mesozoikum liefern noch variszische Alterswerte (STEYRER et al., 1999), während im hangendsten Bereich des Bundschuh-Komplexes teilverjüngte Glimmeralter anzutreffen sind. Im liegenden Wölz- und Millstatt-Komplex ist eine gewisse Zonierung mit Alterswerten um 85 Ma im Norden des Gurktaler Deckensystems und Altern unter 80 Ma südwestlich davon zu erkennen (BREWER, 1969; SCHIMANA, 1986; SCHUSTER & FRANK, 2000).

Im Vergleich zu den vorhin beschriebenen Profilen fällt auf, dass sich der eklogitführende Millstatt-Komplex hier als liegendste Einheit unter dem Wölz-Komplex befindet und die Metamorphose wie im Profiltyp A ins Hangende abnimmt. Wie ist diese Situation zu erklären? Im Hangenden des Profiles befinden sich wiederum Einheiten, die während der WNW-gerichteten Überschiebungstektonik, vor dem Metamorphosehöhepunkt um 100 Ma, Platz genommen haben. Sie tragen noch ihre transgressive mesozoische Bedeckung, die nur eine maximal grünschieferfazielle eoalpidische Metamorphose aufweist. Daher waren diese Einheiten nie tief versenkt. Das Profil zeigt eine aufrechte Metamorphosezonierung, die dahingehend interpretiert werden kann, dass die Einheiten in ihrer heutigen Abfolge den Metamorphosehöhepunkt erlebt haben. Die Exhumation der eoalpidischen Hochdruckgesteine im Wölz-Komplex erfolgte im Bereich nördlich des Gurktal-Bundschuh-Deckensystems gegen NW-N. Gleichzeitig und den Abkühlaltern zufolge wahrscheinlich auch im Anschluss daran, wurden sie aber auch gegen S-SE exhumiert, wobei eine Antiklinalstruktur entstand. Von dieser sieht man nur den N-fallenden Schenkel, der durch abschiebende Strukturen gekennzeichnet ist.

Ganz ähnlich wie die hier beschriebene Situation ist auch jene westlich des Tauernfensters. Auch dort nimmt die eoalpidische Metamorphose vom Texel-Komplex über den Laas- und Schneeberg-Komplex (Wölz-Komplex) in den Ötztal-Komplex und die Steinacher Decke gegen das Hangende von eklogitfaziellen bis zu grünschieferfaziellen Bedingungen ab (HOINKES, 1981; HOINKES et al., 1991; HOINKES et al., 1999; HABLER et al., 2001). Die eoalpidischen Hochdruckgesteine zeigen eine nach WNW abschiebende Streckungslineation. Während ihrer Exhumation kam es bei fallenden Temperaturen zur Ausbildung einer S-vergente Großfaltung. Typische Ar-Ar-Muskovit- und Rb-Sr-Biotit-abkühlalter der Hochdruckgesteine liegen zwischen 80-85 Ma bzw. 72-80 Ma (THÖNI, 1981; SÖLVA et al., 2001; THIEDE et al., 2001; EXNER, 2002).

Was lässt sich aus der eben gezeigten Internstruktur des Ostalpins für die Bereiche südlich und nördlich der SAM ableiten:

Die blockartigen Teile südlich der SAM waren während des gesamten Zeitraumes der eoalpidischen Kollision in einem hohen tektonischen Niveau und erlebten vergleichsweise wenig scherende Deformation. Sie müssen daher Teile der tektonischen Oberplatte repräsentieren. Auf der anderen Seite zeigen große Anteile des Ostalpins nördlich der SAM eine intensive eoalpidische Metamorphose und Strukturprägung, die eindeutig dafür sprechen, dass sie sich in einer Unterplattenposition befunden haben. Dazu gehören vor allem die Einheiten, welche die eoalpidischen Hochdruckgesteine beinhalten sowie jene Einheiten die sich im Liegenden von diesen befinden.

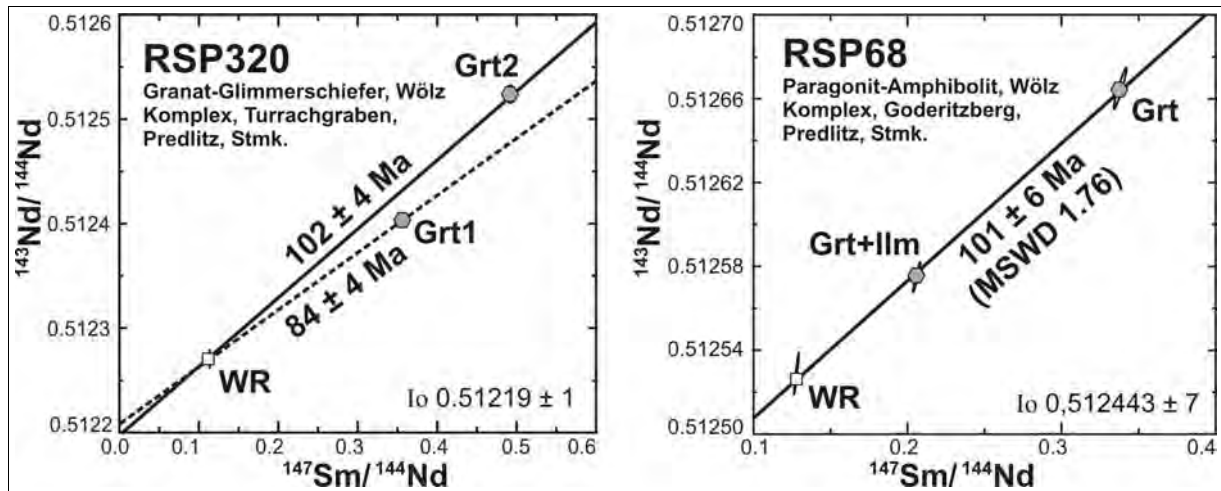


Abb. 6: Sm-Nd-Granatalter aus dem Wölz-Komplex nördlich des Gurktaler Deckensystems. Granite aus einem Granat-Glimmerschiefer und einem Paragonit-Amphibolit, die um den Metamorphosehöhepunkt gewachsen sind, ergeben Alterswerte um 100 Ma. Datierungen aus SCHUSTER & FRANK (2000) mit einem zusätzlichen Analysepunkt der Probe RSP 320. Dieser durch ein höheres Sm/Nd-Verhältnis besser definierte Punkt korrigiert das Isochronenalter zu einem höheren Alterswert.

