

NATURWISSENSCHAFTEN

DIE GEOMORPHOLOGISCHE ENTWICKLUNG DER OSTALPEN

Wolfgang FRISCH, Joachim KUHLEMANN, beide Tübingen,
István DUNKL, Göttingen und Balázs SZÉKELY, Wien*

mit 15 Abb. im Text

INHALT

<i>Summary</i>	
<i>Zusammenfassung</i>	
1 Einführung	
2 Geomorphologische Charakteristika der Ostalpen	
3 Methoden zur Rekonstruktion der geomorphologischen Geschichte der Ostalpen	
4 Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen	
5 Schlussfolgerungen	
6 Literaturverzeichnis	

Summary

The geomorphologic evolution of the Eastern Alps

The Eastern Alps are characterized by rugged topography with high relief and great maximum and average elevations in their western part, and by lower relief and elevations in their eastern part. In the eastern part, remnants of two paleosurface systems are preserved: the Late Eocene to Early Oligocene Dachstein paleosurface in

* Prof. Dr. Wolfgang FRISCH und Prof. Dr. Joachim KUHLEMANN, beide Institut für Geowissenschaften, Universität Tübingen, D-72076 Tübingen, Sigwarstraße 10; e-mail: frisch@uni-tuebingen.de, kuhlemann@uni-tuebingen.de, <http://www.uni-tuebingen.de/geo>; Dr. István DUNKL, Geowissenschaftliches Zentrum, Universität Göttingen, D-37077 Göttingen, Goldschmidtstraße 3; e-mail: istvan.dunkl@geo.uni-goettingen.de, <http://www.geo.uni-goettingen.de>; Dr. Balázs SZÉKELY, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, A-1040 Wien, Gusshausstraße 27-29; e-mail: balazs.szekely@ipf.tuwien.ac.at, <http://www.ipf.tuwien.ac.at>

the Northern Calcareous Alps and the Early Miocene Nock paleosurface in the central part of the orogen east of the Hohe Tauern. The present-day diversity of landforms has its roots in the geologic-tectonic evolution since the Eocene orogeny. In Early to Middle Miocene times occurred a fundamental reorganization of particularly the eastern part of the Eastern Alps: "lateral tectonic extrusion" led to the disintegration into tectonic blocks along fault zones, to the formation of fault-bounded longitudinal valleys, and to considerable west-east stretching of the orogen; the elongated shape of the Eastern Alps is therefore a geologically young phenomenon.

The western part of the Eastern Alps, characterized by large crustal thickness, already raised to a high mountain-chain in Early Oligocene times and did not fundamentally change since then. The large river system of the Paleo-Inn was established. The river follows the large Inntal fault until present and therefore largely maintained its course over the whole period, although its exit into the Molasse zone repeatedly changed its position. In the eastern part of the Eastern Alps the karstified, hilly lowlands in the Calcareous Alps (the Dachstein paleosurface) became sealed by the sediments of the Augenstein Formation in Oligocene to Early Miocene times, and again denuded by erosion later in the Miocene. During the following uplift the paleosurface was largely protected from erosion in those areas, which were dominated by thick Triassic limestone sequences, because erosion mainly acted in the subsurface domain by the formation of huge cave systems. For this reason, significant remnants of the paleosurface are today preserved as elevated plateaus. The Augenstein Formation received its sediment material from the south, where the Nock paleosurface formed as a planation surface in Early Miocene time, towards the end of sedimentation in the Augenstein depositional area. The Nock paleosurface was probably not uplifted before Pliocene times. For this reason, erosion remained moderate ("modified paleosurface"). Both paleosurface systems became dissected by the Miocene fault system, the single tectonic blocks experienced different uplift in the following period. For this reason the paleosurface remnants are found at different elevations today.

Zusammenfassung

Die Ostalpen zeichnen sich durch einen topographisch rauen Westteil mit hohem Relief und großen maximalen und mittleren Höhen und einen Ostteil mit geringerem Relief und geringeren Höhen aus. Im Ostteil sind Reste von zwei großen Altflächensystemen erhalten: der obereozän-unteroligozänen Dachstein-Altfläche in den Nördlichen Kalkalpen und der untermiozänen Nock-Altfläche in den Zentralalpen östlich der Hohen Tauern. Die heutige Formenvielfalt der Ostalpen hat ihre Ursache in der geologisch-tektonischen Entwicklung seit der eozänen Gebirgsbildung. Im Unter- bis Mittelmiozän erfolgte eine grundlegende Umgestaltung vor allem der östlichen Ostalpen: „laterale tektonische Extrusion“ führte zur Zerlegung in tektonische Blöcke entlang von Störungen, zur Bildung der störungsgebundenen Längsfurchen und zu einer erheblichen West-Ost-Streckung des Gebirges, dessen lang gestreckte Gestalt somit ein geologisch junges Phänomen darstellt.

Der Westteil der Ostalpen, durch große Krustenmächtigkeit geprägt, stieg bereits im Unteroligozän zum Hochgebirge auf und veränderte sich seither nicht mehr grundlegend. Es etablierte sich das große Flusssystem des Paläo-Inns, der bis heute der großen Innthal-Störung folgt und somit seine Lage im größten Teil seines Laufes beibehielt, seinen Austritt in die Molassezone aber immer wieder verlagerte. Im Ostteil der Ostalpen wurde das verkarstete tiefe Hügelland der Kalkalpen (Dachstein-Altfläche) im Oligozän und Untermiozän von den Sedimenten der Augenstein-Formation versiegelt und erst später im Miozän erosiv wieder frei gelegt. Bei der anschließenden Hebung blieb die Altfläche in jenen Arealen vor Erosion weit gehend verschont, die von mächtigen Trias-Kalkabfolgen dominiert waren, weil die Erosion mit der Bildung riesiger Höhlensysteme großteils ins Bergesinnere hinein wirkte. Aus diesem Grund blieben von der Altfläche bedeutende Reste erhalten, die heute in den Kalkalpen-Hochplateaus vorliegen. Die Augenstein-Formation erhielt ihr Sedimentmaterial aus Süden, wo sich durch die Erosion im Untermiozän (gegen Ende der Sedimentation im Augenstein-Areal) die Nock-Altfläche als Einebnungsfläche bildete. Die Nock-Altfläche erfuhr vermutlich erst im Pliozän eine deutliche Heraushebung, weshalb die erosive Umgestaltung relativ gering blieb („modifizierte Altfläche“). Beide Altflächensysteme wurden durch das miozäne Störungssystem zerschnitten, die einzelnen tektonischen Blöcke erfuhren in der Folge unterschiedliche Hebung. Aus diesem Grund sind die Altflächenreste heute in unterschiedlichen Höhenniveaus anzutreffen.

1 Einführung

Die Ostalpen weisen, unabhängig von ihrem Gesteinsaufbau (vgl. Abb. 1), einen deutlichen W–O gerichteten Trend in Bezug auf die maximalen und mittleren Höhen auf (vgl. Abb. 2). Im Ostteil sind Altflächenreste erhalten, die meist als oligozäne oder miozäne Bildungen angesehen wurden (WINKLER-HERMADEN 1957). Im Unterschied dazu zeigen der Westteil der Nördlichen Kalkalpen (in der Folge kurz als „Kalkalpen“ bezeichnet) und große Teile der Zentralalpen bis in die Niederen Tauern im Osten ein raues, hohes Relief ohne jeden Hinweis auf Altflächenreste. Dennoch wurden von einigen Autoren bis in jüngere Zeit Gipfelfluren als Anzeiger von Altflächen gedeutet (z.B. DONGUS 1984, SAKAGUCHI 1973). Altersdatierungen beweisen, dass die Gesteine in diesem Bereich einer erheblichen Exhumierung unterlagen und daher tertiäre Altflächen nicht erhalten sein können (DUNKL et al. 2005, KUHLEMANN et al. 2006).

Es gibt in zwei Regionen der Ostalpen Altflächensysteme (vgl. Abb. 3). Östlich der Hohen Tauern und südlich der WSW–ONO orientierten Längstalfurche der Mur sind Altflächenreste verbreitet, die als Nock-Altfläche in vorwiegend etwa 2.000 bis 2.200 m Höhe zusammengefasst werden (EXNER 1949; Kor-Niveau von WINKLER-HERMADEN 1957). In den mittleren und östlichen Kalkalpen finden sich in Höhen, die meist zwischen 1.800 und 2.500 m liegen, teilweise ausgedehnte verkarstete Hochflächen, die Reste der Dachstein-Altfläche darstellen (FRISCH et al. 2000a, 2001, 2002).

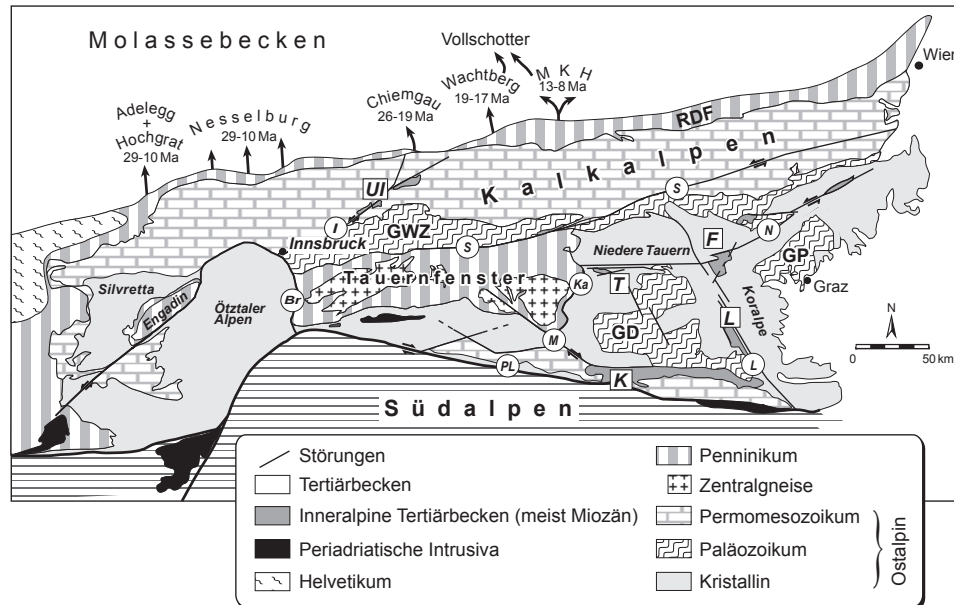


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Ostalpen

RDF, Rhenodanubischer Flysch; GWZ, Grauwackenzone; GP, Grazer Paläozoikum; GD, Gurktaler Decke. In der Molassezone sind die wichtigsten Konglomeratfächer des Oligozäns und Miozäns eingetragen (vgl. auch Abb. 7; MKH, Munderfinger-Kobernauber-Hausruck-Fächer). Ebenso sind die wichtigsten Störungen, die während der „lateralen tektonischen Extrusion“ (RATSCHBACHER et al. 1991) aktiv waren, eingezeichnet und benannt (Buchstaben in Kreisen): Br, Brenner-Abscherung; Ka, Katschberg-Abscherung; I, Inntal-Störung; S, Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung; N, Mür-Mürztal-Störung (Norische Senke); PL, Periadriatisches Lineament; M, Mölltal-Störung; L, Lavanttal-Störung. Einige inneralpine Sedimentbecken sind mit Buchstaben in Kästchen markiert: F, Fohnsdorfer Becken; K, Klagenfurter Becken; L, Lavanttal Becken; T, Tamsweger Becken; UI, Unterinntaltertiär.

Die Bedeutung der Altflächen war lange Zeit umstritten. Vielfach wurde von Piedmonttreppen ausgegangen. Das Konzept von WINKLER-HERMADEN (1957), das auf GÖTZINGER (1913) und SEEFELDNER (1926) zurückgeht und von RIEDL (1966) und TOLLMANN (1968) wieder aufgenommen wurde, korrelierte sechs nach unten jünger werdende Einebnungsniveaus von den Kalkalpen über die Niederen Tauern bis in den Bereich südlich des Murtals (siehe auch SEEFELDNER 1973). Im Unterschied dazu betrachtete LICHTENECKER (1924, 1926) die Hochflächen in den Kalkalpen als Reste einer einzigen Altfläche, die durch tektonische Zerblockung in verschiedene Niveaus angehoben wurde. In einer jüngsten Arbeit lehnt RIEDL (2007) dieses „Bruchschollenmodell“ kategorisch ab, ohne jedoch Argumente oder Beweise anzuführen.

Auf den Hochflächen in den Kalkalpen finden sich Reste der Augenstein-Formation (FRISCH et al. 1998, 2001, GÖTZINGER, 1913, TOLLMANN 1985; Begriff definiert in FRISCH et al. 2002), die aus Konglomeraten und Sandsteinen besteht und nur selten in ihrer

ursprünglichen Position anzutreffen ist, weil ihre spärlichen Reste meist verschwemmt wurden. LICHTENECKER (1924) führte den Begriff „Augenstein-Landschaft“ ein, um das flache Land zu beschreiben, das diese Sedimente bildeten. Das Alter der Augenstein-Formation wurde von den meisten Autoren als miozän angesehen. TOLLMANN (1968) korrelierte die Augensteinsedimente mit Material der Molassezone und leitete daraus spät-unteroligozänes bis früh-untermiozänes Alter ab. Zum gleichen Schluss gelangten aus paläo-geomorphologischen Überlegungen und Spaltspuren-Datierungen FRISCH et al. (1998, 2001, 2002).

LICHENECKER prägte den Begriff der „Rax-Landschaft“ nach dem Rax-Plateau am Ostrand der Kalkalpen, um die hügelige Landschaft zu beschreiben, die durch die Erosion der Augensteinsedimente entstand. Die Rax-Landschaft wäre demnach jünger als die Augenstein-Landschaft. Da die Fläche, auf der die Augenstein-Formation abgelagert wurde, älter sein muss, wurde von FRISCH et al. (2000a, 2001, 2002) hierfür der Begriff der Dachstein-Altfläche geprägt, benannt nach der ausgedehnten Hochfläche im Dachstein-Massiv.

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf ältere Publikationen der Autoren (BRÜGEL et al. 2000, 2003, DUNKL et al. 2003, 2005, FRISCH et al. 1998, 1999, 2000a,b, 2001, 2002, KUHLEMANN 2000, 2007, KUHLEMANN et al. 2001a,b,c, 2002, 2004, 2006, SZÉKELY 2003, SZÉKELY et al. 2002). Zunächst werden die heutigen geomorphologischen Charakteristika beschrieben, wobei eine Untergliederung in fünf Domänen erfolgt. In der Folge wird nach einer kurzen methodischen Einführung die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen seit dem Oligozän dargestellt und damit erklärt, wie es zur heutigen Gestalt des Gebirges kam. Die Gestalt der Ostalpen wurde durch tektonische Ereignisse, die nach der eozänen Deckenbildung stattfanden, ganz wesentlich verändert und geprägt. Zuletzt formten die eiszeitlichen Vergletscherungen das Gebirge erheblich mit.

2 Geomorphologische Charakteristika der Ostalpen

Die heutige Topographie der Ostalpen ist durch eine generelle Abnahme der höchsten und mittleren Höhen von Westen nach Osten gekennzeichnet (vgl. Abb. 2). Abgesehen von diesem generellen Trend können aufgrund topographischer Merkmale wie Höhen, Relief und Hangneigungen, wie sie von einem Digitalen Geländemodell (DGM) ermittelt und quantifiziert werden können, fünf Landschafts-Domänen mit charakteristischen Oberflächenformen definiert werden (vgl. Abb. 3, 4, 5; FRISCH et al. 2000a). Besondere Merkmale der Ostalpen sind das hohe Relief in ihrem westlichen Teil, das mit sanfteren Formen im östlichen Teil kontrastiert. In den östlichen Ostalpen sind daher auch Reste alter Landoberflächen erhalten (vgl. Abb. 3), die zum Teil bis ins ausgehende Eozän zurückgehen. Ein weiteres Charakteristikum der Ostalpen sind die großen Längstäler, die einem im Miozän angelegten und teilweise auch heute aktiven Störungssystem folgen. Im Folgenden werden die fünf Landschafts-Domänen kurz umrissen.

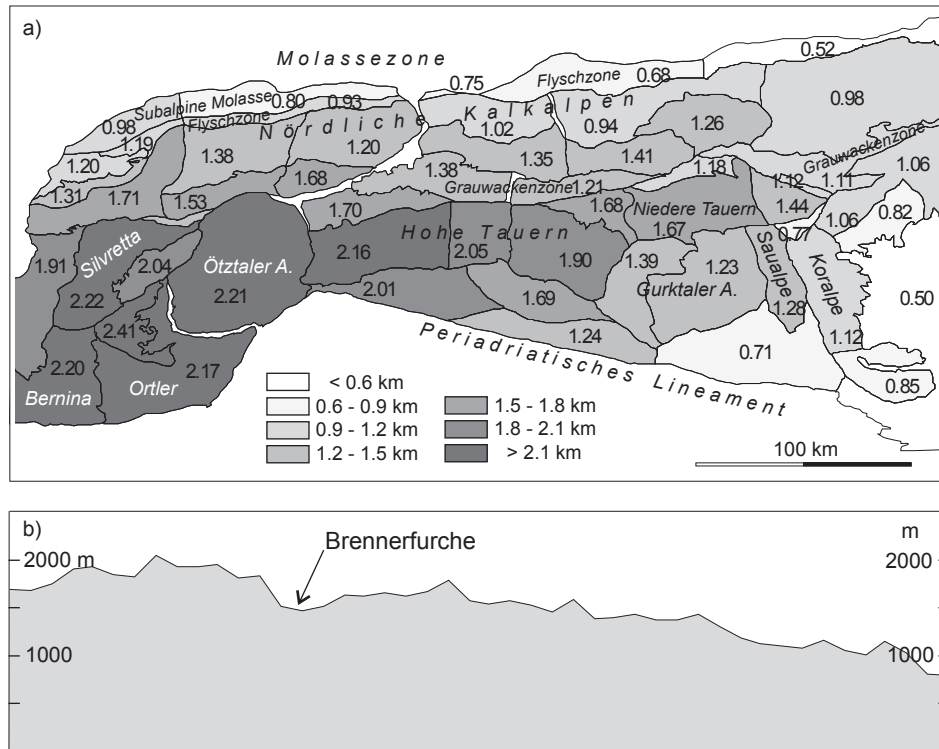


Abb. 2: (a) Blöcke der Ostalpen mit durchschnittlichen Höhen (in km).
 (b) W–O–Profil mit den durchschnittlichen Höhen in N–S-Streifen von 10 km Breite zwischen Molassezone und Periadriatischem Lineament. Die Brennerfurche ist durch die große Störungszone der Brenner-Abscherung bedingt (nach FRISCH et al. 2000a).

