

DIE HÖHLE

ZEITSCHRIFT FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE

Jahresbezugpreis: EUR 10,20
DVR 0556025

Gefördert vom Bundesministerium für
Bildung, Wissenschaft und Kultur in Wien

Organ des Verbandes österreichischer
Höhlenforscher / Organ des Verbandes der
deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V.
AU ISSN 0018-3091

Der Druck, insbesondere der Farbbilder,
wurde durch einen Zuschuss des Institutes
für Geologie und Paläontologie der Univer-
sität Tübingen ermöglicht.

Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlen- entwicklung - die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen

Von Wolfgang Frisch, Joachim Kuhleemann, István Dunkl, Balázs Székely, Torsten Vennemann (Tübingen) und Alois Rettenbacher (Werfenweng)

ZUSAMMENFASSUNG

Das Landschaftsbild der zentralen Nördlichen Kalkalpen wird von den berühmten verkarsteten Hochplateaus geprägt. Sie stellen Relikte der Dachstein-Altfläche dar, die sich bis an den Ostrand der Kalkalpen verfolgen lassen. Die Dachstein-Altfläche bildete sich im späten Eozän und frühen Oligozän als verkarstetes Hügelland, wurde durch spätere Erosionsprozesse nur begrenzt

umgestaltet und ist als solche in den Karstplateaus erhalten. Im Oligozän erfuhr die Altfläche eine Absenkung und wurde dabei von der Augenstein-Formation versiegelt, einer terrestrischen Abfolge von Konglomeraten und Sandsteinen, die nur in kleinen Resten auf den Plateaus erhalten ist. Die nicht ausreichend definierten und widersprüchlich verwendeten Begriffe „Rax-Landschaft“ und

„Augenstein-Landschaft“ werden nicht mehr verwendet.

Das Alter der Augenstein-Formation kann aus der geologischen Situation heraus mit Unteroligozän bis frühes Untermiozän angegeben werden. Spaltspurendatierungen an Zirkon stützen ein unteroligozänes Alter der basalen Bildungen (nur solche sind erhalten). Das Liefergebiet der Augenstein-Sedimente lag im Süden und war fast ausschließlich aus schwach-metamorphen paläozoischen Gesteinen (Grauwackenzone und ihre Äquivalente) sowie der oberkarbonisch-untertriadischen siliziklastischen Basis der Kalkalpen aufgebaut. Nach Westen verzahnte sich die Augenstein-Formation mit den tertiären Sedimenten des Unterinntals. Uran-Spaltspurendaten aus Apatit, der als akzessorisches Mineral in Geröllen enthalten ist, legen nahe, daß die Augenstein-Formation lokal Mächtigkeiten von über 1,3 km, möglicherweise bis über 2 km erreichte. Die Augenstein-Sedimentation endete vermutlich im frühen Miozän mit dem Einsetzen der lateralen tektonischen Extrusion, die eine Relieferniedrigung im Liefergebiet der Augenstein-Sedimente und ein neues, an Störungen gebundenes Entwässerungsnetz mit sich brachte. In der Folge wurden die Augenstein-Sedimente erodiert und in der Vorlandmolasse wieder abgelagert. Vom Pannon an (ab ca. 10 M. J.) erfuhren die zentralen und östlichen Kalkalpen und mit ihnen die inzwischen wieder freigelegte Dachstein-Altfläche ihre Heraushebung in mehreren Schüben. Die Altfläche blieb dort erhalten, wo mächtige Kalksteinabfolgen die unterirdische Erosion in Höhlensystemen ermöglichten und damit die Oberflächenerosion auf ein Minimum begrenzten. Augenstein-Sedimente wurden teilweise in die verbreiteten Höhlensysteme der plateautragenden Kalkstöcke verschwemmt.

Die Anordnung der Höhlen in drei Horizonten zeigt, daß die Heraushebung der Kalkalpen in Etappen erfolgte, die von Ruhephasen

unterbrochen waren. In unserem Modell zur Entwicklung der Kalkalpen seit dem ausgehenden Eozän wurde das höchste Höhlensystem, das oberflächennahe Ruinenhöhlenniveau, vermutlich während der Bildung der Dachstein-Altfläche angelegt. Das größte System, das Riesenhöhlenniveau, wurde demnach im frühen Stadium der finalen Heraushebung der zentralen Kalkalpen, im Obermiozän, gebildet, das jüngste und tiefste System, das Quelhöhlenniveau, im Pliozän und Quartär. Es wurde versucht, Gesteinsmaterial aus dem Riesenhöhlensystem mit radiometrischen Methoden zu datieren. Uran-Blei-Datierungen an Tropfsteinen aus der Mammuthöhle (Dachstein) und der Eisriesenwelt (Tennengebirge) erbrachten wegen zu geringer Urangehalte kein direktes Alter, doch lassen Isotopenverhältnisse auf ein vor-pleistozänes Alter schließen. Quarze, die aus der Augenstein-Formation vor der Bildung der Tropfsteine in das Höhlensystem der Eisriesenwelt eingeschwemmt wurden, wurden auf kosmogene Beryllium- und Aluminium-Nuklide analysiert, um das Alter der Einschwemmung zu datieren. Die Isotopengehalte ergaben jedoch kein verwertbares Signal. Untersuchungen der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse an dem Tropfsteinmaterial aus der Eisriesenwelt wurden durchgeführt, um Hinweise auf klimatische Veränderungen zu erhalten. Ein 260 mm langer Probenkern vom Außenrand des Tropfsteins ergab geringe Schwankungen für die Temperatur der Regenwässer, die zur Tropfsteinbildung in die Höhlen einsickerten, was auf ein gemäßigtes Klima hinweist und ebenfalls auf eine vor-pleistozäne Bildung des Tropfsteins schließen läßt. Diese Ergebnisse stehen mit der angenommenen obermiozänen Bildung des Riesenhöhlensystems in Einklang.

Zerschierung von Tropfsteinen und durch Störungen verursachte Geländestufen auf den Plateaus bezeugen eine junge, teilweise quartäre Tektonik, von der die Nördlichen Kalkalpen erfaßt wurden.

EINLEITUNG

Die Nördlichen Kalkalpen (im weiteren Verlauf meist kurz „Kalkalpen“ genannt), Teil der oberostalpinen Großeinheit, bestehen aus einer Schichtfolge, die vom Oberkarbon bis ins Eozän reicht. Die Schichtfolge wird von mittel- bis obertriadischen Plattformkarbonaten dominiert, die zusammen Mächtigkeiten von 2-3 km erreichen und die Landschaft der Kalkalpen entscheidend bestimmen. Ein großer Teil der zentralen und ein kleinerer Teil der östlichen Kalkalpen wird durch Karstplateaus charakterisiert, die meist zwischen 1800 und 2500 m hoch liegen und von denen einige mehr als 100 km² Ausdehnung aufweisen (Abb. 1a). Die Plateaus sind durch Kalkstein-Abfolgen, meist obertriadischen Dachsteinkalk, gekennzeichnet, während die verbreiteten Dolomit-Abfolgen (vor allem der obertriadische Hauptdolomit) nicht plateaubildend auftreten. Die ungefähre (da unscharfe) Trennlinie zwischen Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies ist in Abbildung 1 b eingetragen. Durch Vergleich mit Abbildung 1 a ist ersichtlich, daß die Plateaus fast ausschließlich im Bereich der Dachsteinkalkfazies liegen. Das innerhalb des Hauptdolomit-Faziesbereichs

liegende Höllengebirgsplateau am Nordrand der Kalkalpen (Abb. 1a) besteht aus Wettersteinkalk (Mitteltrias bis früheste Obertrias).

Die Karstplateaus stellen Teile einer Altfläche dar, die spärliche Reste von tertiären Konglomeraten und Sandsteinen der Augenstein-Formation trägt. Es gibt eine langjährige Debatte darüber, ob die Altfläche einphasig oder mehrphasig gebildet wurde und ob sie älter oder jünger als die Augenstein-Sedimente ist. Ebenso wurde das Alter der Augenstein-Sedimente wie auch die Frage, ob die Vorkommen gegenüber ihrer Unterlage autochthon oder allochthon sind, kontrovers diskutiert. Die vorliegende Arbeit definiert und beschreibt die Augenstein-Formation. Zudem werden Überlegungen zum Alter der Höhlensysteme der plateau-tragenden Kalkstöcke angestellt und erste Untersuchungen zur Datierung vorgestellt. Die in dieser Arbeit zusammengefaßten Ergebnisse sind für die Rekonstruktion der geologischen und geomorphologischen Entwicklung der zentralen Kalkalpen für die Zeit seit dem ausgehenden Eozän bei ca. 35 M. J. vor heute von Bedeutung.