Kompliziert ist die Situation rund um das Bundschuh-Gurktal-Deckensystem. Letzteres muss vor dem Metamorphosehöhepunkt Platz genommen haben und da es kaum versenkt wurde, ist hierfür eine Oberplattenposition sehr wahrscheinlich. Gleiches gilt auch für den Ötztal-Komplex mit der Steinacher Decke und es muss für das Deckensystem des Grazer Paläozoikums gelten. Letzteres ist von seinem kristallinen Untergrund, soweit bekannt, völlig entkoppelt. Es muss aber noch zur Zeit der Sedimentation der Kainacher Gosau wesentlich weiter im Süden beheimatet gewesen sein, da sich in der von Norden geschütteten Gosau neben dem Lokalschutt kein Material der Nördlichen Kalkalpen oder des umgebenden Kristallins, sondern Material aus den Südalpen findet.

Die Nördlichen Kalkalpen und die damit verbundene Grauwackenzone müssen ein Teil der tektonischen Unterplatte sein, da sie, wie oben erwähnt, paläogeographisch am nördlichen bzw. nordwestlichen Schelfrand des Meliata-Hallstatt-Ozeans beheimatet waren (MANDL, 2000).

Basierend auf diesen Anschauungen stellt sich nun eine plattentektonische Karte des Ostalpins bezogen auf das eoalpidische Ereignis folgendermaßen dar (Abb. 7): Das Ostalpin lässt sich in eine heute nördlich gelegene tektonische Unterplatte und eine südliche Oberplatte untergliedern. Daran schließt das Südalpin an, welches so etwas wie einen externen Teil der Oberplatte repräsentiert. Große Teilstücke der SAM bilden die Grenze dieser Platten, - die schon zu Beginn angesprochene Viktring-Störung, an welcher kein deutlicher Metamorphosesprung festzustellen ist, jedoch nicht. Die Grenze zwischen tektonischer Ober- und Unterplatte zieht hier vielmehr in der basalen Überschiebungsfäche des Bundschuh-Gurktal-Deckensystems um dasselbe herum. Gleiches gilt für das Ötztal-Steinach-Deckensystem und das Deckensystem des Grazer Paläozoikums. Diese drei Bereiche könnte man als frontale, überschobene Teile der Oberplatte bezeichnen. Bedingt durch die spät eoalpidischen, S-gerichteten Rückfaltungen liegen diese Bereiche als schüsselförmige Schollen auf dem gegen N aushebenden Extrusionskeil.

An und für sich könnte man die Grenze zwischen einer tektonischen Ober- und Unterplatte als Suture bezeichnen, auch wenn keine Reste eines ozeanischen Bereiches vorhanden sind. Für die Deckenbahnen an der Basis der überschobenen Deckensysteme scheint dies einigermaßen vertretbar. Die aus tertiären Störungen zusammengesetzte SAM ist jedoch eine sekundäre Struktur, die lediglich an der Position der ehemaligen Suturezone auftritt.