2.1 Hohes Relief (Domäne 1)

Große Teile der Ostalpen sind durch große Gipfelhöhen, hohes und raues Relief, spitze Grate und steile Hänge gekennzeichnet. Diese Bereiche finden sich vor allem im westlichen Teil der Ostalpen und schließen noch die Hohen Tauern, die Gebirgszüge südlich davon und die Niederen Tauern mit ein (vgl. Abb. 3, 5a-d). Sie werden hier als Domäne 1 bezeichnet, die etwa die Hälfte der Fläche der Ostalpen einnimmt. Im tektonischen Block der Niederen Tauern greift dieser Bereich am weitesten nach Osten vor. Das lokale Relief (bestimmt mit einem kreisförmigen Fenster von 10 km Durchmesser) beträgt generell mehr als 1.000 m und überschreitet im SW-Teil der Domäne auch 2.000 m. Die mittleren Höhen liegen meist über 1.600 m (vgl. Abb. 2). Die größten Höhen liegen fast überall über 2.500 m und erreichen 4.000 m in der Bernina am SW-Rand der Ostalpen. Alle Gipfel über 3.000 m liegen in dieser Zone. Die Höhenverteilungskurven haben mit Ausnahme der Niederen Tauern und der westlichen

Kalkalpen negative Schiefe, d.h. das Maximum der Kurven ist zu größeren Höhen hin verschoben (FRISCH et al. 2000a).

Rezente Hebungsraten (relativ zu einem Fixpunkt in der Böhmisches Masse) sind hier am höchsten und erreichen Werte bis über 1 mm/a (vgl. Abb. 15c; BEV 1991). Die mittleren Hangneigungen liegen bei 20–25°. Leicht negative Schiefe der Hangneigungskurven interpretieren wir als Ergebnis von starker Vergletscherung und Hangversteilung im Pleistozän. In dieser Domäne war die Gesteins-Exhumierung (= Erosion bzw. Erosion plus tektonische Denudation) seit dem frühen Oligozän im Vergleich zu den anderen Domänen der Ostalpen weitaus am größten. Die unten näher ausgeführte Rekonstruktion der geomorphologischen Entwicklung dieser Domäne zeigt, dass der Bereich westlich des Brennermeridians bereits im Unteroligozän (vor etwa 30 Ma) zum Hochgebirge aufstieg und diesen Charakter seither beibehielt.

Aufgrund der starken, auch heute noch anhaltenden Gesteinshebung im Bereich der Domäne 1 ist der Erhalt von Altflächen oder alten Gipfelfluren nicht möglich. Verschiedene, in der Literatur angesprochene lokale „Verebnungsflächen“ (z.B. BOBEK 1931) sind lithologisch bedingt.

2.2 Nock-Altflächenreste östlich des Tauernfensters (Domäne 2)

Mit Domäne 1 kontrastiert ein Bereich mit geringerem Relief und deutlich sanfterer Topographie, der sich in einem nach Osten breiter werdenden Keil östlich der Hohen Tauern zwischen Mur-Mürztal-Furche (Norischer Senke) im N und Drautal-Furche im S befindet (vgl. Abb. 3). Im W wird er von der Katschberg-Störung gegen das Tauernfenster abgegrenzt (vgl. Abb. 1). Diese Domäne 2 enthält den Gurktal-Block und weitere tektonische Blöcke, die im Osten anschließen und die Steirischen Randgebirge mit einschließen. Das Relief ist meist moderat, kann aber 1.500 m erreichen. Die höchsten Gipfel bleiben unter 2.500 m und haben gerundete Formen. Die Höhenverteilungskurven weisen eine positive Schiefe auf, die Modi der Hangneigungen liegen bei 10–15°. Die topographischen Parameter zeigen insgesamt eine deutlich reifere Landschaft an als in Domäne 1. Im Digitalen Geländemodell (DGM) kommt Domäne 2 deutlich zum Ausdruck (vgl. Abb. 4). Sie war im Pleistozän nur teilweise vergletschert (vgl. Abb. 15c).

Die Gipfelbereiche enthalten Reste einer modifizierten Altfläche, der Nock-Altfläche (vgl. Abb. 5e; EXNER 1949, FRISCH et al. 2000a); namensgebend sind die Nockberge (Gurktaler Alpen). Andere Teile wurden als „Kor-Niveau“ (nach der Koralpe; WINKLER-HERMADEN 1957) beschrieben. Wir verwenden den Begriff Nock-Altfläche für die gesamte Altfläche, die ein ursprünglich zusammenhängendes Niveau bildete, aber durch spätere Störungstektonik in Blöcke zerlegt wurde, die unterschiedliche Hebung und teilweise auch Kippung erfuhr. Die Altflächenreste treten daher heute in unterschiedlichen Höhen auf. Aufgrund geologischer Überlegungen hatte die Nock-Altfläche ein hügeliges Relief. Ihr Alter ist untermiozän (siehe unten), in manchen Teilen wird sie von Kaolinit-reichen Roterden und spät-untermiozänen Sedimenten versiegelt (KUHLEMANN et al. im Druck). Jüngere, tiefer gelegene Altflächenreste im Sinne von Piedmonttreppen treten im Bereich der Domäne 2 auf, sind aber weit weniger bedeutend als die verbreiteten, tektonisch zerblockten Reste der Nock-Altfläche.

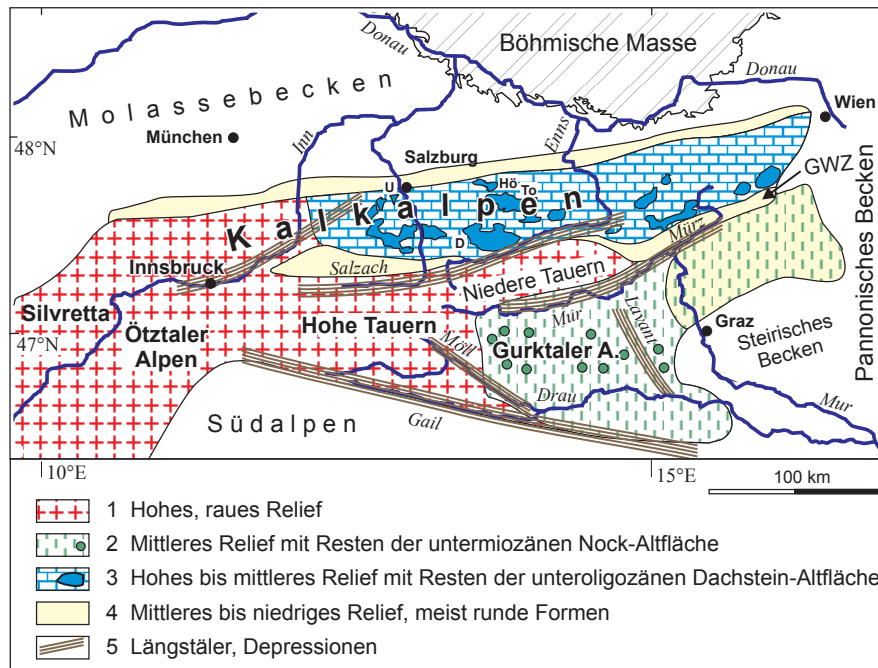


Abb. 3: Die fünf geomorphologischen Domänen der Ostalpen und die Systeme der Nock- und Dachstein-Altfläche (nach FRISCH et al. 2000a). Einige Hochplateaus in den Kalkalpen sind hervorgehoben: U, Untersberg; D, Dachstein; To, Totes Gebirge; Hö, Höllengebirge.

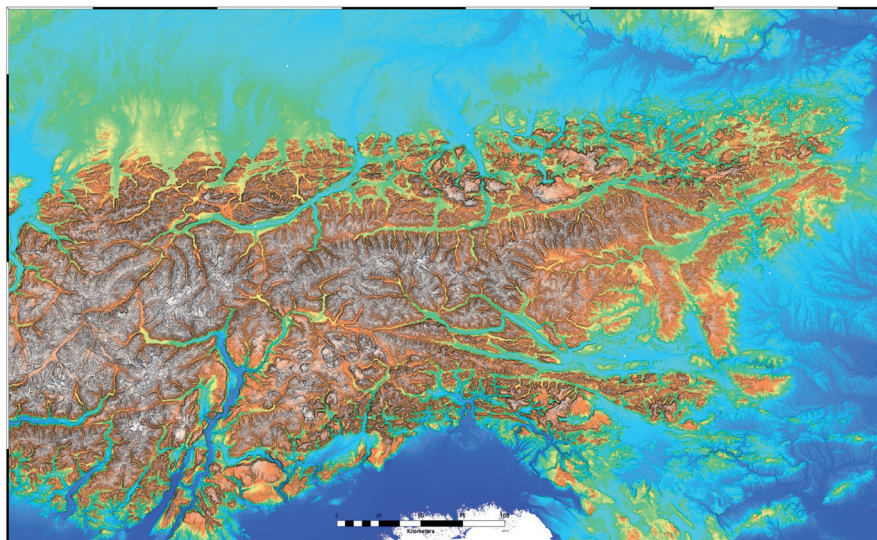


Abb. 4: Digitales Geländemodell der Ostalpen. Erstellt vom SRTM V3 Geländemodell (FARR et al. 2007, JARVIS et al. 2006). Die fünf Domänen (vgl. Abb. 3) sind deutlich zu erkennen.



Abb. 5: Landschaften der fünf geomorphologischen Domänen (D1-5; vgl. Abb. 3)

(a) Piz Palü und Bernina (Blick nach W), ostalpines Kristallin (D1). (b) Furtschaglspitze und Großes Mösele (Blick nach S), Zillertaler Alpen, penninische paläozoische Schiefer und Zentralgneis des Tauernfensters (D1). (c) Parseier Spitze (Blick nach O), Lechtaler Alpen, westliche Kalkalpen (D1). (d) Niedere Tauern (Blick nach N) (D1). (a) bis (d) zeigen, dass die Domäne mit hohem Relief in sehr unterschiedlichen Lithologien entwickelt ist. (e) Zechnerhöhe (Blick nach N), Gurktaler Alpen, Beispiel für die Nock-Altfläche (D2). (f) Totes Gebirge (links) und Dachstein (rechts) (Blick nach SO) als Beispiel für die Dachstein-Altfläche (D3). (g) Grauwackenzone südwestlich des Gosaukamms (Blick nach SW, im Hintergrund Hohe Tauern) als Beispiel für schiefrige Gesteine mit Mittelgebirgscharakter (D4). (h) Ennstal (Blick nach NO; im Hintergrund Totes Gebirge) als Beispiel eines störungsgebundenen Längstals (D5).

2.3 Dachstein-Altflächenreste in den Kalkalpen-Hochplateaus (Domäne 3)

Die zentralen und östlichen Kalkalpen sind durch hoch gelegene und zum Teil ausgedehnte Karstflächen oder Karstplateaus mit steilen Wandabfällen gekennzeichnet und werden zur Domäne 3 zusammengefasst (vgl. Abb. 3, 4, 5f). Die Hochflächen stellen ebenfalls die Reste einer einzigen Altfläche, der Dachstein-Altfläche, dar. Diese wurde bereits um die Wende Eozän/Oligozän gebildet, dann von Sedimenten der Augenstein-Formation versiegelt und erst im Obermiozän und Pliozän herausgehoben. Entsprechend den topographischen Gegebenheiten der Hochplateaus bzw. Hochflächen sind die Höhenverteilungskurven bimodal. Die Hangneigungskurven zeigen deutlich positive Schiefe, sind also zu geringen Hangneigungen hin verschoben; dies zeigt die flächenmäßige Dominanz der teilweise leicht gekippten Hochflächen gegenüber den steilen Randabbrüchen an. Die Reliefs sind unterschiedlich und können am Südrand der Kalkalpen 2.000 m erreichen.

Die Dachstein-Altfläche befindet sich meist in den über 1.000 m mächtigen obertriadischen Dachsteinkalken, selten in Mitteltrias- oder Jurakalken. In den Kalkarealen wirkte die Erosion beim Hebungsvorgang vor allem durch Verkarstung (Höhlenbildung; RIEDL 1988) im Bergesinneren, während sich die Oberflächenerosion in Grenzen hielt. Die Altfläche war im gesamten Bereich der zentralen und östlichen Kalkalpen vorhanden, wurde aber in nicht verkarstungsfähigen Gesteinen, vor allem in den Arealen mit mächtigen triadischen Dolomiten oder mit klastischen Gesteinen, vollständig zerstört. Die meisten Plateaus befinden sich daher im südlichen Bereich der Kalkalpen. Nördlich davon wird nämlich der Dachsteinkalk faziell vom Hauptdolomit vertreten. Ausnahmen sind der tektonisch nach N vorgeschobene Untersberg und das Höllengebirge (vgl. Abb. 3); beim Letztgenannten ist die Altfläche in mittel- bis obertriadischen Steinalm- und Wettersteinkalken ausgebildet.

Von Paläobodenmaterial, das in Klüfte und Höhlen eingeschwemmt wurde, schloss bereits RIEDL (1966), dass die Augenstein-Sedimente, die auf der Altfläche abgelagert wurden, bis an den Nordrand der Kalkalpen reichten. Das Auftreten der Altfläche in unterschiedlichen Höhen geht wie bei der Nock-Altfläche auf störungsbedingte Zerlegung in verschiedene Blöcke und unterschiedliche Hebung und Kippung zurück.

Um Verwirrung mit den älteren Begriffen „Augenstein-Landschaft“ und „Rax-Landschaft“ zu vermeiden, die syn- und post-Augenstein-Szenarien beschreiben (siehe oben), führten wir den Begriff „Dachstein-Altfläche“ ein (FRISCH et al. 2000a), um die Altfläche zu charakterisieren, die vor Ablagerung der Augenstein-Formation gebildet und von dieser versiegelt wurde. Das Dachsteinplateau bildet eines der best erhaltenen und größten Reste dieser Altfläche. Auf dem Dachsteinplateau (z.B. Augensteindlgrube; FRISCH et al. 2002), aber auch auf einigen anderen Plateaus sind kleinräumig autochthone Reste der Augenstein-Formation erhalten. Die Altfläche kann daher in Teilen der Plateaus relativ gut rekonstruiert werden, wenngleich sie auch hier durch spätere Erosion modifiziert wurde. Andernorts war die Erosion stärker und erreichte sicher mehrere hundert Meter, doch geben die Niveaus der höchsten Erhebungen vermutlich eine Idee von der relativen Lage der ursprünglichen Altfläche.

Die pleistozäne Vereisung erodierte die Altflächenreste nur begrenzt, weil die Gletscher auf den Hochplateaus kaum Bewegungen ausführten und somit der mechanische

Abtrag gering blieb. Nur an den Rändern der Hochplateaus stürzten Gletscher in die Tiefe und erzielten große Erosionswirkung, wie sich an der U-Form steiler, kurzer Täler ablesen lässt.

Die heutigen Höhen der Reste der Dachstein-Altfläche betragen zwischen etwa 1.500 und 3.000 m, meist zwischen 1.800 und 2.500 m. Im Dachstein oder im Toten Gebirge (vgl. Abb. 5f) hat die (modifizierte) Altfläche eine Ausdehnung von jeweils >200 km². In einigen Plateaus erfuhr die Fläche während der Heraushebung eine Kippung um bis zu ~10° (Dachstein, Hochkönig). Neotektonische Aktivität wird durch durchgescherte Tropfsteine (z.B. Dachsteingebiet) oder durch postglazial bewegte Abschiebungsflächen (z.B. Hochkönig) dokumentiert (FRISCH et al. 2002).

Eine ausführliche Darstellung der Entwicklungsgeschichte der Dachstein-Altfläche und der Augenstein-Formation findet sich in FRISCH et al. (2001, 2002) und KUHLE-MANN et al. (2004).

2.4 Mittleres bis niedriges Relief mit meist runden Formen (Domäne 4)

Gebirgige bis hügelige Bereiche mit vorwiegend runden Formen und mittlerem bis niedrigem Relief herrschen in vorwiegend schiefrigen Zonen wie der Grauwackenzone, dem Rhenodanubischen Flysch oder der Subalpinen (Falten-)Molasse vor und bilden Domäne 4 (vgl. Abb. 1, 3). Topographische Parameter sind ähnlich jenen in Domäne 2, aber Altflächenreste treten hier nicht auf.

Die vielfach schiefrigen Gesteine der schwach metamorphen Paläozoika zeigen mittlere Reliefs, die aber 1.000 m übersteigen können. Meist herrschen aufgrund leicht erodierbarer Gesteine runde Oberflächenformen vor (vgl. Abb. 5g), aber in Gebieten mit den relativ mächtigen devonischen Karbonatgesteinen entstehen lokal steile Reliefs und raue Oberflächenformen. Die Grauwackenzone, die jungpaläozoisch-untertriadische (siliziklastische) Basis der Kalkalpen sowie das Grazer Paläozoikum gehören dieser Domäne an. Die Höhenverteilungskurven zeigen positive Schiefe. Die Hangneigungen sind insgesamt steiler als in Domäne 2, was auf das Fehlen von Altflächenresten zurückzuführen ist.

Die Grauwackenzone stellt eine Zone geringerer Höhen zwischen den Kalkalpen und der Kristallinzonen dar. Die neogene Exhumierung war gering, der Bereich erfuhr in geologisch junger Zeit nur begrenzte Reliefverstärkung. Da die Grauwackenzone teilweise die stratigraphische Basis der Kalkalpen bildet, muss sie dieselbe Hebung erfahren haben wie der angrenzende Teil der Kalkalpen. Dies wiederum stimmt mit der Entwicklung der Dachstein-Altfläche am Südrand der Kalkalpen überein, wo die Hebung in den letzten ~35 Ma insgesamt im Bereich von 2 bis 3 km blieb.

