ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Abh. Geol. B.-A. | ISSN 0378-0864 | ISBN 978-3-85316-085-5 | Band 64 | S. 143–165 | Wien, Dezember 2015

Zur Geologie der Ostalpen

RALF SCHUSTER*

10 Abbildungen

Ostalpen
Orogenese
Plattentektonik
tektonische Einheiten
Metamorphose
tektonische Modelle

Inhalt

Zusammenfassung 143
Abstract 144
Einleitung 144

1. Regionale Geologie der Ostalpen 144
   1.1. Plattentektonik 145
   1.2. Beschreibung der tektonischen Einheiten der Ostalpen 147
      1.2.1. Einheiten vom (jurassisch-paläogenen) Südrand des Europäischen Kontinents (Subpenninikum, Helvetikum). 147
      1.2.2. Einheiten aus dem Bereich des Penninischen Ozeans (Penninikum) 147
      1.2.3. Einheiten vom Adriatischen Mikrokontinent (Ostalpin, Südalpin) 149
      1.2.4. Einheiten, die aus dem Neotethys Ozean hervorgegangen sind (Meliatikum) 150
      1.2.5. Spät-paläogene und neogene Sedimente innerhalb der Alpen 150
      1.2.6. Eozän-oligozäner und miozäner Magmatismus. 150
   1.3. Deformations- und Metamorphoseereignisse in den Einheiten der Ostalpen 151
      1.3.1. Ordovizisches thermisches Ereignis 151
      1.3.2. Variszisches Kollisionsereignis (Oberdevon bis Karbon) 152
      1.3.3. Permisches extensionales Ereignis (Perm bis Trias) 152
      1.3.4. Jurassisches Obduktionsereignis (Oberjura) 153
      1.3.5. Alpidisches Kollisionsereignis (Kreide bis Neogen) 153

2. Modelle zur Geologie der Ostalpen 155
   2.1. „Alte Geologie“ 155
   2.2. Zeit der Deckenlehre 157
   2.3. Zeitalter der Plattentektonik 158
      2.3.1. TOLLMANN (1977) 158
      2.3.2. NEUBAUER et al. (2000) 161
      2.2.3. SCHMID et al. (2004). 161

Danksagung 161
Literatur. 162

Zusammenfassung

Die tektonischen Großeinheiten der Ostalpen sind im Wesentlichen aus vier paläogeografischen Räumen hervorgegangen, die im Jura und in der Kreide bestanden haben. Helvetikum und Subpenninikum stammen vom Südrand des Europäischen Kontinents. Das Penninikum umfasst Decken, die aus dem Bereich des Penninischen Ozeans und darin befindlichen kontinentalen Krustenstücken abzuleiten sind. Ostalpin und Südalpin werden aus Material des Adriatischen Mikrokontinents aufgebaut und das Meliatikum entstammt dem Bereich des Neotethys Ozeans. Die Gesteine der Ostalpen wurden vor allem während des Ordovizischen-, Variszischen- (Oberdevon–Karbon), Permischen- und Alpidischen Ereignisses (Unterkreide bis heute) geprägt. Das jüngste tektonische Element der Ostalpen ist die Allochthone Molasse. Die Nomenklatur zur Untergliederung der Ostalpen hat sich seit Mitte des 19. Jahrhunderts ständig verändert. Sie widerspiegelt immer die zur jeweiligen Zeit populären Modelle zur Gebirgsbildung und lässt sich grob in drei Phasen gliedern: Zur Zeit der „Alten Geologie“ wurden die Gesteine als weitestgehend autochthon betrachtet.

* RALF SCHUSTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. ralf.schuster@geologie.ac.at

Mit dem Aufkommen der Deckenlehre konnte man die oberflächliche Verteilung der Gesteine weitgehend erklären, der Antriebsmechanismus für die Deckenbewegungen blieb allerdings unverstanden. Heute befinden wir uns im Zeitalter der Plattentektonik, in dem wir versuchen, die über die Zeit in der Erdkruste entstandenen Strukturen mit den plattentektonischen Prozessen in Einklang zu bringen. Mit geophysikalischen Methoden sind wir auch zunehmend in der Lage, die Strukturen in der tieferen Lithosphäre und Asthenosphäre zu beobachten. Auch heute werden verschiedene tektonische Nomenklaturen für die Ostalpen angewendet. Wichtig ist, dass man sich bewusst ist, dass jede Nomenklatur, die man verwendet, ein bestimmtes tektonisches Modell impliziert.

On the geology of the Eastern Alps

Abstract

The major tectonic units of the Alps developed from four paleogeographic domains, which existed in the Late Jurassic and Cretaceous. The Helvetic and Subpenninic nappes derived from the southern margin of the European continent, whereas the Penninic nappes developed from the Penninic Ocean and continental fragments therein. The Austroalpine and Southalpine nappes comprise material from the Adriatic microcontinent and the Meliata slices derived from the Neotethys Ocean. The youngest tectonic element is the Allochthonous Molasse. During the Phanerozoic rocks found in the Eastern Alps were affected by the Ordovician, Variscan (Late Devonian to Carboniferous), Permian and Alpine (Early Cretaceous to recent) Events.

Nomenclature for the tectonic subdivision of the Eastern Alps chanced during the past 160 years. At all times it reflected the actual model for mountain building and in general three periods can be distinguished: During the period of "Old Geology" the rock units were thought to be more or less autochthonous. When nappe tectonics was established, it was possible to explain the surface distribution of the chronostratigraphic units at the surface of the continents, but the driving forces for the orogenic processes were not realized. Today we try to describe the near surface structures of the Earth by using the concept of plate tectonics and based on geophysical data we are able to look at structures in the deeper lithosphere and asthenosphere. Today several nomenclatures are in use to describe the Alpine orogen. It is important to know that any nomenclature implies a certain tectonic model.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist einerseits als Erklärung der tektonischen Gliederung der Ostalpen in der „Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs" (Berka et al., 2009; siehe Beilage 1), vor allem aber zur Erläuterung der tektonischen Untergliederung der Ostalpen, wie sie in letzter Zeit von der Geologischen Bundesanstalt verwendet wird, gedacht. Demnach beinhaltet der erste Teil eine Zusammenfassung der Geologie der Ostalpen, wie er in ähnlicher Weise schon an anderen Stellen gegeben wurde (Hoinkes et al., 2010; Schuster et al., 2013). Im zweiten Teil wird ein historischer Überblick über die Entwicklung der tektonischen Nomenklatur in den Ostalpen gegeben und die bisher angewandten Gliederungen werden diskutiert. Definitionen zu den übergeordneten tektonischen Einheiten der Ostalpen, wie sie derzeit an der Geologischen Bundesanstalt verwendet werden, finden sich im Thesaurus Service auf www.geologie.ac.at/services/thesaurus/.

1. Regionale Geologie der Ostalpen

Das alpidische Orogen bildete sich seit der frühen Kreide durch die fortdauernde Konvergenz zwischen Afrika und Europa. Die Geologie des alpin-mediterranen Raumes ist jedoch sehr komplex, da sich zwischen den beiden Kontinenten mehrere kleine kontinentale Bereiche und mehr als ein ozeanischer Raum befanden, welche durch ein Zusammenspiel von verkürzenden, extensionalen und lateralen Bewegungen in die heutige Anordnung gelangten. Das macht es schwierig, die plattentektonische Konfiguration durch die Zeit zu rekonstruieren (Frisch, 1979; Handy et al., 2010; Carminati et al., 2012). Die Modelle zur Plattentektonik des alpinen Raumes haben sich in den letzten Jahrzehnten rasch weiterentwickelt. Grund dafür sind zahlreiche moderne strukturgeologische, sedimentologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen sowie tiefenseismische Profile und Modelle zur Manteltomografie, die uns Einblick in die heutige Situation unter den Alpen geben. Die Daten lassen aber immer noch genug Raum für verschiedene Interpretationen und unterschiedliche, häufig unzureichende Nomenklaturen führen oft zu Missverständnissen.

Diese Zusammenfassung der Geologie der Alpen beruht im Wesentlichen auf der tektonischen Interpretation von Schmid et al. (2004) bzw. Froitzheim et al. (2008) sowie auf der Zusammenfassung der Metamorphosegeschichte des alpidischen Orogens durch Oberhänsli et al. (2004) bzw. Schuster et al. (2004) und der darin angegebenen Literatur.

Geografisch lassen sich die Alpen in die Südalpen (südlich des Periadriatischen Störungssystems), die Ostalpen, die Zentralalpen und den Bogen der Westalpen untergliedern. Diese geografischen Teilstücke zeigen auch Unterschiede in ihrem geologischen Aufbau. Sie sind zu unterschiedlichen Anteilen aus verschiedenen paläogeografischen Räumen hervorgegangen und die an ihrem Aufbau beteiligten geologischen Einheiten zeichnen sich durch verschiedenen lithologischen Inhalt aus (Abb. 1). Die geologischen Einheiten wurden auch zu unterschiedlichen Zeiten in den alpidischen Orogenkeil eingebaut und bewirken bestimmte geologische Strukturen und eine charakteristische Morphologie.

Im Folgenden wird ein Überblick über die plattentektonischen und lithotektonischen Einheiten der Alpen und eine Einführung in die wesentlichen Ereignisse, die zur Bildung der in den Alpen auftretenden Gesteine geführt haben, gegeben.

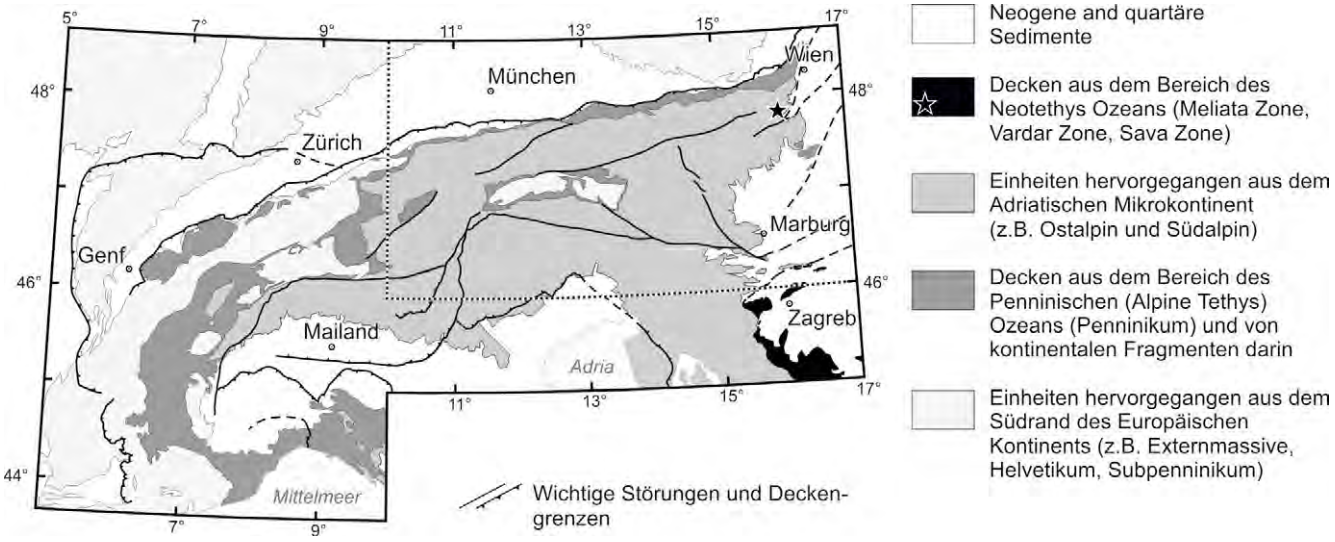

Abb. 1.
Karte des Alpenraumes, in welcher die paläogeografische Herkunft der wesentlichen tektonischen Einheiten dargestellt ist (basierend auf SCHMID et al., 2004). Der punktierte Rahmen markiert den in den Abbildungen 2, 4, 5, 6 und 7 dargestellten Bereich.

1.1. Plattentektonik

Das alpidische Orogen wird in tektonische Einheiten untergliedert, welche sich in vielen Bereichen auf die jurassisch-kretazische Paläogeografie zurückführen lassen. Vereinfacht dargestellt, gab es zu dieser Zeit zwei Ozeane und zwei Kontinente, die durch eine schmale kontinentale Brücke miteinander verbunden waren. Bei den Ozeanen handelt es sich um den Neotethys Ozean und den Penninischen Ozean (Alpine Tethys oder besser Alpiner Atlantik). Der Neotethys Ozean bildete eine von Osten her in den heutigen Alpenraum eingreifende Bucht. Der Penninische Ozean bestand aus zwei Ästen, die sich als östliche Ausläufer des Atlantiks in den heutigen Alpenraum erstreckten. Im Norden befand sich eine große Kontinentmasse, die den heutigen Europäischen Kontinent beinhaltete und im Süden lag eine Kontinentmasse, der das heutige Afrika angehörte. Die kontinentale Brücke zwischen den beiden Kontinentalmassen wurde in der Unterkreide vom Europäischen Kontinent abgetrennt und bildete den „Adriatischen Sporn“ am Nordrand von Afrika, beziehungsweise ab der mittleren Kreide den Adriatischen Mikrokontinent (siehe Abbildungen in SCHUSTER et al., 2015).

In den Alpen finden sich diese paläogeografischen Elemente von Süden gegen Norden, beziehungsweise vom Liegenden gegen das Hangende in folgender Weise wieder (Abb. 1, 2):

Das nördliche Vorland des alpidischen Orogens besteht aus der Europäischen Platte. Diese baut sich im Bereich der Karte in Abbildung 2 aus Mantellithosphäre, kontinentaler Kruste mit variszischer Prägung, variszisch post-orogenen, spät-karbonen bis kretazischen Plattformsedimenten und dem nördlichen Vorlandbecken des alpidischen Orogens (Autochthone Molasse) auf.

Der jurassische bis paläogene Südrand des Europäischen Kontinents wird durch das Helvetikum, Ultrahelvetikum und Subpenninikum repräsentiert. Im Hangenden folgen die Reste des Penninischen Ozeans, welcher sich mit zwei Ästen (Piemont-Ligurischer und Valais Ozean) als ostgerichtete Fortsetzung des Atlantiks im Jura und in der Kreide entwickelt hatte. Die Gesteine dieses ozeanischen Bereiches bauen die Oberen und Unteren Penninischen Decken im Bereich des Nordrandes der Ostalpen (im Wesentlichen Ybbsitzer Klippenzone und die Decken der Rhenodanubischen Flyschzone), sowie den Inhalt des Unterengadiner Fensters, Tauernfensters und der Rechnitzer Fenstergruppe auf. Die östlichsten Ausläufer des Iberia-Briançonnais Mikrokontinents, der sich zwischen den beiden Ästen des Penninischen Ozeans befand, reichen von Westen her als Mittlere Penninische Decken bis in den Bereich des Unterengadiner Fensters. Darüber folgen das Ostalpin und, getrennt durch das Periadriatische Störungssystem (PA), das Südalpin. Beide Einheiten entstanden aus kontinentaler Kruste vom Nordrand des Adriatischen Mikrokontinents. Überreste des Neotethys Ozeans (beinhaltet Meliata-, Hallstatt-, Vardar Ozean…) sind in einigen wenigen Aufschlüssen im östlichsten Teil der Ostalpen erhalten und werden als Meliatikum bezeichnet (KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1993).

Der Penninische Ozean öffnete sich im Jura und in der Kreide und wurde im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung in der Oberkreide und dem Paläogen geschlossen. Die Europäische Platte agierte dabei als Unterplatte, während die Adriatische Platte die Oberplatte darstellte. Die Suturzone des Penninischen Ozeans kann entlang der gesamten Alpen verfolgt werden. Das Eoalpidische Ereignis in der Kreide ist auf eine intrakontinentale Verkürzung innerhalb des Nordrandes des Adriatischen Mikrokontinents zurückzuführen, wobei das heutige Ostalpin entstand (STÜWE & SCHUSTER, 2010). Die Subduktion begann in der frühen Unterkreide (Valanginium; ca. 135 Ma), während die größten Versenkungstiefen kontinentaler Kruste und die höchsten Metamorphosebedingungen in Gesteinen des Ostalpins in der frühen Oberkreide (ca. 95 Ma, THÖNI, 2006) erreicht wurden. Dabei waren Teile des heutigen Ostalpins in einer Unterplattenposition, während andere der initialen Oberplatte angehörten.