FRÜHERE KONZEPTE

Reste von alten Einebnungsflächen, meist dem Miozän oder Oligozän zugeordnet, wurden im östlichen Teil der Ostalpen schon früh erkannt (s. WINKLER-HERMADEN, 1957). In den Nördlichen Kalkalpen treten die Karstplateaus nur im zentralen und östlichen Teil auf (Abb. 1a). In ihrem Westteil sind die Kalkalpen durch scharfe Kämme charakterisiert, Plateaus fehlen vollständig. Wir betrachten dies als eine Folge der sehr unterschiedlichen geologischen und geomorphologischen Entwicklung der beiden Bereiche der Kalkalpen im Oligozän und im Neogen. BRÜGEL (1998) und FRISCH et al. (1998, 2000) zeigten, daß die Kalkalpen westlich des heutigen Inn-Durchbruchs

bereits im Oberoligozän ein gebirgiges Terrain waren, das der Erosion unterlag und Gerölle in die Vorlandmolasse lieferte, während zur gleichen Zeit weiter östlich Sedimente der Augenstein-Formation auf den Kalkalpen abgelagert wurden.

Bezüglich der Interpretation der hochgelegenen Karstplateaus gibt es vor allem zwei Gedankenschulen. (1) Das Konzept der „Rax-Landschaft“ (LICHTENECKER, 1924, 1926) geht von einer einphasig geformten Einebnungsfläche aus, die später tektonisch zerlegt wurde. (2) Dies kontrastiert mit dem Konzept der Bildung einer Piedmonttreppe mit mehreren Phasen der tektonischen Ruhe, in denen Verebnungen von begrenzter Aus-

dehnung gebildet wurden und die von Hebungsphasen getrennt waren (SEEFELDER, 1926; WINKLER-HERMADEN, 1957; LANGENSCHIEDT, 1992). WINKLER-HERMADEN korrelierte Altflächenreste im ostalpinen Grundgebirge südlich der Kalkalpen und östlich des Tauernfensters mit den Kalkalpenplateaus und definierte sechs Horizonte mit von oben nach unten hin abnehmenden Altern. TOLLMANN (1986) verneinte die Existenz der Rax-Landschaft und argumentierte, daß eine einzige, durchgehende Altfläche im Sinne von LICHTENECKER nicht existierte. Generell wurde den höheren Altflächenresten ein miozänes Alter zugewiesen. Das Konzept der mehrphasigen Bildung von Verebnungsflächen berücksichtigte nicht, daß erhebliche neogene (vor allem unter- und mittelmiozäne) Blockzerlegungen entlang eines bedeutenden konjugierten Störungsmusters und anschließend differentielle Hebung der einzelnen Blöcke stattfanden (LICHTENECKER, 1924, 1926; RATSCHBACHER et al., 1991; FRISCH et al., 2000).

Die Augenstein-Formation besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten, die reich an polykristallinen Quarzkomponenten sind (SIMONY, 1851). Sie wurde von Flüssen abgelagert, die aus dem Süden kamen (GÖTZINGER, 1913 a, b; WINKLER-HERMADEN, 1957). Die meisten Autoren stufen die Augenstein-Formation als miozäne Bildung ein (z. B. WINKLER-HERMADEN, 1957, mit weiteren Zitaten). Da gleiches Geröllmaterial wie in der Augenstein-Formation auch in spät-unteroligozänen bis früh-untermiozänen marinen Schichten der Molassezone (Obere Deutenhausener und Puchkirchener Schichten; s. Abb. 7) enthalten ist, schloß TOLLMANN (1968), daß die Augenstein-Sedimente die gleiche Zeitspanne umfassen. FRISCH et al. (1998) kamen aus anderen Gründen zum gleichen Ergebnis. Sie argumentierten, daß nach einem Hebungsimpuls, der durch die vorangegangene Plattenkollision ausgelöst wurde, im Unteroligozän grobes Geröll-

material überall in der Molassezone vor der Gebirgsfront auftauchte, und korrelierten dieses Ereignis mit dem Auftreten groben klastischen Materials in der Augenstein-Formation, die zu dieser Zeit ein Teil der Molassezone war. Das Ende der Sedimentation der Augenstein-Formation legten sie ins Untermiozän, als laterale tektonische Extrusion die Ostalpen tiefgreifend umgestaltete (RATSCHBACHER et al., 1991). Dieses bedeutende tektonische Ereignis bewirkte, daß die Ostalpen eine Ost-West-Dehnung um über 50 % erfuhren (FRISCH et al., 1998), im Liefergebiet der Augenstein-Sedimente das Relief kollabierte (KUHLEMANN, 2000) und ein neu aktiviertes Störungsmuster eine grundlegende Neuorientierung des Flußnetzes mit sich brachte (FRISCH et al., 2000). LICHTENECKER (1924) führte den Begriff „Augenstein-Landschaft“ ein, um die flachhügelige Schwemmlandchaft zu beschreiben, die während der Sedimentation der Augenstein-Formation entstand. Die Mächtigkeit der Augenstein-Formation wurde von WINKLER-HERMADEN (1957) auf mehrere hundert Meter geschätzt. Heute ist die Augenstein-Landschaft vollständig zerstört. Nur verstreute und sehr kleine Relikte der Augenstein-Vorkommen sind erhalten, viele von ihnen mehrfach umgelagert. Es herrschte weitgehende Übereinstimmung darin, daß sich „Augenstein-Landschaft“ und „Rax-Landschaft“ in Folge bildeten, die Rax-Landschaft also jünger ist (WINKLER-HERMADEN, 1957). GÖTZINGER (1913 b), GANSS (1939), RIEDL (1966) und LOUIS (1968) sprachen sich aber für autochthone Augenstein-Vorkommen aus und meinten damit, daß die Fläche, auf der die Augenstein-Sedimente abgelagert wurden, lokal erhalten ist. Nach RIEDL (1966) stellt die Rax-Landschaft eine entblößte Karstfläche dar, die durch korrosive Grenzflächeneffekte zwischen Untergrund und Augenstein-Sedimentauflage modelliert wurde. Er nahm an, daß die Altfläche jünger als die savische Gebirgsbildungsphase und somit jünger als Oligozän ist.

Westlich des Sedimentationsgebiets der Augenstein-Formation schloß der Sedimentationsbereich des obereozänen bis oligozänen „Unterinntal-Tertiärs“ an, das teilweise zeitgleich mit den Augenstein-Sedimenten abgelagert wurde. Das Unterinntal-Tertiär (Abb. 1b) weist im Unter-

oligozän eine marine, im Oberoligozän eine terrestrische Fazies auf. Die oberoligozänen Sedimente enthalten Material, das vom Ur-Inn (KROIS & STINGL, 1991; SKERIES & TROLL, 1991; MAIR et al., 1996; BRÜGEL, 1998; FRISCH et al., 1999) angeliefert wurde.

TYPLOKALITÄT DER AUGENSTEIN-FORMATION

Die Augenstein-Formation (FRISCH et al., 2001) ist als solche bis heute nicht formal definiert, weshalb dies hier geschehen soll. In den folgenden Abschnitten werden die Sedimente näher charakterisiert, wobei auf Zusammensetzung, Herkunft, Mächtigkeit und Alter eingegangen wird.

Als Typlokalität schlagen wir die Augensteindlgrube am Dachsteinplateau vor, 1,1 km SSO (Richtung 150°) der Gjaidalm am markierten Weg Nr. 616 von der Gjaidalm (Schilcherhaus) zum Guttenberg-Haus (s. Abb. 15 b). In der AV-Karte 1:25.000 (Bl. 14) sowie der Geologischen AV-Karte 1:25.000 ist die Lokalität als „Augsteindlgrube“ verzeichnet. In der ÖK50 ist die Lokalität nicht ausgewiesen. Genaue Lokation: AV-Karte 1:25.000, Bl. 14 Dachsteingruppe: R15,175, H10,325. ÖK50, Bl. 96 Bad Ischl: R475,850, H263,400. Die Lokalität ist gut zugänglich und leicht zu finden.

