

Die Geologie der Alpen im Zeitraffer

Von Ralf SCHUSTER¹ & Kurt STÜWE²
Mit 7 Abbildungen

Angenommen am 4. November 2010

Summary: The geology of the Alps in time laps. – The geological evolution of the Alps since the end of the Variscan orogeny (300 my) is described in simplified manner using modern concepts for their tectonic subdivision. This evolution commenced in the Permian with an extensional tectonic event that dominated the tectonics of the rocks of the Alps and was accompanied by wide-spread magmatism and metamorphism. From the mid Triassic onwards, this extension was accommodated by opening of the Tethys ocean and the bounding continental plates began to cool and subside. Thick carbonate platforms were deposited on them. In the Jurassic the Penninic ocean propagated from the Atlantic ocean towards the Alpine realm and the Tethys ocean contracted. The Adriatic plate developed from a narrow continental bridge between Europe and Africa. Since the Cretaceous, this Adriatic plate moved towards the north and a south directed subduction zone developed in the Penninic ocean. Between 135 and 15 my, the tectonic nappes of the Alps formed in connection with this subduction zone until the Penninic ocean was completely consumed underneath the Adriatic plate. The major tectonic units of the Alps as we know them today reflect this Mesozoic evolution. They are: (i) the South Alpine, (ii) the Austroalpine, (iii) the Penninic rocks of the Central Alps, (iv) the Helvetic nappes, Dauphinois, External massifs and Subpenninic units and (v) the partially tectonised units of the Molasse basins.

Zusammenfassung: Dieser Artikel beschreibt die Entwicklung der Alpen ab dem Ende der variszischen Gebirgsbildung vor etwa 300 Millionen Jahren in vereinfachter Weise und unter Berücksichtigung der modernen tektonischen Gliederung. Diese Entwicklung beginnt im Perm mit einem Dehnungsereignis, das von verbreiteter magmatischer Aktivität und Metamorphose begleitet war. Ab der mittleren Trias wurde diese Dehnung im Bereich des Tethys Ozeans aufgenommen. Die angrenzenden kontinentalen Bereiche kühlten aus und mächtige Karbonatplattformen gelangten darauf zur Ablagerung. Im Jura öffnete sich vom Atlantik ausgehend der Penninische Ozean, gleichzeitig setzten Verkürzungen im Tethys Ozean ein. Aus einer schmalen Kontinentbrücke zwischen Europa und Afrika entwickelte sich die Adriatische Platte. Diese bewegte sich ab der Kreide gegen Norden und es entstand eine gegen Süden einfallende Subduktionszone. An dieser Subduktionszone bildeten sich zwischen ca. 135 und 15 Millionen Jahren die Deckeneinheiten der Alpen. Der Penninische Ozean verschwand vollkommen. Die heutigen Haupteinheiten der Alpen lassen sich jeweils eigenständigen tektonischen Plattenteilen aus dem Mesozoikum zuordnen: (i) das Südalpin, (ii) die Ostalpinen Decken, (iii) die Penninischen Decken, (iv) die Helvetischen- und Subpenninischen Decken, Externmassive und Dauphinois und: (v) die Schuppen und Decken aus Sedimenten der Molassezone.

1. Einleitung

Die geologische Entwicklung der Alpen beschäftigt Wissenschaftler seit Jahrhunderten. Kein anderes Gebirge der Welt ist derart im Detail kartiert, erforscht, beschrieben und interpretiert worden. Trotz der langen Erforschungsgeschichte und der ungeheuren Menge an geologischen Daten – oder gerade deswegen – wurden noch in den letzten 10 Jahren gewaltige Fortschritte bei den tektonischen Interpretationen des Gebirges gemacht. Vor allem die Schulen um Nico Froitzheim an der Universität Bonn und um Stefan Schmid an der Universität Basel sollen im Zusammenhang mit diesen modernen Entwicklungen herausgehoben werden (z. B. SCHMID et al. 2004; FROITZHEIM et al. 2008;

¹ Ralf SCHUSTER, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien,
E-Mail: ralf.schuster@geologie.ac.at

² Kurt STÜWE, Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, Universitätsplatz 2; A-8010 Graz,
E-Mail: kurt.stuewe@uni-graz.at

HANDY et al. 2010). Obwohl die klassischen Werke zur Geologie der Alpen als deutschsprachige Monographien erschienen sind (z. B. GWINNER 1971; HEIM 1922; KOBER 1938; TOLLMANN 1959, 1977), wird der Großteil der modernen wissenschaftlichen Erkenntnisse leider oft nur in Teilaspekten, in wissenschaftlichen Spezialzeitschriften, und oft nur in englischer Sprache publiziert. Zwei der wenigen Ausnahmen bilden ein kürzlich erschienenenes Buch zur Geologie der Alpen von Adrian Pfiffner an der Universität Bern (PFIFFNER 2009), sowie ein Bildband zur Geologie der Alpen, der vom zweiten Autor dieses Artikels herausgegeben wurde (STÜWE & HOMBERGER 2011). Der vorliegende Artikel soll einen allgemeiner verständlichen Überblick über die Entstehung der Alpen geben. Die einzelnen Kapitel behandeln dabei jeweils bestimmte zeitliche Abschnitte der Entwicklungsgeschichte. Der Text ist eine Erweiterung von Kapitel 3 des Bildbandes von STÜWE & HOMBERGER (2011), in dem auch die hier gezeigten Abbildungen großformatig abgedruckt sind. Abgesehen von der tektonischen Einteilung nach FROITZHEIM & al. (2008) und SCHMID & al. (2004) verwenden wir die Ideen zur permischen Metamorphose, sowie zum Beginn der alpinen Subduktion von SCHUSTER & STÜWE (2008) und STÜWE & SCHUSTER (2010).

2. Geologische Entwicklung der Alpen

2.1 Jungpaläozoikum (Karbon-Perm, 360–251 Millionen Jahre vor heute): Pangea und die variszische Gebirgsbildung

Die tektonische Entwicklung der Alpen wird im Allgemeinen ab dem Perm – also ab 299 Millionen Jahren vor der Jetztzeit – erzählt. Da in den Alpen aber weit verbreitet Relikte eines älteren Gebirges vorhanden sind, wollen wir unsere Schilderung vor etwa 400 Millionen Jahren beginnen lassen. Damals gab es die Alpen weder als Gebirge noch als Region, und auch die Kontinente, die wir heute kennen, existierten noch nicht. Vielmehr sammelten sich zu dieser Zeit alle größeren Landmassen zu einem zusammenhängenden Superkontinent, der Pangea genannt wird. Die Bildung Pangeas erfolgte durch die Kollision einzelner Kontinentalmassen und fand im Jungpaläozoikum ihren Abschluss. Eines der letzten Ereignisse in diesem Prozess war die Kollision des Südkontinentes Pangea mit den Kontinenten Avalonia und Laurussia. Dieses wird als Variszisches (oder Hercynisches) Ereignis bezeichnet und ereignete sich im Oberdevon und Karbon (zwischen 380 und 300 Millionen Jahren vor heute). Pangea hatte schließlich die Form eines nach Osten geöffneten Kipferls, wobei die Bucht die von Osten hereinreichte durch den so genannten Tethys Ozean eingenommen wurde (Abb. 1).

Das Variszische Gebirge war gewaltig und umfasste große Teile des heutigen Zentraleuropas, aber auch Teile des Atlasgebirges in Nordafrika und die Appalachen in Nordamerika. Die Auftürmung dieses Gebirges erfolgte zwischen etwa 380 und 340 Millionen Jahren. Zu dieser Zeit verfalteten sich die Gesteine des heutigen Schwarzwaldes, der Böhmisches Masse, des französischen Zentralmassivs und der Bretagne. Danach begann das Gebirge durch tektonische Ausdünnung wieder zu zerfallen, wobei zwischen 340 und 310 Millionen Jahren in den zentralen Teilen eine intensive magmatische Aktivität erfolgte. Granitoide aus dieser Zeit finden sich weit verbreitet im Vorland der Alpen im Mühl- und Waldviertel, im Schwarzwald oder im Französischen Zentralmassiv (Abb. 2b). Man trifft sie aber auch in den Alpen, wo sie durch spätere Deformation zu Granitgneisen wurden. Im Bereich der Hohen Tauern bauen diese Gneise einige der höchsten Gipfel, z. B. den Großvenediger oder den Sonnblick auf. In den Zentral- und Westalpen bilden sie die Gneiskerne der Externmassive: das Aar- und Mt. Blanc-Massive und – weiter im Westen – die Gneise der Pelvoux- oder Argentera-Massive (Abb. 3). Andere Gesteinseinheiten der heutigen Alpen lagen irgendwo am