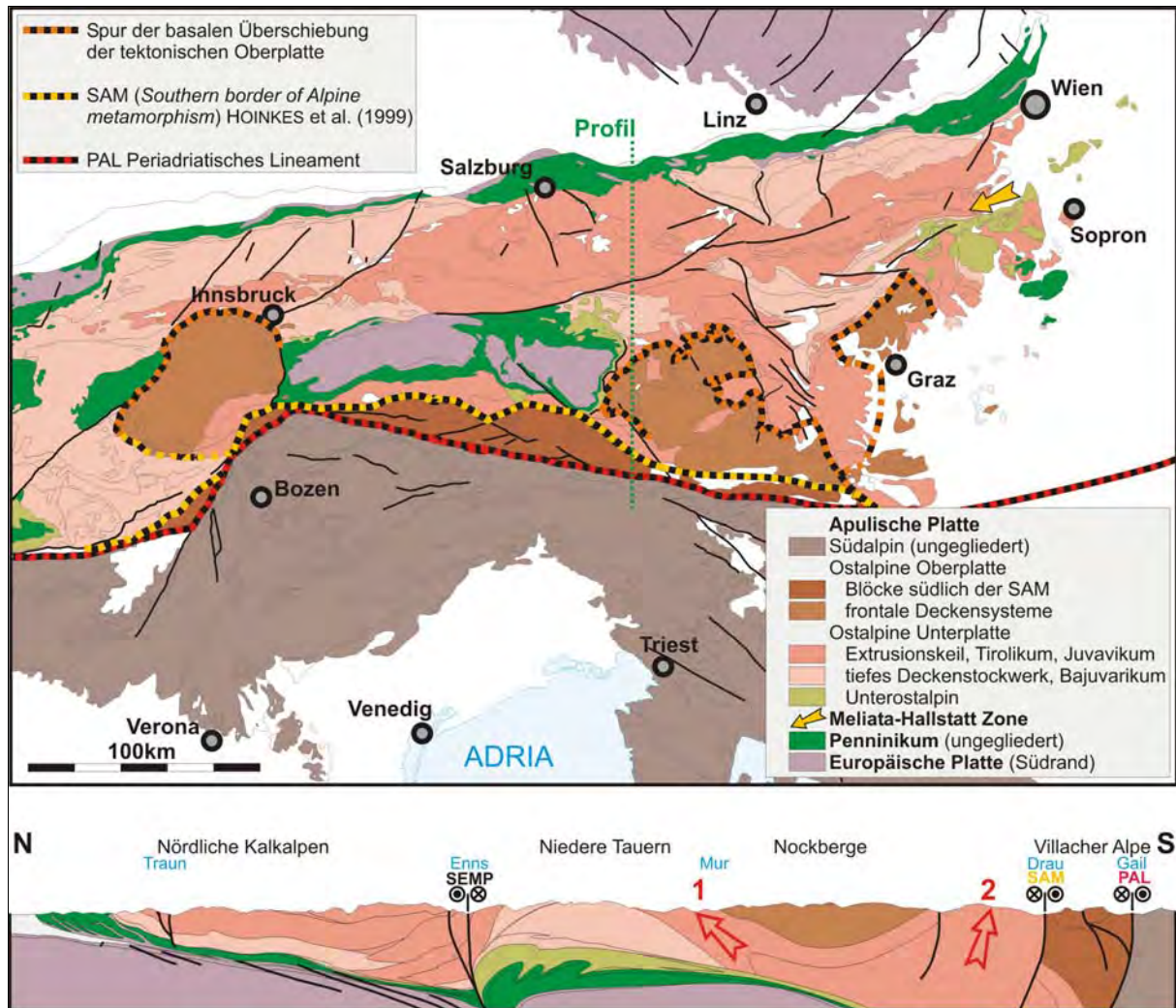


Abb. 7: Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen mit der in dieser Arbeit vorgeschlagenen Gliederung des Ostalpins. Diese Gliederung entspricht weitgehend jener in der Karte von SCHMID et al. (in Druck), jedoch sind die Einheiten des Extrusionskeiles weiter untergliedert. Das Profil zeigt den nach Norden über dem tiefen Deckenstockwerk aushebenden eoalpidischen Extrusionskeil, welcher nach dem Metamorphosehöhepunkt um 100 Ma entstand (Roter Pfeil 1). In einer spät-eoalpidischen Phase kommt es im Süden zur Exhumation gegen Süden. Dadurch entsteht eine südvergente Rückfaltung (Roter Pfeil 2). Im Bereich des Extrusionskeiles ergeben sich Ar-Ar-Muskovitalter bei 85 Ma, während sie im Bereich der Rückfaltung um 80 Ma liegen. Bedingt durch diese Strukturen bilden die frontalen Einheiten der Oberplatte große Deckschollen. Südlich der SAM bilden die tektonischen Blöcke der Oberplatte die Erdoberfläche. Im Liegenden wird der eoalpidische Internbau abgeschnitten und es folgt das Unterostalpin, die Penninische Suturezone und das Subpenninikum als Teil der Europäischen Kontinentalplatte (SEMP: Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg-Störung).

4. Vorschlag für eine genetische Gliederung des Ostalpins

Ausgehend von der oben dargelegten plattentektonischen Situation während des eoalpidischen Ereignisses, ist es möglich die ostalpinen Einheiten in Bezug auf ihre tektonische Stellung während dieses Ereignisses in verschiedene, genetisch ähnliche Gruppen zusammenzufassen. Im Folgenden werden diese Gruppen aufgezählt und mit einer entsprechenden Definitionen belegt. Diese Definitionen enthalten bestimmte Kriterien im Hinblick auf die Entwicklungsgeschichte und den lithologischen Inhalt der Einheiten, die zumindest teilweise erfüllt sein müssen.

Die Benennung der einzelnen Gruppen erfolgt in Form von Kurzbeschreibungen. Um Missverständnissen vorzubeugen, enthält diese mit einer Ausnahme keine Begriffe der bisher verwendeten tektonischen Nomenklatur.

4.1. Unterplatte

Die Einheiten der tektonischen Unterplatte liegen zur Gänze nördlich der SAM (HOINKES et al., 1999) und gliedern sich in drei Gruppen:

Unterostalpin

Das Unterostalpin umfasst jene Anteile, die vom Jura bis in die späte Kreide den Kontinentalrand des Ostalpins gegen den Südpenninischen Ozean gebildet haben. Im Gegensatz zu allen anderen ostalpinen Einheiten wurden sie sowohl während der Öffnung des Südpenninischen Ozeans als auch während dessen Schließung und der darauffolgenden jungalpidischen Kontinentkollision intensiv umgestaltet. Der Begriff wird hier deshalb weiter verwendet, da er sich gut mit dem deckt, was in der Schweiz als Unterostalpin verstanden wird. Die unterostalpinen Einheiten befinden sich, oft als dünne Schürflingszonen, am Kontakt zwischen den Resten der penninischen Ozeane und dem darüberliegenden Ostalpin.