In dieser Lokalität treten die Augenstein-Sedimente, vor allem Feinkonglomerate und Grobsandsteine, im autochthonen Verband mit dem darunterliegenden Dachsteinkalk auf, mit dem sie fest durch Zementation ver-

bunden sind (s. Abb. 2). Gleichzeitig stellt diese Lokalität eine der besterhaltenen autochthonen Augensteinvorkommen dar. Der Name „Augensteine“ ist ein alter Name aus dem Volksmund. Von SIMONY (1851) stammt die erste geologische Beschreibung von „Urgebirgsgeschieben“ auf dem Dachsteinplateau. GÖTZINGER (1913 a, b) befaßte sich eingehend mit den Augensteinen und deutete sie als Reste von Flußschottern, die teilweise noch „in situ“ (unter Erwähnung des Vorkommens SSO der Gjaidalm = Augensteindlgrube) erhalten sind und auf einer älteren Einebnungsfläche, die später tektonisch zergliedert und verstellt wurde, abgelagert wurden. Er nahm an, daß der Name „Augensteine“ von den häufigen reinweißen Quarzgeröllen dieser Formation herrührt, die wie Augäpfel aussehen (GÖTZINGER, 1913 b). Es gibt aber Hinweise, daß der Name von der augenheilkundlichen Verwendung dieser kleinen Gerölle herrührt. Angeblich wurden damit Gerstenkörner behandelt (mdl. Hinweis von BODO HELL, Wien, 1998).

ZUSAMMENSETZUNG UND HERKUNFT DER AUGENSTEIN-SEDIMENTE

Obwohl das Volumen der erhaltenen Augenstein-Sedimente vernachlässigbar ist, ist deren petrographische Zusammensetzung ein wichtiger Zeuge der oligozänen Paläogeographie. Da nur der basale Teil der Formation der Beobachtung zugänglich ist, kann die folgende Beschreibung nicht not-

wendigerweise auf die ganze Formation ausgedehnt werden. Die weite Verbreitung von Augenstein-Vorkommen auf den Karstplateaus weist auf deren flächige Ausbreitung in den gesamten zentralen und östlichen Kalkalpen hin. Eine begrenzte Anzahl von Vorkommen, nämlich jene, bei denen Sand-

steine und Konglomerate mit dem unterlagernden Kalkstein fest verbunden sind, befindet sich in autochthoner Position (Abb. 2, 3). Vielfach sind diese Vorkommen an Karsthohlformen gebunden, wo sie vor Erosion verschont geblieben, so auch in der Augensteindlgrube. Die Mehrzahl der Vorkommen ist jedoch allochthon. Hierbei handelt es sich um Anhäufungen loser Gerölle (Abb. 4) oder um Sandtaschen auf der Plateauoberfläche. An etlichen Stellen bildeten sich durch Verwitterung von Augenstein-Material rotbraune Böden (SOLAR, 1964). Die roten, fetten Böden deuten nach ihrer geochemischen und tonmineralogischen Zusammensetzung auf ein gemäßigtes und feuchtes Klima hin, wie es im Bereich der Ostalpen im höheren Mittelmiozän und Obermiozän typisch war (BRUCH, 1998). Die vorherrschenden Tonminerale sind Illit, Chlorit und Vermiculit, der sich unter feuchten Bedingungen aus Chlorit bildete. Unter subtropischen Bedingungen, die bis zum frühen Mittelmiozän (15 M. J. vor heute) herrschten, wäre Chlorit zu Kaolinit umgebildet worden. Die Elementverhältnisse Ba/Sr und Rb/Sr sind deutlich höher als in den untermiozänen roten Böden Kärntens, was auf starke Lösung durch Niederschläge hindeutet.

In der Augensteindlgrube am Dachsteinplateau zeigen die stark verfestigten Sandsteine schlechte bis mäßige Sortierung, kleinräumige Amalgamationen von Rinnenfüllungen, normale, selten inverse Gradierung und Schrägschichtung. Die Körner sind kantengerundet bis gut gerundet. Imbrikationen von kleinen Geröllen in der Augensteindlgrube und leewärts (nach N) einfallende Foresets im autochthonen Vorkommen des Kufstein-Plateaus (südliches Dachstein-Massiv) zeigen einen Flußtransport aus dem S bis SSO an. Kathodolumineszenz-Aufnahmen an Quarz aus diesen beiden Lokalitäten weisen den überwiegenden Teil der Quarzkörner als metamorphe Bildungen aus, die durch braune Kathodolumineszenz (KL) charakterisiert sind. Wenige Quarzkörner sind vulkanischen Ursprungs (violette KL),

plutonisch gebildeter Quarz (dunkelblaue KL) wurde nicht gefunden.

Die losen Gerölle zahlreicher Vorkommen der zentralen Kalkalpen zeigen die folgenden Charakteristika. Die Gerölle haben meist Durchmesser von mehreren Zentimetern, Gerölle von über 10 cm Durchmesser sind selten. Die Gerölle stammen fast ausschließlich aus schwach-metamorphen Bereichen (bis Grünschiefer-Fazies). Die Lithologien sind typisch für: (a) Variszische paläozoische Bereiche, die heute in den östlichen Ostalpen südlich der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet sind (z. B. Grauwackenzone, Grazer Paläozoikum, Gurktaler Decke; s. Abb. 1b) und durch eine vulkanisch-sedimentäre Abfolge ordovizischen bis karbonischen Alters gekennzeichnet sind; (b) die post-variszische siliziklastische Basis der Kalkalpen, wie sie sich heute vor allem entlang des Südrands der Kalkalpen darbietet (oberstkarbonisch-untertriadische klastische Sedimente sowie Vulkanite).

Polykristalline Quarzgerölle sind die vorherrschenden Komponenten der Augensteinkonglomerate (Abb. 4, 5, 6). Sie stammen von phyllitischen Gesteinen, die in den paläozoischen Abfolgen weit verbreitet sind. Phyllite enthalten häufig Quarzknuern, die Mobilisate darstellen, die durch Drucklösung entlang der Schieferungsflächen und Ausfällung in Faltscharnieren im Bereich von Druckschatten entstehen. Oft findet man Schieferreste, die ansonsten durch den Flußtransport völlig zerstört sind, als Einschluß in den Quarzgeröllen. Die Häufigkeit der Quarzgerölle zeigt, daß Phyllite und andere schwachgradig metamorphe Schiefer im Herkunftsgebiet weit verbreitet waren, so wie es heute in den paläozoischen Terrains der Fall ist.

Andere typische Geröll-Lithologien sind Quarzite, Sandsteine, Konglomerate, Lydite, Rhyolithe, Grünschiefer und meist schwarze Karbonatgesteine (Abb. 6). Die Quarzite sind sehr variabel und können mit Gesteinen sowohl in den variszischen als auch in den post-variszischen Serien korreliert werden.

Die variszischen Quarzite sind oft grau bis schwarz, massiv oder gebändert. Sie enthalten bisweilen Chloritoid, ein typisch grünschieferfazielles Mineral. Weiße, teilweise grünliche Quarzite sind aus dem Permoskyth der Zentralalpen (Auflage auf dem ostalpinen Kristallin) bekannt. Rote Quarzite und Meta-Sandsteine können sehr gut mit dem untertriadischen Buntsandstein korreliert werden, der an der Basis der westlichen Kalkalpen verbreitet ist (weiter östlich wird die Buntsandstein-Fazies durch die Fazies der Werfener Schichten ersetzt). Die Buntsandsteingerölle sind daher vor allem in den westlichen Augenstein-Vorkommen verbreitet (Abb. 6).