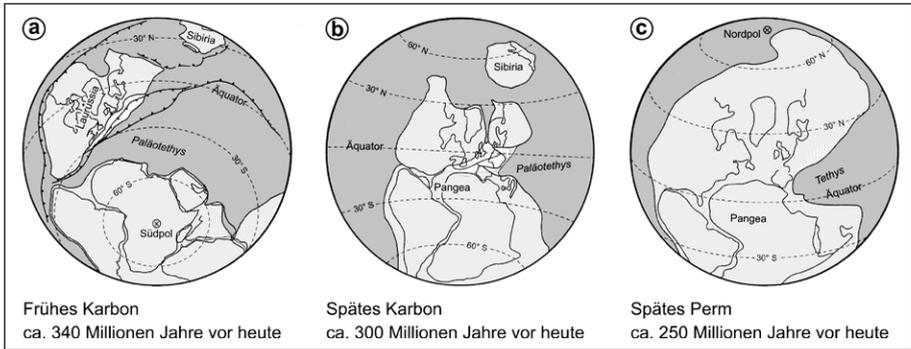


Abb. 1: Verteilung der Kontinente im Verlauf des Jungpaläozoikums. Die kontinentalen Bereiche sind hellgrau, die ozeanischen Bereiche sind dunkelgrau dargestellt. In (a) und (b) ist das Gebiet, das von der variszischen Gebirgsbildung betroffen wurde in weiß dargestellt. In (c) ist das im Perm gedehnte Areal mit weißer Übersignatur ausgehakt. (Verändert nach McCANN 2008).
 Distribution of the continents during the late Palaeozoic. Continents are shown in light grey, oceans in dark grey. In (a) and (b) is the region that suffered the Variscan orogeny shown in white. In (c) the region that experienced Permian extension is shown with the white hatching (after McCANN 2008).

südöstlichen Rand des Gebirges und wurden dort in unterschiedlichem Maße metamorph. Stark umgewandelt wurden zum Beispiel die Gesteine in den Öztaler Alpen sowie jene der Seckauer- und Schladminger Tauern. Weniger betroffen waren große Teile der Niederen Tauern, der Saualpe und Koralpe. In der Grauwackenzone, den Karnischen Alpen, einem kleinen Teil der Karawanken, den Gurktaler Alpen und im Grazer Bergland blieben paläozoische Ablagerungen sogar derart gut erhalten, dass man noch heute die Sedimentstrukturen studieren und Fossilien finden kann (Abb. 2a). Vor etwa 310 Millionen Jahren begann sich das Variszische Gebirge tektonisch zu beruhigen und die fortdauernde Erosion führte zu einer fortschreitenden Einebnung der Landschaft. Wir wissen, dass die einzelnen in den Alpen enthaltenen Teile des variszischen Gebirges am Ende des Karbons am westlichen Rand der Tethys Bucht lagen. Ihre genaue Position und ihre Lage zueinander sind uns aber nicht bekannt.

Zu Beginn des Perms (vor 299 Millionen Jahren) war das Gebiet, aus welchem später die Alpen entstehen sollten, relativ flach und es herrschte ein arides Klima. Einzelne Inselberge waren von riesigen wüstenhaften Schwemmebenen aus rot gefärbten Sedimenten umgeben. Ab ca. 290 Millionen Jahren kam es im Bereich des Südrandes des ehemaligen variszischen Gebirges zu einer Nord-Süd gerichteten Dehnung der Lithosphäre (Lithosphäre = Erdkruste und darunter liegender fester Erdmantel). Diese bewirkte in der oberen Kruste die Entstehung von Ost-West gerichteten Bruchzonen, an denen sich Gräben einsenkten. Flüsse transportierten Abtragungsschutt in diese Becken und füllten sie auf. Durch die Ausdünnung der Lithosphäre kam es aber auch zur Bildung von dunklen, basaltischen Magmen im Erdmantel. Diese drangen bis an die Untergrenze der Kruste auf und kleine Mengen intrudierten sogar bis in die Kruste, wo sie als Gabbros erstarrten. Die Wärmezufuhr durch die intrudierenden Schmelzen erzeugten ihrerseits eine Metamorphose (Abb. 2c, 4b) und ein teilweises Aufschmelzen der unteren Kruste: Es bildeten sich Granite und Pegmatite, die in die mittlere Erdkruste eindrangten. Einige Magmen erreichten sogar die Erdoberfläche und verursachten im Perm verbreiteten Vulkanismus (Abb. 4a). Durch tektonische Prozesse während der alpidischen Gebirgsbildung sind uns heute diese tiefen Krustenniveaus in manchen Teilen aufgeschlossen. Auf die Gabbros treffen wir zum Beispiel in der Koralpe und der Saualpe, in den Tälern östlich des Bergell, oder bei Ivrea nahe dem Lago Maggiore. Pegmatite aus dieser Zeit finden

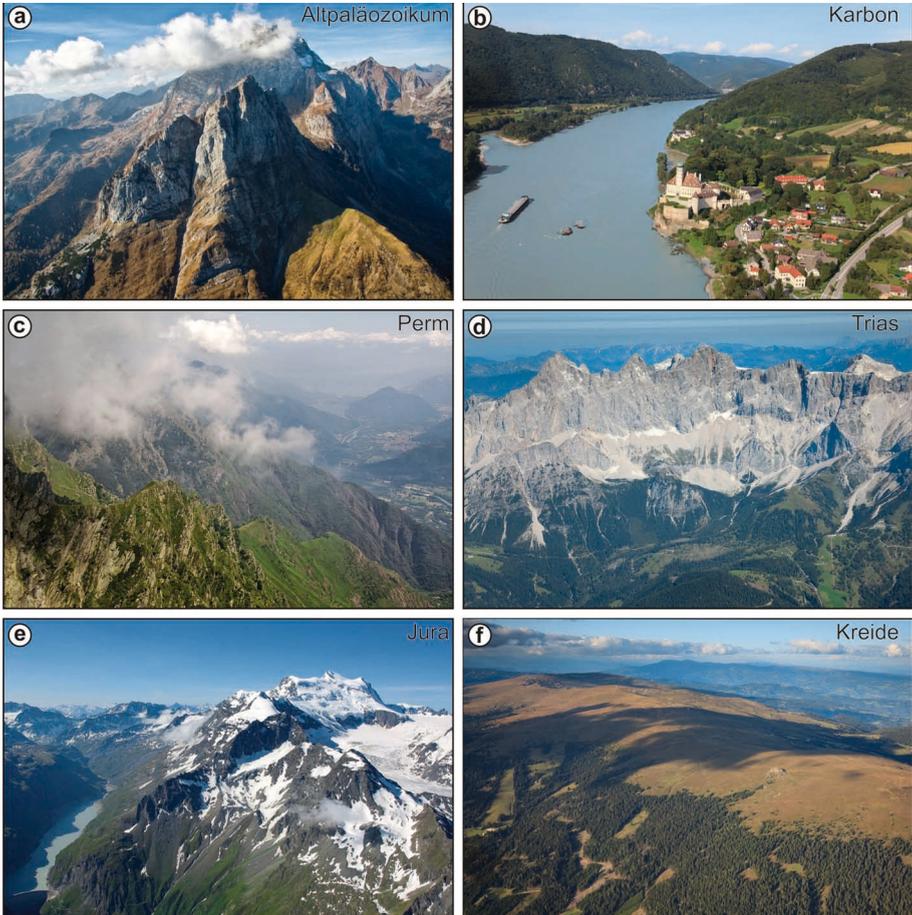


Abb. 2: Vom Paläozoikum bis in die Kreide. Aus jedem Zeitalter ist hier ein geologisches Beispiel aus dem Alpenraum gezeigt. (a) Altpaläozoische Sedimente der Karnischen Alpen (Cellonrinne, Kärnten / Südalpin). (b) Im Karbon geprägte Kruste der Böhmisches Masse (Wachau, Niederösterreich / Vorland der Alpen). (c) Die Ivrea Zone zwischen Lago Maggiore und Domodossola als Beispiel für permische Metamorphose. (d) Triassische Karbonatplattformen der Nördlichen Kalkalpen (Dachsteinsüdwand, Steiermark / Juvavisches Deckensystem). (e) Der Grand Combin in den Zentralalpen ist der namengebende Berg für die Combin Zone – einen Teil des Penninischen Ozeans. (f) In der Kreide geprägtes Kristallin (Koralpe, Steiermark / Koralpe-Wölz Deckensystem).

From the Palaeozoic to the Cretaceous. For each period a characteristic geological example is shown. (a) Palaeozoic sediments in the Karnian Alps (Cellon, Carinthia / southern Alps). (b) The Bohemian Massiv (Wachau, Lower Austria). (c) The Ivrea Zone between Lago Maggiore and Domodossola as an example for Permian metamorphism. (d) Triassic carbonate platforms in to Northern Calcareous Alps. (Dachstein South face, Styria). (e) The Grand Combin in the Central Alps is name giving for the Combin Zone – part of the Penninic ocean. (f) Cretaceous crystalline basement (Koralpe, Styria /Koralpe-Wölz nappe complex).

sich in der Kreuzeckgruppe oder in der Koralpe, wo sie unter anderem Europas größtes Lithium-Vorkommen beherbergen. Der bekannteste permische Vulkanit ist der Bozener Quarzporphyr (ein beliebter Baustein). Derartige Gesteine sind aber in vielen kleinen Vorkommen über die ganzen Alpen verbreitet. Am Ende des Perms war das Land so weit abgesunken, dass es immer wieder vom Meer überflutet wurde. Dieses trocknete aber auf-

grund des heißen Klimas immer wieder aus. Im flachen Meeresbecken entwickelten sich so sandig-tonige Strand- und Flachwassersedimente, sowie Salz- und Gipsablagerungen (Haselgebirge), die schon seit der Bronzezeit z. B. in Hallstatt, Bad Ischl oder Berchtesgaden, abgebaut werden.