Die unterostalpinen Einheiten setzen sich aus kristallinen Gesteinen und einer transgressiven permomesozoischen Bedeckung zusammen. Sie sind von der im Folgenden dargestellten Entwicklung zumindest teilweise betroffen: Im Zuge der initialen Öffnung des Südpenninischen Ozeans wurde der Kontinentalrand des Ostalpins über dem exhumierenden Mantel extensionell deformiert. Im proximalen Bereich entstanden dabei Halbgräben, während die distalen Bereiche in Schollen aufgelöst wurden (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; MANATSCHAL et al., 2002). In den Halbgräben finden sich Syn-rift-Sedimente in Form von Breccien liassischen Alters (HÄUSLER, 1987). Mit dem Beginn der Schließung des Südpenninischen Ozeans wurden die unterostalpinen Einheiten sukzessive in das Subduktionsgeschehen einbezogen und unter andere ostalpine Einheiten versenkt. Dabei wurden sie unterschiedlich stark deformiert und metamorphisiert. Die Metamorphose erreichte maximal Bedingungen der Blauschieferfazies bzw. der mittleren Grünschieferfazies und äußert sich in den prä-variszischen Gesteinen zumeist als retrograde Überprägung, während postvariszische Gesteine eine prograde Entwicklung zeigen. Die metamorphen Bildungsalter liegen zwischen 80 Ma und weniger als 40 Ma (SLAPANSKY & FRANK, 1987; MÜLLER et al., 1999; SCHMIDT, 1999; LIU et al., 2001). Während der Exhumation der penninischen und subpenninischen Einheiten wurde ein Teil der abschiebenden Bewegungen in den unterostalpinen Einheiten aufgenommen (GENSER & NEUBAUER, 1989).

Das Unterostalpin umfasst die Decken der Err-Bernina, die Prutzer Serie im Bereich des Engadiner Fensters (MEDWENITSCH, 1962), die Sadnig-Serie (FUCHS & LINNEN, 1995), die Katschbergzone sowie den Großteil der Radstätter Decken im Rahmen des Tauernfensters. Am Alpenostrand sind die Wechsel-Decke und die Semmering-Decke zum Unterostalpin zu stellen.

Tiefes Deckenstockwerk (Basis des Bajuvarikums)

Die tiefe Deckengruppe überlagert das Unterostalpin und bildet über weite Bereiche den Nordrand des Ostalpinen Kristallins. Sie wird im Norden von den Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone überlagert, während sie im Süden durch die Einheiten des Extrusionskeiles tektonisch überlagert wird. Der Großteil der Decken besteht aus einem kristallinen Untergrund, auf dem zumeist Reste von transgressiven permomesozoischen Sedimentfolgen im Verband erhalten sind. Die kristallinen Einheiten zeigen einen charakteristischen lithologischen Inhalt: Die Hauptmasse besteht aus Biotit-Plagioklas-(Para-)Gneisen, in die verschiedene, kalkalkalische und alkalische Orthogneise eingelagert sind. Daneben finden sich Hornblendegneise, zum Teil gebänderte Amphibolite und Augengneise. Altersdaten zeigen, dass es sich um cadomische Krustenreste handelt, die vom Präkambrium bis ins Ordovizium von einer Abfolge magmatischer Ereignisse erfasst wurden. Diese widerspiegeln Kollisions- und Subduktionsereignisse sowie *rifting* in einem *Back-arc*-Bereich (NEUBAUER et al., 2002). In variszischer Zeit erlebten diese Einheiten eine amphibolitfazielle Metamorphose.

Daneben befinden sich eine Reihe von Einheiten, die zum großen Teil aus grünschieferfaziell metamorphen Gesteinen (Quarzphyllite) bestehen, welche auch altpaläozoische Anteile enthalten. Zu den durch Hornblendegneise und Augengneise charakterisierten Einheiten des tieferen Deckenstockwerks zählen der Silvretta-, Lasörling-, Schladming-, Seckau-Ammering-, Speik-, Troiseck-Floining- und Waldbach-Komplex. Dazu kommen der Ortler-Campo-Komplex sowie der Landecker, Innsbrucker und Wagreiner Quarzphyllit-Komplex. Konsequenterweise muss auch die oberste, invers liegende Decke des Radstätter Deckensystems (Quarzphyllit-Decke) zu dieser Gruppe gezählt werden, da sie mit dem Schladming-Komplex in Verbindung steht (SLAPANSKY & FRANK, 1987).

Im Bereich des westlichen Silvretta-Komplexes ist das tiefe Deckenstockwerk sedimentär mit dem Bajuvarischen Decksystem der Nördlichen Kalkalpen verbunden (KRECZY, 1981; ROCKENSCHAUB et al., 1983). Gegen Osten zu wird dieser Kontakt tektonisiert und in weiterer Folge liegen die beiden Einheiten isoliert voneinander vor. Die postvariszische Bedeckung der Kristallinkomplexe reicht im Osten stratigraphisch maximal bis in die Mitteltrias, während die Bajuvarischen Decken zumeist mittel- bis obertriassische Schichtglieder an der Basis aufweisen. Ein primär sedimentärer Verband dieser - bezogen auf den Meliata-Hallstatt-Ozean - distalen Einheiten ist wahrscheinlich.

Einheiten des Extrusionskeiles (Basis des Tirolikums und Juvavikums)

Die Einheiten des Extrusionskeiles überlagern das tiefe Deckenstockwerk und das Unterostalpin. Generell fallen sie gegen Süden ein, direkt nördlich der SAM bilden sie jedoch eine spät-eoalpidische Antiklinalstruktur und so fallen die heute aufgeschlossenen Teile in diesem Bereich gegen Norden ein (Abb. 7).

Die Kristallinkomplexe tragen keine permotriassischen Deckserien und erlebten eine intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung. Prä-alpidische Relikte weisen in diesen Einheiten vor allem auf eine, zum Teil mittel- bis hochgradige permotriassische Metamorphose hin, während nur für wenige Teile eine variszische oder prä-variszische Geschichte nachgewiesen ist (SCHUSTER & FRANK, 2000; SCHUSTER et al., 2001).