Gerölle aus graubraunem Sandstein mit klastischem Muskowit und aus feinkörnigen Konglomeraten können mit jungpaläozoischen Gesteinen der Kalkalpen-Basis korreliert werden. Lydite (schwarze Radiolarite, zu sehr feinkörnigem Quarz umkristallisiert) sind charakteristisch für die variszischen Abfolgen. Rhyolithe sind die einzigen Kalifeldspat-führenden Gesteine. Deformierte Metarhyolithe (Porphyroide) bilden einen wichtigen und charakteristischen Horizont in der variszischen Schichtfolge, doch sind Rhyolithe auch in den permischen Schichten weit verbreitet. Trotz ihrer Erwähnung in der Literatur (z. B. LOUIS, 1968) und sorgfältiger Suche fanden wir keine Gneisgerölle.

Grüngesteine (Grünschiefer oder massige Grünsteine) sind in den variszischen Schicht-

folgen verbreitet, wo sie unterschiedlich stark deformiert wurden. Schwarze Karbonatgesteine kommen in devonischen Karbonatserien vor. Helle Karbonatgerölle sind in den Augenstein-Sedimenten selten. Die Karbonatgesteine sind meist feinkörnig und zeigen somit nur wenig oder keine metamorphe Überprägung. Ein Beitrag von mesozoischen Karbonatfolgen (Nördliche Kalkalpen und Äquivalente in den Zentralalpen) ist daher wahrscheinlich. Dies bedeutet, daß auch triadische Karbonatgesteine in den zentralalpinen Liefergebieten eine begrenzte Verbreitung hatten. Es gibt keine grobkörnigen (amphibolitfaziell metamorphen) Marmore unter den Geröllen.

Soweit aus den metamorphen Indexmineralen und den Mineralgefügen geschlossen werden kann, überstiegen die metamorphen Temperaturen in den erodierten Ausgangsgesteinen 500 °C nicht. Dies stimmt mit dem Metamorphosegrad der angenommenen Liefergebiete (bzw. deren erhaltenen Pendant) überein. Das Fehlen von Gneisen, Amphiboliten, Glimmerschiefern und grobkristallinen Marmoren als Gerölle läßt darauf schließen, daß das ostalpine Kristallin, das heute in den ehemaligen Liefergebieten südlich der Augenstein-Vorkommen weit verbreitet ist (Abb. 1b), zur Zeit der frühen Augenstein-Sedimentation nicht als Lieferant von Geröllen zur Verfügung stand, sondern vielmehr von vorwiegend paläozoischen Schichten bedeckt war.

HERKUNFTSSTUDIEN MIT HILFE VON SPALTSPURENDATIERUNG

Spaltspurendatierung an klastischen Apatit- und Zirkonkristallen kann in thermisch nicht oder nur sehr gering überprägten Sedimenten für die Herkunftsanalyse herangezogen werden. Beim spontanen Zerfall von ^{238}U , der eine definierte Halbwertszeit aufweist, entstehen typischerweise 16 μm lange mechanische Spuren, entlang denen das Kristallgitter zerstört ist. Diese Spuren verheilen bei Apatit oberhalb von ca. 110 °C und bei

Zirkon oberhalb von ca. 240 °C und bleiben daher nur bei niedrigeren Temperaturen erhalten. Die Anzahl der Spuren ist vom Urangehalt des Minerals (Apatit und Zirkon enthalten fast stets Uran) und der Zeit abhängig. Die Spuren können sichtbar gemacht und unter dem Mikroskop ausgezählt werden.

Auf diese Weise erhält man ein Alter, das den Zeitpunkt datiert, zu dem das Mineral unter

die Ausheilungstemperatur abgekühlt ist. Altersspektren aus einer größeren Anzahl von Mineralkörnern geben Auskunft über das Abkühlungsgeschehen im Liefergebiet des Sediments. Diese Altersspektren sind für bestimmte geologische Einheiten charakteristisch und lassen es daher zu, genaue Angaben über die Liefergebiete zu machen. Wir führten entsprechende Untersuchungen an klastischen Mineralkörnern aus Sandsteinen der Augenstein-Formation und an Mineralkörnern aus Augenstein-Geröllen durch.

Im folgenden Abschnitt werden nur die Ergebnisse der Zirkon-Spaltspurendatierungen an Augenstein-Sedimentmaterial dargestellt. Eine ausführlichere Diskussion aller Zirkon- und Apatit-Spaltspurendaten findet sich in FRISCH et al. (2001). Apatit-Spaltspurendaten werden weiter unten verwendet, um die thermische Überprägung der Augenstein-Sedimente zu diskutieren.

Spaltspurendatierungen an Zirkon

Rote Buntsandstein-Gerölle zeigen sehr breite Altersspektren mit dem Großteil der Alter zwischen 300 und 100 M. J. (Abb. 8 a, b). Die Zirkone mit jurassischen Altern (Jura: ca. 200-135 M. J.) mit Schwerpunkt um 150 M. J. entstammen einer Region, die von einem thermischen Ereignis zu dieser Zeit betroffen war; im Ostalpin sind solche Alter verbreitet, die vermutlich auf Krustenausdünnung (gekoppelt mit Aufheizung der Kruste) zurückgehen. Jungpaläozoische Alter (355-250 M. J.) sind variszisch oder spätvariszisch und ebenfalls typisch für das Ostalpin. Da die Zirkone aus Buntsandstein-Geröllen stammen, muß das Liefergebiet in der südlichen Verlängerung der Basis der westlichen Kalkalpen gelegen haben, und zwar in einem Bereich, der zum Teil im Jura, aber nicht in der Kreide über ca. 250 °C aufgeheizt wurde, da sonst kretazische Alter vorherrschen würden. Da diese Areale heute erodiert sind, sind sie schwer exakt zu lokalisieren. Bei den vortriadischen Zirkonen

handelt es sich um Kristalle, die mit ihrem Altersgedächtnis bereits in die untertriadischen Buntsandsteine eingeschüttet und nachher nicht mehr verjüngt wurden.

Demgegenüber zeigt eine Probe weißer Quarzit-Gerölle eine enge Altersverteilung (Abb. 8 c). Diese Quarzite stellen vermutlich Äquivalente des Buntsandsteins in Gebieten dar, die in der Kreide eine Metamorphose mit Temperaturen über 300-350 °C erfuhren. Dabei werden die ursprünglich roten Sandsteine entfärbt (Lösung oder Reduktion der die rote Farbe verursachenden feinen Hämatit-Partikel). Solche Quarzite sind aus der permomesozoischen Auflage des ostalpinen Kristallins der Zentralalpen, also südlich der Kalkalpen, weit verbreitet. Ein Großteil dieser Einheiten hat die kretazische Metamorphose in unterschiedlicher Höhe erlebt. Oberkretazische Zirkon-Spaltspurenalter um 80-65 M. J. sind für diese Areale typisch (DUNKL et al., 1999). Diese Permomesozoika müssen also im Einzugsgebiet der westlichen Augensteinvorkommen exponiert gewesen sein.

Die Zirkon-Alter der Geröllproben finden sich in den Sandsteinproben der Augenstein-Formation wieder (Abb. 8 d-g), wobei die oberkretazischen Alter (100-65 M. J.) den Großteil ausmachen. Zwei Proben zeigen scharfe tertiäre Altersgruppen um 33 M. J. (Unteroligozän) bzw. 42 M. J. (Mittelozeän) (Abb. 8 f, g). Die Zirkonkristalle, die diesen Altersgruppen angehören, besitzen sehr gut erhaltene Flächen und Kanten und sind nicht abgerundet. Alter und Erhaltung bezeugen eine vulkanische Herkunft. Das Alter von 33 M. J. der Probe aus den Leoganger Steinbergen fällt in die Periode der Hauptaktivität des Periadriatischen Magmatismus (ca. 33-30 Ma; BORSI et al., 1979; BLANCKENBURG & DAVIES, 1995). FRISCH et al. (1998, 1999) und BRÜGEL et al. (2000) zeigten, daß die heute freigelegten Periadriatischen Intrusiva (z. B. Bergell, Adamello, Rieserferner) bei ihrer Intrusion Vulkanbauten speisten, die heute der Erosion vollständig zum Opfer gefallen sind. Andesit- und Dazit-Gerölle