2.2 Trias-Jura (251–145 Millionen Jahre vor heute): Öffnung und beginnende Schließung von Ozeanbecken

Zu Beginn des Mesozoikums (Erdmittelalter) setzte sich die Entwicklung des Perms noch eine Zeit lang fort. Allerdings begann die Lithosphäre zunehmend abzusacken und immer größere Bereiche wurden überflutet. Es kamen zunehmend dunkel gefärbte Karbonatschlämme zur Ablagerung. Die dunkle Farbe beruht auf einem hohen Gehalt an organischer Substanz, die in den schlecht mit Sauerstoff versorgten Bodenwässern des Beckens nicht abgebaut werden konnte. Diese sehr typischen dünnbankigen, dunklen Kalke werden als Alpiner Muschelkalk und Gutenstein Formation bezeichnet. Vor etwa 240 Millionen Jahren dehnte sich der Tethys Ozean gegen Westen aus und reichte schließlich bis in den heutigen Alpenraum (Abb. 6d). Das westliche Ende dieses ozeanischen Becken wird als Meliata-Hallstatt-Ozean bezeichnet, da in der Gegend um Meliata (in der Ostslowakei) und um Hallstatt Gesteine aus diesem Ozeanbecken auftreten. Die bei weitem größten Relikte dieses Ozeans finden sich aber als riesige Ophiolith-Decken in den Dinariden (Westliche Vardaz Zone). Da die weitere Dehnung von nun an durch die Bildung neuer ozeanischer Kruste in der Tethysbucht des Meliata-Hallstatt-Ozeans kompensiert wurde, kam es zu einem weitgehenden Erliegen der tektonischen Aktivität in den angrenzenden Kontinenten. Diese kühlten nun langsam ab und begannen dadurch kontinuierlich abzusinken. Sie bildeten einen passiven Kontinentalrand mit einem breiten Schelfbereich. Das Absacken des Untergrundes, der ständige Austausch mit Frischwasser aus dem Ozeanbecken und ein tropisches Klima führten auf dem Schelf zur Bildung eines Korallenmeeres, wie wir es heute von den Bahamas oder vom Großen Barriere Riff in Australien kennen. Gegen den Ozean hin bildeten sich über 3000 m mächtige Riffe, dahinter lagen weite Lagunen. Die Entwicklung dieser Karbonatplattformen lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen und in den Dolomiten perfekt studieren. Überliefert sind zwei zeitlich versetzte Karbonatplattformzyklen: Der ältere ist nach dem Wettersteingebirge benannt (Wettersteinplattform) und entstand während der mittleren Trias (zwischen 245 und 230 Millionen Jahre vor heute), die jüngere Dachsteinkalkplattform (Abb. 2d), deren Riffe das Dachsteinmassiv aufbauen, stammt aus der Obertrias (225–199 Millionen Jahre vor heute). Dazwischen kam es zu einem kurzen Bruch in der Karbonatproduktion, während dessen siliziklastisches Material aus dem Hinterland in den Schelfbereich eingebracht wurde. Bei Lunz am See gibt es aus dieser Zeit Sandsteinablagerungen mit Kohlen und einer berühmten fossil erhaltenen Flora.

Nach 50 Millionen Jahren mit geringer tektonischer Aktivität nahm diese im Jura (199–145 Millionen Jahre vor heute) wieder dramatisch zu. Bereits in der Obertrias hatte sich der Zerfall Pangeas durch die Anlage von Grabensystemen angekündigt, mit dem Beginn des Jura begann sich aber der Atlantische Ozean zu öffnen, wodurch es in weiterer Folge zur Abspaltung Amerikas kam. Um 165 Millionen Jahre vor heute entwickelte sich eine Fortsetzung des frühen Atlantiks von Westen her fast bis an die Bucht des Tethys Ozeans. Diese Fortsetzung wird als Penninischer Ozean (oder auch Alpine Tethys) bezeichnet und jener Teil davon, der sich im Jura südlich der heutigen Iberischen Halbinsel öffnete wird Piemont-Ligurischer Ozean genannt. Die Gesteine des Penninischen Ozeanbodens findet man in großen Teilen der Zentral- und Westalpen westlich des Rheintales in der Schweiz, aber auch in den Hohen Tauern und bei Rechnitz im Burgenland (Abb. 2e). Nach der Öffnung des Penninischen Ozeans hing Europa nur mehr über eine dünne

Brücke aus kontinentaler Kruste mit einem Südkontinent (bestehend aus Afrika, Indien, Australien und der Antarktis) zusammen. Die dünne Brücke war ein Fortsatz vom heutigen Afrika: der sogenannte „Adriatische Sporn“. Damit waren alle paläogeographischen Bereiche entstanden, aus denen sich in weiterer Folge die tektonischen Großeinheiten bilden sollten, welche die Alpen aufbauen (Abb. 3,5): (i) das im Norden liegende Europa, (ii) südlich davon der Bereich des Penninischen Ozeans, (iii) südlich dieses die Adriatische Platte und: (iv) ganz im Südosten der Meliata-Hallstatt Ozean als westlichste Bucht der Tethys.

Das Öffnen des Penninischen Ozeans führte zu Platzproblemen, die durch Verkürzungen im Bereich des Tethys Ozeans im Südosten aufgenommen wurden. Innerhalb des Tethys Ozeans kam es ab etwa 170 Millionen Jahren zur Ausbildung einer Subduktionszone, an der die Lithosphärenplatte mit dem „Adriatischen Sporn“, unter eine östlich gelegene Lithosphärenplatte mit ozeanischer Kruste subduziert wurde (Abb. 6). Ab 160 Millionen Jahren wurden dann Decken aus dieser ozeanischen Kruste auf den Nord- und Ostrand des „Adriatischen Sporns“ aufgeschoben (Ophiolithdecken der westlichen Vardar Zone). Vor diesen Decken bildeten sich chaotische Sedimente aus

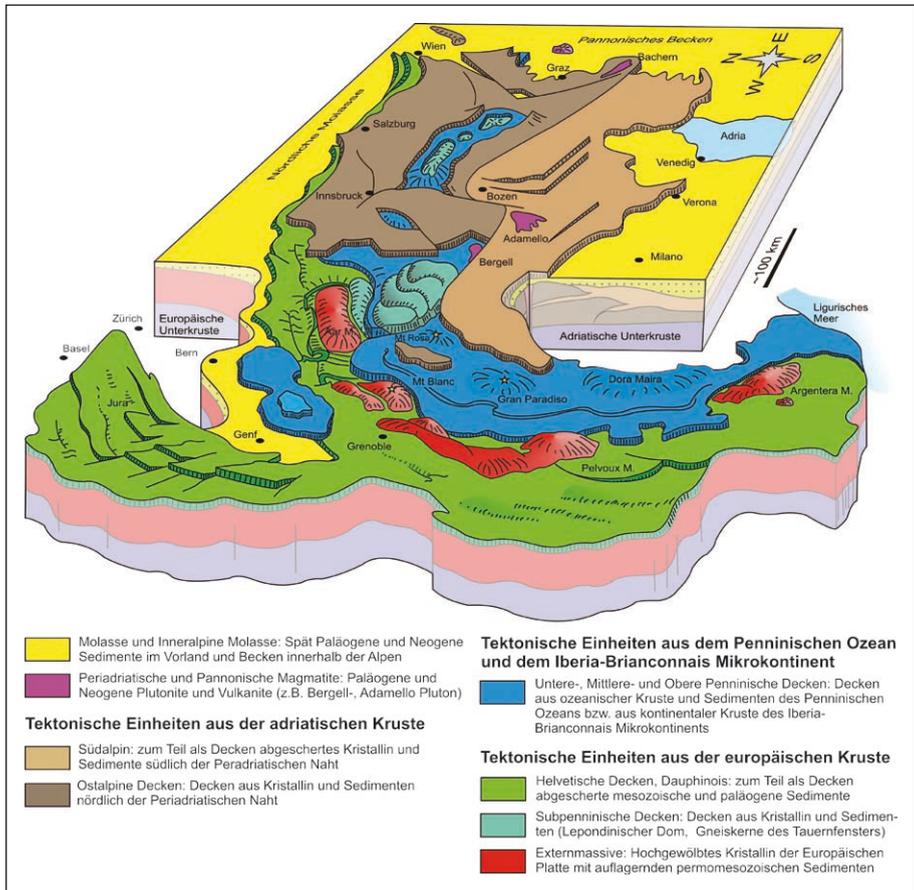


Abb. 3: Blockbild der Alpen mit einer vereinfachten Darstellung der wesentlichen tektonischen Einheiten. Der Blick ist von West nach Ost. Die gelben Sterne markieren wichtige Gipfel. Simplified tectonic block diagram of the Alps. The view is from west to east. The yellow asterisks mark the main summits.