Der Extrusionskeil lässt sich aufgrund des Metamorphosegrades und charakteristischer Lithologien weiter untergliedern: Ein aus Phylliten und Phylloniten aufgebautes Stockwerk ist im tektonisch tiefsten Anteil im Norden vorhanden. Darüber folgt ein durch Granatglimmerschiefer charakterisiertes Stockwerk. Es besteht weitgehend aus hellglimmerreichen Granatglimmerschiefern, in welchen auch die Paragonit-Amphibolite zu finden sind (HOINKES, 1981; SCHUSTER & FRANK, 2000). Weiters folgt ein Stockwerk, welches durch Glimmerschiefer und Gneise sowie das Auftreten von permischen Pegmatiten gekennzeichnet ist, indem jedoch keine retrograden Eklogite vorhanden sind. Schließlich folgt das eklogitführende Stockwerk, in dem ebenfalls permische Pegmatite auftreten.

Das phyllitische Stockwerk beinhaltet die Ennstaler Quarzphyllite und die Lessacher Phyllonite. Das durch Glimmerschiefer gekennzeichnete Stockwerk wird zum großen Teil aus dem Wölz-Komplex aufgebaut. Dieser umfasst von Westen nach Osten den Schneeberger Zug, die Radentheiner Serie, die Wölzer Glimmerschiefer in den nördlichen Niederen Tauern, die Aineck-Teuerlnock-Serie, die Steinplan-Glimmerschiefer, das Klining-Fenster, Teile des Wolfsberger Fensters und den nördlichen Teil des Angerkristallins. Weiters sind die hangenden Teile der Glimmerschiefergruppe und der Grobgneis-Komplex hier einzuordnen. Das nicht-eklogitführende Glimmerschiefer-Gneis-Stockwerk umfasst die nördlichen Teile der Deferegger Alpen, das Kristallin um Moosburg nördlich des Wörthersees, den Rappold-Komplex in den südlichen Niederen Tauern, der Gleinalpe, Teilen des Wolfsberger Fensters und im südlichen Angerkristallin sowie das Radegunder Kristallin, den Strallegg-Komplex und den Plankogel-Komplex. Die eklogitführenden Einheiten sind der Texel-Komplex, der Schober-Komplex, der Polinik-Komplex, der Millstatt-Komplex, der Saualpe-Koralpe-Komplex und der Siegraben-Komplex.

Die Einheiten des Extrusionskeiles stellten ab dem Perm eine ausgedünnte kontinentale Kruste dar (SCHUSTER et al., 2001). Sie bieten damit die Voraussetzung zur Ablagerung mächtiger permotriassischer Sedimentfolgen. Insbesondere der Saualpe-Koralpe-Komplex mit den permischen N-MORB-Gabbros soll am Übergang zum ozeanischen Bereich des Meliata-Hallstatt-Ozeans gelegen haben (THÖNI & JAGOUTZ, 1993). In den Sedimentserien wird dieser Bereich durch die juvavischen Decken der Nördlichen Kalkalpen repräsentiert. Die Einheiten des Extrusionskeiles im Liegenden des Saualpe-Koralpe-Komplexes würden in diesem Fall zur sedimentären Basis des Tirolikums gehören.

4.2. Oberplatte

Die Einheiten der tektonischen Oberplatte lassen sich in zwei durch ihre Position unterscheidbare Gruppen gliedern, die bereits oben erwähnt wurden:

Frontale, überschobene Deckensysteme

Die frontalen, überschobenen Deckensysteme befinden sich nördlich der von HOINKES et al. (1999) definierten SAM. Als oberes Deckenstockwerk überlagern diese Einheiten die Unterplatte mit einem primär WNW-gerichten Überschiebungskontakt, welcher mehrphasig überprägt sein kann. Die einzelnen Decken bestehen aus kristallinen Gesteinen oder aus paläozoischen Metasedimenten. Zum Teil sind transgressiv auflagernde karbone und/oder permomesozoische Metasedimente erhalten.

Die Kristallingesteine zeigen eine Entwicklung wie jene des tiefen Deckenstapels und sie erlebten ebenso eine amphibolitfaziale variszische Metamorphose. Die eoalpidische Überprägung nimmt gegen das Liegende zu, wobei in den liegendsten Anteilen maximal Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies festzustellen sind. Die Faziesentwicklungen der permomesozoischen Deckserien weisen darauf hin, dass sich diese Einheiten zur Zeit ihrer Ablagerung in einer Position weiter westlich befunden haben und erst nach der Trias durch sinistrale Seitenverschiebungen in ihre heutige Position südlich des Juvavikums gelangt sind (BECHSTÄDT et al., 1976; SCHUSTER & FRANK, 2000).

Von Westen nach Osten fallen das Ötztal-Steinach-, Bundschuh-Gurktal-Deckensystem und das Deckensystem des Grazer Paläozoikums in diese Gruppe.

Tektonische Blöcke südlich der SAM

Diese liegen südlich der von HOINKES et al. (1999) definierten SAM und sind durch steilstehende tertiäre Störungen gegeneinander abgegrenzt. Sie bestehen aus einem kristallinen Untergrund und in vielen Fällen aus einer transgressiv auflagernden permomesozoischen Bedeckung. Die Kristallinanteile sind durch eine variszische Metamorphoseprägung und eine gegen das Liegende an Intensität zunehmende permotriassische metamorphe Überprägung ausgezeichnet. Die eoalpidische Überprägung nimmt ebenfalls gegen das Liegende zu, wobei in den heute aufgeschlossenen Anteilen maximal grünschieferfaziale Bedingungen erreicht wurden.