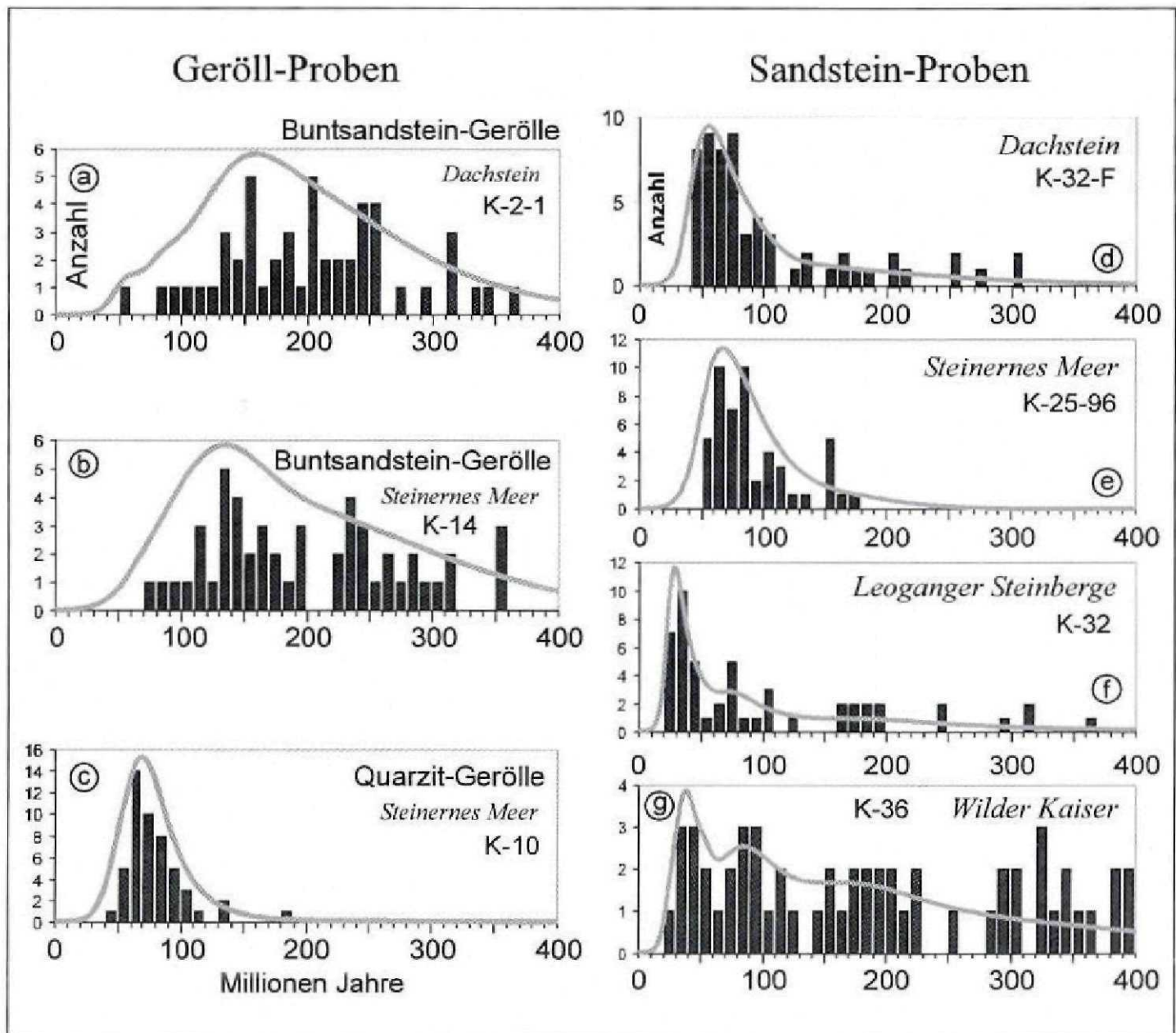


Abb. 8: Altersspektren aus der Zirkon-Spaltspurendatierung. (a) - (c) Geröllproben, (d) - (g) Sandsteinproben. Erläuterungen im Text. Die grauen Linien repräsentieren die nach der Methode von HURFORD et al. (1984) berechneten Altersspektren. Nach FRISCH et al. (2001).

dieses Vulkanismus finden sich in Molasse-sedimenten und im Unterinntal-Tertiär (MAIR et al., 1996; BRÜGEL, 1998). Das vulkanische Material belieferte nur einen Teil der Augenstein-Sedimente in deren westlichem Ablagerungsgebiet, da die oligozänen Zirkone nur in einer von vier Proben gefunden wurden (siehe unten).

Die vulkanischen Zirkone vom Wilden Kaiser (42 M. J.; Abb. 8 g) stammen von einer früheren vulkanischen Aktivität, die von Tuffen im Apennin und im Pannonischen

Becken bekannt ist (DUNKL, 1992; FANTONI et al., 1999) oder Äquivalente der Periadriatischen Intrusion des Adamello darstellen, die ähnliche Alter lieferte (VILLA, 1983). BRÜGEL et al. (2000) berichteten von Andesit-Geröllen ähnlichen Alters aus der Molassezone. Das Fehlen der 33-30 M. J. alten Gruppe in dieser Probe zeigt entweder an, daß die Probe älter als 33-30 M. J. ist oder daß ihr Einzugsgebiet diese Vulkanbauten nicht erreichte (siehe Abb. 7 und Diskussion unten).

LIEFERGEBIETE UND ALTER DER AUGENSTEIN-SEDIMENTE

Seit langem wird das Liefergebiet für die Augenstein-Sedimente im Süden lokalisiert (SIMONY, 1851; GÖTZINGER, 1913 b; Abb. 7). Die Gebiete im Norden und Osten kommen als Liefergebiete nicht in Betracht, weil sie von den Meeresbecken der Molasse und des Intrakarpatischen Beckens eingenommen wurden. Im Westen schirmte der Ur-Inn jeden Transport aus den gebirgigen westlichen Kalkalpen oder den Grundgebirgsarealen südlich davon ab (Abb. 7; BRÜGEL, 1998; FRISCH et al., 1998). Südlich der Augenstein-Vorkommen sind paläozoische Bereiche noch heute verbreitet und überlagern das ostalpine Kristallin und Mesozoikumsreste (Abb. 1b). Die variszischen Paläozoika bildeten die Unterlage der Nördlichen Kalkalpen. Hinweise über Schüttungen aus südlichen Richtungen (siehe oben) stehen mit diesen regionalen paläogeographischen Überlegungen in Einklang.

Aufgrund der Geröllzusammensetzungen, der Schwermineralspektren und der Alterspektren aus den Spaltspurendatierungen entwarfen wir ein Szenarium für die paläogeologische und paläogeomorphologische Situation der Ostalpen während der Augenstein-Sedimentation (Abb. 7). Die Darstellung basiert auf der palinspastischen Rekonstruktion von FRISCH et al. (1998), derzufolge die Ostalpen im Oligozän eine wesentlich geringere Ost-West-Ausdehnung hatten. Erst im Zuge der lateralen tektonischen Extrusion im Unter- und Mittelmiozän, während der die ostalpine Großeinheit eine Blockzergleitung entlang von konjugierten Störungssystemen erfuhr, erhielten die Ostalpen durch mehr als 50 % Ost-West-Streckung annähernd ihre heutige langgestreckte Form. Gegen Ende dieses Streckungsvorgangs wurden die penninischen Fenster (Tauernfenster um 14-13 M. J., spätes Mittelmiozän; BRÜGEL, 1998) weitgehend durch tektonische Denudation freigelegt.

Aufgrund der Geröllzusammensetzungen geht unsere Rekonstruktion von einem

großen zusammenhängenden Areal aus, in dem die schwach-metamorphen variszischen Serien und deren post-variszische siliziklastische Bedeckung (Oberkarbon - Untertrias) an der Oberfläche freilagen (Abb. 7). Mesozoische Karbonatfolgen waren in diesem Gebiet vorhanden aber selten, weil der überwiegende Teil der mesozoischen Schichtfolge nach Norden abgeschert war und die Position der Nördlichen Kalkalpen einnahm. Dieses Areal belieferte einerseits die Augenstein-Formation im Norden, andererseits das Ur-Drau-Flußsystem, das nach Osten entwässerte (BENEDEK et al., 2001; FRISCH et al., 2001). Die Ur-Drau transportierte Gerölle und Sande in die oberoligozäne bis untermiozäne Csatka-Formation, die heute im Bakonygebirge erhalten ist (das Bakonygebirge war im Oligozän wesentlich näher an den heutigen Ostalpen gelegen; FRISCH et al., 1998). Die Geröllzusammensetzungen und Spaltspurenalter der Csatka-Formation entsprechen jenen der Augenstein-Formation, hinzu kommen aber Andesit- und Dazit-Gerölle von den Periadriatischen Vulkaniten (BENEDEK et al., 2001; siehe Abb. 7).