Fragmenten der ozeanischen Kruste, tiefmariner Sedimente und aus Flachwassersedimenten des überfahrenen Untergrundes, welche als Melangezonen bezeichnet werden. Ausläufer solcher Melangezonen wurden im Bereich der heutigen Ostalpen bis über die in der Obertrias entstandenen Riffgürtel überschoben (Meliata Zone). Was danach genau geschah ist derzeit noch umstritten. In jedem Fall kam es im nördlichen Teil des „Adriatischen Sporns“ zu einer sehr intensiven tektonischen Aktivität. Vieles

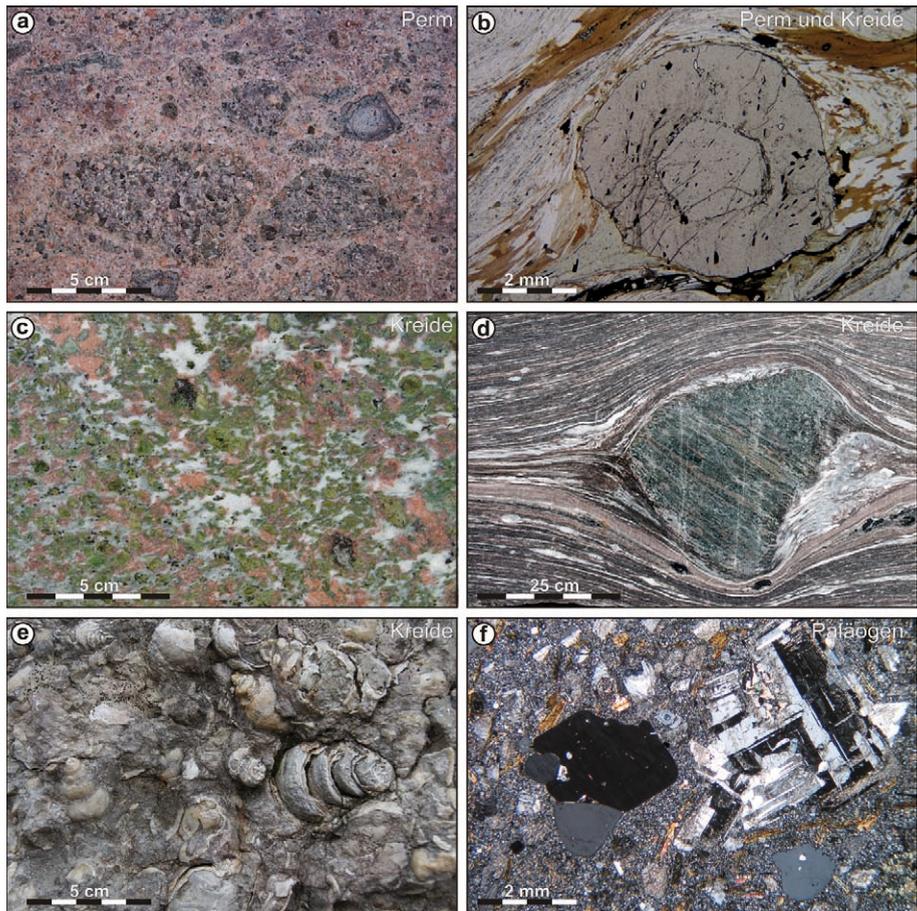


Abb. 4: Ausgewählte Gesteine aus den Alpen. (a) im Perm extrudierter quarzporphyrischer Vulkanit (Kaltern, Südtirol / Südalpin). (b) Schliffbild eines Granates mit permischem Kern und kreidezeitlichem Anwachssaum (Niedere Tauern, Steiermark / Koralpe-Wölz Deckensystem). (c) In der Kreide kristallisierte Eklogit (Hohl, Koralpe, Steiermark / Koralpe-Wölz Deckensystem). (d) In der Kreide mylonitisierter Plattengneis mit Kalksilikatscholle (Koralpe, Steiermark / Koralpe-Wölz Deckensystem; Foto: W. Postl). (e) fossilführender Kalk aus der Kreide (Ramsau, Steiermark / Gosau Gruppe). (f) Schliffbild eines Ganggesteins aus dem Paläogen (Oligozän) mit Quarz und verzwilligten Plagioklaskristallen (Kreuzeckgruppe, Kärnten / Periadriatische Magmatite). Selected rocks from the Alps. (a) Permian volcanic quartz porphyry (Kaltern, South Tirol / Southern Alps). (b) Photo micrograph of a garnet with Permian core and Cretaceous rim (Niedere Tauern, Styria / Koralpe-Wölz Nappe Complex). (c) Cretaceous eclogite (Hohl, Koralpe, Styria / Koralpe-Wölz Nappe Complex). (d) The Plattengneis mylonite with a calc-silicate body (Koralpe, Styria / Koralpe-Wölz Nappe Complex; Foto: W. Postl). (e) Cretaceous limestone (Ramsau, Styria / Gosau group). (f) Photo micrograph of an Oligocene magmatic dike with quartz and twinned plagioclase (Kreuzeck, Carinthia / Periadriatic magmatites).

spricht dafür, dass sich transgressive Seitenverschiebungen mit linksgerichtetem Versatz entwickelten, die zur Ausbildung eines starken Reliefs führten, welches aber größten Teils von Meer bedeckt war. Im Bereich der triassischen Rifffürtel wurden die Gesteine an rampenförmigen Überschiebungen übereinander gestapelt und auf diesen Hochzonen wuchsen jurassische Korallenriffe. Daneben lagen zum Teil sehr tiefe Becken

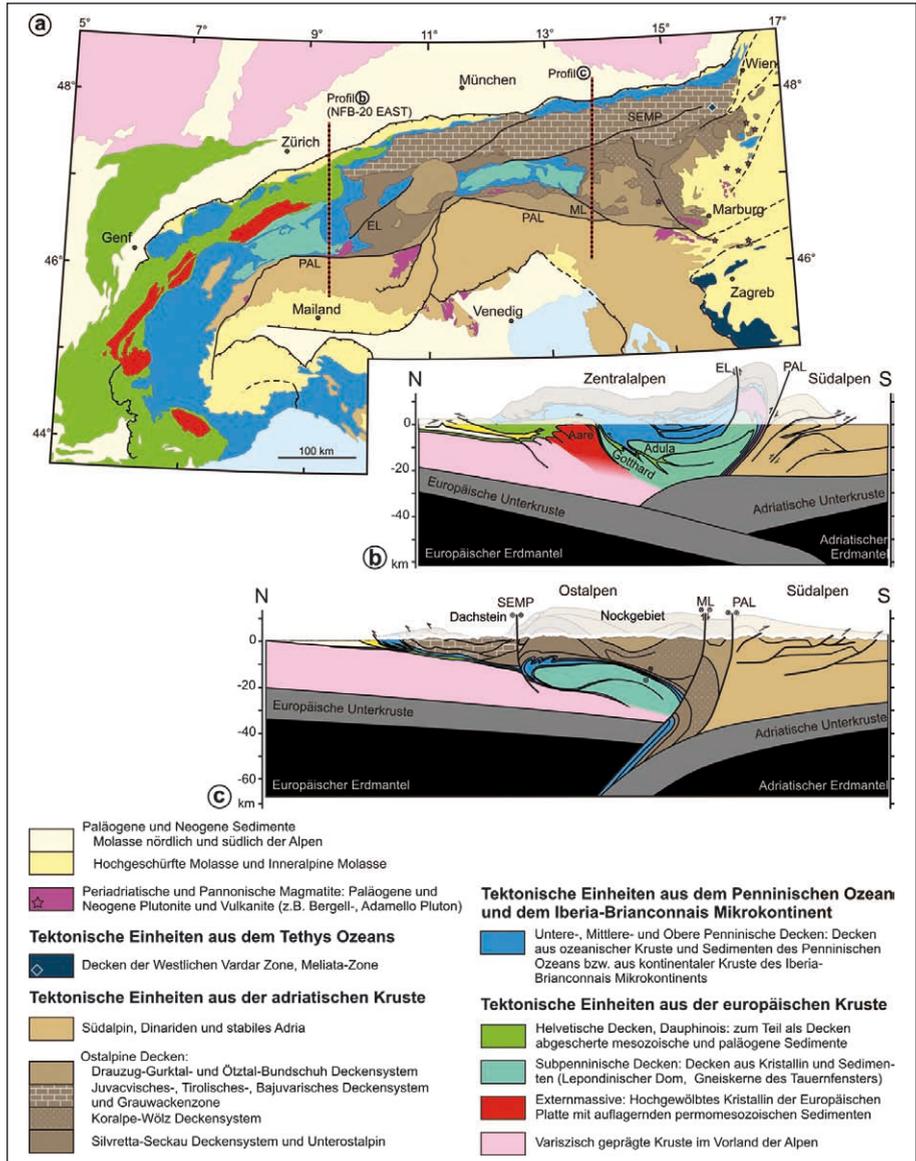


Abb. 5: Tektonische Karte der Alpen (a) und Profile durch die Zentral- (b) und Ostalpen (c) (vereinfacht nach SCHMID & al. 2004 und FROITZHEIM & al. 2008) PAL = Periadriatische Naht, EL = Engadiner Linie, SEMP = Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg Linie, ML = Mölltal Linie. Tectonic map of the Alps (a) and sections through the Central- (b) and Eastern Alps (c) (simplified after SCHMID & al., 2004 and FROITZHEIM & al. 2008). PAL = Periadriatic fault, EL = Engadiner fault, SEMP = Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg fault, ML = Mölltal fault.

in denen große submarine Schuttströme (Olistolithe) und Tiefwassersedimente (z. B. Radiolarite) abgelagert wurden. Im Salzkammergut und um Berchtesgaden liegen diese Decken mit Tief- und Flachwasser Sedimenten noch heute eng nebeneinander (Juvavische Decken). In dem sich öffnenden, nördlich des „Adriatischen Sporns“ gelegenen Penninischen Ozean wurden auf den Ophiolithen des Ozeanbodens Radiolarite und pelagische Tiefwasserkalke abgelagert.