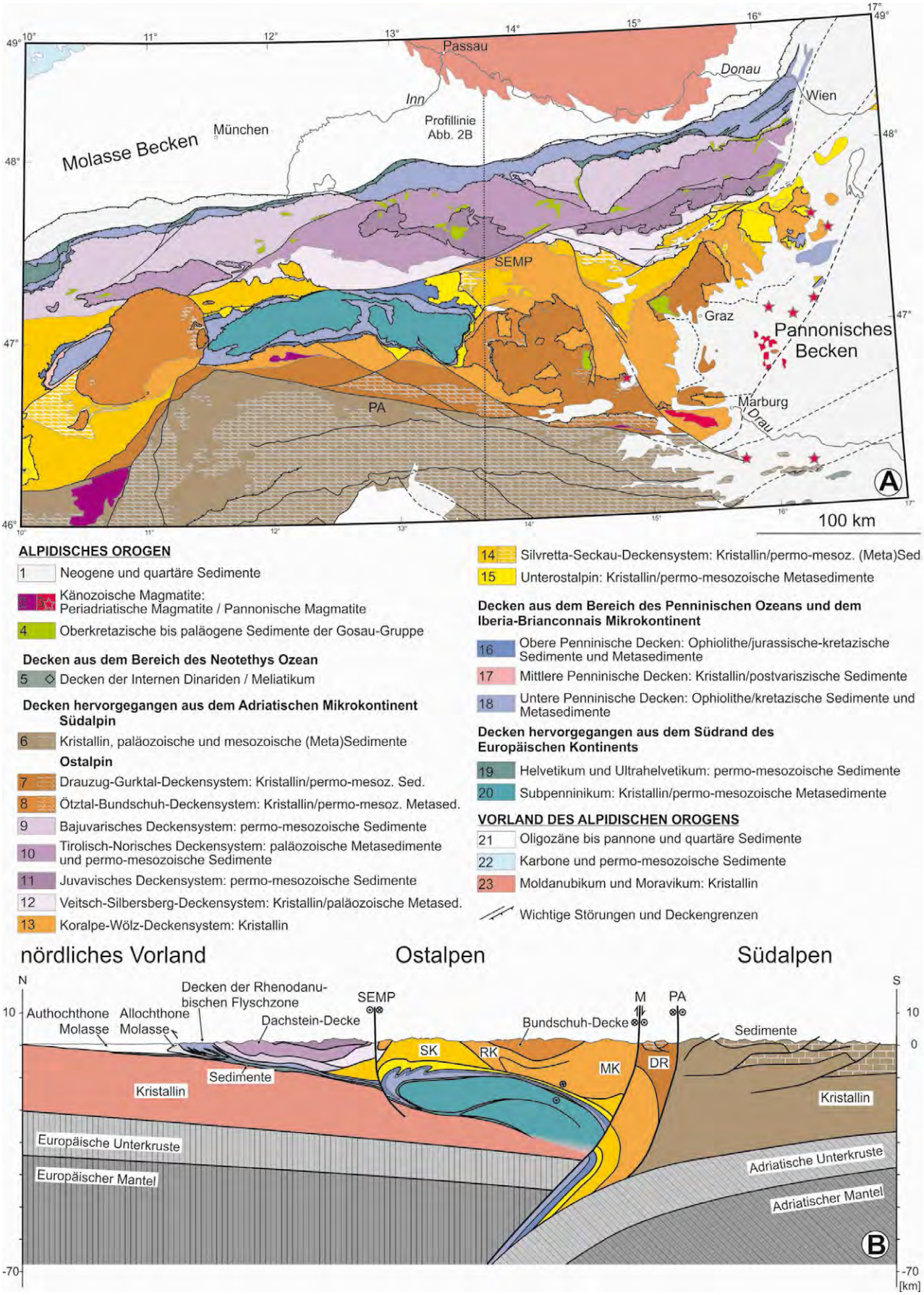

Abb. 2.
(A) Tektonische Karte der Ostalpen nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004). Die Nummern der Einheiten beziehen sich auf den Text. (B) Profil durch die Ostalpen. DR: Drauzug, RK: Radenthein-Komplex, MK: Millstatt-Komplex, SK: Schladming-Komplex, SEMP: Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg Störungssystem, M: Mölltal Störung, PA: Periadriatisches Störungssystem.

Das Westende des Neotethys Ozeans grenzte buchtartig an den „Adriatischen Sporn“ am Nordrand von Afrika bzw. an den Adriatischen Mikrokontinent. Während der westgerichteten Ausdehnung des Ozeans bildete sich ozeanische Kruste in der Trias („Meliata Ozean“), im Jura („Vardar Ozean“), aber auch in der Kreide (USTASZEWSKI et al., 2009). Die Verkürzung innerhalb dieses ozeanischen Bereiches begann bereits im Mitteljura an einer intraozeanischen Subduktionszone (SCHMID et al., 2004). Im Oberjura wurden Ophiolith-Decken auf den Rand der kontinentalen Kruste des „Adriatischen Sporns“ obduziert (GAWLICK et al., 1999; MISSONI & GAWLICK, 2010). Diese Decken sind in den Dinariden noch heute weit verbreitet. Daten sprechen dafür, dass Ausläufer davon auch im Ostteil der heutigen Ostalpen vorhanden waren. Diese sind heute vollständig erodiert, das Abtragungsmaterial findet sich aber in den Sedimenten der Kreide, insbesondere in jenen der Gosau-Gruppe (SCHUSTER et al., 2007, 2011).

1.2. Beschreibung der tektonischen Einheiten der Ostalpen

Die Beschreibung der tektonischen Einheiten basiert auf der Karte und den Profilen in SCHMID et al. (2004). Vom Liegenden gegen das Hangende, beziehungsweise von Norden gegen Süden werden die Alpen aus folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut (Abb. 2, 3):

1.2.1. Einheiten vom (jurassisch-paläogenen) Südrand des Europäischen Kontinents (Subpenninikum, Helvetikum)

Der Südrand des Europäischen Kontinents besteht aus tief erodierter, variszisch (spätes Devon bis Karbon) geprägter, kontinentaler Kruste (**23**). Diese ist reich an karbonen Plutoniten und steht in Kontakt zu ihrem lithosphärischen Mantel. Darüber lagern zum Teil spät-karbone bis kretazische sedimentäre Gesteine (**22**). Diese Kruste fällt gegen Süden unter den alpidischen Orogenkeil und dessen Vorlandbecken. Dieses alpin-karpatische Vorlandbecken ist mit spät-paläogenen bis neogenen Sedimenten gefüllt (**21**).

Die Externmassive bestehen aus duktil mäßig deformierten, aber intern gestapelten Teilen der Europäischen Platte, die in Fenstern innerhalb der West- und Zentralalpen an der Erdoberfläche auftreten. Die Externmassive bestehen aus variszisch geprägtem Kristallin, sowie spät-karbonen bis kretazischen Sedimentabfolgen. Die Decken des Helvetikums und Ultrahelvetikums (**19**) bilden einen Falten- und Überschiebungsgürtel aus dünnen abgescherten Sedimentgesteinsabfolgen. Am Nordrand der Zentralalpen nehmen sie große Bereiche ein, während sie in den Ostalpen nur als dünne Schuppen auftreten. Die helvetischen und ultrahelvetischen Decken wurden vom jurassisch-paläogenen Südrand von der Europäischen Platte abgeschert. Aus dem gleichen paläogeografischen Raum stammt das Subpenninikum (**20**). Es beinhaltet Decken aus variszisch geprägten kristallinen Gesteinen mit spät-karbonen bis kretazischen Metasedimenten, die von ihrem lithosphärischen Mantel abgeschert wurden. Die subpenninischen Decken bauen in den Ostalpen das Venediger- und Modereck-Deckensystem (PESTAL & HELLER-SCHMIDT-ALBER, 2011; SCHMID et al., 2013) im Bereich des Tauernfensters auf. Die Verwendung des Begriffs Subpenninikum impliziert, dass das krustale Material, welches diese Einheit heute aufbaut, nicht durch einen Ozean vom Südrand des Europäischen Kontinents getrennt war (z.B. FROITZHEIM et al., 1996; KURZ et al., 2001). Die Eklogit führenden Einheiten des Subpenninikums (Adula-Decke, Cima Lunga-Decke in den Zentralalpen und die Eklogitzone im Tauernfenster) enthalten auch Material vom südlich angrenzenden Penninischen Ozean und entstanden in einem Subduktions- und Akkretionskanal (ENGI et al., 2001; KURZ & FROITZHEIM, 2002).

1.2.2. Einheiten aus dem Bereich des Penninischen Ozeans (Penninikum)

Die penninischen Einheiten beinhalten drei paläogeografische Elemente: Den Piemont-Ligurischen Ozean, den Iberia-Briançonnais Mikrokontinent und den Valais Ozean.

Der Piemont-Ligurische Ozean öffnete sich im späten Jura. Die ältesten Anteile des Ozeanbodens bestanden aus exhumiertem subkontinentalem Mantel, welcher unter den angrenzenden kontinentalen Bereichen herausgezogen worden war (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Die serpentinisierten Lherzolithe werden von Radiolariten und Aptychenkalken sowie turbiditischen Sedimenten des Oberjura und der Kreide überlagert. Der Iberia-Briançonnais Mikrokontinent wurde in der Kreide, bei der Öffnung des Valais Ozeans, vom distalen Südrand Europas abgetrennt. Die daraus entstandenen Decken bestehen aus variszisch metamorphen Kristallingesteinen, permo-karbonen klastischen Sedimenten und auflagernden Seichtwassersedimenten der Trias und des Unterjura. Darüber lagern Tiefwassersedimente. Die aus dem Valais Ozean gebildeten Decken enthalten kretazische Ophiolithe und teilweise kretazische bis eozäne, kalkreiche Turbidite. Gegen Osten keilte der Iberia-Briançonnais Mikrokontinent aus und der Valais- und Piemont-Ligurische Ozean vereinigten sich zu einem Ozeanbecken (z.B. STAMPFLI, 1994; FROITZHEIM et al., 1996). Aufgrund dieser Situation ist die Unterteilung der zwei ozeanischen Bereiche in den heutigen Ostalpen konzeptionell (KURZ et al., 2001). Charakteristische Schichtfolgen, Analysen der Liefergebiete des klastischen Sedimenteintrages sowie das Alter und die geochemische Signatur der Ophiolithe erlauben aber die Differenzierung von Decken, die aus dem südlichen, beziehungsweise nördlichen Anteil des vereinigten Penninischen Ozeans stammen.

Das Penninikum kann in Untere-, Mittlere- und Obere Penninische Decken untergliedert werden, wobei diese jeweils vornehmlich aus einem der drei oben genannten paläogeografischen Bereiche hervorgegangen sind.

Die Unteren Penninischen Decken (**18**) bestehen vor allem aus Material des Valais Ozeans und aus dem im Osten anschließenden ozeanischen Bereich des Vahic Ozeans (FROITZHEIM et al., 2008). Sie bauen große Teile der Zentralalpen auf und setzen sich gegen Osten in den Decken der Rhenodanubischen Flyschzone am Nordrand der Ostalpen fort (KURZ et al., 1998). Die Decken der Rhenodanubischen Flyschzone bestehen aus unmetamorphen kretazisch-paläogenen Flyschsedimenten. Weiters bauen die Unteren

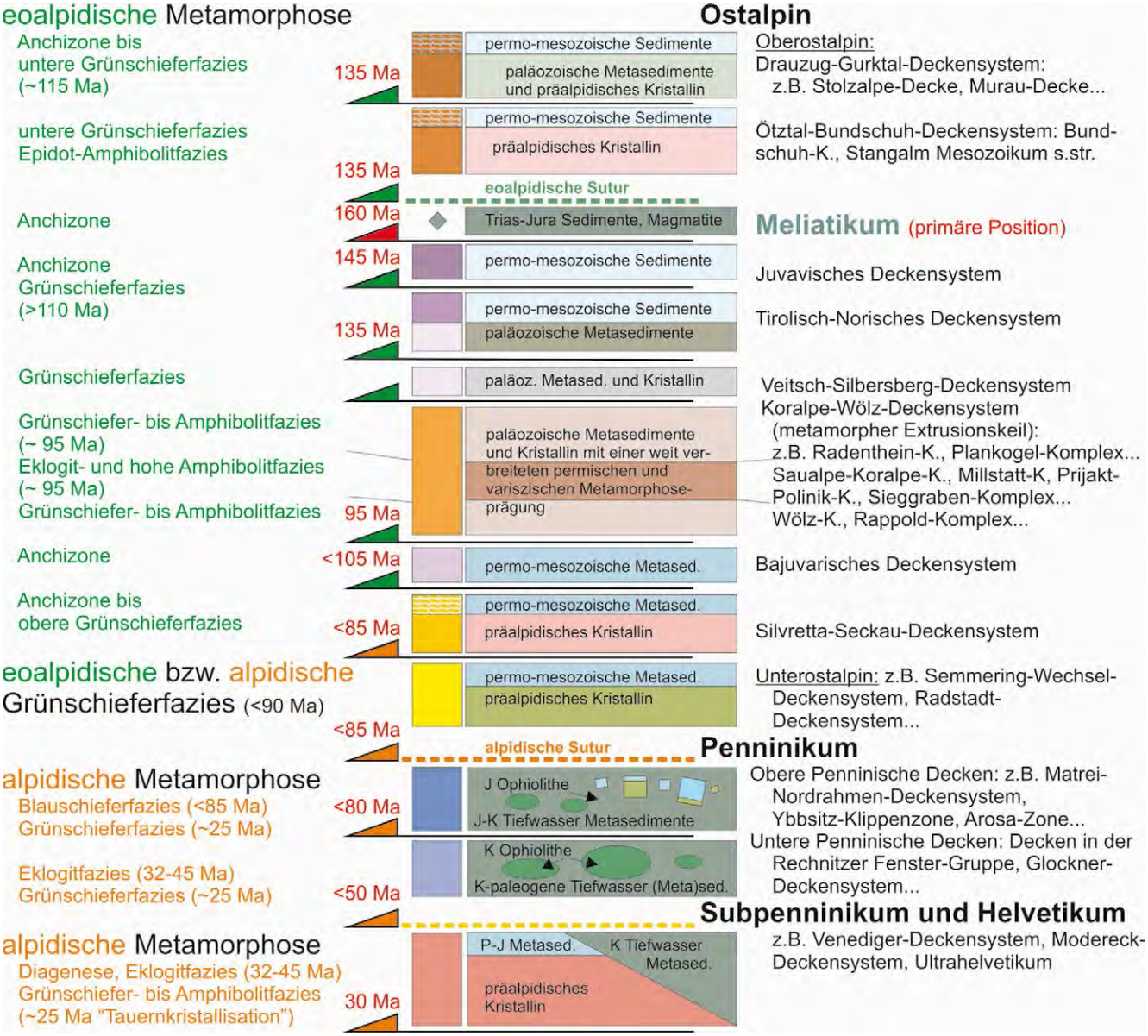

Abb. 3.
Block-Diagramm, welches die wesentlichen tektonischen Einheiten der Ostalpen zeigt. In der Spalte links ist der Metamorphosegrad während des Eoalpidischen- (kretazischen) und Neoalpidischen (paläogen-neogenen) Ereignisses und der Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes angegeben. Die roten Zahlen geben an, zu welchem Zeitpunkt die jeweilige Einheit als Decken abgeschert und in den Orogenkeil eingebaut wurde. Die Stellung des Meliatikums bezieht sich auf die prä-eoalpidische Platznahme auf dem Kontinentalrand des Adriatischen Mikrokontinents (verändert nach SCHUSTER et al., 2013).

Penninischen Decken den zentralen Teil des Unterengadiner Fensters (GRUBER et al., 2010), das Glockner-Deckensystem im Tauernfenster und die Decken im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe auf (FROITZHEIM et al., 2008). Im Bereich der Fenster haben die oft kalkigen Metasedimente und Ophiolithe eine metamorphe Überprägung, die von der Grünschieferfazies bis in die Eklogitfazies reicht.

Die Mittleren Penninischen Decken (**17**) sind zum größten Teil aus dem Iberia-Briançonnais Mikrokontinent hervorgegangen. Die kontinentale Kruste dieses ehemaligen Mikrokontinents baut die Iberische Halbinsel sowie Teile von Sardinien und Korsika auf. Mittlere Penninische Decken sind in den West- und Zentralalpen verbreitet und reichen mit Ausläufern bis in das Unterengadiner Fenster. Dort sind sie durch die Tasna-Decke und die Fimber-Zone vertreten (GRUBER et al., 2010).