Die Rhenodanubische Flyschzone und die Subalpine Molasse am Nordrand der Ostalpen gehören ebenfalls zu Domäne 4. Die topographischen Parameter sind hier ähnlich, obwohl die Höhen und Hangneigungen insgesamt geringer sind. Dies ist zum Teil lithologisch, aber vor allem durch die Randlage zum Gebirge bedingt. Die Rhenodanubische Flyschzone erhielt im Miozän einen begrenzten Exhumierungsschub (TRAUTWEIN et al. 2001), was mit der untermiozänen Überschiebung über die randliche Molassezone zu erklären ist.

2.5 Längstäler (Domäne 5)

Eine besondere topographische Erscheinung der Ostalpen östlich der Brennerlinie sind breite und geradlinige Längstäler, die subparallel zum Streichen des Gebirges verlaufen und zur Domäne 5 zusammengefasst werden (vgl. Abb. 3, 4). In ihnen fließen Teile von Inn, Salzach, Enns (vgl. Abb. 5h), Mur, Mürz, Lavant, Möll, Drau und Gail. Alle diese Flüsse mit Ausnahme der kurzen Mürz als Zubringer der Mur entwässern in östliche Richtung und folgen somit dem übergeordneten topographischen Trend. Sie folgen einem System von konjugierten, seitenverschiebenden Störungen, die im Miozän aktiv waren und die Ostalpen wesentlich umgestalteten (vgl. Kap. 4.2). Die großen Verschiebungsweiten, die bis gegen 100 km betragen, erklären den landschaftsprägenden Einfluss der Störungen.

In den Längstälern finden sich Reste miozäner Sedimente, die heute als intramontane Becken erscheinen (z.B. Tamsweger, Fohnsdorfer, Lavanttaler Becken; vgl. Abb. 1), ursprünglich aber weitere, zusammenhängende Verbreitung hatten (DUNKL et al. 2005). Ihr Alter ist spätes Untermiozän bis Mittelmiozän. Die großteils klastischen Ablagerungen stammen von lokalen Liefergebieten. Sie wurden teilweise in tief abgesenkten Beckenteilen abgelagert, die während der Störungsaktivität entstanden und damit syntektonische Sedimentation anzeigen.

3 Methoden zur Rekonstruktion der geomorphologischen Geschichte der Ostalpen

Die Möglichkeiten, die Exposition von Gesteinseinheiten in der geologischen Vergangenheit und die topographische Entwicklung des Gebirges nach der eozänen Gebirgsbildungsphase zu rekonstruieren, haben mit der Niedrigtemperatur-Thermochronologie, vor allem der Spaltspurendatierung, in jüngster Zeit eine wesentliche und entscheidende Bereicherung erfahren. Zum einen kann in Gebirgen die Freilegung (Exhumierung) von Gesteinseinheiten und die Dynamik dieser Freilegung (z.B. schnelle oder langsame Exhumierung) mit Spaltspurendatierungen (auch in Kombination mit klassischen Datierungsmethoden) erfasst werden. Zum anderen erlangte die Herkunftsanalyse (Provenienzanalyse) von klastischem Sedimentmaterial, das aus dem Abtrag des Gebirges stammt, besondere Bedeutung. Die klassische Herkunftsanalyse von Geröllen (aber auch Sanden) erfolgt mit petrologischen und geochemischen Methoden und führt vor allem dann zum Ziel, wenn Gerölle von Leitgesteinen mit spezifischer Zusammensetzung mit präzisen Methoden (z.B. Elektronenstrahl-Mikrosondenuntersuchungen der Mineralzusammensetzungen, Spurenelement-Chemie) untersucht werden. Auch hier kann mit Datierungsmethoden, vor allem wieder der Spaltspurendatierung, im Verbund mit den Daten aus dem Gebirge selbst eine wesentliche Präzisierung der Herkunft des klastischen Materials erreicht werden.

Im Folgenden werden einige Beispiele aufgeführt, wie mit diesen Methoden die exakte Herkunft von Geröllmaterial aus den Ostalpen bestimmt werden konnte und

wie die geologische und topographische Entwicklung im Gebirge daraus abgeleitet werden konnte. Zuvor sollen einige Anmerkungen zur Spaltspurenmethode gemacht werden, was für das Verständnis der Ergebnisse von Bedeutung ist.

3.1 Die Spaltspurendatierung

Die Spaltspurendatierung beruht darauf, dass in Uran-haltigen Mineralen das ^{238}U mit einer definierten Halbwertszeit einer spontanen Spaltung unterliegt, bei der ein Atom in zwei etwa gleich große Teile zersprengt wird. Dabei wird im Kristall eine etwa $16\text{ }\mu\text{m}$ lange mechanische Spur erzeugt. Die Anzahl dieser Spaltspuren in einem Kristall ist eine (durch die Halbwertszeit definierte) Funktion der Zeit und eine Funktion des (zu messenden) U-Gehalts.

Die am häufigsten für diese Datierungsmethode herangezogenen Minerale sind Apatit und Zirkon, die sehr stabile, verwitterungsresistente Mineralphasen darstellen, in vielen Gesteinen akzessorisch enthalten sind und fast immer ausreichend U führen. Die Spuren sind allerdings nicht sehr beständig: oberhalb einer gewissen Temperatur verheilen sie, sodass erst unterhalb dieser Temperatur Spuren akkumulieren können. Diese „Schließungs-Temperatur“ ist mineralabhängig und liegt für Apatit bei etwa 110°C , für Zirkon bei etwa 280°C . Tatsächlich ist dies keine exakt definierte Temperaturschwelle, die Verheilung der Spaltspuren erfolgt vielmehr in einem breiten Temperatur-Band, der Partiellen Verheilungszone, innerhalb der die Spuren allmählich verheilen und dadurch verkürzt werden. Diese Zone liegt bei Apatit zwischen etwa 120 und 60°C und bei Zirkon zwischen etwa 300 und 180°C .

Der besondere Wert der Spaltspurenmethode liegt darin, dass sie die Abkühlung eines Gesteins unter die (relativ niedrige und daher Erdoberflächen-nahe) Schließungs-Temperatur datieren kann. Am Beispiel Apatit heißt dies: wird ein Gestein exhumiert (d.h. es nähert sich der Erdoberfläche durch Erosion oder auch durch tektonische Denudation), dann kühlt es ab. Die Spaltspurendatierung erfasst den Zeitpunkt, zu dem der Apatit unter ca. 110°C abgekühlt ist – zu dieser Zeit war das Gestein je nach geothermischem Gradienten in etwa 3 km Tiefe verborgen. Die Bezeichnung Niedrigtemperatur-Thermochronologie rührt von dieser Eigenschaft der Datierung einer niedrigen Temperatur-Schwelle her.

Die Kombination mehrerer thermochronologischer Methoden führt zur genauen Erfassung der thermischen Geschichte während der Abkühlung, also der Exhumierung, eines Gesteins. Die K/Ar- oder Rb/Sr-Datierung von Biotit datiert die Abkühlung unter Temperaturen, die unterschiedlich hoch sind, aber generell über 300°C liegen. Die Spaltspurendatierung von Zirkon datiert die Abkühlung unter etwa 280°C und von Apatit unter etwa 110°C . Damit ergibt sich für jedes Gestein bzw. für bestimmte Gesteinseinheiten oder tektonische Einheiten ein charakteristisches, durch Zeitmarken fixiertes Abkühlungsprofil. Wenn ein Gestein langsam exhumiert wird, handelt es sich um ein eher stabiles Areal ohne starke Hebung und daher mit geringer Erosionsrate. Bei rascher Exhumierung (Abkühlung von z. B. >300 auf 110°C in wenigen Millionen Jahren) zeigt dies rasche Exhumierung und damit starke Erosion und indirekt auch starkes Relief oder aber tektonische Denudation an. Tektonische Denudation, bei der

überlagernde Gesteinseinheiten entlang von flachen Abschiebungsflächen tektonisch entfernt werden, führt zu sehr effizienter Exhumierung. In Arealen mit rascher Exhumierung können sich keine über Zeiträume hinweg stabile Oberflächensysteme entwickeln.

Von großer Bedeutung ist die Spaltspurenmethode auch bei der Analyse von klastischen Sedimenten (Sanden, Geröllen). Klastische Apatit- oder Zirkonkörner in Sanden können einzeln datiert werden. Das Alter des Einzelkorns unterliegt einer gewissen Schwankung und hat als solches keine unmittelbare Bedeutung. Aber viele datierte Körner ergeben ein Altersspektrum, das sehr aussagekräftig ist. Wenn beispielsweise Apatitkörner aus Sanden datiert werden, ergeben sich ein oder mehrere Maxima im Altersspektrum (vgl. Abb. 6). Ist das Sediment thermisch nicht überprägt worden (wie dies beim Großteil der Molassesedimente der Fall ist), zeigen die Altersmaxima die aus dem abgetragenen Gebirge mittransportierte Information an. Ist die Zeit zwischen jüngstem Altersmaximum und Sedimentation (die Exhumierungszeit, im Englischen als „lag time“ bezeichnet) kurz, z.B. bei Apatiten nur drei Mio. Jahre, bedeutet dies, dass das Hinterland dynamisch war und rascher Exhumierung unterlag. In drei Mio. Jahren wurde das Gestein aus etwa 3 km Tiefe exhumiert (was einer Exhumierungsrate von 1 mm/a entspricht) und umgelagert. Sind mehrere Altersmaxima vorhanden, ist das Liefergebiet komplex gebaut und enthält Bereiche mit unterschiedlicher Abkühlungsgeschichte.

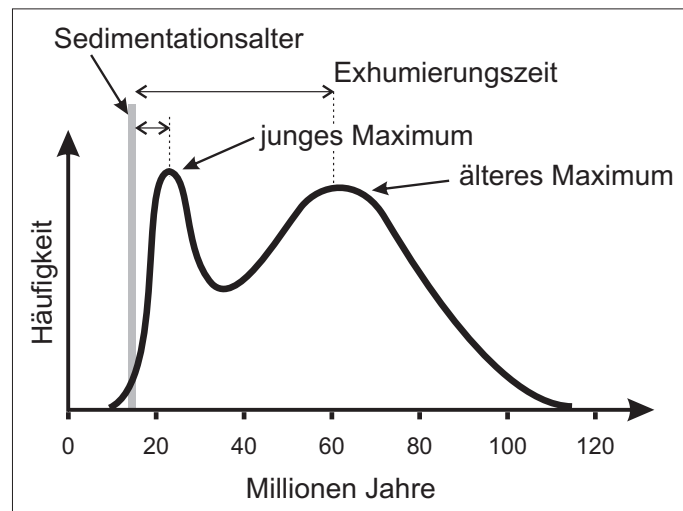


Abb. 6: Fingiertes Spektrum von Apatit-Spaltspurenaltern

(beachte: Zeitpunkt 0 ist auf der Abszisse links). Die Häufigkeit der Alter von klastischen Apatit-Einzelkörnern aus einem Sandstein ist in Schritten von 1 Ma aufgetragen. Das junge Maximum weist eine kurze Exhumierungszeit auf, das ältere eine deutlich längere. Dies zeigt, daß die Apatite zur Zeit der Sedimentation zum einen aus einem tektonisch aktiven Gebiet mit rascher Exhumierung stammten, zum anderen aus einem stabilen Gebiet mit langsamer Exhumierung.

Die Spaltspurendatierung kann auch an Geröllmaterial angewendet werden. Hier erweist es sich als vorteilhaft, wenn man Gerölle mit gleicher Lithologie separiert und als Geröllpopulation analysiert („Geröllpopulations-Datierung“; DUNKL et al. im Druck, FRISCH et al. 1999, 2001). Durch die Mehrzahl von Geröllen ist gesichert, dass für die Datierung ausreichend viele Mineralkörner (z.B. Apatit) enthalten sind. Mit verschiedenen Geröllpopulationen aus einem Aufschluss kann das Liefergebiet differenzierter rekonstruiert werden als mit der Einzelkorndatierung aus Sanden. Es kann beispielsweise festgestellt werden, dass Lithologie A (mit geringer Exhumierungszeit) großteils einer schnellen Exhumierung unterlag, Lithologie B hingegen nicht. Im Liefergebiet können somit Bereiche mit unterschiedlicher Abkühlungsgeschichte bestimmten Gesteinseinheiten zugeordnet werden. In Kombination mit anderen Thermochronometern und genauen Mineralanalysen gelingt es häufig, die zurückliegende Entwicklung bestimmter Regionen sehr genau bezüglich der exponierten Gesteine und deren Abkühlungsgeschichte sowie der morphogenetischen Dynamik (Reliefaufbau oder -abbau etc.) zu rekonstruieren.

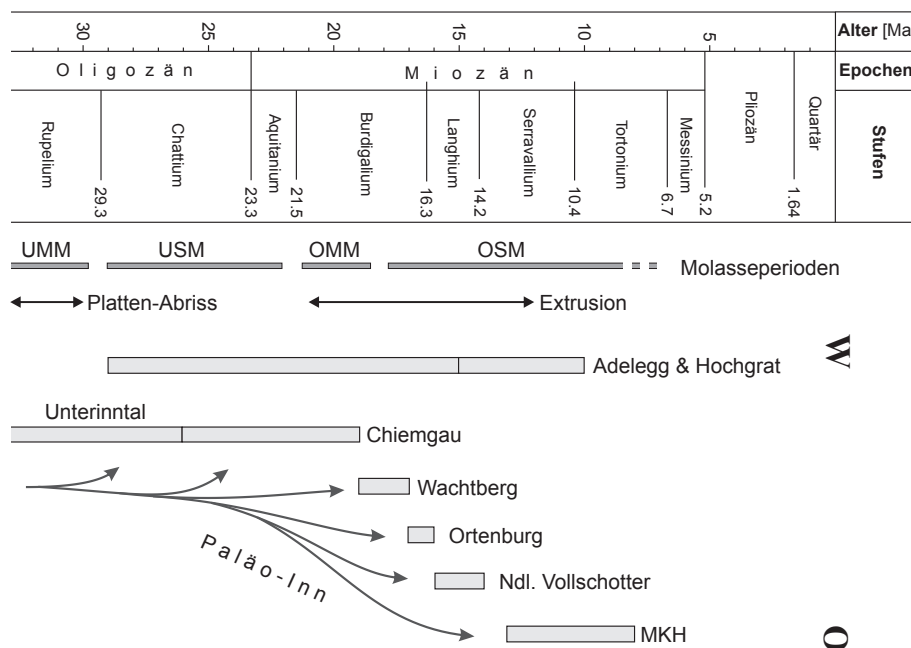


Abb. 7: Zeittafel des Tertiärs mit den verschiedenen Molassestadien (UMM, Untere Meeresmolasse; USM, Untere Süßwassermolasse; OMM, Obere Meeresmolasse; OSM, Obere Süßwassermolasse), Platten-Abriss, Extrusionsperiode und Ablagerungszeit der wichtigsten Konglomeratfächer in der Molassezone (MKH, Munderfinger-Kobernauber-Hausruck-Fächer; vgl. Abb. 1).

3.2 Beispiele von präziser Herkunftsanalyse aus den Ostalpen

Der Munderfing-Kobernauber-Hausruck-(MKH-)Fächer wurde durch den „Paläo-Inn“ im späten Mittel- und frühen Obermiozän in der Molassezone vor dem Alpenkörper nordöstlich von Salzburg abgelagert (vgl. Abb. 1 und 7). In ihm befinden sich einige Geröllpopulationen, die eindeutig dem westlichsten Teil der Ostalpen zugeordnet werden können (vgl. Abb. 8). Dies zeigt, dass dieser Bereich von einem Fluss, der einen ähnlichen Verlauf wie der heutige Inn hatte, entwässert wurde und dass die Gerölle über große Distanzen (bis über 200 km) transportiert wurden. Deshalb muss das Liefergebiet Hochgebirgscharakter aufgewiesen haben.

Zu diesen Geröllpopulationen gehören bestimmte Eklogite, deren Mineralchemie mit Eklogiten übereinstimmt, die man heute im Ötztal-Silvretta-Kristallin findet und voralpines Alter haben (BRÜGEL 1998, FRISCH et al. 1999). Sie zeichnen sich durch einen hohen Pyropgehalt des Granats aus. Frühalpiner Eklogite führen hingegen Granate mit wesentlich geringerem Pyropgehalt. Sie sind weiter verbreitet, für sie kommt somit ein größeres Liefergebiet in Frage. Ebenso können Pseudotachylite, die an Störungen

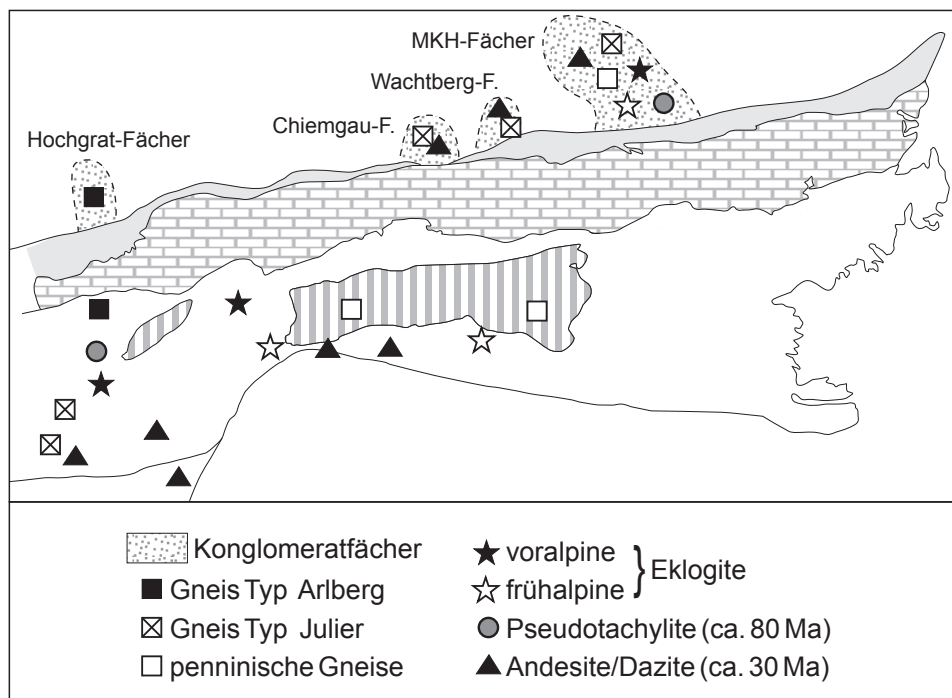


Abb. 8: Herkunft von Leitgeröllen in Konglomeratfächern der Molassezone

Verschiedene Lithologien in den Geröllen können einem engen Herkunftsbereich zugeordnet werden. Der Paläo-Inn (vgl. Abb. 10) bezog im Oligozän und Miozän Geröllmaterial aus dem Westteil der Ostalpen. Die Rhenodanubische Flyschzone, die Kalkalpen und die penninischen Fenster (Engadiner und Tauernfenster) sind mit Signaturen hervorgehoben (nach BRÜGEL 1998) (MKH = Munderfing-Kobernauber-Hausruck-Fächer).

bei ruckartigen Bewegungen durch kurzzeitiges Aufschmelzen infolge der erzeugten Reibungswärme entstehen, dem Silvrettakristallin zugeordnet werden. Die Gerölle weisen dasselbe oberkretazische Alter auf wie die Pseudotachylite im Silvretta-Kristallin und entsprechen ihnen petrographisch.