Von Westen nach Osten handelt es sich um den prä-alpidisch geprägten Teil des Meran-Mauls-Komplexes, den südlichen Block der Deferegger Alpen sowie um den Lienzer-Dolomiten-, Gailtaler-Alpen-Goldeck-Kreuzeck-, Dobratsch-Nötsch- und den N-Karawanken-Eisenkappel-Block.

5. Diskussion

Es heißt, wenn drei Geologen miteinander diskutieren, gibt es vier Meinungen. Diese Ansicht ist wohl übertrieben, doch werden derzeit - wiederum - mehrere deutlich unterschiedliche Konzepte bezüglich der alpidischen Entwicklungsgeschichte von verschiedenen Arbeitsgruppen vertreten.

Das hier dargelegte Modell stützt sich insbesondere auf die Entwicklungsgeschichte und die interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. Es versucht aber auch den in MANDL (2000) und FAUPL & WAGREICH (2000) zusammengefassten Erkenntnissen über die triassische Anordnung der mesozoischen Sedimentserien und über die jurassisch bis eozäne Paläogeographie und Geodynamik der Ostalpen gerecht zu werden.

Das in den vergangenen 30 Jahren durch viele petrologische und geochronologische Untersuchungen entstandene Bild eines in eoalpidischer Zeit drastisch umgestalteten Ostalpinen Kristallins (FRANK, 1987; HOINKES et al., 1999) steht in Diskrepanz zu dem von TOLLMANN (1977) vorgeschlagenen Konzept. In den Siebzigerjahren wurde das Ostalpine Kristallin noch häufig als größtenteils variszisch "verschweißte", dicke kontinentale Krustenmasse betrachtet, die in alpidischer Zeit vor allem durch spröde Deformation erfasst wurde. Als sedimentärer Untergrund für die mächtigen (oberostalpinen) Mesozoikumsabfolgen der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges sowie der Paläozoikumsvorkommen der Grauwackenzone, des Gurktaler Deckensystems und des Grazer Paläozoikums wurde jedoch eine ausgedünnte kontinentale Kruste gefordert. Aus dieser Anschauung und der Verteilung der transgressiv auf dem Kristallin auflagernden Mesozoikumsvorkommen ("Zentralalpines Mesozoikum", TOLLMANN, 1977) ergab sich kein Platz für eine Einwurzelung dieser Einheiten auf dem (Mittel-)Ostalpinen Kristallin.

Berücksichtigt man jedoch, dass die Kristallineinheiten des Extrusionskeiles keine permomesozoischen Deckserien tragen und dass gerade diese Einheiten am intensivsten vom permo-triassischen Metamorphose- und Extensionsereignis erfasst wurden (SCHUSTER et al., 2001), so erfüllen gerade diese die Kriterien, welche für den Untergrund der mächtigen ostalpinen Mesozoikums- und Paläozoikumsabfolgen verlangt wurden.

Unterschiede zu dem Modell, welches in NEUBAUER et al. (2002) dargelegt ist, ergeben sich aus zwei Gründen: Einerseits wird in der letztgenannten Arbeit, bezüglich der Stellung des Kristallins gegenüber den mesozoischen und paläozoischen Deckensystemen, dem Konzept von TOLLMANN (1977) gefolgt. Andererseits gibt es eine unterschiedliche Ansicht über die Position der Meliata-Hallstatt-Suturzone. Wie bereits oben erwähnt, wird von mehreren Autoren angenommen (KOZUR & MOSTLER, 1992; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997; NEUBAUER et al., 2002), dass sich die Meliata-Hallstatt-Suturzone innerhalb der Nördlichen Kalkalpen befindet. Das Juvavikum stellt in diesem Modell einen Rest der eoalpidischen Oberplatte dar, während die übrigen Nördlichen Kalkalpen und das verbleibende Ostalpin der tektonischen Unterplatte zuzurechnen sind. Neben den Meliatikums-vorkommen am Alpenostrand wird in NEUBAUER et al. (2002) auch das permoskythische "Haselgebirge" an der Basis der juvavischen Decken zur Meliata-Hallstatt-Zone gerechnet. Als Begründung für diese Auslegung wird angegeben, dass es sich beim "Haselgebirge" um eine Salzmelange handelt, in der Reste des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Form von Komponenten aus basischen Magmatiten auftreten (KIRCHNER, 1980; KOZUR & MOSTLER, 1992).

Ein starkes Argument gegen diese Auffassungen ergibt sich aus der gut untersuchten und begründeten Fazieszonierung der Nördliche Kalkalpen. In der Literatur herrscht weitgehende Einigkeit darüber, dass die in den juvavischen Decken vorhandenen obertriassischen Riffe die unmittelbare Fortsetzung der zeitgleichen lagunären Entwicklung im Tirolikum und Bajuvarikum repräsentieren (TOLLMANN, 1977; HAAS et al., 1995; MANDL, 2000). Bezogen auf ihre heutige Orientierung zeigen die Kalkalpen als Gesamtes, aber auch die einzelnen Deckeneinheiten eine Fazieszonierung, nach welcher sich der Meliata-Hallstatt-Ozean im Süden befunden haben muss. Nimmt man jedoch an, dass die juvavischen Decken am südlichen oder südwestlichen Schelfbereich des Ozeans abgelagert worden sind, so müssten sie eine bedeutende Rotation erlebt haben (MANDL, 2000).