Gesteine, die vom Piemont-Ligurischen Ozean stammen, bauen die Oberen Penninischen Decken auf (**16**). Sie sind in den West- und Zentralalpen weit verbreitet. Am Westrand der Ostalpen zeigt die Arosa-Zone eine von Norden gegen Süden zunehmende metamorphe Überprägung. Die un- bzw. schwach metamorphen Anteile finden sich zum Teil in Fenstern unter den überlagernden ostalpinen Decken und setzen sich im nördlichen Teil der Ostalpen in Form der Ybbsitzer Klippenzone (DECKER, 1990) weit gegen Osten hin fort. Sie zeichnen sich durch charakteristische Abfolgen mit Serpentiniten, jurassischen Radiolariten und Aptychenkalken aus. In direktem Kontakt dazu befindet sich die Kahlenberg-Decke, die nach FAUPL & WAGREICH (1992) eine paläogeografische Nahbeziehung zur Ybbsitzer Klippenzone zeigt. Äquivalente zu den höher metamorphen Anteilen der Arosa-Zone finden sich im Unterengadiner Fenster in Form der Brückelkopf und

Flimspitz Schuppen (GRUBER et al., 2010). Im Tauernfenster sind die Oberen Penninischen Decken durch das Matrei-Nordrahmen-Zone-Deckensystem (z.B. Matrei-Zone, Reckner-Decke, Nordrahmenzone) vertreten.

1.2.3. Einheiten vom Adriatischen Mikrokontinent (Ostalpin, Südalpin)

Der nördliche Teil des ehemaligen Adriatischen Mikrokontinents bestand aus cadomisch geprägter kontinentaler Kruste (NEUBAUER, 2002) mit paläozoischen metasedimentären Abfolgen und magmatischen Gesteinen, die auf *rifting*- und Subduktionsprozesse zurückzuführen sind. Besonders intensiv war die magmatische Aktivität im Ordovizium, sie dauerte aber mehr oder weniger kontinuierlich bis ins Karbon an. Während des Variszischen Ereignisses wurden die nördlichen Teile des späteren Adriatischen Mikrokontinents von Metamorphose und synorogenem Magmatismus betroffen, ab dem späten Karbon wurden postorogene Sedimente in lokalen Depressionen und am Südrand des Orogens abgelagert. Im Perm wurde die Lithosphäre gedehnt. Basaltschmelzen stiegen an die Unterkruste auf und bewirkten eine intensive magmatische Aktivität und eine begleitende Hochtemperatur-/Niederdruck (HT/LP)-Metamorphose. In weiterer Folge wurden im späten Perm und in der Trias mehr als 3 km mächtige, flachmarine Sedimente auf der durch thermische Subsidenz kontinuierlich absinkenden Lithosphäre abgelagert. So bildete sich ein breiter Schelf mit Karbonatplattformen, der im Südosten mit einem passiven Kontinentalrand an den Neotethys Ozean angrenzte und der ab dem Mitteljura im Nordwesten durch den Penninischen Ozean (Piemont-Ligurischen Ozean) begrenzt wurde. In den Alpen sind das Ostalpin und das Südalpin aus dem Adriatischen Mikrokontinent hervorgegangen. Beide sind durch das Periadriatische Störungssystem voneinander getrennt.

Das Ostalpin wurde im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide von der Unterkruste und vom Mantel abgetrennt, zu einem komplexen Deckenstapel geformt und gegen Nordwesten auf die penninischen Decken geschoben. Es lässt sich in ein Unter- und Oberostalpin untergliedern.

Das Unterostalpin (**15**) bildete den Kontinentalrand hin zum Penninischen Ozean. Die unterostalpinen Einheiten sind durch Extension während der Öffnung des ozeanischen Raumes im Jura gekennzeichnet. Sie bestehen aus kontinentalem Krustenmaterial und auflagernden Metasedimenten, die zeitlich vom Perm bis in den Jura reichen können. Während der Schließung des Ozeans entstanden in der Oberkreide unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen und großem Fluiddurchsatz Decken und tektonische Zonen. Das Unterostalpin überlagert die Decken des Penninikums und es kann weiter in Deckensysteme gegliedert werden. Am Alpenostrand befindet sich das Semmering-Wechsel-Deckensystem, den Rahmen des Tauernfensters bildet das Radstadt-Deckensystem, im Rahmen des Unterengadiner Fensters gehören die Subsilvrettiden Schollen zum Unterostalpin und an der Ost-Westalpengrenze liegt das Err-Bernina-Deckensystem.

Das Oberostalpin stellt einen Deckenstapel dar, der sich in der Unterkreide und bis in die mittlere Oberkreide bildete. Den tektonisch tiefsten Anteil stellt das Silvretta-Seckau-Deckensystem (**14**) dar, welches aus Kristallin mit einer dominanten variszischen Metamorphoseprägung und Resten von transgressiv auflagernden permo-triassischen Metasedimenten besteht. Während des Eoalpidischen Ereignisses erreichte die Metamorphose sub-grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen.

Im Norden wird das Silvretta-Seckau-Deckensystem vom Veitsch-Silbersberg-Deckensystem (**12**), welches aus geringen Anteilen von variszisch amphibolitfaziell metamorphem Kristallin (Kaintaleck-Komplex) sowie grünschieferfaziellen paläozoischen Gesteinen besteht, als auch durch das Bajuvarische (**9**), Tirolisch-Norische (**10**) und Juvavische Deckensystem (**11**) überlagert. Die unmetamorphen bzw. sub-grünschieferfaziell geprägten permo-mesozoischen Sedimente der drei letzteren bauen die Nördlichen Kalkalpen (= geografische Einheit) auf. Die triassischen Anteile zeigen eine fazielle Zonierung in Richtung des Neotethys Ozeans, wobei die Juvavischen Decken aus dem Bereich stammen, der am nächsten zum Ozeanbecken lag. Im Tirolisch-Norischen Deckensystem lagern die mesozoischen Sedimente noch transgressiv grünschieferfaziellen paläozoischen Metasedimenten auf (z.B. in der Norischen Decke und der Staufen-Höllengebirge-Decke).

Im Süden wird das Silvretta-Seckau-Deckensystem durch das Koralpe-Wölz-Deckensystem (**13**) überlagert. Dieses besteht ausschließlich aus großteils polymetamorphen Gesteinen mit neoproterozoischen bis devonen (früh-karbonen?) Eduktaltern. Die Komplexe der einzelnen Decken zeigen unterschiedlich starke Metamorphoseprägungen während des Variszischen und Permo-Triassischen Ereignisses (SCHUSTER et al., 2004). Im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses wurden die vormals auflagernden permo-mesozoischen Sedimente vollständig abgeschert, während die Gesteine des heutigen Koralpe-Wölz-Deckensystems subduziert wurden und zum Teil eine eklogitfazielle Metamorphose erfuhren. Bei der Exhumation ab dem Turonium entstand ein metamorpher Extrusionskeil, bei dem sich die am höchsten metamorphen Gesteine im Zentrum befinden (Abb. 3).

Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem (**8**) zeigt eine ähnliche lithologische Zusammensetzung wie das Silvretta-Seckau-Deckensystem, es nimmt jedoch eine tektonische Position auf dem Koralpe-Wölz-Deckensystem ein. Es beinhaltet das „Brenner"- und „Stangalm-Mesozoikum", die in der Erforschungsgeschichte der Ostalpen von besonderer Bedeutung sind (z.B. TOLLMANN, 1959, 1977; FRANK, 1983). Darüber lagert das Drauzug-Gurktal-Deckensystem (**7**), welches aus variszisch und zum Teil auch permo-triassisch metamorphem Kristallin, anchizonal bis grünschieferfaziell metamorphen paläozoischen Metasedimenten und unmetamorphen permo-triassischen Sedimenten (RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000) aufgebaut ist. Innerhalb des Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystems nimmt der Grad der eoalpidischen Metamorphose von der Amphibolitfazies im Liegenden bis zur Diagenese in den höchsten Anteilen des Deckenstapels ab.

Die von der Oberkreide bis ins Paläogen reichenden Sedimente der Gosau-Gruppe (**4**) stellen syn- bis postorogene Ablagerungen in Bezug auf das Eoalpidische Ereignis dar (FAUPL & WAGREICH, 2000).

Das Südalpin (**6**) besteht aus Decken kontinentaler Kruste der Adriatischen Platte, welche während des Alpidi-

schen Ereignisses im Paläogen und Neogen, südgerichtet auf den Rand der undeformierten Adriatischen Platte überschoben wurde. Es stellt damit den *retro wedge* des alpidischen Orogens dar (z.B. SCHMID et al., 1996). Im Bereich der Ivrea-Zone in den Westalpen ist ein primärer Kontakt von Kruste und subkontinentalem lithosphärischem Mantel erhalten und an der Erdoberfläche sichtbar. Im Südosten setzt sich das Südalpin in den Externen Dinariden fort.

1.2.4. Einheiten, die aus dem Neotethys Ozean hervorgegangen sind (Meliatikum)

Das Meliatikum (**5**) repräsentiert Reste des Neotethys (Meliata) Ozeans. Diese Reste beinhalten Serpentinite, basische Vulkanite und Tiefwassersedimente aus dem ozeanischen Becken. Die Gesteine sind mit jenen aus der Meliata-Zone in den Westkarpaten zu vergleichen (MANDL, 2000; KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1993). Das Meliatikum ist in den Ostalpen nur in Form kleiner tektonischer Scherlinge zwischen dem Tirolisch-Norischen- und Juvavischen Deckensystem des Ostalpins vorhanden. Diese tektonischen Scherlinge zeigen lediglich eine sub-grünschieferfazielle Metamorphose und keine Hinweise auf ein Hochdruckereignis. Weiters findet sich Material aus dem Bereich des Neotethys Ozeans als Detritus in den kretazischen Sedimenten des Ostalpins (FAUPL & WAGREICH, 2000) und im Haselgebirge, einem evaporitischen Tektonit an der Basis des Juvavischen Deckensystems (SCHORN et al., 2013).

1.2.5. Spät-paläogene und neogene Sedimente innerhalb der Alpen

Im Bereich der Ostalpen wurden bis ins Ottnangium spät-paläogene bis ottnangische Sedimente aus dem Alpin-Karpatischen-Vorlandbecken in das alpidische Orogen eingebaut. (WESSELY, 2006). So entstanden die Decken bzw. deutlich deformierten Bereiche der Allochthonen Molasse (**1**), welche auch Schürflinge aus dem Untergrund des Molassebeckens enthalten (z.B. in der Waschbergzone). Ab dem Karpatium entstanden entlang von Störungen Becken (**1**), deren Sedimente den älteren Deckenbau diskordant überlagern, die aber auch größtenteils noch eine interne Deformation zeigen.

1.2.6. Eozän-oligozäner und miozäner Magmatismus

Die Periadriatischen Magmatite (**2**) umfassen kalkalkalische Tonalite, Granodiorite und Granite, sowie untergeordnete alkalibasaltische Ganggesteine. Sie kristallisierten im Eozän und Oligozän und werden mit dem Abreißen

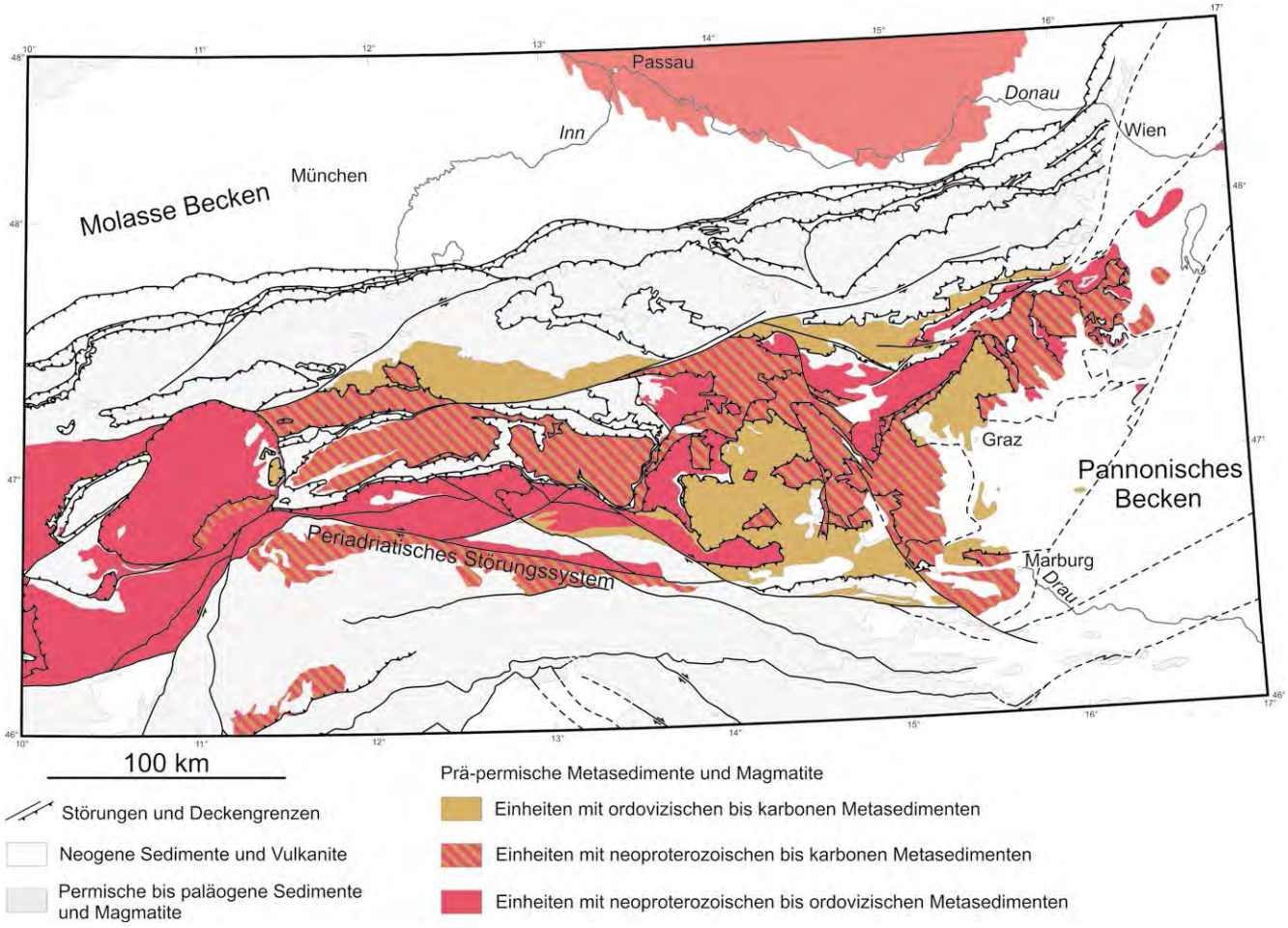

Abb. 4.
Karte der Ostalpen, welche die Verteilung der Eduktalter der prä-permischen Metasedimente zeigt. Die weiten Altersspannen sind bereichsweise durch fehlende Daten, andererseits aber auch durch die maßstabsbedingten Zusammenfassungen zu begründen. Die Gliederung basiert weitgehend auf dem Auftreten von ordovizischen und variszischen Magmatiten, sowie der Sr-Isotopie von Marmoren (e.g. NEUBAUER, 2002; SCHULZ et al., 2004; PUHR et al., 2012).

(*slab break-off*) der seit der Unterkreide subduzierten Lithosphäre vom Südrand der Europäischen Lithosphärenplatte in Zusammenhang gebracht (DAVIS & VON BLANKENBURG, 1995). Die Platznahme der Intrusionen erfolgte während einer Seitenverschiebungstektonik entlang des Periadriatischen Störungssystems. Der Pohorje Pluton westlich von Maribor gehört nicht zu den Periadriatischen Magmatiten, sondern zu den miozänen bis quartären Pannonischen Magmatiten (**3**). Diese entstanden durch die Dehnung der Lithosphäre im Bereich des Pannonischen Beckens, welche mit der Bildung des Karpatenbogens in Verbindung steht (FODOR et al., 2008).

1.3. Deformations- und Metamorphoseereignisse in den Einheiten der Ostalpen

Dieses Kapitel beinhaltet eine kurze Zusammenfassung der Deformations- und Metamorphoseereignisse in den Einheiten der heutigen Ostalpen. Seit dem Beginn des Phanerozoikums können fünf wesentliche Ereignisse gefasst werden. Die Eduktalter der in diesem Bereich auftretenden (meta)sedimentären Gesteine sind in Abbildung 4 dargestellt. Bisher gibt es keine Hinweise auf größere Gesteinskörper, die älter als neoproterozoisch sind.