Die Gegenstücke zu andesitisch-dazitischen Vulkanitgeröllen findet man im möglichen Herkunftsgebiet zwar nicht, doch gibt es die entsprechenden Tiefengesteine zu diesen Vulkaniten in Form der oligozänen Periadriatischen Intrusiva (vgl. Abb. 1).

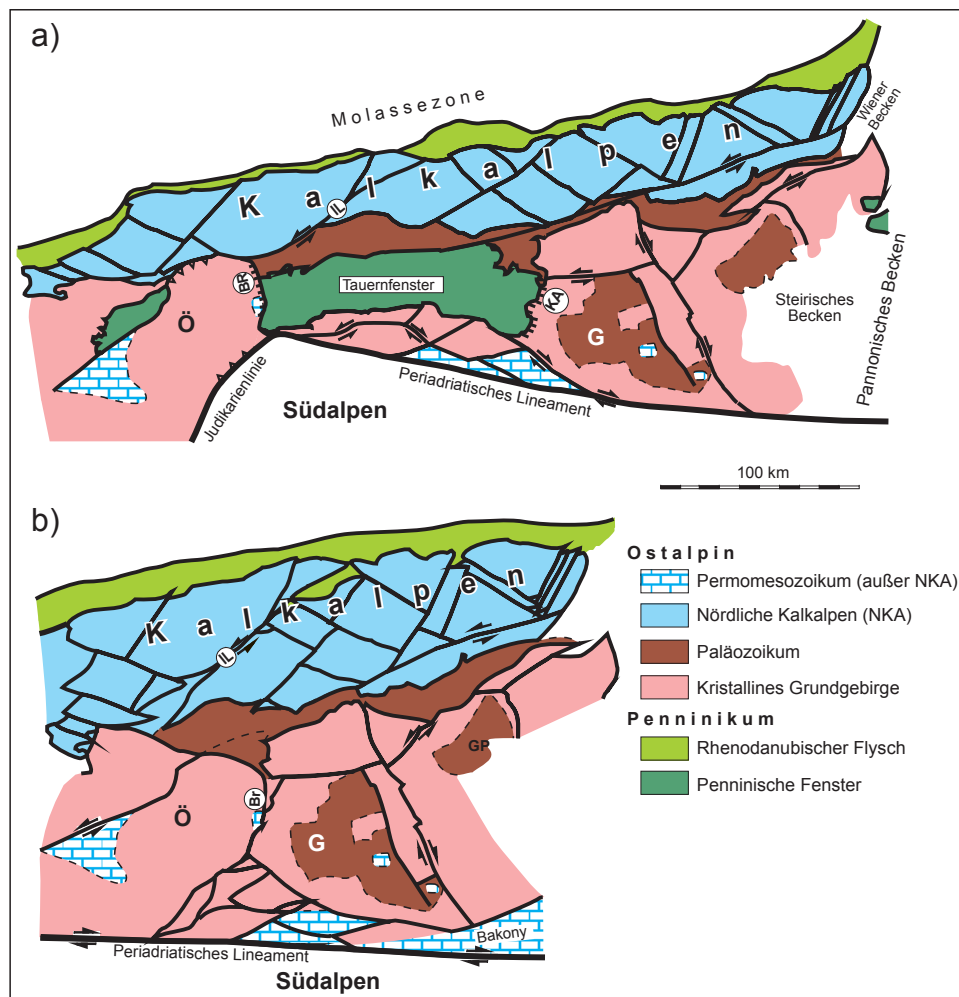


Abb. 9: Umgestaltung der Ostalpen während der lateralen tektonischen Extrusion

(a) Heutige Situation; (b) Situation im Oligozän (vor der Extrusionsperiode). Durch das Auseinanderreißen der ostalpinen Kristallinzone wurden die penninischen Fenster frei gelegt. Zusammen mit dem ostwärtigen Ausweichen von Krustenschollen entstand die langgestreckte Form der Ostalpen (nach FRISCH et al. 1998). BR, Brenner-Abscherung; KA, Katschberg-Abscherung. Ö, Ötztal-Block; G, Gurktal-Block. Der Bakony-Block extrudierte ins Pannonische Becken.

Zusammensetzung und Alter passen genau zusammen. Deshalb kann man den Schluss ziehen, dass über den heute aufgeschlossenen Plutonen entsprechende Vulkane saßen, die aber der Erosion vollständig zum Opfer gefallen sind (BRÜGEL et al. 2000).

Häufig findet man im MKH-Fächer Gneisgerölle, doch sind diese nicht einheitlich ausgebildet. Es lassen sich vor allem zwei Gneispopulationen unterscheiden, die man aufgrund lithologischer, mineralogischer und geochemischer Charakteristika in eine zahlenmäßig dominierende, vermutlich dem ostalpinen Kristallin zugehörige Population und eine untergeordnete, den penninischen Zentralgneisen (vgl. Abb. 1) zuordenbare Population unterteilen kann (BRÜGEL et al. 2003). Altersbestimmungen mit verschiedenen Methoden (Glimmerdatierungen mit der Rb/Sr- und der K/Ar-Methode sowie Zirkon- und Apatit-Spaltspurendatierungen) ergeben eine thermische Geschichte, die für die dominierende Population eindeutig ostalpine Herkunft bestätigt (die höher temperierten Thermochronometer ergeben hier paläogene, kretazische oder sogar variszische Alter). Die andere Population zeigt rasche Abkühlung von über 300°C auf unter 100°C innerhalb des Miozäns an und trägt somit eindeutig eine penninische Handschrift, da zu dieser Zeit nur das Penninikum so rasch exhumiert wurde. Konglomeratfächer, die älter als der MKH-Fächer sind, enthalten solche penninischen Gerölle nicht (vgl. Abb. 8). Damit ist bewiesen, dass die Gesteine des Tauernfensters erst gegen Ende des Mittelmiozäns an die Oberfläche gelangten (BRÜGEL 1998, BRÜGEL et al. 2003, DUNKL et al. im Druck, FRISCH et al. 1999, 2000).

4 Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen

Die geomorphologische Entwicklung, die zum heutigen Erscheinungsbild der Ostalpen (wie der Schweizer Alpen) führte, begann im frühen Oligozän vor rund 30 Ma, als erste große Konglomeratfächer aus dem Gebirge in die Molassezone zwischen Genfer See und Südostbayern geschüttet wurden (KEMPF et al. 1999, SCHIEMENZ 1960, SCHLUNEGGER et al. 1996). Diese Ablagerungen zeigen ein rasch wachsendes Relief im Gebirge an, das auf tektonische Prozesse zurückgeht (KUHLEMANN 2007, KUHLEMANN et al. 2001a,c, 2002, 2006): Anhaltende Krustenverdickung durch N–S-Einengung nach der eoziänen Kontinent-Kollision (vor etwa 50–40 Ma) führte zu isostatischem Auftrieb, der aber erst vor etwa 30 Ma durch das vorangegangene Abreißen der subduzierten ozeanischen Lithosphäre („Platten-Abriss“, vgl. Abb. 7; FRISCH & MESCHÉDE 2007) eine wesentliche Verstärkung erfuhr (von BLANCKENBURG & DAVIES 1995).

Im Oligozän bildete sich ein deutlicher topographischer Gradient von den zum Hochgebirge aufsteigenden Schweizer Alpen und westlichen Ostalpen bis zum tief marinen Intrakarpatischen Becken (dem späteren Pannonischen Becken) im Osten aus. Dadurch kam es in der verdickten, sich aufheizenden und damit thermisch geschwächten Kruste der Ostalpen zum orogenen Kollaps, der zur Krustenausdünnung und W–O-Streckung führte. Die weiche tiefere Kruste wich durch duktile Verformung (plastisches Fließen) nach Osten aus, während sich in der Oberkruste als Ausdruck dieser W–O-Dehnung Grabenstrukturen bildeten (RATSCHBACHER et al. 1991). Der Kollaps war vom

ostwärtigen Ausweichen von keilförmigen Krustenschollen entlang von konjugierten Seitenverschiebungen begleitet. Platz für diese ostgerichteten Ausweichbewegungen des Alpenkörpers wurde durch die nach O zurückrollende, nach W abtauchende Subduktionszone im Intrakarpatischen Becken geschaffen (ROYDEN et al. 1982).

Die Kombination von Kollaps (d.h. Krustenausdünnung begleitet von W–O-Dehnung) und seitlichem Ausweichen von Krustenschollen (d.h. N–S-Einengung begleitet von W–O-Dehnung) wurde von RATSCHBACHER et al. (1991) als „laterale tektonische Extrusion“ definiert und beschrieben. Dieser Vorgang gestaltete die Ostalpen im Unter- und Mittelmiozän (ca. 21–12 Ma; vgl. Abb. 7) grundlegend um (vgl. Abb. 9) und bestimmte die weitere topographische Entwicklung des Gebirges.

Aufgrund der überragenden Bedeutung des miozänen Extrusionsereignisses für die geologische und geomorphologische Entwicklung der Ostalpen beschreiben wir diese Entwicklung in drei Zeitabschnitten: die Periode vor dem Extrusionsereignis (ca. 40–21 Ma), die Extrusionsperiode selbst (21–12 Ma) und die Periode nach dem Extrusionsereignis (12–0 Ma). Zudem verlief die Morphogenese im Westteil und im Ostteil der Ostalpen sehr unterschiedlich. Im Zentrum der Ostalpen kann noch das Tauernfenster als ein weiterer Teil mit selbständiger Entwicklung hervorgehoben werden, der sich erst im Laufe des Miozäns herausbildete. All dem wird in der folgenden Beschreibung Rechnung getragen.

4.1 Die Periode vor dem Extrusionsereignis

4.1.1 Der Westteil der Ostalpen

Östlich der Ostalpen bestand nach der eozänen Gebirgsbildung ein Passiver Kontinentrand zum Intrakarpatischen Becken, das zumindest teilweise von ozeanischer Kruste unterlagert wurde. Aus diesem Grund muss in den Ostalpen schon zu dieser Zeit (ähnlich wie heute) eine deutliche Abnahme der Krustenmächtigkeit von Westen nach Osten bestanden haben, was sich spätestens ab dem Unteroligozän in ostwärts abnehmenden topographischen Höhen niederschlug (vgl. Abb. 10a). Im Obereozän und im frühen Unteroligozän hielt sich die Hebung des Gebirges allerdings noch sehr in Grenzen, es gibt keine Hinweise auf ein nennenswertes Relief. Ein deutlicher Hebungsimpuls erfolgte vor ungefähr 30 Ma, als in der Molassezone plötzlich große Konglomeratfächer auftauchten (vgl. Abb. 1; in der Schweiz war dies etwa 1 bis 2 Mio. Jahre früher der Fall). Dieser Hebungsimpuls kann auf den Plattenabriss nach der eozänen Kontinent-Kollision zurückgeführt werden (vgl. Abb. 7). Der Abriss der spezifisch schweren subduzierten ozeanischen Lithosphäre des früheren Penninischen Ozeans ermöglichte es, dass Asthenosphärenmaterial bis an die Basis der verdickten Kruste aufdrang und durch die Druckentlastung teilweise aufschmolz. Die dabei entstehenden basaltischen Schmelzen drangen in die Kruste, assimilierten Krustenmaterial und differenzierten zu intermediären bis sauren Schmelzen, die in die Oberkruste aufdrangen und heute in den Periadriatischen Intrusivkörpern zu finden sind (vgl. Abb. 1). Der Wegfall des schweren Gewichts des abgerissenen Plattenteils und das Aufdringen heißer Asthenosphäre führten zur raschen Hebung der Kruste.

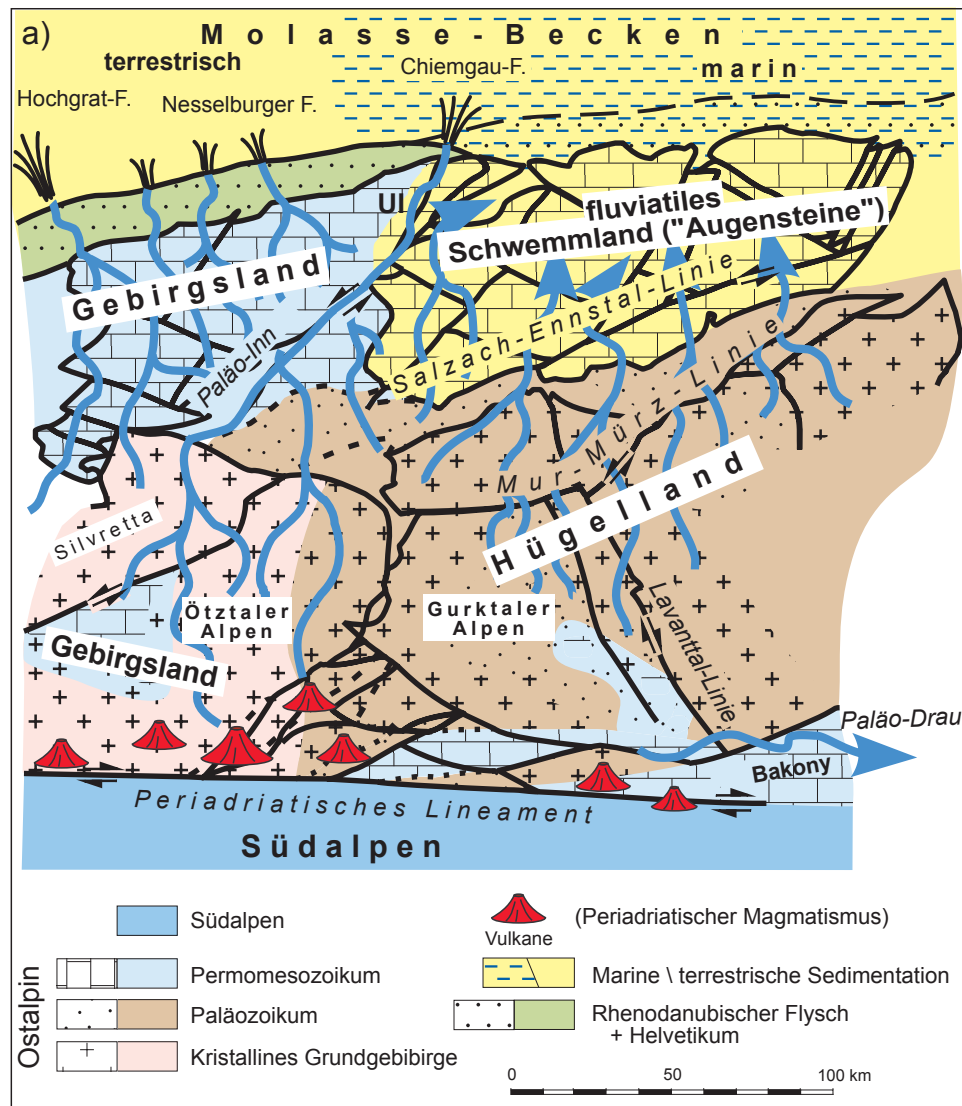
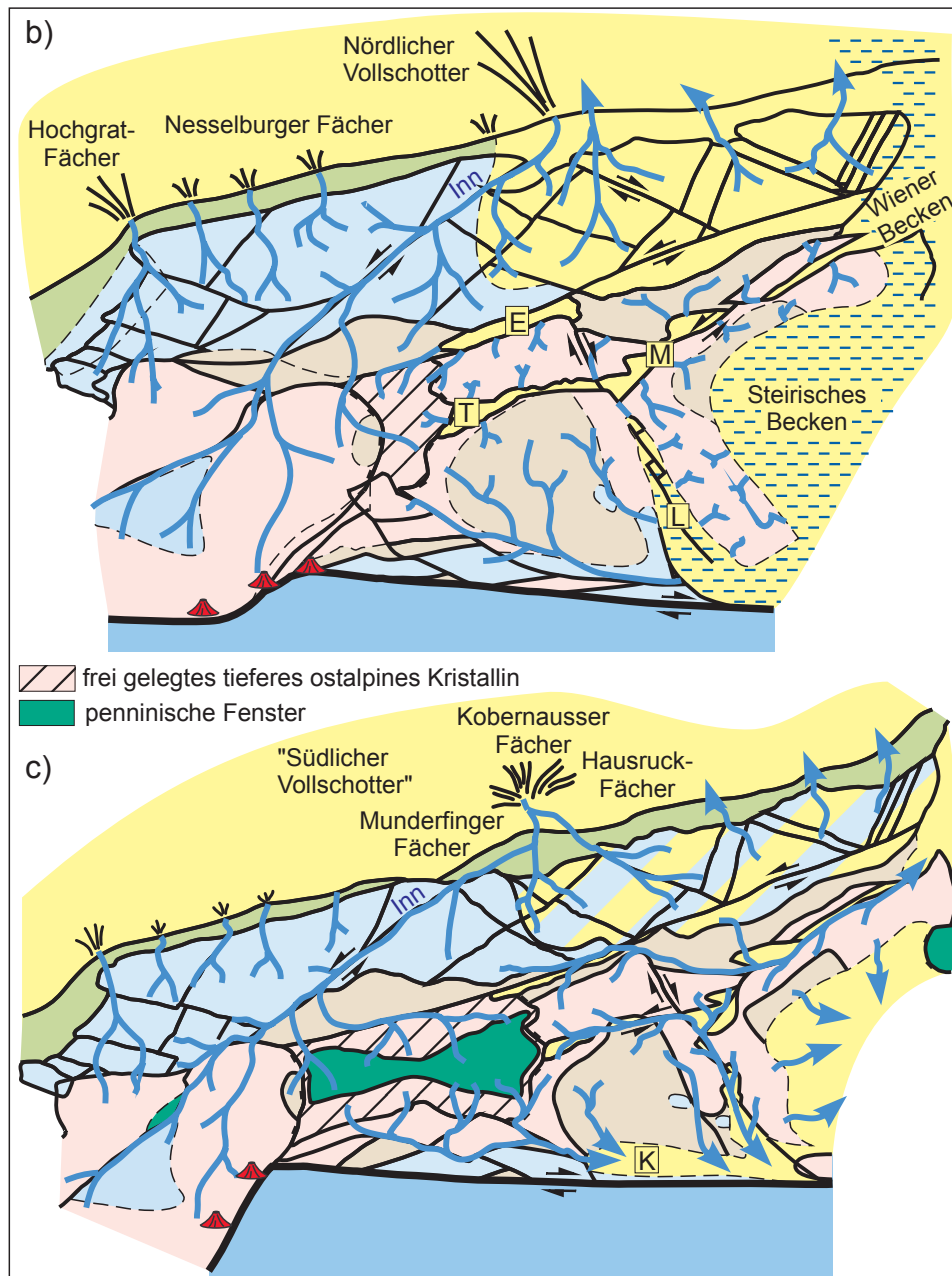