Das Liefergebiet für die Augenstein-Sedimente bildete eine Landschaft mit vorwiegend mäßigem Relief (Abb. 7). Dies geht aus folgenden Überlegungen hervor:

- (a) Es bestand bereits im Oligozän ein genereller topographischer Gradient von einem gebirgigen Areal in den westlichen Ostalpen (mit Höhen, die sicher 2000 m überstiegen) zum marinen Intrakarpatischen Becken (Paratethys) im Osten (FRISCH et al., 1998, 2000). Das Liefergebiet für die Augenstein-Sedimente lag zwischen der Gebirgsregion und dem Meeresbecken, weshalb die Annahme eines mittleren Reliefs für diese Region pausibel erscheint. Die Hinweise für das gebirgige Relief in den westlichen Ostalpen stammen von Geröllen, die durch das Ur-Inn-Flußsystem über weite Entfernungen in die Molassezone geschüttet wurden (BRÜGEL, 1998).

- (b) Spaltspurenalter der paläozoischen Schichtfolgen östlich des Tauernfensters zeigen an, daß in diesem Gebiet die Erosion im Tertiär begrenzt war (HEJL, 1997; REINECKER, 2000). Thermische Modellierungen von Apatit-Spaltspurendaten ergaben, daß die Gurktaler Alpen, die Teil des Liefergebiets für die Augenstein-Sedimente waren, im Oberoligozän einen mäßigen Exhumierungsimpuls erfuhren (REINECKER, 2000). Auf diese Hebungs- und Exhumierungsphase folgte eine Periode der Stabilisierung einer hügeligen Altfläche mit Paläoböden, die in Resten als Nockfläche heute erhalten ist (EXNER, 1949). FRISCH et al. (2000) stufen die Nock-Altflächenbildung in das Unter-miozän ein; sie wurde im späten Unter-miozän (ca. 18 M. J.) durch das tektonische Ereignis beendet, mit dem große Störungen aktiviert wurden und die störungsgebundenen Täler die Altfläche zerschnitten.
- (c) Proben aus der Grauwackenzone (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; STAUFENBERG, 1987) und vom ostalpinen Kristallin östlich der Gurktaler Alpen (HEJL, 1997) gaben vor-oligozäne Apatit-Spaltspurenalter, was eine Erosion von weniger als 2 km seit dem frühen Tertiär bedeutet.
- (d) Da Apatit-Spaltspurenalter aus dem klastischen Material sowohl der Augenstein-Formation (FRISCH et al., 2001) als auch der Csatka-Formation (BENEDEK et al., 2001) deutlich höher als die Sedimentationsalter sind, konnten die anliefernden Flüsse nicht tief in das Abtragungsgebiet eingeschnitten gewesen sein, da sonst Alter nahe am Sedimentationsalter auftreten müßten. Dies zeigt an, daß das Erosionsgebiet nur mäßige Hebung erfuhr.

Die Spaltspurenalter geben auch wichtige Hinweise für die Untergrenze der Augenstein-Sedimentation. Das 33 M. J.-Alter einer Zirkonpopulation aus einer Probe aus den Leoganger Steinbergen (in Abb. 7 dem

Bereich SM-Hk-T zugehörig) stellt das Maximal-Alter des Sediments dar. Zwei Möglichkeiten der Interpretation bestehen, wobei wir der zweiten den Vorzug geben:

- (1) Die Zirkone wurden beim Ausbruch über Aschenfall oder durch Flußtransport in das Sediment verfrachtet, daher ist das Sediment gleich alt oder nur unbedeutend jünger. Da die anderen Proben (Dachstein, Steinernes Meer, Wilder Kaiser) diese jungen Zirkone nicht enthalten, sind sie älter als 33 M. J. Somit können diachrone Alter zwischen ca. 35 und 30 M. J. für die Sedimentation der basalen Augenstein-Sedimente angenommen werden. Alter >35 M. J. sind unrealistisch, da die Deckenbildung in den Kalkalpen erst im Mitteleozän abgeschlossen wurde und die Bildung der Dachstein-Altfläche ebenfalls einige Millionen Jahre in Anspruch nahm.
- (2) Die 33 M. J. alten Zirkone wurden durch ein Flußsystem in das Gebiet der Leoganger Steinberge (Bereich SM-Hk-T in Abb. 7) transportiert, das bis zu den Vulkanen zurückreichte. Dachstein und Wilder Kaiser erhielten dieses Material nicht, weil deren Zubringerflüsse andere waren und nicht bis zu den jungen Vulkanen zurückreichten, wie dies in Abbildung 7 für den Dachstein dargestellt wurde. Die Sedimente können in den Lokalitäten, die die vulkanischen Zirkone nicht aufweisen, auch auf Hügeln abgelagert worden sein, die erst später von Sediment bedeckt wurden, als größere Bereiche der Vulkane schon abgetragen waren. In diesem Szenarium sind alle basalen Augenstein-Sedimente dieser Region jünger als 33 M. J. Wie bereits erwähnt, ist es nicht wahrscheinlich, daß vor dem Hebungsimpuls bei ungefähr 30 M. J. grobklastische Sedimente gebildet wurden; dies ist zumindest die Aussage, die aus den Schichtfolgen der Molassezone herausgelesen werden kann. Unsere Interpretation zeigt daher ein Szenarium, in dem nur einer der westlichen Augensteinflüsse die Vulkane in seinem

Einzugsbereich hatte. Das Flußsystem des Ur-Inns transportierte hingegen reichlich vulkanisches Material in das Unterinntal-Tertiär (MAIR et al., 1996; BRÜGEL, 1998).

Die Wasserscheide zwischen den Augenstein-Flüssen und der Ur-Drau verlief in Richtung ONO, so daß die Periadriatischen Vulkane für die östlichen Augensteinflüsse außer Reichweite kamen (Abb. 7). Im Westen verzahnten sich die Augenstein-Sedimente im Oligozän mit jenen des Unterinntals. Die oberoligozänen terrestrischen Sedimente des Unterinntals erhielten Gerölle aus dem ostalpinen Kristallin, vor allem Gneise, die den Augenstein-Sedimenten fehlen (Abb. 6). Dies weist auf ein geologisch unterschiedliches Einzugsgebiet des Ur-Inns hin. Die Quarzite mit oberkretazischen Zirkon-Spaltspurenaltern (Steinernes Meer) deuten darauf hin, daß die westlichsten Augenstein-Vorkommen die unmittelbare permomesozoische Auflage des ostalpinen Kristallins in ihrem Einzugsgebiet hatten. Im Einzugsgebiet des Ur-Inns war hingegen ostalpines Kristallin weithin exponiert. Wie die westlichen Augenstein-Vorkommen enthält auch das Unterinntal-Tertiär häufig Buntsandstein-Gerölle.

Es gibt keine geochronologischen Hinweise für die Obergrenze der Augenstein-Sedimentation, da die höheren Schichtglieder der Augenstein-Formation der Erosion gänzlich zum Opfer fielen. Aus der Exhumierungsgeschichte des Liefergebiets und der Bildung der Nock-Altfläche mit Böden kann aber gezeigt werden, daß die Sedimentzufuhr im frühen Miozän beendet wurde. Bei 21 M. J. führte Kollaps des Gebirges als Teil der lateralen tektonischen Extrusion (RATSCH-

BACHER et al., 1991) zur Subsidenz und Relieferniedrigung in großen Teilen der Ostalpen (KUHLEMANN, 2000), so auch im Liefergebiet der Augenstein-Sedimente. Die Erosion nahm dort ab bzw. kam weitgehend zum Erliegen und führte zur Bildung der flach-hügeligen Nock-Altfläche und von roten Böden. Gleichzeitig oder wenig später bedingte ein im Zuge der lateralen Extrusion aktiviertes Störungsmuster die Zerschneidung der alten Landschaft und eine Umorientierung des Flußnetzes mit großen störungsbedingten Längstälern (oberes Ennstal, oberes Murtal; s. Abb. 22), die die Sedimentzufuhr von Süden abschnitten und somit das System der N-S-Entwässerung der Augensteinflüsse beendeten (FRISCH et al., 2000). Die Längstäler enthalten Sedimente aus dem späten Untermiozän ab ca. 17 M. J. (Karpat), so daß spätestens zu diesem Zeitpunkt die Sedimentzufuhr in die Augenstein-Formation vollständig unterbunden war.