Wie lässt sich nun die tektonische Position der Meliatikumsvorkommen erklären, wenn man nicht davon ausgeht, dass sie sich in einer Suturzone befinden? Aus der Analyse der Nördlichen Kalkalpen geht hervor, dass dessen Südrand im oberen Jura eine bedeutende Umgestaltung erlebt hat (GAWLICK et al., 1999). Dabei wurden distale Teile des Juvavikums auf den Schelfbereich obduziert. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es gleichzeitig auch zur Obduktion von Schollen aus dem Bereich des Meliata-Hallstatt-Ozeans gekommen ist. Im Zuge der früh-eoalpidischen Tektonik wurden diese obduzierten Einheiten von den Juvavischen Decken überfahren und so gelangte Material daraus in die Fuge zwischen Juvavikum und Tirolikum und in das "Haselgebirge" an der Basis der juvavischen Decken. Der von Süden geschüttete, detritäre Eintrag in den synorogenen Kreidesedimenten der Nördlichen Kalkalpen zeigt jedenfalls, dass ab der Unteren Kreide Schollen, die sich zu größeren Teilen aus Serpentiniten zusammensetzten, in einem hohen tektonischen Niveau vorhanden waren. Der Detritus lässt keine Hinweise auf eine Hochdruckmetamorphose erkennen und daher ist anzunehmen, dass es sich tatsächlich um obduziertes Material gehandelt hat (FAUPL & WAGREICH, 2000).

Die in dieser Arbeit vorgeschlagene prä-kollisionäre Anordnung der kristallinen und sedimentären ostalpinen Einheiten entspricht in wesentlichen Zügen jenen in den Arbeiten von THÖNI & JAGOUTZ (1993) und FRANK (1987, Abb. 8).

Dank

Für interessante Diskussionen und/oder die Überarbeitung des Manuskriptes möchte ich mich besonders bei Stefan SCHMID, Axel NOWOTNY, Gerhard PESTAL, Gerlinde HABLER und Karin SCHUSTER bedanken.

Literatur

- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau, 65: 616-648.
- BECKER, L.P. (1979): Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. - Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000 Geol. B.-A. Wien.
- BREWER, M.S. (1969): Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. - *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 321-331.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J. (1992): Palaeomagnetism and palaeogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, 11: 792-810.
- CHANNELL, J.E.T. & KOZUR, H.W. (1997): How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in the Mesozoic alpine palaeogeography. - *Geology*, 25: 183-186.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps. - *J. Geol.*, 106: 71-86.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D. & PUTIS, M. (1996): Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral and whole rock data. - *Eclogae Geol. Helv.*, 89: 203-227.
- DESMONS, J., COMPAGNIONI, R. & CORTESOGNO, L. with the collaboration of FREY, M., GAGGERO, L., DALLAGIOVANNA, G., SENO, S. & RADELLI, L. (1999): Alpine metamorphism of the Western Alps: II. High-P/T and related pre-greenschist metamorphism. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1: 111-134.
- EXNER, U., GRASEMANN, B., THÖNI, M. & MILLER, CH. (2002): Relative chronology and absolute age dating of structures related to the eo-Alpine high-pressure metamorphism and Oligocene magmatism in the SE Ötztal complex (Texel Group, South Tyrol, Italy). - *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark.*, 132: 63-82.
- FARYAD, S.W. & HENJES-KUNST, F. (1997): Petrological and K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for the tectonothermal evolution of the high-pressure Meliata unit, Western Carpathians (Slovakia). - *Tectonophysics*, 280: 141-156.
- FARYAD, S.W. & HOINKES, G. (2003): P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). - *Mineralogy and Petrology*, 77: 129-159.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 79-94.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. - *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt. S 15, 4: 249-262, Graz.*
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379-406 (Deuticke) Wien.
- FRANK, W., ESTERLUS, E., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralmkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt. S15, (1982): 263-293, Graz.*
- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 199 S, Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4: 575-592.
- FRISCH, W. (1979): The plate tectonic evolution of the Alps. - *Tectonophysics*, 60: 121-134.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 108: 1120-1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. - *Eclogae geol. Helv.*, 89/1: 81-110.
- FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe in Beziehung zur Matreier Zone. - *Jb. Geol. B.-A.*, 138/1: 55-65.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - *Geol. Rundschau*, 87: 644-657.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 120: 203-219.