1.3.1. Ordovizisches thermisches Ereignis

Das Ordovizische Ereignis findet sich in ostalpinen Einheiten mit jungproterozoischen bis ordovizischen Eduktaltern. Es wird vor allem durch Magmatite mit Kristallisationsaltern zwischen 460 und 485 Ma repräsentiert, nur untergeordnet finden sich Hinweise auf ein zeitgleiches Metamorphoseereignis. Beim Ordovizischen Ereignis handelt es sich wahrscheinlich nicht um ein Kollisionsereignis. Eher spiegelt es Dehnungsprozesse am Nordrand von Gondwana wider (RAUMER et al., 2012).

Das Ordovizische Ereignis ist im Ostalpin in allen Krustenstockwerken nachzuweisen (Abb. 5): In der tieferen Kruste intrudierten Basite und Diorite und es kam zur Bildung von Migmatiten (z.B. Winnebach Migmatit, KLÖTZLI-CHOWANETZ et al., 1997). Granitoide, häufig in Form von leukokraten Muskovitgraniten (z.B. Bundschuh-Orthogneis) kristallisierten in der mittleren Kruste (SCHULZ et al., 2004). In der oberen Kruste entstanden subvulkanische Intrusiva (Schwazer Orthogneis, PESTAL et al., 2009) und an der Erdoberfläche bildeten sich saure bis intermediäre Vulkanite (Laven, Ignimbrite, z.B. Blasseneck Porphyroid, HEINISCH, 1981).

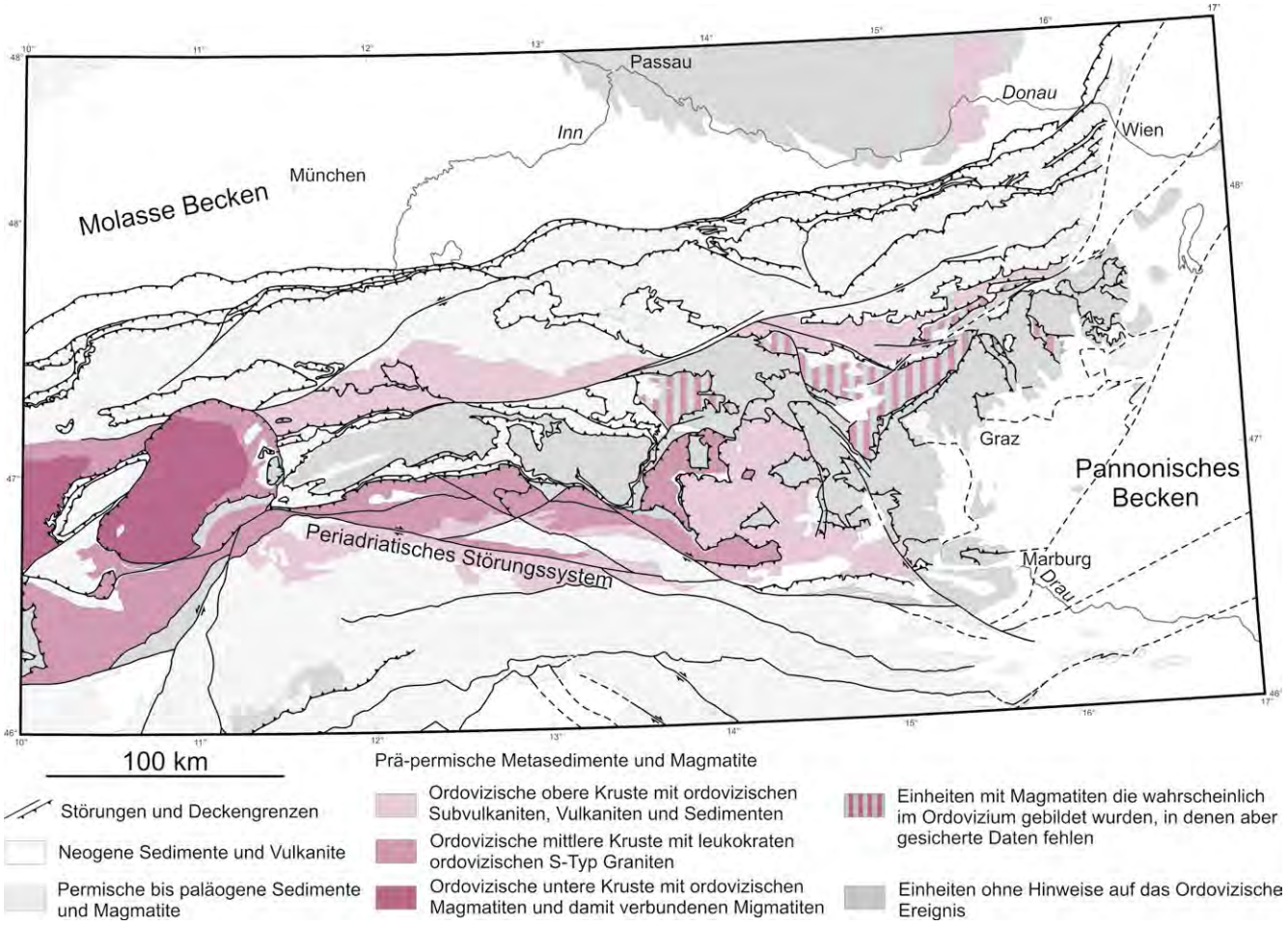

Abb. 5.
Karte der Ostalpen, welche die Verteilung des Ordovizischen Ereignisses zeigt. Basierend auf dem Auftreten von ordovizischen Sedimenten und Vulkaniten, Plutoniten und Migmatiten lassen sich obere-, mittlere- und untere Krustenstockwerke unterscheiden.

1.3.2. Variszisches Kollisionsereignis (Oberdevon bis Karbon)

Das Variszische Ereignis ist das Ergebnis der Kontinentkollision von Gondwana (inklusive der Perigondwana Terranes = Hun Superterran) mit Laurussia (inklusive Avalonia) im späten Devon und Karbon, welches zur Entstehung des Superkontinents Pangäa führte (KRONER & ROMER, 2013). Es ist in den Alpen im Subpenninikum, Ostalpin und Südalpin dokumentiert (Abb. 6).

Innerhalb des variszischen Ereignisses lassen sich mehrere Phasen unterscheiden: Altersdaten um 380 Ma sind die ältesten Nachweise einer früh-variszischen Metamorphose in einigen ostalpinen Einheiten (z.B. Kaintaleck-Komplex im Veitsch-Silbersberg-Deckensystem) (HANDLER et al., 1997).

Eine subduktionsbezogene Niedertemperatur-/Hochdruck-Metamorphose knapp vor 350 Ma führte zur Bildung von Eklogiten, die heute im Silvretta-Seckau- und Ötztal-Bundschuh-Deckensystem auftreten (MILLER & THÖNI, 1997). Der Höhepunkt der variszischen Regionalmetamorphose ereignete sich um ca. 340 Ma bei mittleren Druckbedingungen (ca. 25 °C/km). Bei der Exhumation durchquerten die höhergradig metamorphen Gesteine das Sillimanit-Stabilitätsfeld auf einem geothermischen Gradienten von ca. 35 °C/km (TROPPER & HOINKES, 1996). Variszische Granitoide mit spät-karbonen und früh-permischen Intrusionsaltern sind im Subpenninikum weit verbreitet („Zentralgneise“). Im Ostalpin sind sie aber entgegen früherer Anschauungen selten. Sie finden sich aber im Silvretta-Seckau-Deckensystem in den Schladminger- und Seckauer Tauern (SCHERMAIER et al., 1997). Typische variszische Abkühlalter liegen zwischen 320 und 290 Ma (THÖNI, 1999).

Innerhalb des variszischen Orogens lassen sich Bereiche mit intensiver magmatischer Aktivität und Gebiete, die vornehmlich eine Metamorphoseprägung zeigen, unterscheiden (Abb. 6). Wegen der alpidischen Überprägung ist aber nicht viel über den Internbau des variszischen Orogens innerhalb der Alpen bekannt. Wahrscheinlich lag das Subpenninikum eher in einer zentralen Position, während das Ostalpin und Südalpin in einer randlichen Position beheimatet waren. Die alpidisch entstandene Norische Decke zeigt einen Internbau in dem variszische Decken erhalten sind (SCHÖNLAUB, 1982). In einigen variszischen Einheiten wurde südgerichtete duktile Scherung und eine variszische Deckenstapelung beobachtet (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

1.3.3. Permisches extensionales Ereignis (Perm bis Trias)

Das Permische Ereignis folgte im Anschluss an das Variszische Ereignis, ist aber von diesem unabhängig. Es kam dabei zu einer Dehnung der Lithosphäre im Bereich des

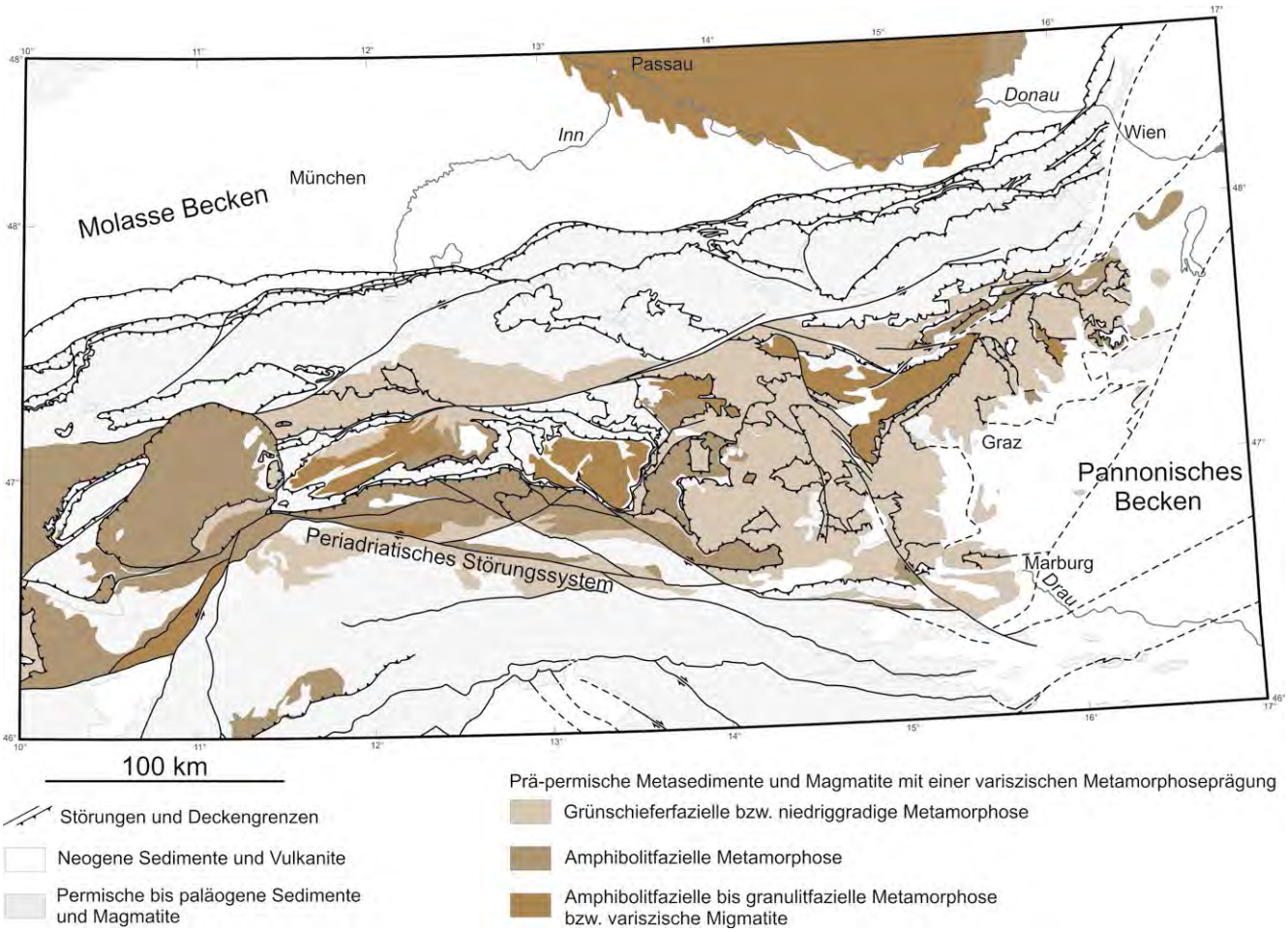

Abb. 6.
Karte der Ostalpen, welche die Verteilung des Variszischen Ereignisses zeigt (unter Verwendung von FREY et al., 1999).

heutigen Ostalpins, Südalpins und Teilen der Einheiten in den Zentralen Westkarpaten. Der Beginn des Permischen Ereignisses lässt sich mit dem Zeitpunkt festlegen, als die Lithosphären-, bzw. Krustendicke unter den normalen Wert sank und die Dehnung somit nicht mehr mit einem Kollaps des variszischen Orogens in Zusammenhang gebracht werden kann. Das geschah etwa um 290 Ma. Während des Permischen Ereignisses stiegen Basaltschmelzen aus dem Mantel an die Unterkruste auf und bewirkten eine intensive magmatische Aktivität und eine begleitende Hochtemperatur-/Niederdruck-Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten, der bis zu 45 °C/km erreichte (SCHUSTER & STÜWE, 2008). Der Metamorphosehöhepunkt erfolgte etwa um 270 Ma. Hinweise auf das Permische Ereignis sind Grabenbildungen, Gabbros, Granite und weit verbreitete Pegmatite sowie metamorphe Gesteine mit Andalusit und Sillimanit (SCHUSTER et al., 2001; HABLER & THÖNI, 2001). In weiterer Folge wurden die permisch metamorphen Gesteine nicht exhumiert, sondern die Lithosphäre kühlte langsam gegen einen normalen geothermischen Gradienten von etwa 25 °C/km ab, der um etwa 200 Ma erreicht wurde. Dieser Umstand erzeugte thermische Subsidenz und so wurden im späten Perm und in der Trias mehr als 3 km mächtige, flachmarine Sedimente auf der kontinuierlich absinkenden Lithosphäre abgelagert.

Eine Karte, welche die Verbreitung des Permischen Ereignisses in den Ostalpen zeigt, findet sich in SCHUSTER & STÜWE (2008).

1.3.4. Jurassisches Obduktionsereignis (Oberjura)

Im Mitteljura, um etwa 170 Ma, begann die Schließung des Neotethys Ozeans an einer intraozeanischen Subduktionszone. An dieser wurden ozeanische Anteile der Adriatischen Platte unter die Europäische Platte, bzw. ein kurzzeitig existierendes Plattenfragment subduziert. Während der initialen Subduktion kam es durch Metamorphose bei temperaturbetonten Bedingungen der Grünschiefer- bis Granulitfazies zur Bildung einer *metamorphic sole* aus den Basalten der abtauchenden Platte. Diese wurden zum Teil an die Oberplatte angegliedert. Nachdem der ozeanische Anteil der Adriatischen Platte subduziert war, kam es ab ca. 160 Ma zur Obduktion von Ophiolith-Decken (West Vardar-Zone) auf den Rand der adriatischen kontinentalen Kruste. Diese Vorgänge lassen sich in den Dinariden gut rekonstruieren (GAWLICK et al., 2002).

Gerölle von Gesteinen aus dem Neotethys Ozean, welche von lokalen Liefergebieten stammen müssen, finden sich in der Unteren Gosau-Subgruppe im Vorkommen Pfenningbach am Alpenostrand (SCHUSTER et al., 2007). Sie legen nahe, dass auch die am Rand des Neotethys Ozeans gelegenen, heute östlichen Teile des Ostalpins von diesem Ereignis betroffen waren.

1.3.5. Alpidisches Kollisionsereignis (Kreide bis Neogen)

Die ab der frühen Unterkreide (ca. 135 Ma) einsetzende Konvergenz zwischen der Afrikanischen-, Adriatischen- und Europäischen Platte erzeugte eine Verkürzung im heutigen Alpenraum, die letztendlich für die Bildung der Alpen verantwortlich ist.