Aufgrund dieser Überlegungen wurde die Hauptmasse der Augenstein-Sedimente wahrscheinlich in der Zeit zwischen etwa 31 oder 30 M. J. (Untero oligozän) und 21 oder 20 M. J. (Untermiozän) abgelagert, wobei teilweise frühere Sedimentation ab 33 M. J. und langsames Ausklingen zwischen 21 und 19 M. J. anzunehmen sind. Somit hielt die großflächige Augenstein-Sedimentation ungefähr 10 M. J. oder wenig mehr an. Dieses Szenarium ermöglicht es auch, Augenstein-Sedimente entlang des Süd- und Ostrands der Kalkalpen in der Zeit zwischen ca. 21 und 17 M. J. wieder weitgehend zu erodieren, bevor im späten Untermiozän bei ca. 17 M. J. erneut Sedimente (Miozän des Ennstals und des Wiener Beckens) direkt auf dem prä-tertiären Untergrund abgelagert wurden.

ABSCHÄTZUNG DER MÄCHTIGKEIT DER AUGENSTEIN-SEDIMENTE

Die Augenstein-Formation bildete vermutlich eine zusammenhängende Sedimentbedeckung auf den gesamten zentralen und öst-

lichen Kalkalpen und versiegelte eine verkarstete Altfläche, die eine hügelige Landschaft bildete (LOUIS, 1968). Wegen des unruhigen

Untergrunds wird die Mächtigkeit der Augenstein-Sedimente über kurze Distanzen variiert haben. Wir nehmen an, daß die größten Mächtigkeiten in den zentralen Kalkalpen (z. B. Dachstein) erreicht wurden und daß die Formation nach Osten hin ausdünnete. Dies beruht auf folgenden Überlegungen: (a) Größe und Relief der Einzugsgebiete der Augenstein-Flüsse nahmen von W nach O ab, so daß auch die Sedimentfracht der Flüsse in diese Richtung abnahm. (b) Aus geologischen Überlegungen muß die Abtragung der Augenstein-Sedimentdecke zwischen spätem Untermiozän und Pannon (um 10 M. J.; zu dieser Zeit begann der kalkalpine Untergrund der Augenstein-Formation in größerem Maß abgetragen zu werden) erfolgt sein. Im Wiener Becken, das im späten Untermiozän (Karpát) und frühen Mittelmiozän (Baden) eine starke Einsenkung erfuhr (RÖGL & STEININGER, 1984), sind keine Augensteinsedimente über dem kalkalpinen Untergrund bekannt, obwohl die zahlreichen Bohrungen in diesem Raum ihre Existenz dokumentieren müßten, wenn sie vorhanden wären. Vielmehr wurden die vermutlich vorhandenen Augenstein-Sedimente in der westlichen Umräumung des Wiener Beckens bereits im mittleren oder höheren Untermiozän erodiert (KAPOUNEK & PAPP, 1961). Beide Beobachtungen zeigen, daß der heutige Ostrand der Kalkalpen im späten Untermiozän großteils frei von Augenstein-Sedimenten war. Im Gegensatz dazu wurden die Augenstein-Sedimente in den zentralen Kalkalpen noch im Mittelmiozän in großem Umfang erodiert und in großen Konglomeratfächern in der Molassezone wiederabgelagert (Nördliche Vollschorer; LEMCKE, 1988). Diese Gesamtsituation spricht für eine mächtigere Bedeckung durch Augenstein-Sedimente im Westen (zentrale Kalkalpen) als im Osten. Darüber hinaus mußten die Augenstein-Sedimente zum Südrand der Kalkalpen hin rasch ausgedünnt sein, wo die Augenstein-Flüsse von ihrem Erosionsgebiet in das Sediment-Akkumulationsgebiet übertraten.

Sediment-Massenbilanz

Eine indirekte und nur grobe Abschätzung der Sediment-Mächtigkeit kann durch eine Abschätzung des im Abtragungsgebiet erodierten Gesteinsvolumens durchgeführt werden. Dieses während etwa 10 M. J. abgetragene Gesteinsvolumen wurde in die Augenstein-Sedimente und das marine Molassebecken nördlich davon verteilt. Gelöstes Material wurde in das Molassebecken, die suspendierte Fracht vermutlich in beide Ablagerungsbereiche verfrachtet.

Wenn man eine mittlere Erosionsrate von 0,05 mm/J. (FRISCH et al., 1999; KUHLEMANN, 2000) über 10 M. J. hinweg für eine Fläche von ca. 16000 km² annimmt, dann wurde ein Gesteinsvolumen von 8000 km³ erodiert. Die angenommene Erosionsrate ist mit den Apatit-Spaltspurendaten vereinbar. Da Karbonatgesteine im Erosionsgebiet selten waren, wird das Volumen des gelösten Materials in Übereinstimmung mit rezenten Flußsystemen in den Alpen (EINSELE & HINDERER, 1997) auf 15 % geschätzt, das ergibt 1200 km³. Aufgrund der Zusammensetzung der marinen Puchkirchen-Formation nehmen wir an, daß rund 70 % der verbleibenden 6800 km³ über den zentralen und östlichen Kalkalpen (also in der Augenstein-Formation) auf einer Fläche von ca. 10.000 km² abgelagert wurden und rund 30 % in die marine Molasse weiter nördlich verfrachtet wurden. Für die Augenstein-Formation ergeben sich damit insgesamt 4760 km³ Festgestein und ein Äquivalent von unverfestigtem Sediment mit einem durchschnittlichen Porenvolumen von 25 % in der Größenordnung von 6350 km³ (siehe auch KUHLEMANN, 2000). Dies entspricht wiederum einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von 0,063 mm/J. und einer durchschnittlichen Sedimentmächtigkeit von 635 m. Wenn man eine unregelmäßige Sedimentmächtigkeit wie oben dargelegt in Rechnung stellt, kann der Schluß gezogen werden, daß die Augenstein-Formation im westlichen Teil über große Flächen eine

Mächtigkeit von 1 km überschritten und entsprechend größere Werte über Depressionen in der unterlagernden Dachstein-Altfläche erreicht hat.

Thermische Modellierung von Apatit-Spaltspurendaten

Die Längenverteilung der Uran-Spaltspuren in Apatit aus einer Buntsandstein-Geröllprobe des Dachstein-Massivs und einer Quarzit-Geröllprobe des Steinernen Meers zeigen verkürzte Spaltspuren, was auf eine geringe Aufheizung der Gesteine nach ihrer Ablagerung hinweist. Im Temperatur-Intervall von ca. 50 bis 110 °C werden Spaltspuren in Apatit allmählich verkürzt, die Längenverteilung der Spaltspuren spiegelt daher die thermische Geschichte wider. Die Verkürzung der Spuren ist in den beiden Proben unterschiedlich stark. Mit Hilfe der Spaltspurenlängen-Verteilung und den erhaltenen Spaltspuren-Altern wurde eine thermische Modellierung der Daten durchgeführt, um die thermische Entwicklung der Gesteine zu rekonstruieren (Abb. 9). Dazu wurde ein Programm von KETCHAM et al. (2000) und die Daten für thermische Spaltspurenverkürzung von LASLETT et al. (1987) herangezogen.