Nördlich des Penninischen Ozeans – auf dem stabilen Südrand des europäischen Kontinents – fand in dieser Zeit weiterhin eine ruhige Sedimentation statt. Die ruhige Sedimentation von kalkigen Sedimenten hielt hier während des ganzen Jura und der Kreide hindurch, bis vor etwa 60 Millionen Jahren hin, an. Später sollten aus diesen Ablagerungen die Helvetischen Decken der Schweiz und Vorarlbergs und der Schweizer Jura gebildet werden. Im französischen Dauphinois sind diese Sedimentserien noch in situ mit dem Untergrund verbunden.

2.3 Kreide (145–65 Millionen Jahre vor heute): Annäherung von Afrika und Adria an Europa – Beginn der alpidischen Gebirgsbildung

An der Wende vom Jura zur Kreide löste sich der „Adriatische Sporn“ von Afrika ab und bildete ab diesem Zeitpunkt die eigenständige Adriatische Platte (auch Apulische Mikroplatte genannt). Afrika bewegte sich mit Bezug auf Europa gegen Osten und schob dabei die Adriatische Platte etwas gegen Norden (Abb. 6b). Diese Bewegung ist der Beginn der bis heute andauernden Verkürzung zwischen Afrika und Adria gegenüber Europa und führte letztendlich zur Bildung der Alpen. Die Plattenbewegungen bedingten in der Unterkreide zwei wesentliche Veränderungen: Einerseits entstanden Grabensysteme nördlich der heutigen Iberischen Halbinsel aus denen sich vor etwa 120 Millionen Jahren der nördliche Ast des Penninischen Ozeans (Valais Ozean) entwickelt. Dadurch entstand eine große Insel innerhalb des penninischen Ozeans: der Iberia-Briançonnais Mikrokontinent. Andererseits, und für uns noch bedeutender ist aber, dass durch die Einengung innerhalb der Adriatischen Platte eine neue Subduktionszone entstand. Diese entwickelte sich wahrscheinlich entlang der im späten Jura angelegten Linksseitenverschiebungen inmitten der Adriatischen kontinentalen Platte. An dieser Subduktionszone wurden eine nördlich gelegene Platte (bestehend aus dem nördlichen Rand der Adriatischen Platte) unter deren südlichen Hauptteil subduziert. Die ältesten Zeugnisse dieses alpinen Gebirgsbildungszyklus sind Überschiebungen innerhalb des nördlichen Teils der Adriatischen Platte. Die dabei ab 135 Millionen Jahren abgescherten Decken werden Ostalpine Decken (auch Ostalpin oder auf englisch: Austroalpine nappes) genannt. Während der anfänglichen Deckenbildungen wurden die südlichen Teile der triassischen Lagunen (Tirolische Decken) mit den überlagernden Juvavischen Decken von ihrem Untergrund abgeschert und gegen Nordwesten geschoben. Deren Untergrund aus variszisch und permisch metamorphen Gesteinen wurde gegen Süden in die Tiefe versenkt. An der Oberfläche finden wir heute Gesteine die vor 92 Millionen Jahren (zum Beispiel in der Koralpe, Abb. 2f, 4c,d) eine Versenkungstiefe von über 80 km erreicht haben, eine Tiefe in der sich normalerweise nur Mantelgesteine finden. Im Zuge der Versenkung gerieten die Gesteine unter immer höhere Druck- und Temperaturbedingungen. Dies verursachte eine neuerliche Metamorphose, sodass große Teile der kristallinen Gesteine der Ostalpen heute aus Glimmer-, Granat- Staurolith-, Disthen- und Feldspatkristallen bestehen. Dieses kretazische metamorphe Ereignis ist nur in den Gesteinen des Ostalpines bekannt und wird als „Eo-alpine Metamorphose“ bezeichnet. In den am tiefsten versenkten Gesteinseinheiten entwickelten sich aus den permischen Gabbros und verwandten Lithologien die sogenannten Eklogite. Diese sehr eindrucksvollen Gesteine haben ein hohes spezifisches Gewicht und bestehen aus rotem Granat, grünem Klinopyroxen und aus weißem Zoisit (Abb. 4c).

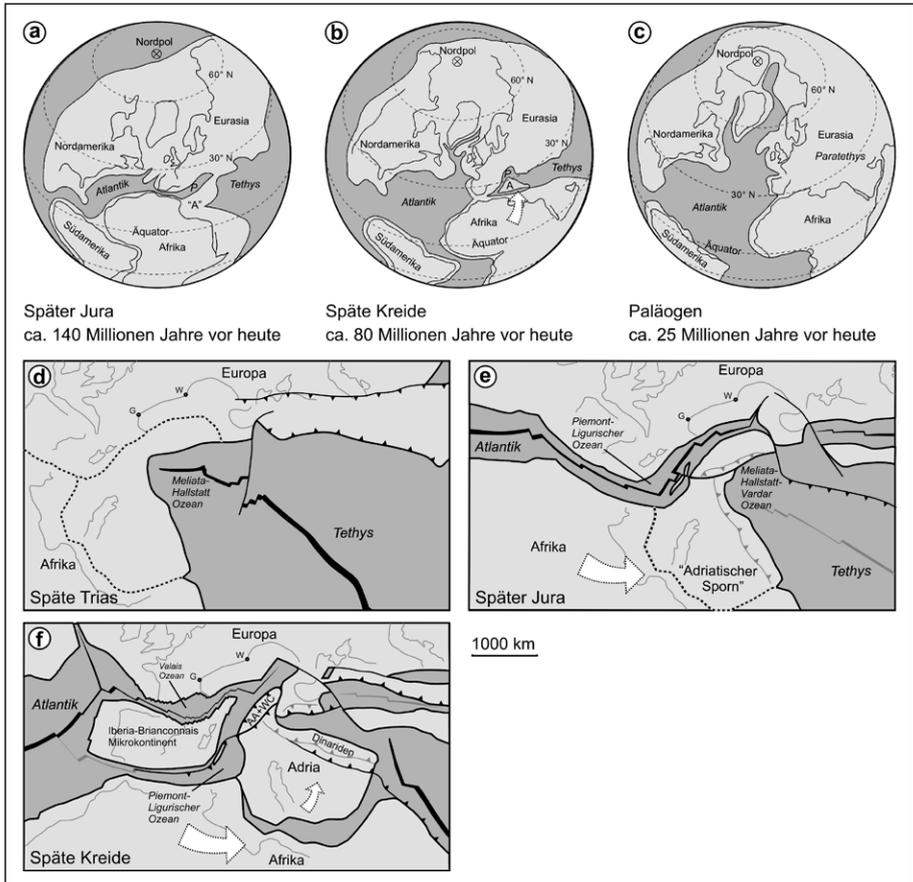


Abb. 6: Verteilung der Kontinente im Verlauf des Mesozoikums und Paläogens. Die kontinentalen Bereiche sind hellgrau, die ozeanischen Bereiche sind dunkelgrau gekennzeichnet. In (a) und (b) ist der Penninische Ozean durch P, und der „Adriatische Sporn“ bzw. die Adriatische Platte mit „A“ und A markiert. Der Pfeil markiert die Rotation Afrikas und Adrias gegen Europa, welche für die Bildung der Alpen verantwortlich ist. In (d) bis (f) sind jene Bereiche aus denen sich die Alpen bildeten, genauer dargestellt. (Verändert nach McCANN, 2008, bzw. SCHMID & al. 2004). Distribution of the continents during the Mesozoic and the Palaeogene. Continents are shown in light grey, oceans in dark grey. In (a) and (b) the Penninic ocean is labelled with P, the Adriatic plate and Adriatic promontory by A and „A“, respectively. The arrow shows the rotation of Africa and the Adriatic plate towards Europe. In (d) to (f) enlargements of the Central European region are shown.

Ab 92 Millionen Jahren wurden die Eklogite und umgebenden Kristallingesteine aus dem Subduktionskanal wieder gegen Norden in die Höhe gepresst. Gigantische Scherzonen wie der Stainzer Plattengneis (Abb. 4d) zeigen uns die Bewegungen, die damals bei bis zu 700°C in der tiefsten Erdkruste stattfanden. Heute finden wir die am höchsten metamorphen Decken (Koralpe-Wölz Deckensystem) entlang einer West-Ost orientierten Zone, die sich vom südlichen Ötztal über die Schober- und Kreuzeckgruppe, die Koralpe und Saualpe bis zum Sieggrabener Berg am Alpenstrand verfolgen lässt. Über diesen Decken liegt die Sutur, welche die Grenze zwischen dem Nordrand und dem südlichen Hauptteil der Adriatischen Platte markiert, an der die Subduktionszone ursprünglich angesetzt hatte. Die Decken des Koralpe-Wölz Deckensystems

werden von Einheiten überlagert, welche während der alpidischen Prozesse nie tief versenkt wurden. Diese Einheiten werden Drauzug-Gurktal- und Ötztal-Bundschuh Deckensystem genannt und sie bauen weite Teile der Ötztaler- und Gurktaler Alpen, den Drauzug, sowie Teile der Defferegger Alpen und des Grazer Berglandes auf. Das ab 92 Millionen Jahre vor heute einsetzende Herauspressen der tief versenkten Einheiten war mit einer gleichzeitigen Streckung des Gebietes in Ost-West Richtung verbunden. Deshalb entstand auch kein morphologisch erhabenes Gebirge, sondern eine Landschaft aus Inselketten, welche wahrscheinlich jener der heutigen Adriaküste Kroatiens ähnlich war. Zwischen Inseln, die vor allem aus triassischen Karbonatgesteinen aufgebaut waren, lagen marine Becken („Gosau-Becken“ nach einer Lokalität im Salzkammergut) in denen die Sedimente der Gosau-Gruppe abgelagert wurden. Diese oft sehr fossilreichen Ablagerungen (Abb. 4e) werden vor allem aus Erosionsprodukten der umgebenden Inseln aufgebaut. Die Reste dieser „Gosau-Becken“ sind heute am Muttekopf bei Landeck, in Gosau nördlich des Dachsteins, bei Kainach westlich von Graz und an einer Reihe anderer Stellen erhalten.