Zunächst entstand eine südost gerichtete Subduktionszone, welche im Bereich der heutigen Ostalpen innerhalb der Kruste des Adriatischen Mikrokontinents lag (KURZ & FRITZ, 2003; SCHUSTER, 2003; JANÁK et al., 2004; STÜWE & SCHUSTER, 2010). Diese entwickelte sich wahrscheinlich entlang einer spät-jurassischen sinistralen Seitenverschiebungszone, die den Neotethys Ozean mit dem Piemont-Ligurischen Ozean verband (SCHMID et al, 2004; SCHUSTER et al., 2015). An der Subduktionszone entstand ein Orogenkeil, der sich bis in das Miozän kontinuierlich von Südosten gegen Nordwesten weiter vorbaute (*tectonic progradation*; FRISCH, 1979). Dieser beinhaltet auch verschiedene Einheiten mit Hochdruckgesteinen, die vom Liegenden (intern) gegen das Hangende (extern) abnehmende Metamorphosealter aufweisen und die für die Rekonstruktion der Ereignisse von großer Bedeutung sind. Detaillierte Abhandlungen der alpidischen Metamorphoseentwicklung in den einzelnen Einheiten, sowie Karten, welche die Verteilung der Metamorphosegrade zeigen, finden sich in FREY et al. (1999), OBERHÄNSLI et al. (2004) und in Abbildung 7.

Die tektonischen Prozesse während der Kreide – auch als Eoalpidisches Ereignis bezeichnet – führten zur Bildung des Ostalpins. Teile der heutigen ostalpinen Decken bildeten die tektonische Unterplatte, während andere Teile davon (Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem), sowie das heutige Südalpin und die stabilen Anteile der Adriatischen Platte, als Oberplatte während der initialen Kollision fungierten. Die Grenze zwischen Unter- und Oberplatte (eoalpidische Suturzone) ist durch spät-kretazische Abschiebungen und känozoische Störungen weitgehend überprägt. Die frühe Deckenstapelung im eoalpidischen Orogenkeil war WNW- bis NW gerichtet. Große Teile der permo-mesozoischen Sedimentfolgen wurden von der Unterplatte abgeschert (Veitsch-Silbersberg-Deckensystem, Bajuvarisches-, Tirolisch-Norisches- und Juvavisches Deckensystem), während der kristalline Untergrund mit seiner Mantellithosphäre versenkt und metamorphosiert wurde. Der Höhepunkt der druckbetonten eoalpidischen Metamorphose erfolgte um etwa 95 Ma in der frühen Unterkreide (THÖNI, 2006), wobei in den am tiefsten versenkten Teilen des Kristallins eklogitfazielle Metamorphosebedingungen (THÖNI & MILLER, 1996; MILLER et al., 2005) und im Bereich von Pohorje sogar ultra-Hochdruckbedingungen erreicht wurden (JANÁK et al., 2004, 2015). Danach lösten sich die Gesteine vom Mantel ab und wurden gegen die Erdoberfläche exhumiert, wobei sie eine Überprägung unter mittleren Druckbedingungen erfuhren. Im Ostteil der Ostalpen erfolgte die Exhumation durch NW-, N- und NE-gerichtete Überschiebungen im Liegenden der Eklogit führenden Komplexe (z.B. WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2002) und SE- bzw. süd-gerichtete Abschiebungen in deren Hangendem (z.B. KOROKNAI et al., 1999). Es entstand ein Deckenstapel (metamorpher Extrusionskeil = Koralpe-Wölz-Deckensystem), der im tieferen Anteil einen invertierten und im höheren Anteil einen aufrechten Metamorphosegradienten aufweist. Abkühlalter der Gesteine liegen im Bereich zwischen 90 und 70 Ma, abhängig von der Position im Deckenstapel (HOINKES et al., 1999; THÖNI, 1999).

Die fortdauernde Subduktion der nördlichen Lithosphärenplatte führte in weiterer Folge, ab der mittleren Oberkreide (ca. 85 Ma), zur Subduktion des Piemont-Ligurischen- und Valais Ozeans. Sedimente und Ophiolithe aus dem ozeani-

schen Bereich wurden abgeschert und als Akkretionskeil an den Orogenkeil angegliedert. Im Eozän (ca. 45 Ma) war der ozeanische Bereich komplett verschwunden und kontinentale Lithosphäre der Europäischen Platte trat in die Subduktionszone ein (SCHMID et al., 2013). Diese Prozesse, die als Meso- und Neoalpidisches Ereignis bezeichnet werden, sind in den Zentral- und Westalpen dominierend. Dabei entstanden die Decken des Penninikums, Subpenninikums und Helvetikums. Auch in den Ostalpen bewirkten sie zwischen 45 und 32 Ma die Bildung der Hochdruckgesteine, die heute in Teilen der penninischen und subpenninischen Decken auftreten. Darauf folgte zwischen 30 und 25 Ma eine Überprägung unter temperaturbetonten Bedingungen, welche im Bereich der Hohen Tauern als „Tauernkristallisation“ bezeichnet wird (SANDER, 1921; THÖNI, 1999). Im Eozän und Oligozän riss auch die seit der Unterkreide subduzierte Lithosphäre vom Südrand der Europäischen Lithosphärenplatte ab (*slab break-off*). Heiße Asthenosphäre stieg dabei auf und führte in weiterer Folge zur Bildung der Periadriatischen Magmatite (DAVIS & VON BLANKENBURG, 1995).

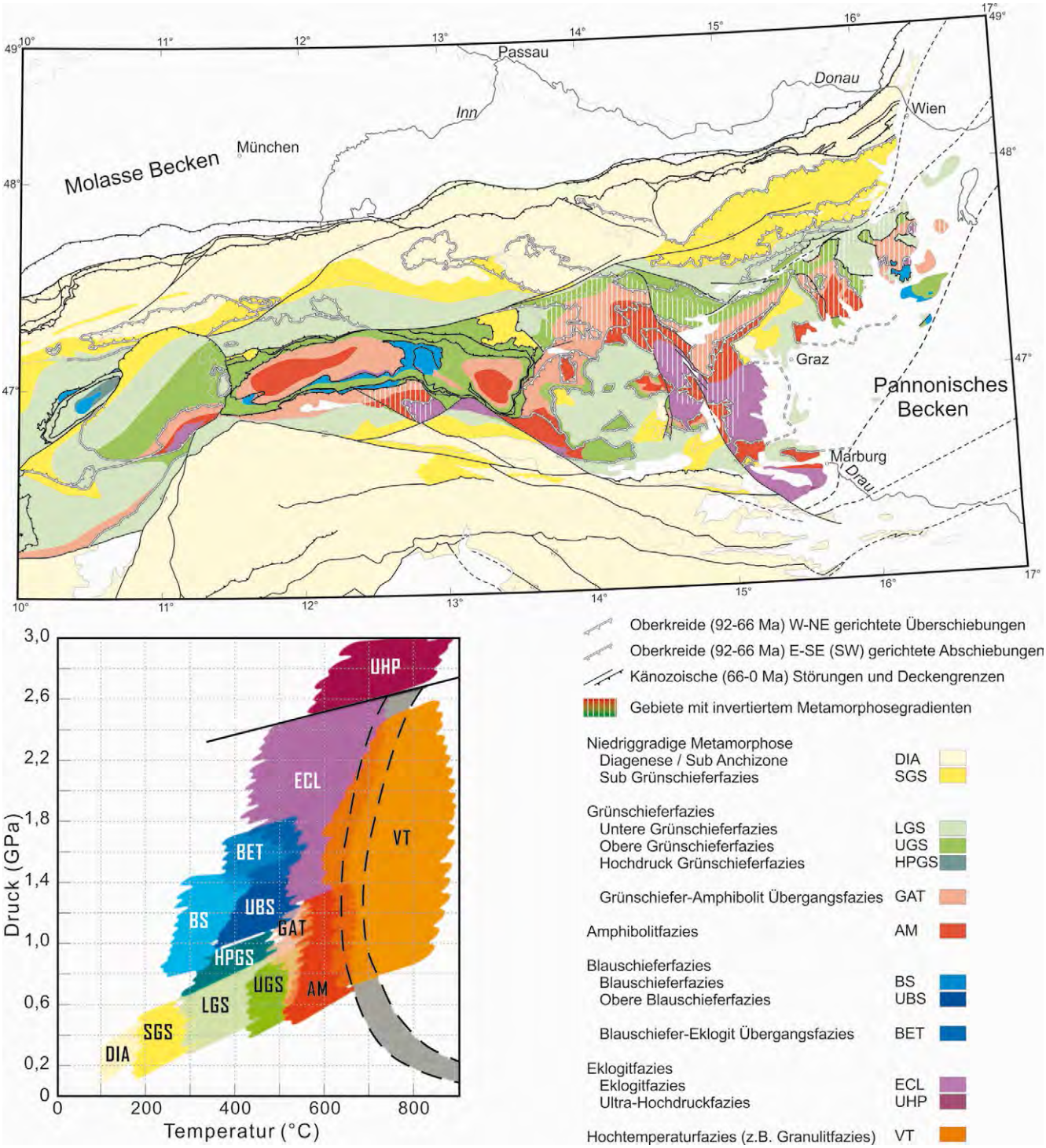

Abb. 7.
Karte der Ostalpen, welche die Verteilung der alpidischen Metamorphose zeigt (verändert nach OBERHÄNSLI et al., 2004). Weiters sind Gebiete mit aufrechtem und invertiertem Metamorphosegradienten (*metamorphic field gradient*), sowie wichtige kretazische und känozoische Strukturen ausgeschieden.

Um 23 Ma führte der Vorstoß des Südalpen-Indenters zu einer weiteren markanten N–S Einengung der Ostalpen, welche im Bereich des Brenners 50 % der vormaligen Breite beträgt (SCHARF et al., 2013). Gleichzeitig kam es bei der endgültigen Schließung des östlichen Teiles des Penninischen Ozeans (Vahic Ozean) zu Dehnungsprozessen, die zu einer Streckung des Orogenkeils in E–W Richtung und zu einem „Ausfließen" gegen Osten führte. Dieser Prozess wird als laterale Extrusion bezeichnet (RATSCHBACHER et al., 1989). Im Zuge dessen entwickelte sich ein System aus Seitenverschiebungen und Abschiebungen, an denen sich tektonische Fenster (GENSER & NEUBAUER, 1989; FÜGENSCHUH et al., 1997; DUNKL et al., 1998) bildeten. Die Abkühlung der penninischen und subpenninischen Decken im Unterengadiner Fenster, Tauernfenster sowie in der Rechnitzer Fenstergruppe, erfolgte zwischen 25 und 15 Ma (LUTH & WILLINGSHOFER, 2008). Auch die direkt an die Fenster angrenzenden Gesteine des Ostalpins zeigen in manchen Bereichen noch eine strukturelle oder thermische Beeinflussung durch diese Ereignisse (HOINKES et al., 1999; SCHUSTER et al., 2004).

Das oligozäne bis miozäne Störungssystem hat einen wesentlichen Einfluss auf die heutige Morphologie der Ostalpen. Blöcke, wie die Saualpe, Koralpe oder die Niederen Tauern, wurden dabei herausgehoben. Gleichzeitig entstanden an den Störungen Becken, wie das Wiener-, Knittelfelder- oder Klagenfurter Becken. Im Bereich des Steirischen- und Pannonischen Beckens ist die Beckenbildung von vulkanischer Aktivität begleitet (Pannonische Magmatite). Die Gesteine im Bereich der Störungen waren tektonisch zerrüttet, sodass sie bevorzugt erodiert wurden. Das geschah vor allem während der Eiszeiten, die wesentlich zur Formung der heutigen Tallandschaften beitrugen. Wichtige Seitenverschiebungen sind das Periadriatische Störungssystem, die Inntal-, die Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg- oder die Lavanttal-Störung.

2. Modelle zur Geologie der Ostalpen

In der „Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000" (BERKA et al., 2009) sind die prä-miozänen Gesteine im Bereich der Alpen sehr ähnlich, wie in der tektonischen Karte von SCHMID et al. (2004) untergliedert. Um die Unterschiede zu anderen Unterteilungen klarer zu machen, wird in diesem Kapitel die Entwicklung der geologischen Nomenklatur und der tektonischen Modelle der Ostalpen über die vergangenen etwa 160 Jahre diskutiert. Vorausgeschickt seien ein paar Worte betreffend geologischer Nomenklatur und tektonischer Modelle im Allgemeinen.

Eine Nomenklatur (lateinisch nomenclatura: „Namensverzeichnis") ist eine für bestimmte Bereiche verbindliche Sammlung von Benennungen aus einem bestimmten Themen- oder Anwendungsgebiet. Die Gesamtheit der in einem Fachgebiet gültigen Benennungen bildet eine Terminologie. Die Terminologie der Erdwissenschaften umfasst eine Reihe von Nomenklaturen zu verschiedenen Themen, die sich über lange Zeit entwickelt haben. Für die meisten Bereiche, wie die Chronostratigrafie, Lithologie und Lithostratigrafie, gibt es internationale oder nationale Gremien (International Union of Geological Sciences (IUGS); Commission for the Geological Map of the World (CGMW); Commission for the Management and Application of Geoscience Information (CGI); Österreichische Stratigraphische Kommission…), die einen jeweils aktuellen Stand der Nomenklatur festlegen. Auch zum Thema Tektonik gibt es Kommissionen bei der IUGS und bei der CGMW. Bis jetzt ist aber nicht definiert was eine tektonische Einheit ist und es gibt auch noch keinen Vorschlag zu einer tektonischen Nomenklatur. Daraus erwachsen viele Freiheiten bei der Erstellung tektonischer Karten und der Benennung der dazugehörigen Legenden.

Allgemein ist ein Modell ein vereinfachtes Abbild der Wirklichkeit. Die „tektonische Wirklichkeit" ist sehr individuell und daraus ergibt sich, dass es verschiedene Modelle gibt und verschiedene Nomenklaturen, welche die einzelnen Modelle am besten beschreiben. Bei der Erstellung von Publikationen kann man sich auf ein bestehendes Modell beziehen oder ein eigenes, (subjektiv) besseres Modell vorschlagen. Wichtig dabei ist, dass man gleichzeitig überprüft, ob die Nomenklatur, die man verwendet, auch zu den eigenen Aussagen passt. Ansonsten ist es unbedingt notwendig, entweder die Begriffe entsprechend neu zu fassen oder bei großen Abweichungen zur bisherigen Definition neue Begriffe zu schaffen. In vielen Fällen scheint es, dass die ursprünglichen Autoren ihren eigenen Begriffen wesentlich kritischer gegenüberstehen, als die Anwender, welche diese Begriffe zitieren. So kommt es oft zu Missinterpretationen.

Die tektonische Nomenklatur der Ostalpen war immer vom Stand der Kartierung und dem zur jeweiligen Zeit favorisierten Modell zur Gebirgsbildung bestimmt. Aus diesem Grund lässt sich die Entwicklung in drei Phasen untergliedern: Der Abschnitt „Alte Geologie" (nach KOBER, 1938) umfasst die Zeit vor 1900, als von einer relativen Autochthonie der Gesteine ausgegangen wurde und Tektonik keine bedeutende Rolle spielte. Es folgte die Zeit der Deckenlehre, in der man die Geologie in den obersten Kilometern der Kontinente einigermaßen überblickte, die Antriebsmechanismen aber kaum verstanden waren. Heute befinden wir uns im Zeitalter der Plattentektonik, in dem wir versuchen, die über die Zeit in der Erdkruste entstandenen Strukturen mit den plattentektonischen Prozessen in Einklang zu bringen. Mit geophysikalischen Methoden sind wir auch zunehmend in der Lage, die Strukturen in der tieferen Lithosphäre und Asthenosphäre zu beobachten.

Die Übergänge zwischen den Phasen verliefen schleichend und die Entwicklung wird im Folgenden in sehr verkürzter Weise und beschränkt auf zusammenfassende Werke dargestellt.