- GREGUREK, D., ABART, R. & HOINKES, G. (1997): Contrasting Eoalpine P-T evolution in the southern Koralpe, Eastern Alps. - *Mineralogy and Petrology*, 60: 61-80.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, 242: 19-40.
- HABLER, G. (1999): Die polyphase Metamorphose- und Strukturprägung der Eklogit-führenden ostalpinen Kristallineinheiten im Raum Knappenberg (NW Saualpe, Kärnten). - Unpub. Diplomarbeit Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 150S, Wien.
- HABLER, G., LINNER, M., THIEDE, R. & THÖNI, M. (2001): The P-T-t-D Evolution of Cretaceous Metamorphism in the Central Schneeberg Complex (Eastern Alps, Italy/Austria): Andalusite-Formation during Decompression. - *Geolog.-Paläontolog. Mitt. Innsbruck*, 25: 107-109.
- HÄUSLER, H. (1987): The northern Austroalpine margin during the Jurassic: breccias from the Radstädter Tauern and the Tarntaler Berge. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 103-111, (Deuticke) Wien.
- HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 28: 31-54.
- HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79: 155-181.
- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic Constraints for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. - *Mineralogy and Petrology*, 43: 237-254.
- HUBER, M. (1994): Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand. - Unpub. Diss. Inst. f. Geowiss. Univ. Leoben, 136 S, Leoben.
- JUNG, G. (1982): Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 180 S, Wien.
- KIRCHNER E.CH. (1980): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. - *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1980/3: 249-279.
- KONZETT, J. & TROPPEL, P. (2001): Petrology of an Unusual CA-Amphibole + Staurolite Bearing Amphibolite and its Implications for the High Pressure Metamorphism in the Schneeberg Complex, Eastern Alps. - *Geolog.-Paläontolog. Mitt. Innsbruck*, 25: 126.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79: 277-295.
- KOZUR, H. (1992): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 87: 109-135.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-rubanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 18 (1991/92): 87-129.
- KRECZY, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. - Unpub. Diss. Formal.- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S, Wien.
- KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). - *Tectonophysics*, 136: 171-196.
- KROHE, A. & FRANK, W. (1981): Gesteine vom Koralmtypus mit Plattengneistektonik bei Steinbach/Burgenland. - *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen Jber.*, 2: 18-20, Graz - Leoben.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSZYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - *Zentralblatt Geol. Paläont. Teil I*, 5/6: 471-483.
- LICHEM, Ch., GREGUREK, D. & HOINKES, G. (1996): Alpidische Metamorphosegradienten im Koralm-kristallin. - 6. Symposium Tektonik - Strukturgeologie - Kristallineologie, erweiterte Kurzfassungen, 253-254, Facultas-Universitätsverlag, Wien.
- LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001): ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. - *Tectonics*, 20: 526-547.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BERNOULLI, D. & DESMURS, L. (2002): Birth and Early Evolution of Alpine Ocean Basins: Evidence of remnants of an Ocean-Continent-Transition Preserved in the Totalp, Err-Platta and Malenco units in SE-Switzerland and N-Italy (Central Alps). - *Field Guide Swiss Academy of Natural Sciences 2002 (Davos)*, 52S, Davos.
- MANDL, G. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 61-77.

- MANDL, G. & ONDREJICKOVA, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. - Jb. Geol. B.-A., 134/2: 309-318.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). - Eclogae Geol. Helv., 55: 460-468.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. - Bull. Geol. Soc. Am., 25: 1727-1732.
- MILLER, Ch. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70: 287-300.
- MORAU, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - Tscherma Mineralog. Petrogr. Mitt., 28: 113-129.
- MORAU, W. (1982): Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - Tscherma Mineralog. Petrogr. Mitt., 29: 255-282.
- MÜLLER, W., DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & THÖNI, M. (1999): Deformation-induced resetting of Rb/Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). - J. Geol. Soc., 156/3: 261-278.
- NEUBAUER, F. (2002): Evolution of late Neoproterozoic to early Palaeozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. - Tectonophysics, 352: 87-103.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. - Tectonophysics, 242, 79-98.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2002): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 92: 117-134.
- NOWAK, H.W. (1986): Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Kärnten). - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. - Geology, 17: 404-407.
- ROCKENSCHAUB, M.J., THEINER, U. & FRANK, W. (1983): Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. - Die frühalpene Geschichte der Ostalpen Jber., 4: 223-237, Leoben.
- SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebirge/Kärnten). - Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 172 S, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH B. & SCHUSTER R. (2003): Tectonic map of the Alps and overall architecture of the Alpine orogen. - Abstract 6th Workshop of Alpine Geological Studies, September 2003.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). - Unpub. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 127 S, Wien.
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. - Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 (Neuberg a.d. Mürz), 29-56, Wien.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins. - Unpub. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 120 S, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, 42 (1999): 37-58, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm. - Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 44: 111-141.
- SCHUSTER, R., SCHMIDT, K., FRANK, W. & SCHARBERT, S. (1999): Tectonic inversion of the Eoalpine metamorphism in the Seckau-Gleinalm-Koralpe transect (Styria, Austria). - Ber. Deutschen Mineralog. Ges., Beih. European J. Mineralogy, 11/2: 208.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural development of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics of the Alps. - Eclogae Geol. Helv., 60/2: 303-323.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987): Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps., 244-262 (Deuticke) Wien.

- SÖLVA, H., THÖNI, M., GASEMANN, B. & LINNER, M. (2001): Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria). - *Geochimica Acta*, 14: 345-360.
- STAMPFLI, G.M. & MOSAR, J. (1999): The making and becoming of Apulia. - *Memorie di Scienze Geologiche*, 51/1: 141-154, Padova.
- STEYRER, H.P., NEUBAUER, F., HANDLER, R. & GENSER, J. (1999): Polyphase deformation and tectonic inversion within ductile nappe complexes: the Gurktal nappe system, Eastern Alps: constraints from structural data and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. - *Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A*, 52: 120.
- STÜWE, K. & POWELL, R. (1995): PT Paths from modal properties: application to the Koralm Complex, Eastern Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 119: 83-93.
- THIEDE, R., SÖLVA, H., THÖNI, M., HÄBLER, G. & GASEMANN, B. (2001): Cretaceous Emplacement of the Austroalpine Schneeberg Complex. - *Geolog.-Paläontolog. Mitt. Innsbruck*, 25: 209, Innsbruck.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determination on micas. - *Jb. Geol. B.-A.*, 124: 111-174.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1: 209-230.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southern Austria). - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 347-368.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73: 177-189.
- THÖNI, M. & MILLER, Ch. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. - *J. metamorphic Geol.*, 14: 453-466.
- TEIML, X. (1996): Die Gesteine der Millstätter Serie: petrologische und geothermobarometrische Untersuchungen. - Unpub. Diplomarbeit Univ. Graz, 196 S, Graz.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen.* - 766 S, Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71: 843-908.
- WAGREICH, M. (2001): A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian-Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. - *Terra Nova*, 13: 401-406.
- WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2001): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). - *J. Structural Geology*, 24: 1603-1618.

Anschrift des Verfassers

Dr. Ralf SCHUSTER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Vienna, Austria.
Email: schral@cc.geolba.ac.at.