Durch die fortdauernde Annäherung von Afrika und Adria an Europa gelangten an der südgerichteten Subduktionszone, wie auf einem Förderband, kontinuierlich neue Teile der nördlichen Platte zur Versenkung. Dabei wurde der Deckenstapel immer weiter gegen Norden bewegt und immer neue Krustenstücke wurden von der abtauchenden Lithosphärenplatte abgeschert und von unten in den Orogenkeil eingebaut. Das waren als nächstes die nördlichen Anteile der triassischen Lagunen (Bajuvarisches Deckensystem) und deren Untergrund (Silvretta-Seckau Deckensystem) und dann der Rand der Adriatischen Platte gegen den Penninischen Ozean (Unterostalpin). Ab etwa 80 Millionen Jahre wurde der mittlerweile vollständige Ostalpine Deckenstapel über südliche Anteile des Penninischen Ozeans (Piemont-Ligurischen Ozean) geschoben. Diese Umgestaltung des Kontinentalrandes von einem passiven zu einem aktiven Kontinentalrand hatte mehrere Konsequenzen: Ab jetzt wurde nicht mehr die dicke und leichte kontinentale Kruste der Adriatischen Platte von der abtauchenden Lithosphärenplatte abgeschert, sondern Teile der dünneren und schwereren ozeanischen Lithosphäre des Penninischen Ozeans. Die Gesteinseinheiten wurden entweder in geringer Tiefe abgeschert und bildeten dort einen unmetamomorphen Akkretionskeil, oder aber die Abscherung erfolgte in größerer Tiefe, wo die Gesteine bereits vorher unter erhöhten Temperatur- und vor allem Druckbedingungen zu Kalkglimmerschiefern, Blauschiefern und Eklogiten umgewandelt worden waren. Die aus dem Bereich des Penninischen Ozeans stammenden Gesteine bauen die Penninischen Decken auf. Durch die erhöhte tektonische Aktivität am Kontinentalrand endete auch die bis dahin ruhige Sedimentation im Penninischen Ozeanbecken. Stattdessen wurde in zyklischen Abständen die Sedimentlast submariner Schlammströme – sogenannter Turbidite – abgelagert. Diese Turbidite bilden sich, wenn auf dem Kontinentalabhang abgelagerte Sedimente (zum Beispiel durch Erdbeben) instabil werden und den Abhang hinunter gleiten. Sie bewegen sich mit hoher Geschwindigkeit, wobei im Tiefseeegraben am Rand des Ozeansbeckens gröbere Kornfraktionen und weiter im Becken feinere Fraktionen zu liegen kamen. Auch bei der Entstehung der Penninischen Decken lässt sich eine zeitliche Abfolge erkennen: Da die Subduktion von Süden gegen Norden fortschritt, entstanden zunächst Decken aus der bereits im Jura gebildeten ozeanischen Kruste des Piemont-Ligurischen Ozeans. Diese liegen heute direkt unter den Ostalpinen Decken und werden als Obere Penninische Decken bezeichnet. In weiterer Folge wurde auch die in der Kreide gebildete ozeanische Kruste des Valais Ozeans in das Geschehen mit einbezogen. Diese Anteile werden Untere Penninische Decken genannt. In den Westalpen und bis ins Unterengadin sind dazwischen noch die Mittleren Penninischen Decken eingeschaltet, welche aus dem Iberia-Briançonnais Mikrokontinent hervorgegangen sind. Die Penni-

nischen Decken bauen in den Ostalpen die vorwiegend aus Sedimenten des Akkretionskeiles aufgebauten Decken der Rhenodanubischen Flyschzone auf. Diese erstreckt sich Ost-West orientiert zwischen den Nördlichen Kalkalpen und dem Molassebecken von Vorarlberg bis Wien. Metamorph überprägte Penninische Decken sind uns aber auch im zentraleren Bereich der Ostalpen zugänglich, wo sie im Unterengadin, in den Hohen Tauern und bei Rechnitz im Burgenland in Fenstern unter den Ostalpinen Decken hervortreten. Die Zentral- und Westalpen werden zu großen Teilen aus den Penninischen Decken aufgebaut. Die metamorph gewordenen Sedimente der Penninischen Decken werden als Bündner Schiefer (schistes lustrés), bezeichnet und sind zum Beispiel in großen Bereichen der Walliser Alpen zu finden.

2.4 Paläogen (65-23 Millionen Jahre vor heute): Die Schließung der Ozeane und die Bildung der Alpen als Hochgebirge

Im Zuge der fortwährenden Einengung wurde die gegen Süden abtauchende Lithosphärenplatte immer weiter subduziert. Vor etwa 50 Millionen Jahren war der Penninische Ozean dann komplett verschwunden. In weiterer Folge trat der Südrand des Europäischen Kontinents in die Subduktionszone ein (Abb. 6c). Damit wurde wieder dicke und leichte kontinentale Kruste versenkt. Diese bestand aus dem tief erodierten variszischen Gebirge mit zahlreichen im Karbon intrudierten Granitoiden und den darauf ab dem Perm abgelagerten Sedimenten. Große Teile der Sedimentserien wurden bereits in geringer Tiefe abgeschert, in Decken gelegt und intern verfaultet (Abb. 7a). Sie bilden heute die Helvetischen Decken nahe dem Nordrand der Alpen in der Schweiz und in Vorarlberg. Weiter im Osten wurden ähnliche Sedimente vom Kontinentalabhäng als Ultrahelvetische Decken in die Rhenodanubische Flyschzone eingeschuppt. Der vormalige Untergrund der Helvetischen Decken gelangte in bis zu 60 Kilometer Tiefe. Die Gesteine wurden metamorph und die variszischen Granitoide wurden zu Orthogneisen umgewandelt. Da immer mehr leichtes Material in die Subduktionszone eingebracht wurde, verlangsamt sich mit der Zeit die Subduktionsgeschwindigkeit. Die Temperatur in der versenkten kontinentalen Kruste stieg an, sie wurde erweicht und schließlich vom schwereren Mantelmaterial in die Höhe gepresst. Dabei kam es zwischen 45 und 35 Millionen Jahren vor heute, vor allem in den Zentral- und Westalpen, zu einer Phase dramatischer Scherung und Verfaltung. Die in größere Tiefen gelangten Anteile der Kruste wurden völlig von ihrem Mantel abgeschert und bilden heute die Subpenninischen Decken im Lepontin in der Schweiz und in den Hohen Tauern. Bei ihrem Aufstieg rissen sie Teile von eklogitfaziell überprägtem Kontinent-Ozean Übergang mit sich in die Höhe, von welchen sie daher heute überlagert werden. Zu diesen Einheiten gehören die Adula Decke in der Schweiz und die Eklogitzone am Südrand der Hohen Tauern. In den Ostalpen wird die metamorphe Überprägung zu dieser Zeit als „jungalpine“ oder „Tauern Metamorphose“ bezeichnet, um sie von der kretazischen Eo-alpinen Metamorphose zu unterscheiden. In den Westalpen – wo es das kretazische Ereignis ja nicht gibt – wird dieses Ereignis oft einfach als „alpine Metamorphose“ bezeichnet. Die weniger weit versenkten Krustenanteile wurden zu dieser Zeit zwar intern deformiert, blieben aber großteils noch mit dem Mantel in Verbindung. Es sind die Externmassive in den Zentral- und Westalpen.