2.1. „Alte Geologie"

Eine erste geologische Übersichtskarte, welche die gesamten Ostalpen abdeckt, stammt von SEDGWICK & MURCHISON (1832) (Abb. 8A). In dieser sind die Alpen sehr symmetrisch dargestellt. Über einer zentralen Zone aus alten Granitoiden und Schiefern lagern Zonen, die gegen

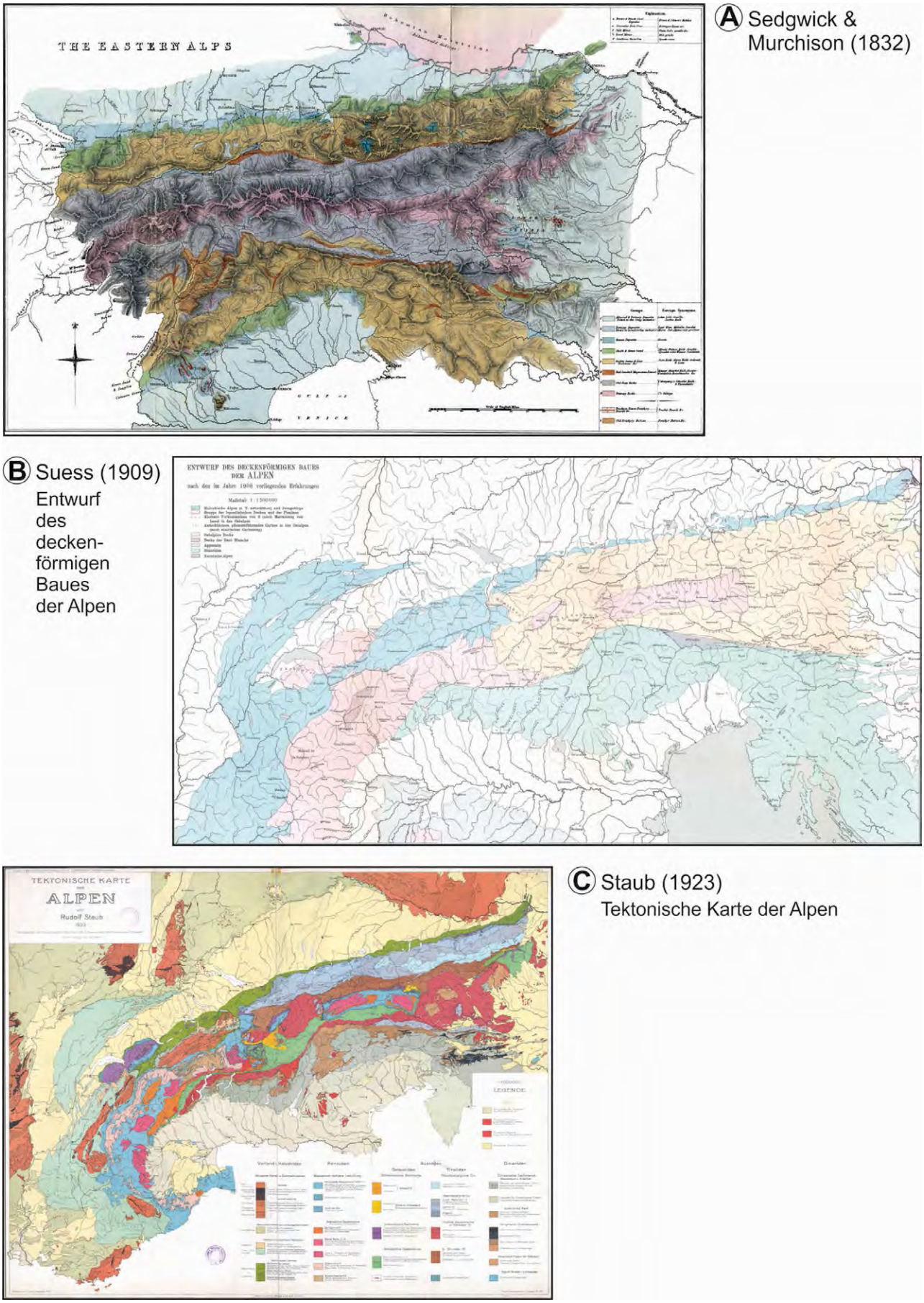

Abb. 8.
Historische Karten aus der Zeit vor der Plattentektonik. A) Geologische Karte der Ostalpen von SEDGWICK & MURCHISON (1832), B) „Entwurf des deckenförmigen Baues der Alpen“ aus dem „Antlitz der Erde“ von SUESS (1909), C) „Tektonische Karte der Alpen“ von STAUB (1923).

das Hangende zusehends jünger werden. In jüngeren Karten, wie in jener von STUDER (1851) oder der ersten Landesaufnahme der Monarchie (HAUER & JAHN, 1867–1871), sind noch die gleichen Grundzüge zu erkennen, die zusehends dichter werdenden Informationen verkomplizieren das Bild aber allmählich. Die Legenden zu diesen Karten sind noch recht einfach gehalten. Die höher metamorphen Gebiete sind zumeist lithologisch untergliedert, während in den Sedimentabfolgen eine chronostratigrafische Gliederung vorgenommen wurde. Diese chronostratigrafische Einstufung beruhte zumeist noch auf wenigen Makrofossilfunden, die in vielen Gebieten auf einzelne Schichtglieder beschränkt und so nicht immer repräsentativ waren. Das führte dazu, dass in den oben erwähnten Karten die Nördlichen Kalkalpen als Jura und Kreide und der Nordrand der Alpen als Eozän dargestellt wurde.

In weiterer Folge wurden im Ostteil der Alpen die nordalpine Flyschzone, nördliche Kalkzone, Zentralzone, der Drauzug und die südliche Kalkzone ausgeschieden, wobei die beiden letzteren großteils die geografischen Südalpen umfassen. Mit Zentralzone wurden dabei die Gebiete aus höher metamorphen Kristallingesteinen bedacht, die als alt („Altkristallin“) eingestuft und im Zentrum des Gebirges aus der Tiefe auftragend interpretiert wurden. „*Alle diese Zonen waren bodenständig, autochthon, an der Stelle, wo sie noch heute stehen, auch entstanden*“ (KOBER, 1938: 1). Diese Interpretation beruhte auf den Modellen, die man zu dieser Zeit für den Bau von Gebirgen im Allgemeinen und die Alpen im Speziellen hatte. Man ging entweder von einem Schrumpfen der Erde aufgrund einer allmählichen Temperaturabnahme oder von zyklischen Beckenbildungen (Geosynklinalen) und darauffolgendem Zusammenschub, der zur Gebirgsbildung führte, aus.

In der Karte der Ostalpen von DIENER (1903) sind noch die oben genannten Zonen ausgeschieden, sie enthält aber schon zahlreiche Details. So sind gewisse magmatische Gesteinskörper ausgeschieden und auch schon – zumindest relativ – zeitlich eingestuft (z.B. posttriadische Tonalite, „tertiäre“ Eruptivgesteine). Weiters sind Bereiche dargestellt, welche nicht so recht in die umgebende Zone passen und die sich durch ein bestimmtes Alter auszeichnen (z.B. Karbon der Stangalpe). Auch lokale Überschiebungen, wie die „*Überschiebung von Kleinzell*“, waren zu dieser Zeit bereits dokumentiert (DIENER, 1903: 77).

2.2. Zeit der Deckenlehre

Mit dem Einzug der Deckenlehre (LUGEON, 1902; TERMIER, 1904) ist eine wesentliche Veränderung in den Karten festzustellen. In der Karte „Entwurf des deckenförmigen Baues der Alpen“, die im „Antlitz der Erde“ von SUESS (1909) enthalten ist, sind im Wesentlichen die noch heute verwendeten tektonischen Einheiten zu erkennen (Abb. 8B). So finden sich die „Helvetischen Alpen und das Juragebirge“, die „Gruppe der Lepontinischen Decken und der Pieninen“ (Subpenninikum und Penninikum), die „Ostalpine Decke“ und die „Dinariden“ (Südalpin).

Die „Tektonische Karte der Alpen“ von STAUB (1923) zeigt in beeindruckender Weise, wie rasch die Kartierung der Alpen seit 1850 vorangeschritten war (Abb. 8C). Die detailreiche Darstellung entspricht in vielem unseren heutigen Karten und die Legende ist klar gegliedert. In der höchsten Hierarchie werden die tektonischen Einheiten „Vorland und Helvetiden“, „Penniden“ (Penninikum und Subpenninikum), „Austriden“ (Ostalpin) und „Dinariden“ (Südalpin) unterschieden (STAUB, 1924). Darunter erfolgt eine weitere tektonische Untergliederung, bei der z.B. im „Vorland“ die „Zentralmassive“ (Externmassive) ausgeschieden sind. In dieser tieferen Hierarchie wird aber auch die in den älteren Karten eingeführte lithologische Untergliederung in „Kristallin und auflagernde Sedimente“ weitergeführt. So finden wir oft „Altkristalline Deckenkerne“ und davon getrennte „Sedimente“, welche zumeist die permischen und mesozoischen Ablagerungen umfassen. In den „Austriden“ werden „hochostalpine Tiroliden“ und „mittelostalpine“ und „unterostalpine Grisoniden“ unterschieden. Zu den „Tiroliden“ gehörte auch der geografische Bereich der Nördlichen Kalkalpen, in welchem intern bereits eine Dreigliederung vorhanden war, die, wenn auch anders benannt, dem Bajuvarischen-, Tirolischen- und Juvavischen Deckensystem entspricht.

In „Der Geologische Aufbau Österreichs“ untergliedert KOBER (1938) ganz ähnlich wie seine Vorgänger in „Penninisches Deckensystem“, „Ostalpine Deckenmasse“, „Flyschzone“ (= „Sandsteinzone“) und „Dinariden“ (inklusive Südalpin). Das „Penninische Deckensystem“ beinhaltet tiefere Decken mit Kernen aus Zentralgneis (z.B. Ankogel-Decke, Sonnblick-Decke…) und die tektonisch höchste „Modereck Decke“, welche „*am meisten laminiert, zerschuppt und zerschlitzt ist*“ (KOBER, 1938: 16). Eine Glockner-Decke gibt es nicht, vielmehr stellt die „Glockner Gruppe“ die stratigrafisch höheren, jurassischen und kretazischen Anteile der „Modereck Decke“ dar. Das ist aus heutiger Sicht ein Rückschritt gegenüber KOBER (1920). In der letztgenannten Arbeit über das östliche Tauernfenster, in der die Ergebnisse einer ganzen Arbeitsgruppe verarbeitet sind, ist eine Gliederung in „Venediger“-, „Modereck“- und „Glockner Decke“ vorhanden, welche einiges mit heutigen Anschauungen gemeinsam hat (PESTAL & HELLER-SCHMIDT-ALBER, 2011; SCHMID et al., 2013).

Die „Ostalpine Deckenmasse“ wird weiter in „Zentralzone“, „Grauwackenzone“ und „Kalkalpenzone“ unterteilt. In der „Zentralzone“ werden lokale Einheiten unterschieden, die heute nicht mehr gebräuchlich sind (z.B. „Lungauriden“, „Semmeringiden“, „Muriden“, „Koriden“...). Hingegen führen die drei tektonischen Einheiten, welche die „Kalkalpenzone“ aufbauen, schon nahezu idente Namen wie heute: „Bajuvarische Decken und Randketten“, „Tiroliden“ und „Juvaiden“.

Die „Flyschzone“ sieht KOBER (1938: 125) als Fortsetzung des „Helvetischen Deckensystems“ in den Zentralalpen. Daher ergibt sich kein genetischer Zusammenhang zum „Penninischen Deckensystem“. Nachvollziehen kann man diese Anschauung, wenn man in Betracht zieht, dass Kober das Modell der Geosynklinalen vertrat. Die Alpine Geosynklinale soll gegen den Rand des Gebirges, also von Süden gegen Norden gewandert sein, ehe sie vollständig „ausgepresst“ wurde (KOBER, 1938: 126). Trotzdem sieht das oberflächennahe Profil 1 in der Beilage zu KOBER (1938) unseren heutigen Profilen durch die Alpen recht ähnlich, ganz im Gegensatz zu den tiefen Anteilen in Profil 2.

SCHAFFER (1951) schildert die Geologie von Österreich in seinem gleichnamigen Werk in vielen Details, ist aber in

Hinsicht auf die Interpretation der Beobachtungen sehr zurückhaltend. Die Gliederung beruht auf den oben genannten Zonen. Das in der Literatur dieser Zeit diskutierte Ausmaß des Deckenbaues halten er und seine Koautoren für überzogen. Dementsprechend gibt das Werk der Diskussion über die tektonische Gliederung der Ostalpen wenige Impulse.

Ganz anders angelegt ist die „Ostalpensynthese“ von TOLLMANN (1963). In diesem Werk findet sich eine konsequente tektonische Gliederung, der alle Gesteinseinheiten der Ostalpen unterworfen werden. Besondere Kontroversen löste die Untergliederung des Ostalpins in ein Ober-, Mittel- und Unterostalpin aus. Die weitere Verbesserung des Konzeptes führte schließlich zur „Geologie von Österreich“ (TOLLMANN, 1977, 1987), dessen Inhalt weiter unten beleuchtet wird.

Die Arbeit „Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen“ von CLAR (1965) verdient besondere Erwähnung am Ende dieses Kapitels, weil sie eine wesentliche Frage aufwirft, die erst im Zeitalter der Plattentektonik allmählich einer Lösung näher gebracht werden konnte. Er schreibt „*…daß die meisten maßgebenden Darstellungen der besonders weiträumigen ostalpinen Deckenüberschiebungen von Termier bis heute nur wenig oder keine Mühe darauf verwendet haben, das erschlossene Bewegungsbild auch durch glaubhafte Vorstellungen über seinen Mechanismus zu ergänzen und dessen* ***mechanische Möglichkeit*** *zu erläutern*“ (CLAR, 1965: 11–12). In der Arbeit wird beschrieben, dass sich der Deckenstapel gegen Norden vorbaut und dabei immer jüngere stratigrafische Abfolgen eingebaut werden. Als antreibende Kraft wird auf eine nicht weiter beschriebene „Unterströmung im Sinne von O. Ampferer oder E. Kraus“ verwiesen und die finale Platznahme der Decken der Nördlichen Kalkalpen, auf dem als penninisch angesprochenen Flysch, soll durch Abgleiten beim „jungen Aufstieg der Zentralzone“ begründet sein. Als großer Gegensatz zu heutigen Anschauungen ist jedoch anzumerken, dass das Ostalpine Kristallin als eine während des Alpidischen Ereignisses starre und steife Platte gesehen wird.

Als letztes sind für diesen Zeitabschnitt noch die Werke von GWINNER (1971) und OBERHAUSER (1980) zu erwähnen, die sich weniger in die aufgeheizten Diskussionen dieser Zeit einmischen, sondern eher versuchen, einen gemeinsamen Nenner zu finden bzw. die Daten möglichst neutral darzustellen. GWINNER (1971) verzichtet daher auf eine Unterteilung von Mittelostalpin und Oberostalpin.

2.3. Zeitalter der Plattentektonik

Die Beobachtungen, die zu unserem heutigen Modell der Plattentektonik führten, reichen bis ins späte 16. Jahrhundert zurück. Schon damals fielen die Ähnlichkeiten der Küstenlinien von Südamerika und Afrika auf und es wurde auf eine ehemalige Zusammengehörigkeit und spätere Wanderung der Kontinente geschlossen. Nach vielen weiteren Schritten führte schießlich die Erforschung der Ozeane in den 1960er Jahren zum Durchbruch der Plattentektonik (FRISCH & MESCHEDE, 2007). Trotzdem hat es noch einige Jahrzehnte gedauert, bis es gelang, die Alpen in plattentektonischem Sinn hinreichend zu beschreiben.

2.3.1. TOLLMANN (1977)

Die „Geologie von Österreich“ von TOLLMANN (1977) entstand zwar einige Zeit nachdem die Plattentektonik weitgehend akzeptiert war, es finden sich aber noch viele Passagen, die Begriffe der Geosynklinaltheorie enthalten und das in dem Werk vermittelte Modell der Ostalpen beruht auf einer „zylindristischen“ Nord-Süd Abwicklung der vormaligen Paläogeografie.

Die beschriebenen Großeinheiten sind nur zum Teil klar als tektonische Einheiten erkennbar, immer wieder finden sich auch Begriffe, die man als geografische Einheiten identifizieren muss. In der Übersichtskarte am Anfang des Werkes (TOLLMANN, 1977: 2) sind in der Legende noch viele „Zonen“ zu finden und auch ihre Deutung lässt noch Anklänge an frühere Arbeiten erahnen. So umfasst die „Flyschzone“ nicht mehr die Allochthone Molasse, jedoch noch die Ybbsitzer Klippenzone. Nur an wenigen Stellen ist erkennbar, dass der in einigen Textpassagen bereits als „rhenodanubischer Flysch“ bezeichnete Sedimentkörper zu den Penninischen Decken gehört. Im Zusammenhang damit wird aber noch von einer Geosynklinale bzw. einem Sedimenttrog gesprochen, nicht aber von einem Ozean. Die „Flyschzone“ wird nördlich der als Mittelpenninikum (Briançonnais) angesprochenen kontinentalen Einheiten des Tauernfensters (Subpenninikum; SCHMID et al., 2004) angesiedelt und soll (größtenteils) auf kontinentaler Kruste abgelagert worden sein. Die tiefmarinen Sedimente und Ophiolithe im Unterengadiner Fenster und Tauernfenster sowie in der Rechnitzer Fenstergruppe, sollen hingegen aus einem südlich des Mittelpenninikums gelegenen Becken mit ozeanischer Kruste stammen. Nur an einer Stelle (TOLLMANN, 1977: 43) ist aber tatsächlich von „penninischer ozeanischer Kruste“ die Rede.