Abb. 10: Paläogeographische und paläogeologische Kärtchen der Ostalpen für drei Zeitabschnitte

(a) Vor der lateralen tektonischen Extrusion (Oberoligozän, 29–23 Ma); UI, Uniterinthal-Tertiär. (b) Während der Extrusion (Mittelmiozän, ~15 Ma). (c) Nach der Extrusion (frühes Obermiozän, ~10 Ma). Die Rekonstruktion beruht vor allem auf präziser Herkunftsanalyse von Geröll- und Sandmaterial, das aus dem Gebirge stammt, sowie aus thermochronologischen Untersuchungen im Gebirge (vgl. Abb. 12). Während der dargestellten Periode veränderten die Ostalpen ihre Gestalt durch die laterale tektonische Extrusion. In (a) sind neben der Paläo-Geologie (Gesteine, die zu dieser Zeit an der Oberfläche lagen: in Farbe) die heute aufgeschlossenen Gesteine in Schwarzweiß-Signatur dargestellt, um die Veränderungen zu verdeutlichen (nach FRISCH et al. 1998, 1999).



Im Westteil war aufgrund der größeren Krustendicke die Hebung deutlich stärker als im Ostteil, sodass bereits im Oligozän die westlichen Ostalpen, in Fortsetzung der Schweizer Alpen, zu einem Gebirge mit Hochgebirgscharakter aufstiegen.

Die Konglomeratfächer westlich des Chiemgau-Fächers (Hochgrat-Fächer, Nesselburger Fächergruppe; vgl. Abb. 1, 10a) wurden fast ausschließlich mit Geröllmaterial aus den Kalkalpen und der Flyschzone beliefert. Das bedeutet, dass die Kalkalpen in diesem Bereich ähnlich wie heute eine Wasserscheide bildeten. Die kurzen, nach N entwässernden Flüsse konnten nicht bis in die Kristallinzone im Süden einschneiden, mit einer Ausnahme: der Hochgrat-Fächer enthält ab dem frühen Miozän Gerölle aus Arlberggneis, einer charakteristischen Lithologie aus dem ostalpinen Kristallin, die nur am Nordrand des Silvrettamassivs im Bereich des Arlbergpasses auftritt (vgl. Abb. 8). Das Flusssystem, das den Hochgrat-Fächer belieferte, schnitt sich also mit Beginn des Miozäns rückwärts bis in die Kristallinzone ein, konnte aber nicht ein größeres Gebiet dieses Kristallins anzapfen (vgl. Abb. 10a).

Der Chiemgau-Fächer, der sich mit Beginn des Miozäns etablierte, und seine oligozänen Vorgängersedimente im so genannten Unterinntaltertiär (vgl. Abb. 1, 10a) erhielten hingegen erhebliche Mengen kristallinen Geröllmaterials. Unter den Geröllen befinden sich grüne Granitgneise vom Typ des Juliergneises, der heute in Graubünden auftritt und eine charakteristische Lithologie dieser Region darstellt (vgl. Abb. 8; BRÜGEL 1998). Dazu kommen nicht-metamorphe Andesit- und Dazitgerölle, die mit verschiedenen Methoden auf Alter zwischen 37 und 30 Ma datiert wurden. Sowohl vom Chemismus als auch vom Alter her stellen sie typische Vertreter des Periadriatischen Magmatismus dar. Heute sind im fraglichen Liefergebiet entlang des Periadriatischen Lineaments allerdings nur die entsprechenden Tiefengesteine (meist Tonalite) und Gangschwärme (die die Zufuhrkanäle für die Vulkanbauten darstellen) erhalten. Wie bereits oben ausgeführt (Kap. 3.2), zeigen die vulkanischen Gerölle, dass über diesen Intrusivkörpern Vulkanbauten saßen, die über die Gänge genährt wurden und heute vollständig wegerodiert sind (BRÜGEL et al. 2000).

Die Belieferung des Unterinntaltertiärs und des Chiemgau-Fächers erfolgte über ein ähnliches Flusssystem wie es heute der Inn darstellt. Die Gneisgerölle vom Typ Julier sowie die vulkanischen Gerölle zeigen, dass das Unterinntaltertiär und der Chiemgau-Fächer Gesteine aus dem Südwesten über Distanzen von bis zu 200 km bezog. Dies bedeutet, dass der Bereich Bergell-Julierpass bereits im Oberoligozän und Untermiozän ein Hochgebirge mit Gipfeln von sicherlich >2.000 m Höhe darstellte: das Relief muss groß genug gewesen sein, um ca. 10 cm große Gerölle über diese Distanz zu transportieren. Für den SW–NO-Verlauf des Hauptflusses bietet sich eine große Störungszone, die Inntalstörung an, die seit dem Oligozän aktiv war und nach der auch das Unterinntaltertiär ausgerichtet war. Wir bezeichnen diesen Fluss, der im Oberlauf ein großes Einzugsgebiet hatte, daher als Paläo-Inn (vgl. Abb. 10a). Er ist eines der beständigsten Elemente in der geomorphologischen Entwicklung der Ostalpen, obwohl er seinen Austritt in die Molassezone mehrfach veränderte (siehe unten). Die Hauptwasserscheide muss im Westteil der Ostalpen zu dieser Zeit weiter südlich gelegen sein als dies heute der Fall ist, weil die Periadriatischen Intrusiva heute sämtlich südlich der Hauptwasserscheide liegen, die von ihnen gespeisten Vulkane aber den Paläo-Inn belieferten.

Die Molassezone vor dem Westteil der Ostalpen wie auch vor den Schweizer Alpen war im Oberoligozän und frühen Untermiozän Landgebiet („Untere Süßwassermolasse“; vgl. Abb. 7, 10a). Zum einen wurde durch die Unterschiebung zunehmend dicker europäischer Kruste von N her der Untergrund der Molassezone angehoben, zum anderen wurde das Molassebecken in diesem Bereich vom aufsteigenden Gebirge mit rasch zunehmenden Mengen von Abtragungsmaterial beliefert, wodurch das Vorlandbecken in kurzer Zeit aufgefüllt und überfüllt war.

4.1.2 Der Ostteil der Ostalpen

Der Ostteil der Ostalpen unterschied sich bereits in der Periode vor der lateralen Extrusion grundsätzlich vom Westteil. Generell waren die Höhen wegen der geringeren Krustendicke niedriger. Dies trifft auch für das Molassebecken zu, das vor den östlichen Ostalpen selbst in der Periode der „Unteren Süßwassermolasse“ ein tiefes Meeresbecken blieb (vgl. Abb. 10a), das insgesamt nur mit geringen Mengen klastischen Materials beliefert wurde. Nur am Westende des Meerestrogs baute der Paläo-Inn mit dem Chiemgau-Fächer ein Delta vor, das größere Mengen klastischen Materials, auch in Geröllgröße, in den Meerestrog einbrachte (Puchkirchen-Formation). Weiter östlich gelangte aus den Alpen nur wenig Material in das Molassebecken, weil es großteils bereits über den Kalkalpen als Augenstein-Formation zum Absatz kam (vgl. Abb. 10a).

In den zentralen und östlichen Kalkalpen, die östlich des heutigen Inn-Durchbruchs liegen, bildete sich nach der eozänen Gebirgsbildungsphase eine tief liegende hügelige Abtragungsfläche, die heute in den Hochplateaus als Dachstein-Altfläche noch teilweise in wenig veränderter Form erhalten ist (vgl. Abb. 11a). Verkarstung bildete vermutlich schon zu dieser Zeit ein seicht liegendes Höhlensystem, das Ruinenhöhlensystem (RIEDL 1988), das heute von der Erosion zum Teil frei gelegt ist. Die Bildung der Altfläche erfolgte im Obereozän und frühen Unteroligozän, im Zeitraum zwischen etwa knapp 40 und 30 Ma. Spätestens ab 30 Ma wurde das Tiefland von Flussablagerungen, den Augenstein-Sedimenten, zugeschüttet (vgl. Abb. 10a, 11b). Die Sedimentation setzte ein, als auch die großen Konglomeratschüttungen in der Molasse weiter westlich begannen. Sie endete im Untermiozän zu Beginn des Extrusionsereignisses vor ca. 21 Ma. Die Konglomerate und Sande wurden direkt aus dem Süden angeliefert, also aus dem Bereich, der heute vom ostalpinen Grundgebirge östlich des Tauernfensters gebildet wird. Die heute dort anstehenden höher metamorphen Kristallingesteine waren damals aber noch verdeckt und standen, anders als im Westteil, nicht der Erosion zur Verfügung. Vielmehr lagen großflächig die schwach metamorphen Paläozoika zutage (vgl. Abb. 10a, 11b), deren Reste heute in der Grauwackenzone, dem Grazer Paläozoikum oder der Gurktaler Decke (vgl. Abb. 1) vorliegen. Reste der permomesozoischen Auflage (vor allem die permoskythische siliziklastische Basis und einige Triaskarbonate) standen ebenfalls an und wurden erodiert.

Entsprechend finden sich in den Augenstein-Geröllen zahlreiche Lithologien aus den schwach metamorphen Paläozoika als auch (mengenmäßig sehr deutlich zurücktretend) Siliziklastika und Kalke des postvariszischen Deckgebirges, das bereits großteils in Form der Kalkalpen nach N vorgeglitten war. Die meist vorherrschende

Lithologie sind polykristalline Quarzgerölle. Sie können von Quarzknuern, die in schiefrigen Gesteinen (vorwiegend Phylliten) enthalten sind, abgeleitet werden. Während die Schiefer durch die Verwitterung zu Sand und Ton zerlegt werden, sind die häufig in ihnen enthaltenen Quarzmobilisate (ein typisches Produkt von Drucklösung und Wiederausfällung bei schwachgradiger Metamorphose) widerstandsfähig und reichern sich in Form der Quarzgerölle an. Die reichlichen Quarzgerölle spiegeln die weite Verbreitung phyllitischer Gesteine (entsprechend ihrer heutigen Verbreitung in den schwach metamorphen Paläozoika) im Liefergebiet wider. Nur der Westteil der Augenstein-Formation, zu der auch das Unterinntaltertiär gerechnet werden kann, enthält auch höher metamorphes Kristallinmaterial aus dem Westteil der Ostalpen.

Da von der Augenstein-Formation nur spärliche Reste vorhanden sind, weiß man nicht, wie sich das Liefergebiet im Lauf der Zeit veränderte. Die wenigen Insitu-Vorkommen enthalten nur die basalen Teile (wenige Meter) der ursprünglich teilweise bis >1 km mächtigen Abfolge (eine solche Mächtigkeit kann man durch thermische Modellierung von Apatit-Spaltspurendaten und aus der Sediment-Kompaktion autochthoner Vorkommen im Dachsteinmassiv ableiten; FRISCH et al. 2002). Verschwemmte Gerölle, die verbreitet vorkommen und auch höhere Anteile repräsentieren, zeigen keine andere Geröllzusammensetzung. Das schließt aber nicht aus, dass die Augenstein-Formation in ihrem späten Bildungsstadium auch Kristallingerölle enthielt, die die allmähliche Freilegung des Kristallins im Süden anzeigen würden.

Das Liefergebiet der Augenstein-Sedimente, das heute die Reste der Nock-Altfläche (siehe Kap. 2.2) enthält, bildete ein Hügelland, das nach Süden anstieg (vgl. Abb. 10a). Die Wasserscheide, die das Einzugsgebiet für die Augenstein-Formation begrenzte, lag aber deutlich nördlich des Periadriatischen Lineaments mit den zugehörigen Magmatiten, da ein Fluss in der Position der heutigen Drau, die Paläo-Drau, von N Material aus derselben Region wie die Augenstein-Formation und von S Periadriatische Magmatite empfing. Die Paläo-Drau entwässerte nach Osten.

Die Flüsse, die die Augenstein-Formation belieferten, schnitten sich nicht sehr tief ein. Zum einen erreichten sie zumindest über längere Zeit nicht das unterlagernde Kristallin. Zum anderen zeigen Apatit-Spaltspurenalter in den Gurktaler Alpen und den Steirischen Randgebirgen, dass die Gesamterosion seit dem Paläogen gering war. Die Alter sind durchwegs höher (>30 Ma) als das Alter der Augenstein-Formation, zum Teil reichen sie bis ins früheste Tertiär zurück (~60 Ma: Paläozän; HEJL 1997, REINECKER 2000; vgl. Abb. 12). Das bedeutet, dass die Erosion ab dem jeweils festgestellten Apatit-Alter bis heute etwa 3 km nicht überstieg. In den Gurktaler Alpen konnte aufgrund der teilweisen thermischen Ausheilung der Spaltspurenängen eine thermische Modellierung vorgenommen werden (REINECKER 2000). Demnach erfolgte die Abkühlung einer Probe, deren Spaltspurenalter bei 31 Ma liegt, von etwa 100°C auf Oberflächentemperaturen zwischen etwa 27 und 21 Ma (Oberoligozän-Untermiozän), was eine Exhumierung während der Sedimentation der Augenstein-Formation von etwa 3 km anzeigt. In den Steirischen Randgebirgen (Kor- und Packalpe, Hochreichart-Massiv der Niederen Tauern), ist aufgrund der höheren Apatit-Spaltspurenalter (40–60 Ma; HEJL 1997) der Anteil der Erosion während der Augenstein-Sedimentation entsprechend niedriger anzusetzen.

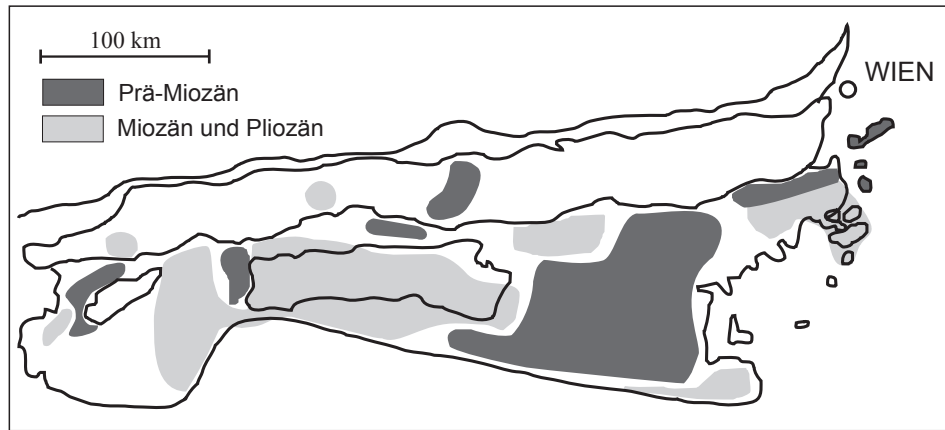


Abb. 12: Kärtchen der Ostalpen mit Apatit-Spaltpurenaltern

Die geomorphologische Domäne 1 (hohes Relief) ist fast durchwegs durch miozäne Alter gekennzeichnet, was junge Exhumierung anzeigt und den Erhalt von tertiären Altflächen unmöglich macht. Wo Altflächensysteme (im Ostteil der Ostalpen) erhalten sind, sind die Spaltspurenalter älter (Paläogen). Kompiliert nach GRUNDMANN & MORTEANI (1985), FLISCH (1986), STAUFENBERG (1987), HEJL & GRUNDMANN (1989), HEJL (1997), DUNKL & DEMÉNY (1997), FÜGENSCHUH et al. (1997), ELIAS (1998), STÖCKHERT et al. (1999), REINECKER (2000).

Nach dem Ende der Augenstein-Sedimentation bei ~21 Ma folgte in deren ehemaligem Liefergebiet eine Stagnationsperiode in der Erosion von drei oder vier Mio. Jahren, in der sich die hügelige Nock-Fläche stabilisierte und sich Roterden bildeten. Diese Zeit fällt jedoch bereits in die Extrusionsperiode.

4.2 Die Periode während des Extrusionsereignisses

4.2.1 Die laterale tektonische Extrusion

Die laterale tektonische Extrusion bewirkte eine tektonische und geographische Revolution und gestaltete die Ostalpen im Unter- und Mittelmiozän (ca. 21–12 Ma) grundlegend um (vgl. Abb. 9). Wie eingangs zu diesem Kapitel erwähnt, ist die Extrusion eine Kombination aus zwei unterschiedlichen Prozessen, dem orogenen Kollaps und dem Ausweichen von Krustenschollen, die beide eine West-Ost-Streckung des Gebirges bewirkten. Im Folgenden werden diese beiden Prozesse näher erläutert.