An der südgerichteten Subduktionszone waren mittlerweile über fast 100 Millionen Jahre Krustenstücke von der Lithosphärenplatte abgehobelt und in den Orogenkeil eingebaut worden. Die restliche Lithosphärenplatte aus lithosphärischem Mantel aber hing in den darunterliegenden heißeren, leichteren und plastischeren Erdmantel (asthenosphärischen Mantel) hinunter. Um 40 Millionen Jahre vor heute hielt die Lithosphärenplatte den Zugkräften des hinunter hängenden Teiles nicht mehr Stand und der hinunterhän-

gende Teil riss ab (dieser Prozess wird als „slab break-off“ bezeichnet). Daraufhin strömte heißerer asthenosphärischer Mantel nach oben. Dabei bildeten sich Schmelzen die sich mit kristalinen Schmelzen mischten und weiter gegen die Erdoberfläche empordrangen. Diese Schmelzen erstarrten großteils als tonalitische bis granodioritische Plutone in Tiefen von 10–15 Kilometern (Abb. 7b). Der Rest bildete oberflächennahe Gänge oder gelangte bis an die Erdoberfläche und formte dort Vulkane. Auf diese Weise bildeten sich der Bergell-, Adamello-, Rieserferner- und Rensen-Pluton im Zeitraum zwischen 40 und 30 Millionen Jahren (Abb. 4f). Diese liegen heute an der Erdoberfläche, während die völlig aberodierten Vulkanite nur als Gerölle aus jüngeren Sedimentablagerungen bekannt sind. Im Zuge dieser dramatischen Entwicklung wurde um 35 Millionen Jahre auch die alte Nahtstelle zwischen dem südlichen Hauptteil der Adriatischen Platte und ihrem (mittlerweile zum Ostalpin umgeformten) Nordteil wieder reaktiviert. Diese Seitenverschiebung – die Periadriatische Naht – stellt eine tiefreichende Störung dar, die sich vom Bachern Gebirge in Slowenien durch das Gailtal, Pustertal und Valtellina Tal nach Westen zieht (Abb. 5). Die meisten der oben beschriebenen Plutone liegen direkt an dieser Linie und man kann erkennen, dass ihre Kristallisation zeitgleich mit Bewegungen an der Periadriatischen Naht stattgefunden hat. Daher werden sie auch Periadriatische Magmatite genannt. Südlich dieser Linie wurden ab 35 Millionen Jahre Teile der Adriatischen Platte nicht mehr gegen Norden, sondern gegen Süden überschoben. Damit begannen sich die Südalpen als tektonisch eigenständiger Teil der Alpen zu entwickeln. Heute bildet die Periadriatische Naht unter den Alpen den Kontakt zwischen der Adriatischen und Europäischen Platte (Abb. 5b, 5c).

All diese Überschiebungs- und Faltungsprozesse führten zu einer weiteren Verdickung des Orogenkeils und damit zur Verdickung der Kruste. Zusätzlich führte das Abreißen des schweren lithosphärischen Mantels dazu, dass der aus leichteren Gesteinen bestehende Alpenkörper nun – wie ein Korken aus dem Wasser – in die Höhe fuhr. So entstand das erste Mal ein weit reichendes Hochgebirge. Durch die Hochwölbung konnte natürlich auch die Erosion stärker angreifen. Davon waren zunächst die im Deckenstapel zu oberst liegenden Ostalpinen Decken betroffen. Diese waren früher auch in den Zentralalpen weiter verbreitet, wurden aber seither dort weitgehend eliminiert. Die heute in den Zentral- und Westalpen an der Erdoberfläche sichtbaren Gesteine sind vor allem jene der Unteren, Mittleren und Oberen Penninischen Decken. Die vom Iberia-Briançonnais Mikrokontinent stammenden Gneise der Mittleren Penninischen Decken bauen dabei die Gebirgsstöcke des Monte Rosa, des Gran Paradiso oder des Dora Maira-Massivs auf. Dazu kommt das Sesia Fragment, ein Splitter kontinentaler Kruste, der noch im Jura von der Adriatischen Platte abgespalten wurde und der danach innerhalb des Penninischen Ozeans lag. Schließlich wurden durch die Erosion sogar Teile der von der Europäischen Platte stammenden Einheiten freigelegt, welche das tektonisch tiefste Stockwerk der Alpen repräsentieren. Es sind dies die Subpenninischen Decken (die „Internmassive“), welche heute die riesige kuppelförmige Struktur des Lepontinischen Doms und das Gotthard-Massiv aufbauen. Die etwas weiter nördlich liegenden Externmassive gehören auch dazu. Letztere bilden große Aufwölbungen von Gneisen, die zum Teil noch Reste permomesozoischer Sedimente tragen (Abb. 7d). Zu den Externmassiven gehören das Aar-, Mt. Blanc-, Pelvoux-, Argentera- und Belledonne-Massiv. Nördlich davon schließen heute die Kalke und anderen Sedimente der Helvetischen Decken an, die vom ehemaligen europäischen Kontinentrand abgeschabt und übereinander geschoben worden waren. Sie sind in spektakuläre, nach Norden gerichtete Falten geworfen.

Im Paläogen wurden also der Penninische Ozean, aber auch der westliche Teil des Tethys Ozeans völlig geschlossen. Was blieb war ein Restmeer, welches sich wild verzweigt um Inselketten erstreckte, welche durch die in die Höhe steigenden Alpen, Karpaten

und Dinariden gebildet wurden. Der Westteil der Alpen bis etwa zum heutigen Inn-
tal war zu dieser Zeit schon ein ansehnliches Gebirge. Östlich davon lag aber ein sehr
flaches Hügelland. Das umgebende Meer wird als Paratethys bezeichnet. Ein Ast der
Paratethys lag nördlich der Alpen. Hier wurden die Europäische Platte unmittelbar vor



Abb. 7: Beispiele für wichtige geologische Ereignisse im Alpenraum im Neogen. (a) Die bekannte Falte im Gipfelbereich des Dent de Morcles in der westlichen Schweiz gehört zu den im Neogen gebildeten Helvetischen Decken. (b) Die Berge des Bergell Gebietes als Beispiel für die Periadriatischen Intrusionen. (c) Der Kapfensteiner Vulkan in der Steiermark als Beispiel für den jungen Vulkanismus. (d) Der Mt. Blanc gehört zu einem der fünf Extern Massive der Alpen. (e) Die Glarner Hauptüberschiebung als Beispiel für den großräumigen Deckentransport der die Alpen noch im Neogen erfasste. (f) Das Mer des Glace (links) und das Lauterbrunnen Tal im Berner Oberland (rechts) als Beispiele für noch vergletscherte und bereits eisfreie U-Täler, die in den Eiszeiten geschürft wurden.

Examples for important geological events in the Alps in the Neogene. (a) The famous fold in the summit region of the Dent de Morcles in western Switzerland is part of the Neogene Helvetic nappe formation. (b) The Bergell mountains as an example for the Periadriatic intrusions in the Alps. (c) The Kapfenstein volcano in Styria as an example for young volcanism. (d) Mt. Blanc is the highest peak of the Alps and part of one of the five External Massifs of the Alps. (e) The Glarus thrust as an example for thrusting and nappe transport on the Neogene. (f) The Mer de Glace (left) and the Lauterbrunnen Valley in the Bernese Oberland (right) as examples for still-glaciated and already-ice-free U-shaped valleys that were carved in the glaciation periods

dem Orogenkeil durch dessen Auflast hinunter, unter den Meeresspiegel gedrückt. Dieser Teil wird als Molassemeer bezeichnet und die darin abgelagerten Sedimente wurden zum Teil von den aufsteigenden Alpen, zum anderen Teil vom Europäischen Hinterland im Norden angeliefert. Die Sedimente bilden heute die nördliche Molassezone, welche sich aus der Gegend um den Genfer See entlang des gesamten Nordrandes der Alpen bis in das Vorland der Karpaten erstreckt. Die entsprechende südliche Molassezone nimmt im Wesentlichen den Bereich der Poebene ein.

2.5 Neogen (23–2,4 Millionen Jahre vor heute): Laterale Extrusion der Ostalpen und das Ende der Paratethys

Eine weitere wesentliche Umgestaltung des Gebirges erfolgte ab etwa 20 Millionen Jahre vor heute. Im Zuge der noch immer andauernden Annäherung der Kontinente begann der östliche Teil der Südalpen schneller vorzurücken als der westliche Teil. Dadurch wurde die vorher eher gerade in Ost-West Richtung verlaufende Periadriatische Naht im Bereich des Etschtales versetzt. Der östliche Teil – der sogenannte Südalpen Indenter – stieß vor und bewirkte eine starke Nord-Süd Verkürzung in den nördlich davon gelegenen Ostalpen. Gleichzeitig kam es östlich der Ostalpen, im gesamten Bereich innerhalb des Karpatenbogens zu einer rapiden Dehnung und Streckung der Lithosphäre in Ost-West Richtung. Diese Dehnung war dadurch bedingt, dass Teile der Lithosphärenplatte, welche unter die Karpaten subduziert worden war, nun gegen Osten zu wegsackte. Die Ostalpen wurden daher gleichzeitig in Nord-Süd Richtung gestaucht und gegen Osten in die frei werdenden Räume hinausgequetscht. Der Zeitraum zwischen 20 und 10 Millionen Jahren vor heute wird daher als „Periode der Lateralextrusion“ bezeichnet. In den Ostalpen entwickelte sich ein System von etwa Ost-West orientierten Störungen und Nord-Süd verlaufenden Abschiebungen. Die im nördlichen Teil des Gebirges liegenden Störungen wie die Inntal-, Salzalch-Enns-Mariazell-Puchberg- und Mur-Mürz-Linie zeigen einen linksseitigen Versatz. Die im Süden gelegenen Isel-, Mölltal- oder Lavanttal-Linien weisen rechtsseitigen Versatz auf. Dadurch konnte der zentrale Teil der Ostalpen gegen Osten extrudieren. Gleichzeitig wurde er durch die Abschiebungen ausgedünnt und tiefere tektonische Stockwerke kamen in fensterartigen Löchern durch die Ostalpinen Decken an die Oberfläche: im Unterengadiner und Rechnitzer Fenster treten die Penninischen Decken zutage. Im flächenmäßig größten Fenster – dem Tauernfenster – wurden neben den Penninischen Decken auch noch die darunterliegenden Subpenninischen Decken sichtbar. Die westliche Begrenzung des Tauernfensters wird durch die Brenner Abschiebung, die östliche durch die Katschberg Abschiebungen gebildet. Entlang der Störungen begannen sich neue Flußsysteme einzuschneiden und es bildeten sich eine Reihe von Becken, die schnell mit Sedimenten aufgefüllt wurden. Innerhalb der Alpen liegen zum Beispiel das Tamsweyer, Knittelfelder oder Lavanttal Becken. Am Ostrand der Alpen „ertrinken“ Ausläufer des Gebirges unter den Sedimenten des Wiener-, des Steirischen und des Pannonischen Beckens. Der Wienerwald, das Steirische Randgebirge oder das Bachern Gebirge sind solche Ausläufer, die nach Osten hin unter dem Pannonischen Becken verschwinden. Durch die starke Dehnung der Lithosphäre im Bereich des Pannonischen Becken kam es dort ab 19 Millionen Jahren vor heute zu einer oft intensiven magmatischen Aktivität. Zeugen davon sind die im gesamten Randbereich des Beckens auftretenden magmatischen Gesteine wie der Pohorje Pluton, die Steirischen Vulkanberge (Abb. 7c) oder die Vulkane in der Slowakei in Ungarn und Rumänien.