Wichtigstes Gliederungsschema innerhalb des Ostalpins ist die Verteilung der triassischen Faziesräume. Durch diese werden Ober-, Mittel- und Unterostalpin als lateral benachbarte Sedimentationsräume definiert (Abb. 9A). Unter- und Mittelostalpin sind durch eine „zentralalpine”, geringer mächtige, kontinentnähere Fazies charakterisiert, welche sich deutlich von der Fazies des Oberostalpins unterscheiden soll. Die großen ostalpinen Kristallinareale bilden eine zusammenhängende mittelostalpine Decke. Dieses Kristallin soll eine intensive variszische Metamorphose erfahren haben, während sich die alpidische Deformation nur entlang von diskreten Bewegungsbahnen äußert und die alpidische Metamorphose nur die Grünschieferfazies erreicht hat. Das Mittelostalpin soll ab dem Perm eine dicke Kruste gebildet haben, worauf sich aufgrund der Isostasie nur geringmächtige permo-triassische Sedimente in „zentralalpiner Fazies“ ablagern konnten.

Der Meliata-Hallstatt-Ozean soll sich südlich des heutigen Juvavikums befunden haben. Das „Periadriatische Lineament“ stellt eine Suturzone dar, an der ozeanische Kruste des Vardar Ozeans, aber auch große Teile von kontinentaler Kruste verschwunden sind. Im Besonderen sollen große Teile der mittleren und unteren kontinentalen Kruste, welche die Unterlage der Nördlichen Kalkalpen gebildet haben, verschwunden sein (z.B. TOLLMANN, 1987). Die Argumente für die Abtrennung des Mittelostalpins sind in fünf (TOLLMANN, 1977: 193–206) bzw. neun Punkten (TOLLMANN, 1987: 79) klar dargelegt und fordern eine Diskussion im Zuge jüngerer Daten geradezu heraus.

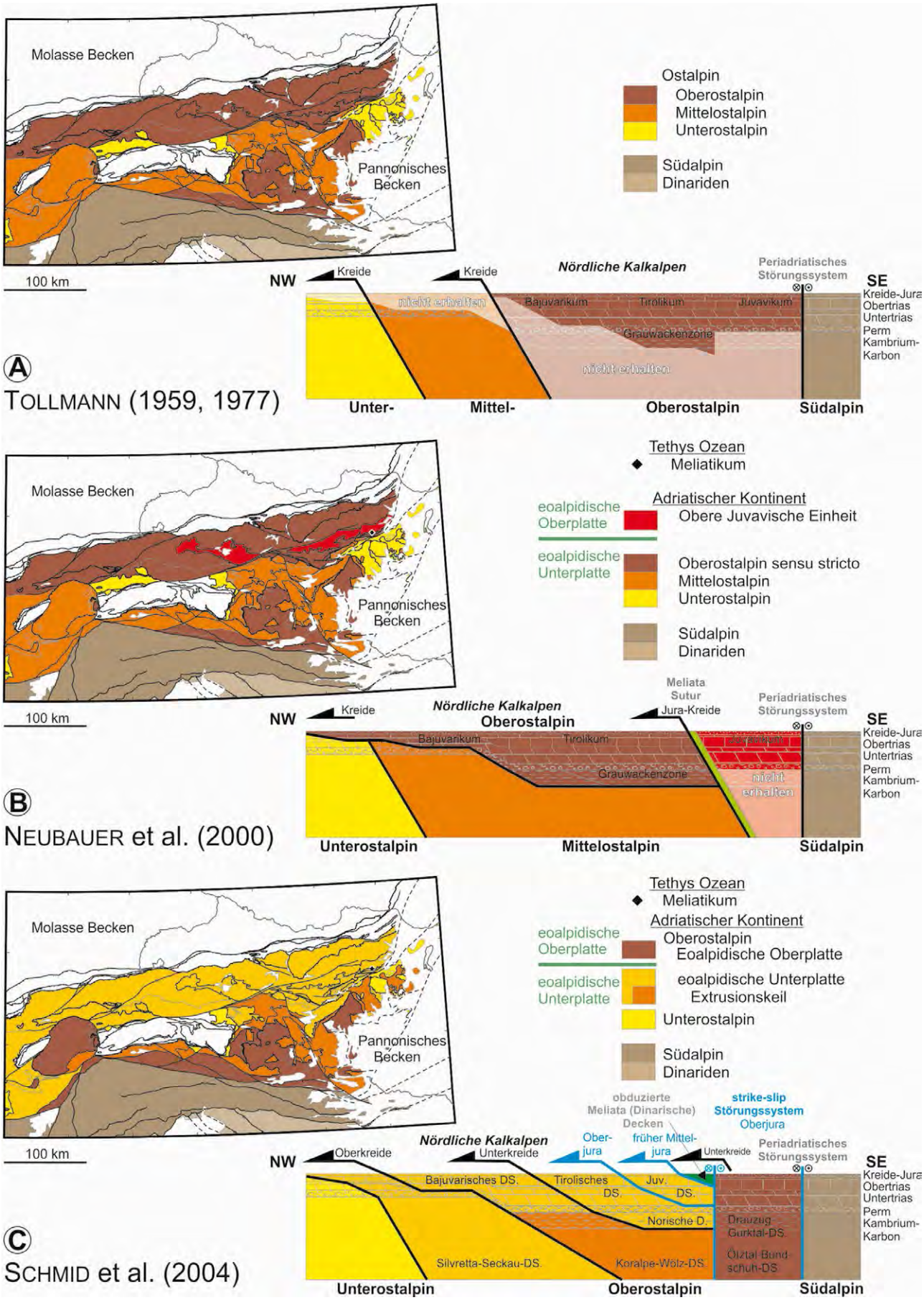

Abb. 9.
Tektonische Modelle von A) TOLLMANN (1977), B) NEUBAUER et al. (2000) und C) SCHMID et al. (2004). Dargestellt sind die Verteilung der Einheiten im Kartenbild und ein schematisches Blockbild (Erläuterung siehe Text).

Das erste echte plattentektonische Modell des Alpenraumes, welches auch die zu dieser Zeit bekannten Daten aus den Ostalpen berücksichtigt, findet sich in FRISCH (1979). Die postulierte Paläogeografie entspricht in vielen Aspekten den heutigen Ansichten. Die Bildung der Alpen wird mit zwei Subduktionszonen erklärt. Eine erste soll sich in der Unterkreide am Südrand des Piemont-Ligurischen Ozeans gebildet haben. Nach der Schließung des Ozeans soll es bei der Kollision der kontinentalen Kruste der Adriatischen Platte mit kontinentaler Kruste der „Briançonnais Platte“ zur Bildung der Decken des Ostalpins, Piemontais und Briançonnais (Subpenninikum des Tauernfensters nach SCHMID et al., 2004) gekommen sein. In der frühen Oberkreide soll eine zweite Subduktionszone am Südrand des Valais Ozeans entstanden sein. Nach der Schließung dieses ozeanischen Beckens kam es zu einer zweiten Kontinent-Kontinent Kollision zwischen dem zuvor entstandenen Deckenstapel und der Helvetischen Zone.

Ungeklärt bleiben bei dem Modell die Fragen, wieso es bereits in der Unterkreide zur Deckenbildung und Metamorphose im Ostalpin gekommen ist. Diese Fragen werden aber offen angesprochen. Weiters ist zu bemerken, dass der tiefere, aus Lithosphärischem Mantel bestehende Anteil der Platten noch nicht in die Überlegungen einbezogen wird.

Die Lehrbücher von FAUPL (1984, 2003) sowie FAUPL & WAGREICH (2000) stützen sich weitestgehend auf das tektonische Konzept von TOLLMANN (1977). Das wird besonders beim Betrachten der in diesen Arbeiten enthaltenen Übersichtskarte der Ostalpen deutlich (Abb. 10). Auf der anderen Seite sind aber deutlich die Einflüsse des plattentektonischen Modells von FRISCH (1979) zu erkennen. So werden konsequent Bereiche mit ozeanischer und kontinentaler Kruste unterschieden.

In den Zeitraum zwischen 1980 und 2000 fallen einige wesentliche Beobachtungen, die eine Modifizierung des plattentektonischen Modells der Ostalpen von FRISCH (1979) erforderten. Das Verständnis der Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ostalpinen Kristallin verbesserte sich nach und nach (FRANK, 1987) und es gelang die Datierung der Eklogite in der Saualpe und Koralpe (THÖNI & JAGOUTZ, 1992, 1993). Die kretazischen Alter zeigten, dass sich große Teile des Ostalpins nicht während der gesamten Alpenbildung in einer Oberplattenposition befunden haben können, und dass es eine alpidische Suturzone in den Ostalpen geben muss, die südlich bzw. im Hangenden der ozeanischen Sutur des Penninischen Ozeans liegt. Weiters fand man zum ersten Mal Reste des Neotethys Ozeans in den Ostalpen, welche mit dem Meliatikum der Westkarpaten korreliert werden konnten (KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1993). Darauf beruhend, entwickelte sich eine Diskussion über den genetischen Zusammenhang zwischen den Resten des Neotethys Ozeans und den kretazischen Eklogiten. Die Ergebnisse führten zu adaptierten paläogeografischen Darstellungen mit weiter gegen Westen reichenden Ausläufern des Tethys Ozeans (z.B. FRANK, 1987) und neuen plattentektonischen Modellen, mit einer an diesen ozeanischen Bereich geknüpften Subduktionszone, die bis in den Alpenraum reichte (FROITZHEIM et al., 1996).

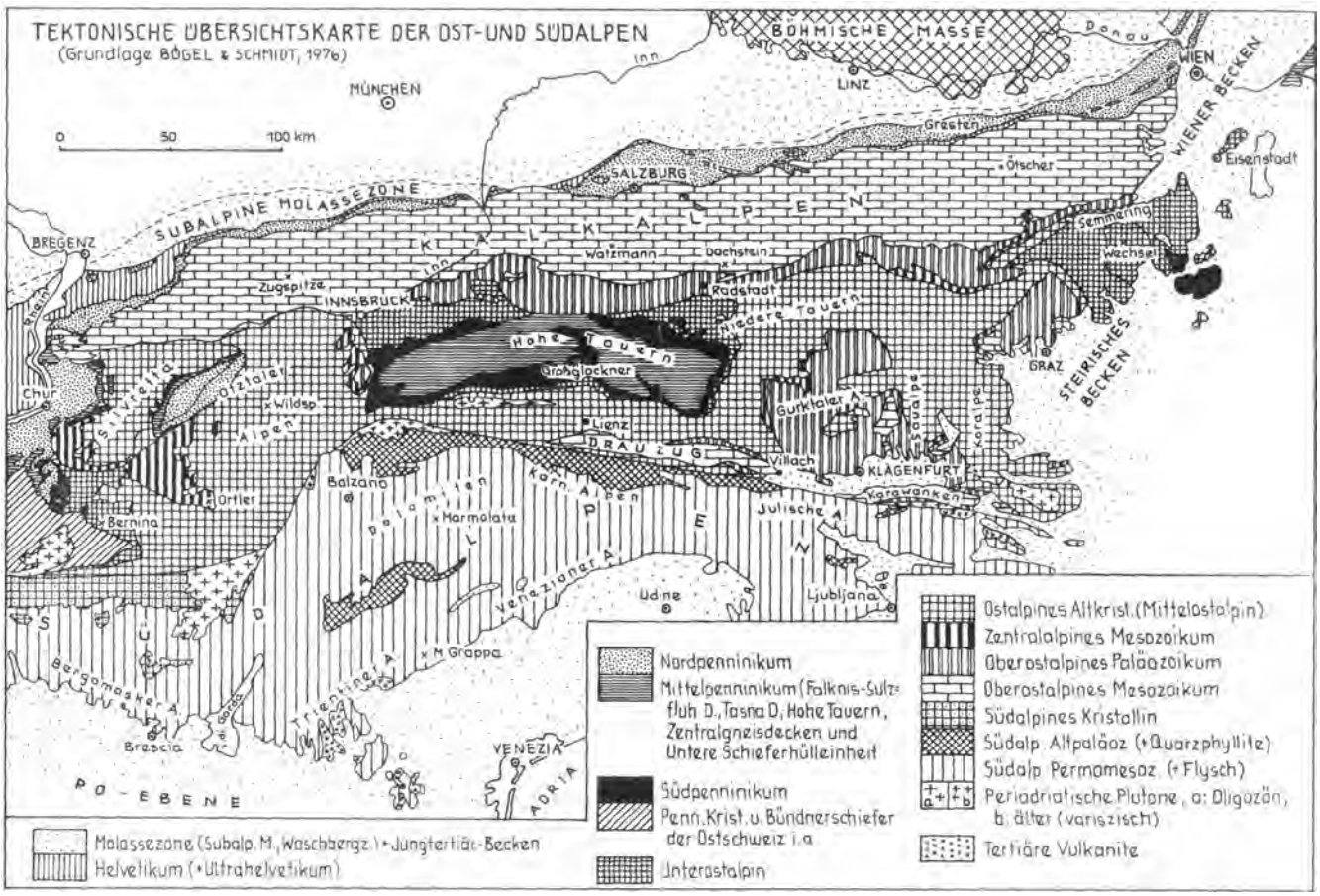

Abb. 10.
Tektonische Karte der Ostalpen aus FAUPL (1984).

Auch der Beleg einer im Ostalpinen Kristallin weit verbreiteten permischen Metamorphose (SCHUSTER & THÖNI, 1996; SCHUSTER et al., 2001) hatte Einfluss auf die Diskussion über das Mittelostalpin im Sinne von TOLLMANN (1959, 1977, 1987).

2.3.2. NEUBAUER et al. (2000)

Auch in der Arbeit von NEUBAUER et al. (2000) ist schon in den Abbildungen sofort erkennbar, dass die Plattentektonik auch in den Ostalpen Einzug gehalten hatte. Weiters geht bereits aus dem Titel der Arbeit – „The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process" – hervor, dass man sich die Alpen als Produkt von zwei unabhängigen Subduktionszonen vorstellt, an denen zwei ozeanische Räume verschwunden sind (NEUBAUER et al., 2000: 126, Abb. 6). Gemeint sind der Penninische Ozean und der Meliata-Hallstatt-Ozean (= Vardar Ozean in TOLLMANN, 1987). Auf der anderen Seite ist noch in vielem die Darstellung von TOLLMANN (1977) erkennbar. So wird der Valais Trog, aus dem die Rhenodanubische Flyschzone stammen soll, noch immer von kontinentaler Kruste unterlagert und ist nördlich der als Briançonnais titulierten kontinentalen Einheiten des Tauernfensters (Subpenninikum; SCHMID et al., 2004) beheimatet.

Auch die Untergliederung des Ostalpins in Ober-, Mittel- und Unterostalpin deckt sich räumlich mit jener von TOLLMANN (1963, 1977). Im Gegensatz zur Definition von TOLLMANN (1977) stellen Ober-, Mittel- und Unterostalpin aber keine benachbarten Sedimentationsräume mehr dar (Abb. 9B), da Teile der oberostalpinen Kalkalpen über dem Mittelostalpin und dem Unterostalpin abgelagert worden sein sollen (NEUBAUER & GENSER, 1990: 208, Abb. 4). Auch ist das Mittelostalpin nicht mehr eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke, sondern wird als alpidischer Deckenkomplex mit zum Teil intensiver duktiler Deformation verstanden. Im Kristallin gibt es eine weit verbreitete variszische Metamorphose und eine unterschiedlich starke eoalpidische (kretazische) Metamorphose, die bis in die Eklogitfazies reicht (NEUBAUER et al., 1999; FREY et al., 1999).

Der Meliata-Hallstatt-Ozean soll sich zwischen dem Tirolikum und dem Juvavikum (zwei Deckeneinheiten innerhalb der Nördlichen Kalkalpen) befunden haben (Abb. 8B). Da die heutige Faziesanordnung im Juvavikum einen Ozean im Süden anzeigt, müsste das Juvavikum im Jura oder in der Unterkreide um 180° rotiert sein. Die angenommene ozeanische Suturzone im Liegenden der Juvavischen Decken lässt sich nirgends durch das übrige Ostalpin in den Mantel verbinden. Demnach müsste sie weiterhin irgendwo im Bereich des Periadriatischen Störungssystems liegen.