(1) *Orogener Kollaps*: Bei diesem Vorgang kollabiert die bei der Gebirgsbildung verdickte und in der Folge thermisch geschwächte Kruste unter ihrem eigenen Gewicht, dünnt sich aus und weicht seitlich aus, wenn ein Freiraum besteht. Die Ausweichbewegung erfolgt durch plastisches Fließen im tieferen Stockwerk und durch bruchhafte Dehnungsbewegung in der Oberkruste. In den Ostalpen erfolgte die Ausweichbewegung nach Osten in Richtung Intrakarpatisches Becken, während die N–S-Einengung

weiter anhielt. An der Oberfläche sind die Dehnungsbewegungen in N–S-streichenden Abschiebungen und Grabenbrüchen zu erkennen (z.B. Zollfeldgraben in Kärnten sowie ein ausgedehntes Graben-Horst-Feld, das heute unter den jüngeren Sedimenten des Steirischen und Pannonischen Beckens verborgen liegt). Die größte Dehnungsstruktur entstand aber im Bereich des Tauernfensters, das beim Extrusionsvorgang durch tektonische Denudation entstand. Dabei wurde über dem heute frei gelegten penninischen Fensterinhalt der ostalpine Deckel (vor allem aus einer über 10 km mächtigen Masse aus Kristallin bestehend) weggezogen. Die tektonischen Bewegungen fanden an zwei flach einfallenden Abscherungszonen, der Brenner-Abscherung im W und der Katschberg-Abscherung im O statt (vgl. Abb. 9, 13). Diese Scherzonen bilden heute die W- und O-Grenze des Tauernfensters. Die ursprünglich über dem Fensterinhalt gelegenen ostalpinen Krustenblöcke sind der Ötztal-Block und der Gurktal-Block, die heute westlich und östlich des Fensters liegen. Diese beiden Blöcke sind 160 km in W–O-Richtung auseinander gerissen worden, das entspricht der heutigen Längserstreckung des Tauernfensters. Abschätzende Berechnungen aus der über dem Fenster fehlenden Masse und der aus diesem Bereich durch Erosion entfernten Gesteine ergeben, dass nur ungefähr 20% der ursprünglich über dem Fenster gelegenen Masse durch Erosion und ungefähr 80% durch die tektonischen Vorgänge (seitliches Wegziehen: tektonische Denudation) entfernt wurden (FRISCH et al. 1999, 2000b). Dieser Berechnung liegen zum einen thermochronologische Daten, die es ermöglichen, die rasche Exhumierung der Gesteine im Miozän zu quantifizieren (DUNKL et al. 2003, FRISCH et al. 2000b, WÖLFLE et al. 2008), zum anderen Massenbilanzierungen der zu dieser Zeit in der Molassezone angelieferten Sedimentmassen (KUHLEMANN 2000, 2007, KUHLEMANN et al. 2001b,c, 2002) zugrunde.

(2) *Seitliches Ausweichen von Krustenschollen:* Entlang von großen Seitenverschiebungen, die ein konjugiertes System bildeten, kam es zum Ausweichen von Krustenschollen nach O (vgl. Abb. 9). Anhaltende N–S-Einengung führte auf diese Weise zur fortgesetzten N–S-Verkürzung und durch das seitliche Ausweichen zu weiterer W–O-Dehnung des Gebirges. Das konjugierte Störungssystem besteht aus sinistralen Seitenverschiebungen, die nach NO bis ONO streichen, und dextralen Seitenverschiebungen, die nach OSO bis SSO streichen. Zu den erstgenannten gehören die Inntal-Störung, die Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-(SEMP-)Störung (RATSCHBACHER et al. 1991) und die Mur-Mürztal-Störung (die die Norische Senke bildet). Das dextrale System wird vor allem vom Periadriatischen Lineament als Südbegrenzung der Ostalpen, der Mölltal-Störung und der Lavanttal-Störung gebildet (vgl. Abb. 1). Die tektonische Denudation des Tauernfensters wurde durch die großen Störungszonen (Salzachtal-, Murtal-, Mölltal-Störung) mit gesteuert.

Durch den Prozess der lateralen tektonischen Extrusion erhielten die Ostalpen ihre heutige lang gestreckte Form. Der Extrusionsprozess erfasste aber auch die Schweizer Alpen (FRISCH et al. 2000b). Die Ostalpen wurden in W–O-Richtung um etwa 50% gestreckt. Die N–S-Verkürzung betrug während der Extrusionsperiode im Brennermeridian, wo die Südalpen am weitesten nach N vorstoßen, rund 55%, im Bereich der Ötztaler Alpen gut 20% und im Bereich der Gurktaler Alpen etwa 30–35% (FRISCH et al. 1998).

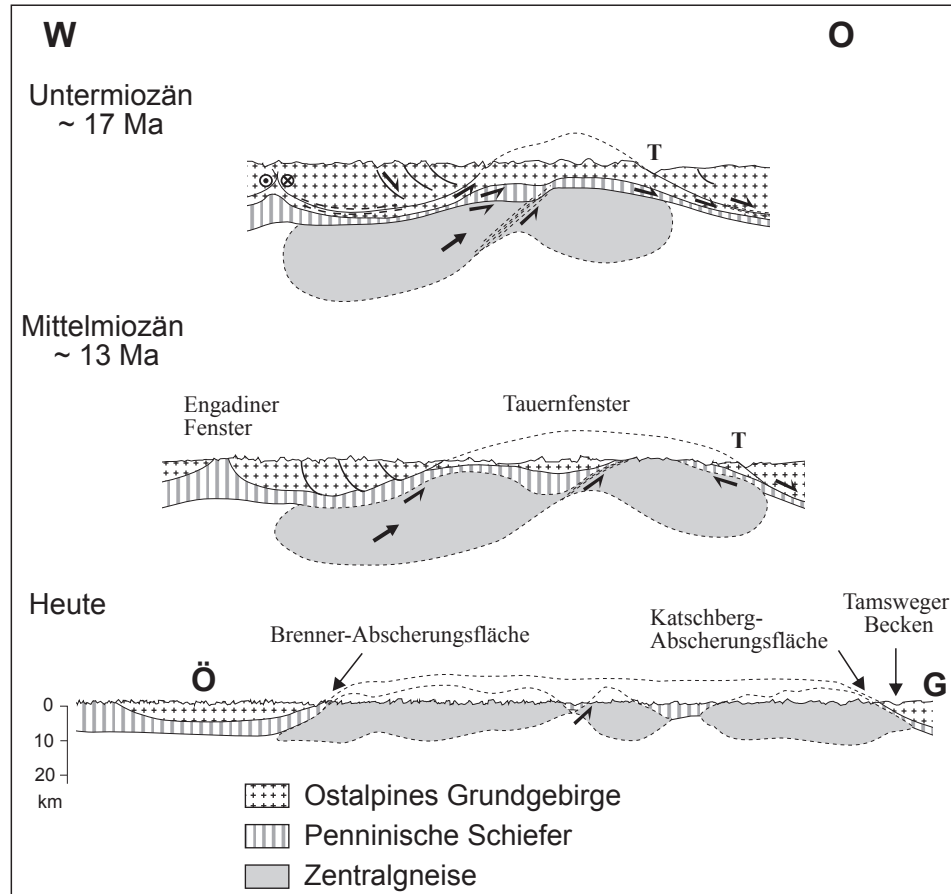


Abb. 13: Zwei miozäne und das heutige Längsprofil (W–O) durch das Tauernfenster. Die Profilserie zeigt das Auseinanderreißen der ostalpinen Deckeinheit über den penninischen Einheiten und die spät-mittelmiozäne Exhumierung der Zentralgneise. Das unter- bis mittelmiozäne Tamsweger Becken (T) enthält trotz seiner heutigen Nähe zum Tauernfenster keine penninischen Gerölle, da die Sedimentation vor Freilegung des Fensterinhalts endete.

4.2.2 Paläo-Inn und Auftauchen penninischer Gesteine im Tauernfenster

Die Obere Meeresmolasse etablierte sich etwa zeitgleich mit der Extrusionstektonik (vgl. Abb. 7), was einen Zusammenhang (generelle Erniedrigung der Topographie; siehe unten) nahelegt. Die Situation in den westlichen Ostalpen änderte sich nur geringfügig gegenüber der Situation vor der Extrusionsperiode. Im Lauf des Untermyozäns, vor etwa 19 Ma, verlegte der Paläo-Inn seinen Austritt in die Molasse nach Osten und bildete den Wachtberg-Fächer nördlich von Salzburg (vgl. Abb. 1). Die Molassezone verlandete bald (Obere Süßwassermolasse ab ca. 18–17 Ma), wodurch der Inn seine Schotter bis weit ins Vorland hinaus schütten konnte (Ortenburger Fächer bei Passau,

„Nördlicher Vollschoffer“, ca. 17–13 Ma; vgl. Abb. 7, 10b). Gegen Ende des Extrusionsprozesses, vor etwa 13 Ma, verlegte der Paläo-Inn seinen Austritt nochmals nach Osten, wo er mit dem Munderfinger Fächer und dem „Südlichen Vollschoffer“ den Grundstein für den riesigen Munderfinger-Kobernauber-Hausruck-(MKH-)Fächer legte, der im Verlauf von etwa 5 Mio. Jahren eine große Masse von Geröllmaterial ansammelte (vgl. Abb. 10c). Die Ostwärtsverlegung des Inn-Austritts in die Molasse hing mit der Extrusionstektonik und der Aktivierung und Neujustierung des Inntal-Störungssystems zusammen.

Der MKH-Fächer weist gegenüber den älteren Inn-Fächern eine größere Geröllvielfalt auf (vgl. Abb. 8). Es kommen weitere Leitgesteine, die auf den Westteil der Ostalpen hinweisen, hinzu (siehe Kap. 3.2). Pseudotachylite mit oberkretazischem Alter kommen aus der Silvretta. Voralpine Eklogite mit charakteristischen Granatzusammensetzungen sind dem Ötztal-Silvretta-Kristallin zuzuordnen, während frühalpiner Eklogite mit anderen Granatzusammensetzungen der südlichen Ötztalmasse oder dem ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters entstammen. Ein wichtiges neues Element sind Gneisgerölle, die aufgrund ihres Mineralbestands, ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer thermischen Geschichte (ermittelt aus Spaltspurendatierungen und herkömmlichen Datierungen an Glimmern) eindeutig penninischer Herkunft sind. Sie können den Zentralgneisen des Tauernfensters zugeordnet werden und zeigen an, dass diese Gneise in der späten Extrusionsperiode die Erdoberfläche erreichten (vgl. Abb. 8, 13). Sie tauchen erstmals in ca. 13 Ma alten Konglomeraten des MKH-Fächers auf. Insgesamt erfuhren die Gesteine des Tauernfensters während der Extrusionsperiode rasche Exhumierung und rasche Abkühlung (35°C pro Mio. Jahre; WÖLFLE et al. 2008).

4.2.3 Konjugierte Störungen und Entstehung der Längstäler

Während der Paläo-Inn bereits im Oligozän einer prominenten Störungszone folgte, die allerdings während der Extrusion reaktiviert und ausgedehnt wurde, entstanden im östlichen Teil der Ostalpen die oben erwähnten konjugierten Störungen, die das ostwärts gerichtete Ausweichen von Krustenblöcken ermöglichten, erst beim miozänen Extrusionsprozess. Das nach N gerichtete Entwässerungssystem der Augenstein-Flüsse wurde zerstört und durch ein im Wesentlichen longitudinales System ersetzt (vgl. Abb. 10b). Die großen Horizontalversätze entlang der Störungen bewirkten starke bruchhafte Beanspruchung der Gesteine und ermöglichten damit die Bildung von erosiven Furchen, die den Verlauf der Flüsse und die Bildung von Sedimentbecken bestimmten. Der sinistrale Versatz an der Inntal-Störung betrug während der Extrusionsperiode ca. 80 km (FRISCH et al. 2000), an der Salzachtal-Ennstal-Störung mindestens 60 km (der Versatz entlang der SEMP-Linie wurde nach O geringer; LINZER et al. 2002).

Die Längsfurchen wurden ab dem späten Untermiozän (ca. 18–17 Ma) mit klastischen Sedimenten verfüllt, die von den lokalen Flanken kamen und kein ferntransportiertes Material enthalten (vgl. Abb. 10b; DUNKL et al. 2005). Gerölle stammten nun zum Großteil aus dem ostalpinen Kristallin; die schwach metamorphen Paläozoika sind ebenfalls noch vertreten, ihr Anteil schwankt aber entsprechend den lokalen geologischen Verhältnissen. Dies zeigt, dass die Kristallinareale zu dieser Zeit weithin frei

gelegt waren. Es findet sich allerdings nirgends ein Hinweis auf Material aus dem penninischen Inhalt des Tauernfensters, das noch verborgen war. Selbst das Tamsweger Becken, heute unmittelbar am Ostrand des Fensters gelegen (vgl. Abb. 1, 13), ist frei von penninischen Geröllen (EXNER 1949, HEINRICH 1977, ZEILINGER et al. 1999).

Im Fall des Fohnsdorfer Beckens entstand am Kreuzungspunkt der Störungssysteme der Mur und der Lavant (vgl. Abb. 1) durch Aufreißen der Kruste eine tiefe lokale Depression in der Kruste, die mehr als 3.000 m mächtige Sedimente aufnehmen konnte. Einzelne Becken verbanden sich allmählich zu zusammenhängenden Sedimentkörpern, die anfangs alle terrestrisch waren. Im Verlauf der Entwicklung griff das Meer von Osten in die Furchen ein, sodass im Mittelmiozän marine Schichten über das Lavant-taler Becken bis in das Fohnsdorfer Becken in der Norischen Senke zur Ablagerung kamen (STRAUSS et al. 2001). Die Randgebirge zum Steirischen Becken wurden bis über das heutige Niveau unter den Sedimenten begraben.

Im Bereich der Augenstein-Sedimente über den zentralen und östlichen Kalkalpen war die Sedimentation mit Beginn der Extrusionstektonik beendet, da die Zufuhr von Süden durch die Längstäler abgeschnitten wurde. Allmählich setzte Erosion ein, die mit einer leichten Hebung einhergegangen sein muss (vgl. Abb. 10b, 11c). Im Mittelmiozän finden sich in der Molassezone nordwestlich von Salzburg große Mengen umgelagerten Augensteinmaterials im „Nördlichen Vollschocher“ (der auch Material des Paläo-Inns enthält: siehe oben; Abb. 10b), das sich durch besonderen Reichtum (bis zu 80%) der gegen Verwitterung stabilen Quarzgerölle auszeichnet. Gegen Ende der Extrusionsperiode war ein Großteil der Augenstein-Sedimente bereits in die Molassezone umgelagert.

4.2.4 Sedimentaustrag und topographische Höhen

Die topographischen Höhen sind für die Extrusionsperiode besonders schwierig abzuschätzen. Der Sedimentaustrag, der sich in der Molassezone, in den intramontanen Becken, aber auch zunehmend in entfernteren Sedimentbecken findet, weist mit Beginn der lateralen Extrusion einen deutlichen Einbruch auf (vgl. Abb. 14: hier umgerechnet in durchschnittliche Abtragungsraten im Gebirge; KUHLEMANN 2000, 2007, KUHLEMANN et al. 2002). Zuvor war der Sedimentaustrag seit dem Unteroligozän ständig angestiegen, was die Heraushebung des Gebirges, vor allem des Westteils, widerspiegelt. Die für die gesamten Ostalpen berechnete durchschnittliche Abtragungsrate stieg in diesem Zeitraum von ~0,05 auf ~0,15 mm/a. Die Heraushebung war durch den Platten-Abriss sowie die anhaltende N-S-Einengung und die Überschiebung auf das Molasse-Vorland bedingt.