In den Zentral- und Westalpen war der Platz limitiert und die Nord-Süd-Verkürzung konnte kaum durch West-Ost-Streckung kompensiert werden. Ein Beispiel für eine zu dieser Zeit in den Zentralalpen gebildete Abschiebung ist die Simplon Abschiebung, welche den Lepontinischen Dom gegen Westen begrenzt. Der Großteil der miozänen

Verkürzung führte zur fortgesetzten Auftürrung des Gebirges, die schon vor etwa 40–50 Millionen Jahren begonnen hatte. In den Zentralalpen wurden die Externmassive weiter aufgewölbt und die Helvetischen Decken wurden an den Nordabstürzen dieser Massive immer wilder verfaultet. Dabei wuchsen die Alpen als Gebirge weiter in die Höhe und ihr Gewicht bog die im Norden vor dem Gebirge liegende europäische Plate, aber auch die im Süden liegende Adriatische Platte weiter nach unten. So bleiben diese Vorlandbecken bis vor etwa 15 Millionen Jahren unter dem Meeresspiegel und wurden mit Kilometer dicken Sedimentserien befüllt. Da sich der Alpenkörper weiter gegen Norden bewegte überschob er die älteren, im Süden abgelagerten Molassesedimente, welche zum Teil mitgeschürft und in den Orogenkeil eingebaut wurden. Der Molassetrog wurde währenddessen immer weiter gegen Norden abgedrängt. Vor den Zentralalpen propagierte die frontale Überschiebung der Alpen sogar unter dem Molassetrog hindurch und faltete nördlich davon den Schweizer Jura auf.

Das nächste wichtige tektonische Ereignis fand vor 7–10 Millionen Jahren statt. Zu diesem Zeitpunkt begann im gesamten Alpenraum, einschließlich der umgebenden Becken, eine langsame statische Hebung ohne deutliche Tektonik. Am Ostrand der Alpen bringen manche Geologen diese Hebung damit in Verbindung, dass sich zu diesem Zeitpunkt die unter dem östlichen Teil des Pannonischen Beckens in den asthenosphärischen Mantel hängende Lithosphärenplatte ablöste und daher nicht mehr nach unten zog. Jedoch ist das Hebungereignis so großräumig und ohne offensichtliche tektonische Anzeichen, dass man durchaus noch über weitere Gründe dafür rätseln darf.

Auf jeden Fall begann das Pannonische Meer auszutüßen. Im Becken entstand ein Süßwassersee, welcher vor etwa vier Millionen Jahren endgültig austrocknete. Auch die Molassebecken nördlich und südlich der Alpen wurden herausgehoben und die darin abgelagerten Sedimente teilweise wieder aberodiert. Die Alpen selbst wurden in den letzten fünf Millionen Jahren der Geschichte gehoben, manche Teile davon sogar um etwa 1000 Höhenmeter. Noch heute finden sich auf den Gipfelfluren der Kalkalpen (z. B. auf dem Dachstein oder Hochschwab) Kies- und Schottervorkommen, die Reste von dicken Sedimentauflagen darstellen, welche vor mehr als 20 Millionen Jahren dort abgelagert worden waren. Diese Reste werden als „Augensteine“ bezeichnet und belegen, dass zumindest der Ostteil der Alpen als topografisch erhabenes Gebirge sehr jung ist. Zusätzlich zu dieser Hebung senkte sich vor etwa 5,3 Millionen Jahren der Meeresspiegel im Mittelmeer für kurze Zeit um mehr als einen Kilometer ab. Damals schloss sich die Straße von Gibraltar vorübergehend für etwa 500.000 Jahre und das Mittelmeer trocknete weitgehend aus. Die Becken der großen italienischen Seen – Garda, Como, Lago Maggiore wurden durch Flüsse ausgeschürft, die zu dieser Zeit nach Süden in das fast trockene Mittelmeer stürzten. Noch heute liegen unter großen Teilen des Mittelmeeres viele hundert Meter dicke Salz- und Gipsvorkommen die durch die damalige Austrocknung des Meeres entstanden und der Untergrund der großen italienischen Seen liegt noch heute tiefer als der Adriaboden.

2.6 Quartär (2,4 Millionen Jahre bis heute): Die Eiszeiten und die heutigen Bewegungen im Alpenraum

Vor etwa 2,4 Millionen Jahren löste eine starke Klimaänderung die Eiszeiten aus und diese gaben den Alpen in wörtlichem Sinne den letzten Schliff (Abb. 7f). Nahezu die gesamten Alpen waren mehrere Male vergletschert und große Gletscherströme erstreckten sich bis in die Molassezone im Alpenvorland. Die großen U-Täler der Rhône und des Rheins und jene der Ostalpen wurden ausgeschürft und viele Flüsse in neue Täler umgelenkt. Das heutige Entwässerungsnetz der Alpen und die Position der Wasserscheiden wurde zum Teil erst in der letzten Million Jahre angelegt. Einzig Bereiche in den Nockbergen, in der Saualpe und Koralpe und das Semmering und Wechsel Gebiet, sowie das

Napfgebiet in der Schweiz blieben unvergletschert. Dies sind heute die einzigen Bereiche der Alpen die noch Reste der voreiszeitlichen Landformen zeigen.

GPS-Messungen der letzten Jahre zeigen, dass sich die Adriatische Platte heute mit etwa einem halben Grad pro Million Jahre um einen Punkt bei Turin gegen den Uhrzeigersinn dreht und kaum noch nach Norden driftet. Daher ist der Alpenbogen nördlich von Turin heute tektonisch relativ ruhig. Die höchste Konvergenz-Geschwindigkeit zwischen der Adriatischen und der Europäischen Platte ist im Bereich des Kanaltals nördlich von Udine zu messen und sie beträgt mehrere Millimeter pro Jahr. Daher ist diese Gegend auch die erdbebenreichste Region der Alpen. Die Hebung der Alpengipfel beträgt auch weiterhin wenige Zehntel Millimeter pro Jahr, aber die Erosion der Flüsse hält zunehmend Schritt. In der Tat ist es nicht klar ob der Aufstieg der Alpengipfel durch Tektonik verursacht wird, oder ob sie sich nur aufgrund der Druckentlastung heben, die durch das Ausschürfen der Täler passiert. Durch die Rotation der Adriatischen Platte wird Sardinien und Korsika mit (geologisch gesehen) hoher Geschwindigkeit von mehreren Zentimetern pro Jahr vom Südrand Frankreichs weggezogen. Doch diese Geschichte geht weit über den Alpenraum hinaus und soll ein anderes Mal erzählt werden ...

Dank

Ruedi Homberger ist für die vielen Tage gedankt, die wir gemeinsam im Flugzeug über den Alpen verbringen durften.

Literatur

- FROITZHEIM N., PLASIENKA D. & SCHUSTER R. 2008: Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In: McCANN T. (Hrsg.) *The Geology of Central Europe Vol. 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1141–1232.
- GWINNER M. P. 1971: *Geologie der Alpen*. – E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 477 pp.
- 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.
- HEIM A. 1922: *Geologie der Schweiz*. – Verlag Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig. 704 pp.
- KOBER L. 1938: *Der geologische Aufbau Österreichs*. – Springer, Wien. 204 pp.
- MCCANN T. 2008: Introduction and overview. In: McCANN T. (Hrsg.) *The Geology of Central Europe Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic*, 1–20.
- PIFFNER A. O. 2010: *Geologie der Alpen*. – Haupt Verlag, 359 pp.
- SCHMID S., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97: 93–117, doi: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- SCHUSTER R. & STÜWE K. 2008: Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology* 36: 603–606.
- STÜWE K. & HOMBERGER R. 2011: *Die Geologie der Alpen aus der Luft*. – Weishaupt Verlag. 286 pp.
- STÜWE K. & SCHUSTER R. 2010: Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? – *Geology* 38: 175–178.
- TOLLMANN A. 1959: *Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums*. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten* 10: 1–62.
- TOLLMANN A. 1977: *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen*. – Deuticke, Wien. 766 pp.