2.2.3. SCHMID et al. (2004)

Das Modell von SCHMID et al. (2004) wurde im ersten Teil dieser Arbeit bereits ausführlich dargestellt. Für den Bereich des Ostalpins basiert es ganz wesentlich auf der Arbeit von SCHUSTER (2003), in der die Position der kretazischen Eklogite innerhalb des Kristallins diskutiert wird. An dieser Stelle sollen daher nur die Unterschiede zu den vorher beschriebenen Modellen erläutert werden.

Ein wesentlicher Punkt ist, dass die kontinentalen Einheiten im Tauernfenster als Subpenninikum bezeichnet werden. Das Subpenninikum soll, ebenso wie das Helvetikum, vom jurassisch- bis eozänen Südrand des Europäischen Kontinents abgeschert worden sein. Der Rhenodanubische Flysch wird daher, ebenso wie große Teile der tiefmarinen Sedimente in den penninischen Fenstern, aus dem südlich gelegenen Penninischen Ozean bezogen. Die Mittleren Penninischen Decken (Briançonnais) enden im Bereich des Unterengadiner Fensters, östlich davon soll nur mehr ein ozeanisches Becken vorhanden gewesen sein, welches sich ab dem Mitteljura öffnete.

Das Ostalpin wird in Ober- und Unterostalpin unterteilt, wobei das Oberostalpin in Deckensysteme gegliedert wird (Abb. 9C). Diese sollen die interne Struktur des Ostalpinen Kristallins und dessen Metamorphosezonierung widerspiegeln. Berücksichtigt werden eine variszische, eine permo-triassische und eine eoalpidische (kretazische) Metamorphose. Von besonderem Interesse ist das Auftreten der während der eoalpidischen Metamorphose gebildeten Eklogite. Diese befinden sich im Koralpe-Wölz-Deckensystem. Es werden, basierend auf SCHUSTER (2003), Einheiten unterschieden, die strukturell über oder unter den Eklogit führenden Einheiten liegen.

Weiters wird angenommen, dass die Einheiten aus dem Neotethys Ozean (Meliata-Hallstatt-Ozean) im frühen Mitteljura auf den zukünftigen ostalpinen Einheiten Platz genommen haben. Ein Modell, wie die Subduktion des Neotethys Ozeans mit der Bildung der Alpen in Zusammenhang stehen könnte, findet sich in SCHUSTER et al. (2011, 2013, 2015). Nach diesem soll es im Oberjura zu Seitenverschiebungen gekommen sein. Das Eoalpidische Ereignis begann innerhalb des Ostalpins an einer intrakontinentalen Suturzone (STÜWE & SCHUSTER, 2010), die sich an den Seitenverschiebungen entwickelte. Die Subduktion an dieser einen, gegen Süden bzw. Südosten abtauchenden Lithosphärenplatte soll für die Bildung der Ostalpen verantwortlich sein. An der Oberfläche gibt es keine ozeanische Neotethys (Meliata-Hallstatt) Sutur, da die Decken aus dem ozeanischen Bereich der Neotethys bereits vor der Bildung der oberjurassischen Seitenverschiebungen durch Obduktion auf dem Rand der adriatischen kontinentalen Kruste Platz genommen haben sollen.

Wie in der Einleitung zum zweiten Teil dieser Arbeit festgehalten, steht es den jeweiligen Verfasserinnen und Verfassern von Arbeiten frei, für welche Nomenklatur der Ostalpen sie sich entscheiden. Dies sollte aber bewusst praktiziert werden, da die einzelnen zugrundeliegenden Modelle wesentliche Unterschiede aufweisen.

Danksagung

Ich möchte mich bei allen Kolleginnen und Kollegen an der Geologischen Bundesanstalt und an den Universitäten für viele spannende Diskussionen bedanken. Für die Durchsicht des Manuskripts bedanke ich mich bei CHRISTIAN CERMAK (GBA) und GERIT GRIESMEIER.

Literatur

BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & SCHUBERT, G. (2009): Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

CARMINATI, E., LUSTRINO, M. & DOGLIONI, C. (2012): Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. – Tectonophysics, **579**, 173–192, Amsterdam.

CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **Sonderheft G** (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **116**/2. Teil), 11–35 (267–291), Wien (Hannover).

DAVIS, H.J. & VON BLANKENBURG, F. (1995): Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogenes. – Earth Planet Science Letters, **129**, 85–102, Amsterdam.

DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **67**, 85–99, Amsterdam.

DIENER, C. (1903): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. – 320 S., Wien–Leipzig (Tempsky-Freytag).

DUNKL, I., GRASEMANN, B. & FRISCH, W. (1998): Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall synrift sediments: an example from the rechnitz Window, Eastern Alps. – Tectonophysics, **297**, 31–50, Amsterdam.

ENGI, M., BERGER, A. & ROSELLE, G.T. (2001): Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. – Geology, **29**, 1143–1146, Denver.

FAUPL, P. (1984): Einführung in die Historische Geologie – 184 S., Eisenstadt.

FAUPL, P. (2003): Historische Geologie – Eine Einführung. – 2., verbesserte Auflage, 271 S., Wien.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographic implications. – Cretaceous Research, **13**, 387–403, Kidlington.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 79–94, Wien.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.

FODOR, L.I., GERDES, A., DUNKL, I., KOROKNAI, B., PÈCSKAY, Z., TRAJANOVA, M., HORWÀTH, P., VRABEC, M., JELEN, B., BALOGH, K. & FRISCH, W. (2008): Miocene emplacement and rapid cooling of the Pohorje pluton at the Alpine-Pannonian-Dinaric junction, Slovenia. – Swiss Journal of Geosciences, **101**, 255–271, Basel.

FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt S 15/4, 249–262, Graz.

FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Createaeous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Wien.

FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps: Introduction. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **79**, 1–4, Zürich.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60**, 121–139, Amsterdam.

FRISCH, W. & MESCHEDE, M. (2007): Plattentektonik. – 2. Auflage, 196 S., Darmstadt.

FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – GSA Bulletin, **108**, 1120–1133, Boulder.

FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **89**, 81–110, Basel.

FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Hrsg.): The Geology of Central Europe: Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, London.

FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. – Terra Nova, **9**, 213–217, Oxford.

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. – Geologische Rundschau, **87**, 644–657, Berlin-Heidelberg (Springer).

GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. – Memorie della Societa Geologica Italiana, **57**/2, 123–132, Roma.

GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **81**, 233–243, Wien.

GRUBER, A., PESTAL, G., NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R. (Hrsg.) (2010): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 141 Landeck. – 192 S., Geol. B.-A., Wien.

GWINNER, M.P. (1971): Geologie der Alpen. – 477 S., Stuttgart.

HABLER, G. & THÖNI, M. (2001): Preservation of Permo-Triassic low-pressure assemblages in the Cretaceous high-pressure metamorphic Saualpe crystalline basement (Eastern Alps, Austria). – Journal of metamorphic Geology, **19**, 679–697, Oxford.

HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): 40Ar/39Ar ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – Geologische Rundschau, **86**, 69–80, Berlin-Heidelberg (Springer).

HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – Earth-Science Reviews, **102**, 121–158, Amsterdam.

HAUER, F. & JAHN, E. (1867–1871): Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, M. 1:576.000. – 12 Bl., Geol. R.-A., Wien.

HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**/1, 1–109, Wien.

HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **79**, 155–181, Zürich.

HOINKES, H., KOLLER, F., DEMÈNY, A., SCHUSTER, R., MILLER, C., THÖNI, M., KURZ, W., KRENN, K. & WALTER, W. (2010): Metamorphism in the Eastern Alps. – Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series, **1**, 1–47, Szeged.

JANÁK, M., FROITZHEIM, N., LUPTÁK, B., VRABEC, M. & KROGH RAVNA, E.J. (2004): First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. – Tectonics, **23**, TC5014, Washington.

JANÁK, M., FROITZHEIM, N., YOSHIDA, K., SASINKOVÁ, V., NOSKO, M., KOBAYASHI, T., HIRAJIMA, T. & VRABEC, M. (2015): Diamond in metasedimentary crustal rocks from Pohorje, Eastern Alps: a window to deep continental subduction. – Journal of Metamorphic Geology, **33**/5, 495–512, Oxford. doi: 10.1111/jmg.12130.

KLÖTZLI-CHOWANETZ, E., KLÖTZLI, U. & KOLLER, F. (1997): Lower Ordovician migmatisation in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **77**, 315–324, Zürich.

KOBER, L. (1920): Das östliche Tauernfenster. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **98**, 1–42, Wien.

KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer).

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. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **79**, 277–295, Zürich.

KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Südrubanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck.

KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Variscan tectonics. – Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – Gondwana Research, **24**/1, 298–329, Amsterdam.

KURZ, W. & FRITZ, H. (2003): Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine Nappe Complex in the central Eastern Alps – consequences for the Eo-Alpine evolution of the Eastern Alps. – International Geology Review, **45**/12, 1100–1127, Columbia.

KURZ, W. & FROITZHEIM, N. (2002): The exhumation of eclogite-facies metamorphic rocks – a review of models confronted with examples from the Alps. – International Geology Review, **44**, 702–743, Columbia.

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J. & DACHS, E. (1998): Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria, Italy): a review. – Geologische Rundschau, **87**, 225–242, Berlin-Heidelberg (Springer).

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J., UNZOG, W. & DACHS, E. (2001): Tectonic evolution of Penninic Units in the Tauern Window during the Paleogene: Constraints from structural and metamorphic geology. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **14**, 347–375, Wien.

LUGEON, M. (1902): Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. – Sonderdruck aus: Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles, **1902**, 13 S., Genève.

LUTH, S.W. & WILLINGSHOFER, E. (2008): Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Apls. – Swiss Journal of Geosciences, Supplement, **101**, 207–223, Heidelberg.

MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Example of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 61–78, Wien.

MANDL, G.W. & ONDREJIČKOVÁ, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der NKA (A). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**/4, 841–871, Wien.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitization of Permian MORB-type Gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – Chemical Geology, **137**, 283–310, Amsterdam.

MILLER, C., THÖNI, M., KONZETT, J., KURZ, W. & SCHUSTER, R. (2005): Eclogites from the Koralpe and Saualpe Type-localities, Eastern Alps, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **150**, 227–263, Wien.

MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – International Journal of Earth Sciences, **100**, 1605–1631, Berlin-Heidelberg (Springer).

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, Amsterdam.

NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **120**, 203–219, Graz.

NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **79**, 41–62, Zürich.

NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 117–134, Wien.

OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFE, B., GOSSO, G., HANDY, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S., SPALLA, I.E., AGARD, P., BABIST, J., BERGER, A., BERTLE, R., BUCHER, S., BURRI, T., HEITZMANN, P., HOINKES, G., JOLIVET, L., KELLER, L., LINNER, M., LOMBARDO, B, MARTINOTTI, G., MICHARD, A., PESTAL, G., PROYER, A., RANTISCH, G., ROSENBERG, C., SCHRAMM, J., SÖLVA, H., THÖNI, M. & ZUCALI, M. (2004): Metamorphic structure of the Alps 1:1.000.000, CGMW, Paris.

OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Wien–New York.

PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**/1+2, 142–148, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Hrsg.) (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.

PUHR, B., SCHUSTER, R., HOINKES, G., RICHOZ, S. & PROYER, A. (2012): Metamorphic conditions and Sr-, C- and O-isotope characteristics of marbles from the Austroalpine Koralpe-Wölz high pressure nappe system east of the Tauern Window, Eastern Alps. – Abstract Volume PANGEO 2012 Salzburg, 114–115, Salzburg.

RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000). Thrust-Related Very Low Grade Metamorphism within The Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 219–225, 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, Denver.

RAUMER, J.F., BUSSY, R., SCHALTEGGER, U., SCHULZ, B. & STAMPFLI, G.M. (2012): Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework. – GSA Bulletin, **125**/1–2, 89–108, Boulder.

SANDER, B. (1921): Zur Geologie der Zentralalpen. – Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, **71**/3–4, 174–224, Wien.

SCHAFFER, F.X. (1951): Geologie von Österreich. – 2., veränderte Auflage, 805 S., Wien.

SCHARF, A., HANDY, M.R., FAVARO, S., SCHMID, S.M. & BERTRAND, A. (2013): Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation and roll-back subduction (Tauern Window, Eastern Alps). – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **102**/6, 1627–1654, Berlin-Heidelberg (Springer).

SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – Tectonophysics, **272**, 315–333, Amsterdam.

SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – Tectonics, **15**, 1036–1064, Washington D.C.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.

SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria) – A new tectonic map, cross-sections and tectonometamorphic synthesis. – Swiss Journal of Geosciences, **106**, 1–63, Heidelberg.

SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**/2, 361–423, Wien.

SCHORN, A., NEUBAUER, F., GENSER, J. & BERNROIDER, M. (2013): The Haselgebirge evaporitic mélange in central Northern Calcareous Alps (Austria): Part of the Permian to Lower Triassic rift of the Meliata ocean? – Tectonophysics, **583**, 28–48, Amsterdam.

SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIK, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **93**, 824–843, Berlin-Heidelberg (Springer).

SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpidische Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2003, Blatt 148 Brenner, 141–159, Wien.

SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – Geology, **36**, 603–606, Washington D.C.

SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnet: Indications for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 219–221, Wien.

SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **42**, 37–58, Wien.

SCHUSTER, R., KOLLER, F., HOECK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **149**, 175–199, Wien.

SCHUSTER, R., KOLLER, F. & FRANK, W. (2007): Pebbles of upper-amphibolite facies amphibolites in the Gosau Group of the Eastern Alps: relics of a metamorphic sole? – Abstract 8th ALPSHOP Davos/Switzerland, 74, Davos.

SCHUSTER, R., KOLLER, F., GAWLICK, H.-J., FRANK, W. & LEIN, R. (2011): Relation of the Tethys ocean to the Cretaceous (Eoalpine) subduction in the Alps: data, framework and ideas. – Alpine Workshop 2011, Abstract Volume.

SCHUSTER, R., KURZ, W., KRENN, K. & FRITZ, H. (2013): Introduction to the Geology of the Eastern Alps. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 285 S., Wien.

SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.

SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1832): XVIII. – A Sketch of the Structure of the Eastern Alps; with Sections. – Transactions of the Geological Society of London, **1832**, v.s. 2–3, 301–420, London.

STAMPFLI, G.M. (1994): Exotic terrains in the Alps: a solution for a single Jurassic ocean. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **74**, 449–452, Zürich.

STAUB, R. (1923): Tektonische Karte der Alpen. – Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Bern.

STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, **52** (N.F. **82**), 272 S., Bern.

STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. – Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen. – 1. Band, 485 S., Bern (Stämpfische Verlagshandlung).

STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of Subduction in the Alps: Continent or Ocean? – Geology, **38**/2, 175–178, Washington D.C.

SUESS, E. (1909): Das Antlitz der Erde. – III. Band, erste Hälfte, 508 S., Prag–Wien–Leipzig.

TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – Bulletin de la Société Géologique de France, Serie IV, **3** (1903), 711–765, Paris.

THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **79**, 209–230, Zürich.

THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approches, results, interpretations: a review. – Mineralogy and Petrology, **88**, 123–148, Wien.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenetic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southern Austria). – Geochimica et Cosmochimica Acta, **56**, 347–368, Oxford.

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. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **73**, 177–189, Zürich.

THÖNI, M. & MILLER, C. (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. – Journal of Metamorphic Geology, **14**, 453–466, Oxford.

TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **10**, 1–62, Wien.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke).

TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **80**, 47–113, Wien.

TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al_2SiO_5-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal basement. – Mineralogy and Petrology, **58**, 145–170, Wien.

USTASZEWSKI, K., SCHMID, S.M., LUGOVIĆ, B., SCHUSTER, R., SCHALTEGGER, U., BERNOULLI, D., HOTTINGER, L., KOUNOV, A., FÜGENSCHUH, B. & SCHEFFER, S. (2009): Late Cretaceous intraoceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. – Lithos, **108**, 106–125, Amsterdam.

WESSELY, G. (2006): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.

WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2002): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). – Journal of Structural Geology, **24**, 1603–1618, Oxford.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien

Jahr/Year: 2015

Band/Volume: 64

Autor(en)/Author(s): Schuster Ralf

Artikel/Article: Zur Geologie der Ostalpen 143-165