Durch den Kollaps und die damit verbundene Ausdünnung der Kruste während des Extrusionereignisses kam es zu einer abrupten Absenkung der Erdoberfläche und in der Folge zur Relieferniedrigung. Dies führte zu einem sprunghaften Rückgang des Sedimentaustrags auf etwa die Hälfte. Die Periode erniedrigten Sedimentaustrags mit durchschnittlichen Erosionsraten zwischen 0,07 und 0,1 mm/a fällt exakt mit der Extrusionsperiode zusammen (vgl. Abb. 14). Bemerkenswert ist allerdings eine deutliche kurzzeitige Spitze des Sedimentaustrags um 17 Ma, gegen Ende des Untermiozäns. Zu dieser Zeit erfolgte ein Aufbäumen der Kruste, vermutlich vor allem im Bereich

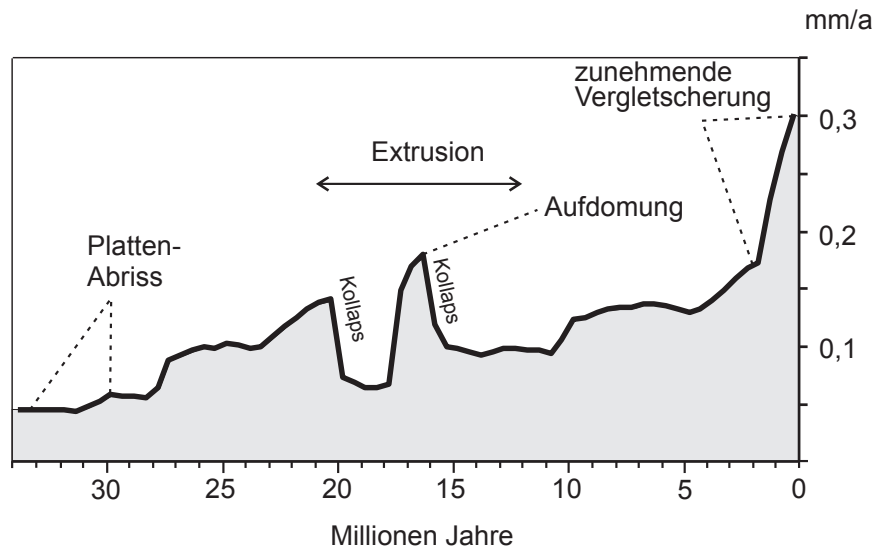
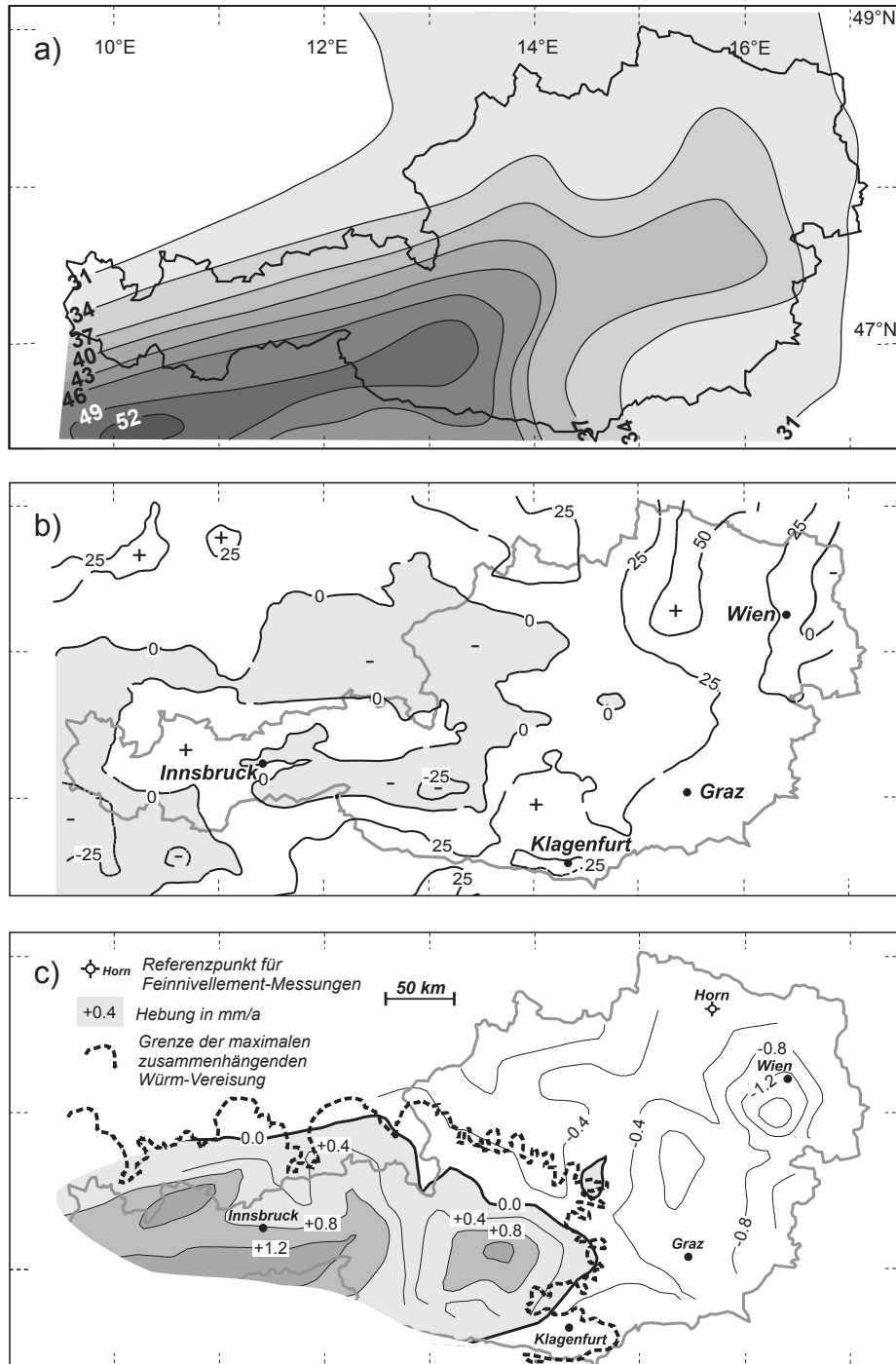


Abb. 14: Durchschnittliche Abtragung (in Millimetern pro Jahr) in den Ostalpen seit dem Beginn des Oligozäns, erstellt aus den aus dem Gebirgskörper gelieferten Sedimenten (nach KUHLEMANN 2000; KUHLEMANN et al. 2002). Bis gegen Ende des Pliozäns wurden die Änderungen in den Abtragungsraten tektonisch gesteuert. Der junge Anstieg der Abtragungsrate auf etwa 0,3 mm/a ist durch die eiszeitliche Vergletscherung bedingt.

des wenig später aufbrechenden Tauernfensters (vgl. Abb. 13). Möglicherweise war dieses Ereignis durch eine kurzzeitige Blockierung des Extrusionsvorgangs bedingt, gefolgt von erneutem heftigen Einsetzen der Extrusion. Dies spiegelt sich in deutlich beschleunigter Exhumierung im noch verborgenen Tauernfenster wider (abgeleitet aus Altersdaten; VON BLANCKENBURG et al. 1989, CLIFF et al. 1985, DUNKL et al. 2003) sowie vermutlich auch in beschleunigter Bewegung entlang der Störungen und rascher Absenkung der an diese gebundenen Sedimentbecken. Diese zweite Phase der Extrusionstektonik zwischen etwa 17 und 12 Ma fällt mit der Hauptdehnungsphase im Untergrund des Pannonischen Beckens zusammen (ROYDEN et al. 1982).

Im Westteil der Ostalpen blieb während der Extrusionsperiode insgesamt der Hochgebirgscharakter erhalten, wobei es vermutlich nur zu begrenzter Erniedrigung der Höhen und des Reliefs kam. Östlich des späteren Tauernfensters wurden durch die störungsbedingte Bildung der Talfurchen zunächst lokale Reliefs geschaffen, die sich aber in der Folge durch den Sedimenteintrag in den Senken und die Erosion auf den Höhen verringerten. Die Erosionsenergie hatte dadurch im Verlauf des Mittelmiozäns deutlich abgenommen. Um ca. 11–10 Ma, nach Beendigung der Extrusion, endete in den meisten inneralpinen Becken die Sedimentation. Nur das Lavantaler und vor allem das Klagenfurter Becken blieben im Obermiozän noch aktiv. Auf die allmähliche Hebung im Bereich der zentralen und östlichen Kalkalpen wurde oben bereits hingewiesen.



4.3 Die Periode nach dem Extrusionsereignis

4.3.1 Obermiozän und Pliozän

Die großmaßstäbliche W–O-Streckung des Gebirges war um 12 Ma, gegen Ende des Mittelmiozäns, beendet. Der Austritt des Paläo-Inns war zu seinem östlichsten Punkt verlegt, und zwischen 13 und 8 Ma wuchs der MKH-Fächer zu beachtlicher Größe (vgl. Abb. 10c). Die Entwässerung in der festländischen Molasse erfolgte zu dieser Zeit nach Westen, zur Rhône hin. Generell ist diese Periode wieder von Gebirgswachstum geprägt. Die topographischen Höhen nahmen zuerst zu und stagnierten während des Großteils des Obermiozäns, um danach erneut anzusteigen. Entsprechend dem Sedimentaustrag verstärkte sich der Hochgebirgscharakter und das Relief in den westlichen Ostalpen vor allem um die Wende vom Mittel- zum Obermiozän (ca. 12–10 Ma) als Reaktion auf die Beendigung des Extrusionsprozesses sowie im Pliozän (ca. 5–2 Ma). Insgesamt stieg die durchschnittliche Erosionsrate im Gebirge zwischen Beginn des Obermiozäns und Ende des Pliozäns von etwa 0,1 auf knapp 0,2 mm/a an, wobei der Hauptteil des Anstiegs im Pliozän erfolgte (vgl. Abb. 14). Der Anstieg geht vermutlich großteils auf isostatische Hebung zurück, die aber aufgrund der heutigen Schwereanomaliewerte (vgl. Abb. 15b) im Westteil größer gewesen sein muss als im Ostteil.

Das Tauernfenster, über dessen Form es zu Beginn des Obermiozäns keine klaren Anhaltspunkte gibt, besaß zu dieser Zeit ebenfalls Gebirgscharakter mit Tendenz zur Reliefvergrößerung. Dies lässt sich aus dem Größerwerden der Zentralgneis-Gerölle im MKH-Fächer ablesen (BRÜGEL 1998, BRÜGEL et al. 2003). Die Nock-Altfläche, die durch das niedrige Relief und durch teilweise Überschüttung mit Sedimenten während der Extrusionsperiode vor Erosion weit gehend geschützt war, erfuhr vermutlich erst im Pliozän eine deutliche Heraushebung. Auf diese Weise war es möglich, dass die Altfläche in ihrem Charakter vielfach erhalten blieb, obwohl generell ein gewisser Abtrag anzunehmen ist. Erst mit dieser jungen Heraushebung können sich in diesem Bereich Piedmontflächen gebildet haben.

Abb. 15: Krustendicke, Schwere und Hebung in den Ostalpen

(a) Tiefenlage der Mohorovičić-Diskontinuität (Krustenbasis) in den Ostalpen (in km unter NN). Östlich des Tauernfensters nimmt die Krustendicke deutlich ab, nur unter den Niederen Tauern befindet sich ein Sporn dickerer Kruste. Nach HOFMANN & SCHÖNLAUB (2007). (b) Isostatische Schwere-Anomalien der Ostalpen (WAGINI et al. 1987). Ein Bereich vorwiegend negativer Schwere im W steht einem Bereich positiver Schwere im O entgegen. (c) Rezente Hebungsraten in Österreich (in mm/a), relativ zu einem Bezugspunkt in der Böhmisches Masse (Stadt Horn) (BEV 1991). Die Bereiche mit positiver Hebung sind grau schattiert. Zusätzlich ist die Grenze der größten zusammenhängenden Vereisung während der Würmeiszeit eingezeichnet (VAN HUSEN 1987). – Krustendicke, negative isostatische Anomalien, rezente Hebungsraten und Vereisung korrelieren miteinander und stehen im Westteil und im Ostteil der Ostalpen im Gegensatz.

Nördlich der Murtalfurche allerdings stiegen die Niederen Tauern zu einem Hochgebirge auf. Dieser Prozess setzte schon während des Extrusionsprozesses ein, wie Apatit-Spaltspurendaten belegen (HEJL 1997, REINECKER 2000). Die Ursache für dieses aus dem Rahmen fallende Verhalten der Niederen Tauern hängt vermutlich mit einem WSW-ONO ausgerichteten Sporn verdickter Kruste zusammen, der sich heute unter den östlichen Niederen Tauern befindet (vgl. Abb. 15a). Bei der Heraushebung der Niederen Tauern wurden die Reste der paläozoischen Auflage über dem heute aufgeschlossenen Kristallin vollständig erodiert. Die Nockfläche würde sich über den Niederen Tauern heute auf einer Höhe von >5.000 m befinden.

Ebenfalls und erstmals einer substanziellen Hebung unterlagen die zentralen und östlichen Kalkalpen (vgl. Abb. 11d). Im frühen Obermiozän war die Dachstein-Altfläche, die von der Augenstein-Formation für rund 20 Mio. Jahre versiegelt war, von den Augenstein-Sedimenten zum größten Teil entblößt. Die folgende Hebung erfolgte zumindest in zwei Schüben. Ein großes Höhlensystem, das Riesenhöhhlensystem (RIEDL 1988), bildete sich während einer Ruheperiode im Hebungsprozess, weil es längere Zeit in Anspruch nehmen musste, das weit gehend horizontal ausgerichtete Höhlensystem zu bilden. Es muss daher für längere Zeit auf den gleichen oder nur wenig veränderten Vorfluter ausgerichtet gewesen sein. Das tiefer gelegene und heute aktive Quellschöhlensystem ist auf den heutigen Vorfluter oder ein wenig höher gelegenes Niveau ausgerichtet und zeigt eine junge Stagnationsphase im Hebungsprozess an.

In der Molassezone endete vor ca. 8 Ma die Sedimentation. Zu dieser Zeit erfolgte eine Kippung der Molassezone nach N, das heißt der alpennahe Teil wurde angehoben, was vermutlich mit einem Hebungsschub in den Kalkalpen einherging. Dadurch wurde die Molassezone zum Abtragungsgebiet und das longitudinale Flusssystem an ihren Nordrand gedrängt. Gleichzeitig bildete sich das endgültige, nach Osten gerichtete Entwässerungssystem, die Ur-Donau (FINK 1966). Durch die nach N abgedrängte Position der Ur-Donau entstanden in der Folge die epigenetischen Durchbruchstäler am Südrand der Böhmisches Masse, der im Obermiozän von Molassesedimenten bedeckt war.

4.3.2 Das Quartär und der jetzige Zustand des Gebirges

Die heutigen großräumigen topographischen Gegebenheiten und Vertikalbewegungen der Erdoberfläche in den Ostalpen korrelieren weit gehend mit der Krustendicke, den isostatischen Schwereanomalien und der eiszeitlichen Vergletscherung. Die maximalen Höhen und das lokale Relief nehmen von W nach O generell ab. Das Höhenminimum im Brennermeridian (vgl. Abb. 2) ist durch die große Störungszone der Brenner-Abscherung bedingt. Ebenso nimmt die Krustendicke von W nach O ab, wobei vor allem im Bereich unmittelbar östlich des Tauernfensters ein steiler Gradient besteht (vgl. Abb. 15a). Die isostatischen Schwereanomalien zeigen vor allem entlang des Alpenhauptkammes im Tauernfenster und westlich davon sowie in Teilen der Niederen Tauern negative Werte, die östlich davon in positive Werte umschlagen (vgl. Abb. 15a; MEURERS 1992, WAGINI et al. 1987). Dies bedeutet, dass die Gebiete mit großen topographischen Höhen (und Gipfeln >2.500 m) ein Massendefizit aufweisen (und somit aufsteigen sollten), die östlichen Bereiche mit Höhen meist <2.500 m einen Massenüberschuss (und sich somit absenken sollten).

Tatsächlich zeigen Feinnivellementmessungen genau dieses Muster (vgl. Abb. 15c; BEV 1991). Gegenüber einem angenommenen Fixpunkt in der Böhmisches Masse (bei der Stadt Horn) unterliegt der Westteil der Ostalpen einschließlich der Hohen Tauern Hebungen bis über 1 mm/a. Östlich der Gurktaler Alpen hingegen senkt sich die Erdoberfläche ab. Dieses gegensätzliche Muster der heutigen vertikalen Bewegungen korreliert aber nicht nur mit der Krustendicke und den Schwereanomalien, sondern auch mit der pleistozänen Vergletscherung. Die zusammenhängende Vergletscherung während des Würm-Höchststandes endete nahe dem Ostrand der Gurktaler Alpen und in den östlichen Niederen Tauern (vgl. Abb. 15c; VAN HUSEN 1987). Somit ist es wahrscheinlich, dass nicht nur die aus dem Tertiär überkommene Krustendicke, sondern auch die eiszeitlichen Vereisungen die rezenten isostatischen Ausgleichsbewegungen steuern. Die Vereisung ihrerseits konzentrierte sich natürlich auf jene Bereiche, die schon vor dem Quartär die größten topographischen Höhen aufwiesen.

Der von der Eiszeit erzeugte Effekt der Hebung kann durch die Berechnungen des Sedimentaustrags verifiziert werden. Bis Ende des Pliozäns vor knapp 2 Ma war die über die gesamten Ostalpen gemittelte Erosion auf etwas weniger als 0,2 mm/a angestiegen (vgl. Abb. 14). Mit Beginn des Pleistozäns nahm der Sedimentexport und somit der Abtrag im Gebirge drastisch zu, der Abtrag erhöhte sich bis auf 0,3 mm/a. Dies spiegelt den starken Erosionseffekt der Vergletscherung wider, da Eisströme wesentlich effizienter erodieren als Flüsse. Da nur ein Teil der Ostalpen vergletschert war, ist dieser Effekt noch stärker, als es der Anstieg der durchschnittlichen Erosionsraten anzeigt. Da Erosion isostatischen Aufstieg zur Folge hat (siehe FRISCH & MESCHÉDE 2007), tiefen sich die Täler zwar durch die Gletschererosion ein und vermindert sich die mittlere Höhe, die Gipfelpartien bleiben aber von Erosion relativ verschont und steigen daher auf. Dies führt zur Erhöhung der Gipfelfluren und zur Verstärkung des Reliefs. Die Erosion in den vergletscherten Arealen betrug im Pleistozän ca. 18.000 km³, berechnet auf die vergletscherte Fläche bedeutet dies etwa 500 m Gesteinsabtrag. Um isostatischen Ausgleich für 500 m Gesteinsabtrag zu erreichen, ist ein Aufstieg der Gesteinsmassen von etwa 430 m notwendig (FRISCH & MESCHÉDE 2007).

5 Schlussfolgerungen

Das heutige geomorphologische Erscheinungsbild der Ostalpen spiegelt die geologisch-tektonische Entwicklung des Gebirges seit der eozänen Gebirgsbildung vor etwa 50 bis 40 Ma wider. Der Westteil der Ostalpen war vom späten Unteroligozän an (ab ca. 30 Ma) ein Hochgebirge, weil dieser Bereich die stärkste Krustenverdickung bei der Orogenese erfuhr und daher nach dem Platten-Abriss am stärksten aufstieg. Dieser Bereich war zudem von der lateralen tektonischen Extrusion im Unter- bis Mittelmiozän (ca. 21–12 Ma) nur wenig betroffen und veränderte sich daher während der neogenen Entwicklungsgeschichte nur graduell. Das Entwässerungssystem des „Paläo-Inns“ war ein sehr beständiges Element, da der Verlauf des Hauptflusses an die Inntal-Störung gebunden war.

Die heutige geomorphologische Domäne mit den größten topographischen Höhen und ausgeprägtem Hochgebirgsrelief umfasst außer dem Westteil der Ostalpen auch die Hohen und Niederen Tauern. Sie korreliert mit großer Krustenmächtigkeit, starker eiszeitlicher Vergletscherung und rezenter Oberflächenhebung. Die rezente Hebung geht sowohl auf die große Krustenmächtigkeit als auch auf die eiszeitliche Vergletscherung zurück, wobei die jeweiligen Anteile dieser beiden Faktoren bislang nicht quantifiziert werden konnten. Außerdem korreliert diese Domäne mit miozänen Apatit-Spaltspurenaltern und großer Abtragung seit dem frühen Oligozän. Ein Erhalt von Altflächen ist in diesem Teil der Ostalpen nicht möglich.

Der Ostteil der Ostalpen war vermutlich bis in jüngste Zeit kein Hochgebirge, da die Kruste auch nach der Gebirgsbildung nach Osten, zum Intrakarpatischen Becken hin, ausdünnte. Er korreliert mit relativ geringer Krustenmächtigkeit, nur begrenzter eiszeitlicher Vergletscherung sowie rezenter Oberflächenabsenkung. Er bildete im Oligozän und Untermiozän in der Zentralzone des Gebirges ein hügeliges Mittelgebirgsrelief bzw. in den Kalkalpen ein Tiefland mit Sedimentation (Augenstein-Formation) und darauffolgender geringer Heraushebung und Erosion. Die laterale tektonische Extrusion bewirkte eine grundlegende Umgestaltung des topographischen Bilds der östlichen Ostalpen. Während dieses Vorganges wurden die Ostalpen in W–O-Richtung erheblich gestreckt, das Tauernfenster wurde durch Auseinanderreißen des darüber liegenden ostalpinen Kristallins tektonisch entblößt. Die ersten Gerölle aus den penninischen Zentralgneisen wurden gegen Ende der Extrusionsperiode im späten Mittelmiozän in die Molasse geschüttet. Durch das Extrusionsereignis bildeten sich große, subparallel zum Gebirge laufende Störungen in einem kunjugierten System, das das Ausweichen von Krustenblöcken nach Osten ermöglichte. Entlang dieser Störungen formten sich die großen Längstäler heraus, die mit Sedimenten verfüllt wurden und heute ein dominierendes geomorphologisches Element darstellen.

Durch die insgesamt viel geringere Hebung und Abtragung sind im Ostteil der Ostalpen Reste von Altflächen erhalten geblieben: Reste der Dachstein-Altfläche in den Kalkalpen und der Nock-Altfläche in der Zentralzone. Die Dachstein-Altfläche wurde in den zentralen und östlichen Kalkalpen als tief liegendes verkarstetes Hügelland im Obereozän und Unteroligozän (ca. 40–30 Ma) gebildet und in der Folge von den Augenstein-Sedimenten versiegelt. Diese Sedimente wurden in der Zeit zwischen etwa 30 und 21 Ma durch Flüsse aus dem Süden angeliefert. In der Folgezeit (ca. 21–10 Ma) wurden die Augenstein-Sedimente wieder abgetragen und in die Vorland-Molasse umgelagert. Im letzten Abschnitt stiegen die Kalkalpen in Etappen zum Hochgebirge auf. Die Erosion verschonte die Altfläche überall dort, wo mächtige Kalkformationen (vor allem Dachsteinkalk) die Verkarstung förderten und den Oberflächenabtrag minimierten. In den Arealen der mächtigen Triasdolomite sind keine Reste der Altfläche erhalten.

Die Nock-Altfläche wurde im Untermiozän als Hügelland gebildet, als der Abtrag im Liefergebiet für die Augenstein-Sedimente stagnierte. Die Fläche wurde mit Roterden und teilweise mit Sedimenten des späten Untermiozäns und Mittelmiozäns versiegelt. Eine stärkere Exhumierung der Altfläche erfolgte vermutlich erst im Pliozän. Die heutigen Reste der Altfläche sind durch die junge Erosion modifiziert worden, der morphologische Charakter der Fläche dürfte aber weitgehend erhalten geblieben sein.

Beide Altflächen wurden durch die miozäne Störungstektonik zerschnitten. Die einzelnen tektonischen Blöcke führten unterschiedliche Hebungs- und auch Kippungsvorgänge durch, sodass die Altflächenreste heute im Sinne des „Bruchschollenmodells“ von LICHTENECKER in unterschiedlichen Höhen anzutreffen sind. Die unterschiedlichen Höhenlagen gehen nicht auf eine zeitliche Staffelung der Altflächenbildung im Sinne von Piedmonttreppen zurück. Neogene Piedmonttreppenbildung stellte am Ostrand der Ostalpen einen gewissen Faktor in der Landschaftsentwicklung dar, hat aber weit weniger Bedeutung als jüngst von RIEDL (2007) gefordert.

Mit Ausnahme der Kalkalpenplateaus sind die Oberflächenformen weitgehend unabhängig von der Lithologie ausgebildet: in Gesteinen mit sehr unterschiedlichem Erosionsverhalten bildeten sich ähnliche Formen aus. Dies zeigt, dass die Oberflächenformen in erster Linie von den Exhumierungs- und Hebungsraten gesteuert wurden, die für die Bildung der unterschiedlichen geomorphologischen Domänen verantwortlich sind.

6 Literaturverzeichnis

- BEV (1991), Recent crustal movements in Austria. Map 1:2,000,000. Wien, BEV.
- BLANCKENBURG F. VON, DAVIES J.H. (1995), Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. In: *Tectonics*, 14, S. 120–131.
- BLANCKENBURG F. VON, VILLA F., BAUR I.M., MORTEANI G., STEIGER R.H. (1989), Time calibration of a PT-path from the Western Tauern Window. In: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, S. 1–11.
- BOBEK H. (1931), Ein tertiäres Schuttvorkommen im Tuxer Tal. In: *Jb. Geol. Bundesanst.*, 80, S. 87–102.
- BRÜGEL A. (1998), Provenance of alluvial conglomerates from the East Alpine foreland: Oligo-Miocene denudation and drainage evolution of the Eastern Alps. In: *Tübinger Geowiss. Arbeiten Reihe A*, 40, S. 1–168.
- BRÜGEL A., DUNKL I., FRISCH W., KUHLEMANN J., BALOGH K. (2000), The record of Periadriatic volcanism in the Eastern Alpine Molasse zone and its palaeogeographic implications. In: *Terra nova*, 12, S. 42–47.
- BRÜGEL A., DUNKL I., FRISCH W., KUHLEMANN J., BALOGH K. (2003), Geochemistry and geochronology of gneiss pebbles from foreland molasse conglomerates: geodynamic and paleogeographic implications for the Oligo-Miocene evolution of the Eastern Alps. In: *J. Geol.*, 111, S. 543–563.
- CLIFF R.A., DROOP G.T.R., REX D.C. (1985), Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. In: *J. Metamorphic Geol.*, 3, S. 403–415.
- DONGUS H. (1984), Grundformen des Reliefs der Alpen. In: *Geogr. Rundschau*, 36, S. 388–394.
- DUNKL I., DEMÉNY A. (1997), Exhumation of the Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps and Pannonian basin during Neogene extension. In: *Tectonophysics*, 272, S. 197–211.
- DUNKL I., FRISCH W., GRUNDMANN G. (2003), Zircon fission track thermochronology of the southeastern part of the Tauern Window and the adjacent Austroalpine margin, Eastern Alps. In: *Eclogae Geol. Helv.*, 96, S. 209–217.

- DUNKL I., KUHLEMANN J., REINECKER J., FRISCH W. (2005), Cenozoic relief evolution of the Eastern Alps – constraints from apatite fission track ageprovenance of Neogene intramontane sediments. In: *Austrian J. Earth Science*, 98, S. 92–105.
- DUNKL I., FRISCH W., KUHLEMANN J., BRÜGEL A. (im Druck), Pebble population dating as an additional tool for provenance studies – examples from the Eastern Alps. In: *J. Geol. Soc. London Spec. Publ.*
- ELIAS J. (1998), The thermal history of the Ötztal-Stubai complex (Tyrol, Austria/Italy) in the light of the lateral extrusion model. In: *Tübinger Geowiss. Arbeiten Reihe A*, 42, S. 1–172.
- EXNER C. (1949), Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. In: *Mitt. d. Geogr. Ges. Wien*, 91, S. 186–196.
- FARR T.G., ROSEN P.A., CARO E., CRIPPEN R., DUREN R., HENSLEY S., KOBRICK M., PALLER M., RODRÍGUEZ E., ROTH L., SEAL D., SHAFFER S., SHIMADA J., UMLAND J., WERNER M., OSKIN M., BURBANK D.W., ALSDORF D. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission. In: *Reviews of Geophysics*, 45, RG2004, doi: 10.1029/2005RG000183 (2007).
- FINK J. (1966), Paläogeographie der Donau. In: LIEPOLD R. (Hrsg.), *Limnologie der Donau*, S. 1–50. Stuttgart, Schweizerbart.
- FLISCH M. (1986), Die Hebungsgeschichte der ostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. In: *Bull. Verein Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ingen.*, 53, S. 23–49.
- FRISCH W., MESCHÉDE M. (2007), Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. 2. überarb. Aufl. Darmstadt, Primus Verlag u. Wiss. Buchges. 196 S.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I., BRÜGEL A. (1998), Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary extrusion. In: *Tectonophysics*, 297, S. 1–15.
- FRISCH W., BRÜGEL A., DUNKL I., KUHLEMANN J., SATIR M. (1999), Post-collisional large-scale extension and mountain uplift in the Eastern Alps. In: *Mem. Sci. Geol. (Padova)*, 51/1, S. 3–23.
- FRISCH W., SZÉKELY B., KUHLEMANN J., DUNKL I. (2000a), Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. In: *Z. Geomorph. N.F.*, 44, S. 103–138.
- FRISCH W., DUNKL I., KUHLEMANN J. (2000b), Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. In: *Tectonophysics*, 327, S. 239–265.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I., SZÉKELY B. (2001), The Dachstein paleosurface and the Augenstein formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. In: *Int. J. Earth Science*, 90, S. 500–518.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I., SZÉKELY B., VENNEMANN T., RETTENBACHER A. (2002), Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. In: *Die Höhle*, 53/1, S. 1–37.
- FÜGENSCHUH B., SEWARD D., MANCKTELOW N. (1997), Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. In: *Terra nova*, 9, S. 213–217.
- GÖTZINGER G. (1913), Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. In: *Verhandl. Geol. Reichsanst.*, 1913, S. 61–65.
- GRUNDMANN G., MORTEANI G. (1985), The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from apatite fission track ages. In: *Jb. Geol. Bundesanst.*, 128, S. 197–216.
- HEINRICH M. (1977), Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. In: *Jb. Geol. Bundesanst.*, 120, S. 295–341.
- HEIL E. (1997), „Cold spots“ during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. In: *Tectonophysics*, 272, S. 159–173.

- HEIL E., GRUNDMANN G. (1989), Apatite fission track dates on the thermal history of the northern Limestone Alps, the Flysch Zone, and the Molasse Zone. In: *Jb. Geol. Bundesanst.*, 132, S. 191–212.
- HOFMANN T., SCHÖNLAUB H.P. (Hrsg.) (2007), *Geo-Atlas Österreich*. Wien, GBA. 111 S.
- JARVIS A., REUTER H.I., NELSON A., GUEVARA E. (2006), Hole-filled seamless SRTM data V3. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), <http://srtm.csi.cgiar.org> (accessed 19 June 2008).
- KEMPF O., MATTER A., BURBANK D.W., MANGE M. (1999), Depositinal and structural evolution for a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse basin. In: *Int. J. Earth Science*, 88, S. 253–275.
- KUHLEMANN J. (2000), Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). In: *Mem. Sci. Geol. Padova*, 52, S. 1–91.
- KUHLEMANN J. (2007), Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. In: *Global and Planetary Change*, 58, S. 224–236.
- KUHLEMANN J., FRISCH W., DUNKL I. (2001a), The Oligocene geologic and paleotopographic evolution of the Eastern Alps. In: PILLER W.E., RASSER M.W. (Hrsg.), *Paleogene of the Eastern Alps* (= *Erdwiss. Komm.*, 14), S. 129–152. Wien, ÖAW.
- KUHLEMANN J., FRISCH W., DUNKL I., SZÉKELY B. (2001b), Quantifying tectonic versus erosive denudation: The Miocene core complexes of the Alps. In: *Tectonophysics*, 330, S. 1–23.
- KUHLEMANN J., FRISCH W., DUNKL I., SZÉKELY B., SPIEGEL C. (2001c), Miocene shifts of the drainage divide in the Alps and their foreland basin. In: *Z. Geomorph. N.F.*, 45, S. 239–265.
- KUHLEMANN J., FRISCH W., SZÉKELY B., DUNKL I., KÁZMÉR M. (2002), Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. In: *Int. J. Earth Science*, 91, S. 818–837.
- KUHLEMANN J., FRISCH W., DUNKL I., SZÉKELY B. (2004), Eine Zeitreise in den zentralen Nördlichen Kalkalpen: von tropischen Küstenebenen zu Eishöhlen. In: *Karst u. Höhle 2002/2003*, S. 131–147.
- KUHLEMANN J., DUNKL I., BRÜGEL A., SPIEGEL C., FRISCH W. (2006), From source terrains of the Eastern Alps to the Molasse basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. In: *Tectonophysics*, 413, S. 301–316.
- KUHLEMANN J., TAUBALD H., VENNEMANN T., DUNKL I., FRISCH W. (im Druck), Geochemical signature of Tertiary paleosol relics in the Eastern Alps (Europe). In: *Austrian J. Earth Science*.
- LICHTENECKER N. (1924), Das Bewegungsbild der Ostalpen. In: *Die Naturwissenschaften*, 13, S. 739–743.
- LICHTENECKER N. (1926), Die Rax. In: *Geogr. Jahresber. aus Österreich*, 13, S. 150–170.
- LINZER H.-G., DECKER K., PERESSON H., DELL'MOUR R., FRISCH W. (2002), Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. In: *Tectonophysics*, 354, S. 211–237.
- MEURERS B. (1992), Untersuchungen zur Bestimmung und Analyse des Schwerefeldes im Hochgebirge am Beispiel der Ostalpen. In: *Österr. Beitr. Meteor. Geoph.*, 6, S. 1–146.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G., MERLE O. (1991), Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. In: *Tectonics*, 10, S. 257–271.
- REINECKER J. (2000), Stress and deformation: Miocene to present-day tectonics in the Eastern Alps. In: *Tübinger Geowiss. Arbeiten Reihe A*, 55, S. 1–128.
- RIEDL H. (1966), Beiträge zum Problem: Raxlandschaft – Augensteinlandschaft. In: *Mitt. d. Österr. Geogr. Ges.*, 108, S. 98–109.
- RIEDL H. (1988), Neue Beiträge zur Geomorphologie der Nördlichen Kalkhochalpen. In: *Geogr. Jahresber. aus Österreich*, 45, S. 81–96.

- RIEDL H. (2007), Zur Entwicklung der Piedmonttreppentheorie und ihrer Erkenntnisobjekte. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 149, S. 55–80.
- ROYDEN L., HORVÁTH F., BURCHFIEL B.C. (1982), Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. In: Geol. Soc. Am. Bull., 73, S. 717–725.
- SAKAGUCHI Y. (1973), Über die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. In: Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., 18, S. 144–155.
- SCHIEMENZ S. (1960), Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. In: Beih. Geol. Jahrb., 38, S. 1–119.
- SCHLUNEGGER F., BURBANK D.W., MATTER A., ENGESSER B., MÖDDEN C. (1996), Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (35–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. In: Eclogae Geol. Helv., 89, S. 753–788.
- SEEFELDNER E. (1926), Zur Morphologie der Salzburger Alpen. In: Geogr. Jahresber. aus Österreich, 13, S. 107–149.
- SEEFELDNER E. (1973), Zur Frage der Korrelation der kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 115, S. 106–123.
- STAUFENBERG H. (1987), Apatite fission-track evidence for post-metamorphic uplift and cooling history of the eastern Tauern window and the surrounding Austroalpine (central Eastern Alps, Austria). In: Jb. Geol. Bundesanst., 130, S. 571–586.
- STÖCKHERT B., BRIX M.R., KLEINSCHRODT R., HURFORD A.J., WIRTH R. (1999), Thermochronometry and microstructures of quartz – a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition. In: J. Struct. Geol., 21, S. 351–369.
- STRAUSS P., WAGREICH M., DECKER K., SACHSENHOFER R.F. (2001), Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): From a pull-apart basin to a half-graben. In: Int. J. Earth Science, 90, S. 549–559.
- SZÉKELY B. (2003), The Eastern Alps in an envelope – an estimation on the „missing volume“. In: N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 230, S. 257–275.
- SZÉKELY B., REINECKER J., DUNKL I., FRISCH W., KUHLEMANN J. (2002), Neotectonic movements and their geomorphic response as reflected in surface parameters and stress patterns in the Eastern Alps. In: CLOETINGH S.A.P.L., HORVÁTH F., BADA G., LANKREJER A.C., (Hrsg.), Neotectonics and Surface Processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System (= Eur. Geosci. Union Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 3), S. 149–166.
- TOLLMANN A. (1968), Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 110, S. 224–244.
- TOLLMANN A. (1985), Geologie von Österreich. 2. Bd. Wien, Deuticke. 710 S.
- TRAUTWEIN B., DUNKL I., FRISCH W. (2001), Accretionary history of the Rhenodanubian flysch zone in the Eastern Alps – evidence from apatite fission-track geochronology. In: Int. J. Earth Science, 90, S. 703–713.
- VAN HUSEN D. (1987), Die Ostalpen in den Eiszeiten. Wien, GBA. 24 S.
- WAGINI A., STEINHAUSER P., MEURERS B. (1987), Isostatic residual gravity map of Austria. In: United States Geol. Survey Open-File Report, S. 87–402.
- WINKLER-HERMADEN A. (1957), Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien, Springer. 822 S.
- WÖLFLE A., DEKANT C., DANIŠÍK M., KURZ W., DUNKL I., PUTIŠ M., FRISCH W. (2008), Late stage differential exhumation of crustal blocks in the central Eastern Alps: evidence from fission track and (U-Th)/He thermochronology. In: Terran nova, 20, S. 378–384.
- ZEILINGER G., KUHLEMANN J., REINECKER J., KÁZMÉR M., FRISCH W. (1999), Das Tamsweger Tertiär im Lungau (Österreich): Fazies und Deformation eines intramontanen Beckens. In: N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 214, S. 537–569.