Die Sedimentationszeit wurde mit 30 M. J. angenommen, da es sich um die basalen Bildungen der Augenstein-Formation handelt (s. o.). Die Modellierung zeigt, daß die ursprüngliche Abkühlung der Buntsandsteinprobe im Erosionsgebiet unter Temperaturen von ca. 110 °C vor mehr als 100 Ma stattfand, bei der Quarzitprobe lag dieser Wert bei ca. 80 M. J. (Abb. 9). Die generelle Verkürzung der Spaltspuren der Buntsandsteinprobe zeigt eine post-sedimentäre thermische Überprägung (Abb. 9 a), die etwa 50 °C überschritten haben muß. Bei Annahme eines realistischen geothermischen Gradienten von 20-25 °C während der Sedimentakkumulation und einer mittleren Oberflächen-

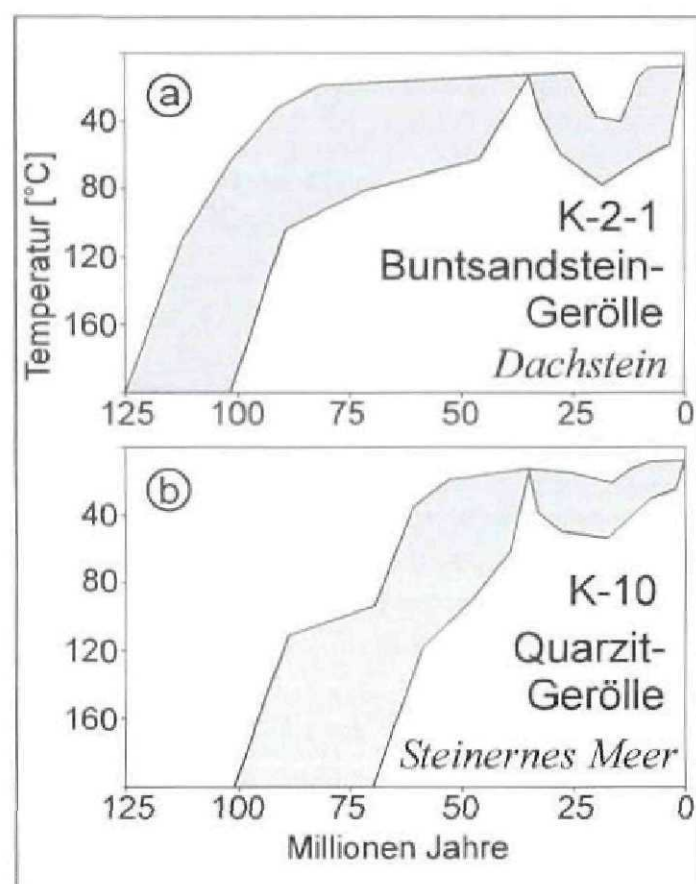


Abb. 9: Ergebnisse der thermischen Modellierung aufgrund von Apatit-Spaltspurendaten für zwei Geröllproben vom Dachstein (Niederer Gjaidstein) und vom Steinernen Meer. Die schattierten Bereiche geben die möglichen Zeit-Temperatur-Pfade für die jeweilige Probe an. Modellierung nach KETCHAM et al. (2000). Nach FRISCH et al. (2001).

Temperatur von 16 °C (BRUCH, 1998) ergibt sich eine Versenkungstiefe unter den jüngeren Augenstein-Sedimenten von ca. 1,3-1,7 km für $T_{\max} = 50^{\circ}\text{C}$ und von ca. 1,7-2,2 km für $T_{\max} = 60^{\circ}\text{C}$. Diese Mächtigkeits-Abschätzung stimmt auch mit Beobachtungen der Kompaktion der basalen Augenstein-Sedimente im gleichen Gebiet überein: plastische Verformung von meist tonigen Komponenten und Drucklösung von Quarz.

Die Quarzitprobe zeigt deutlich geringere post-sedimentäre thermische Überprägung (Abb. 9 b). Dies deutet auf eine entsprechend geringere Überlagerung durch die höheren Augenstein-Sedimente hin. Die Quarzitprobe wurde nahe am Südrand der Kalkalpen genommen, wo geringe Sedimentmächtigkeiten angenommen werden müssen (siehe oben).

DIE DACHSTEIN-ALTFLÄCHE

Eine Evaluierung der Augenstein-Vorkommen zeigt, daß sich eine begrenzte Zahl von ihnen in einer autochthonen oder parautochthonen Position befindet (siehe oben). Diese autochthonen Vorkommen zeigen klar, daß die vor der Augenstein-Sedimentation angelegte Altfläche teilweise erhalten ist. Dies wird durch die Existenz von Altflächenresten, die sich deutlich in der Topographie widerspiegeln, gestützt (Abb. 10, 11, 14). Am Dachstein-Plateau kartierte GANSS (1939) zusammenhängende Bereiche, die ganz offensichtlich Altflächenreste darstellen, obwohl sie sich heute in einer verkippten Position befinden (Abb. 11). Dies führte zu dem Schluß, daß die Altfläche, die sich vor der Ablagerung der Augenstein-Sedimente bildete, über größere Bereiche der meisten Karstplateaus, so z. B. im Dachstein-Massiv, rekonstruieren läßt (s. Abb. 15 b). Um Konfusion mit anderen Konzepten zu vermeiden, schlugen wir den Begriff „Dachstein-Altfläche“ für die hügelige, verkarstete Oberfläche, die sich vor Ablagerung der Augenstein-Sedimente bildete, vor (FRISCH et al., 2000).

Wir weisen der Dachstein-Altfläche ein ober-eozänes bis unteroligozänes (prä-30 M. J.) Bildungsalter zu. Die tiefmarine Sedimentation der höheren Gosauschichten endete in den Kalkalpen im frühen Eozän, die tektonische Platznahme der Kalkalpen auf dem Rhenodanubischen Flysch wurde im mittleren Eozän vollzogen. Dies gibt einen Zeitrahmen für die post-gosauische Deformation, Hebung und Erosion sowie Modellierung der Oberfläche. Wir betrachten die Zeitspanne zwischen ca. 38 und 30 M. J. als den maximal möglichen Rahmen für die Bildung der Dachstein-Altfläche.

Das Dachstein-Massiv zeigt Reste der Altfläche am besten und erlaubt, diese in einigem Detail zu rekonstruieren (Abb. 15 b). Das zentrale Dachstein-Massiv bildet ein flachliegendes, hügeliges Plateau um 2000 m Höhe (Abb. 10, 11). Augenstein-Vorkommen, einige in (par-) autochthoner Lage,

sind hier häufig, aber auch im Westteil des Dachstein-Massivs vorhanden. Der Westteil zeigt aber ein deutliches Relief; auf Bergrücken sind sehr gut erhaltene Reste der Dachstein-Altfläche zu finden, die eine Kippung von ca. 10° nach Norden erfuhr (Abb. 11), ähnlich wie die Altfläche am Hochkönig-Massiv (Abb. 12, 13). Die Reliefunterschiede zwischen westlichem und zentralem Dachsteinmassiv sind in der Hangneigungskarte (Abb. 15 a) deutlich zu sehen. Autochthone Augenstein-Vorkommen befinden sich in unterschiedlichen Höhen. Die Unterschiede zwischen West- und Zentralteil des Dachstein-Massivs zeigen deutlich auf, daß nach Ablagerung der (basalen) Augenstein-Sedimente eine Blocksegmentierung entlang von Störungen stattgefunden und die Dachstein-Altfläche zerschnitten hat. Die Störungsaktivität ist am besten mit den in den ganzen Ostalpen festgestellten Blockbewegungen während der lateralen tektonischen Extrusion im Unter- und Mittelmiozän zu korrelieren. Differentielle Hebung und Kippung brachte die einzelnen Segmente in verschiedene Lage. Die vertikale Verstellung kann mehrere hundert Meter (Abb. 11), die horizontale mehrere Kilometer zwischen einzelnen Blöcken betragen.

Im zentralen Dachstein-Massiv betrachten wir den Großteil der heutigen Oberfläche als eine Altfläche, die durch Oberflächenerosion und Gletschermodellierung nur in begrenztem Umfang verändert wurde (Abb. 11, 15 a). Das heutige Erscheinungsbild ist vermutlich ähnlich jenem der ursprünglichen Altfläche, obwohl natürlich eine Modifizierung dieser Fläche stattfand.

Die Untersuchung des autochthonen Augenstein-Vorkommens der Augensteindlgrube im zentralen Dachstein-Massiv (Abb. 2) zeigt eine identische Kippung der Schichtflächen sowohl im unterlagernden Dachsteinkalk als auch im Augenstein-Sandstein (Abb. 19). NNO-streichende Klüfte finden sich in den

Fortsetzung auf Seite 22 ►

Abb. 2: Aufschlußsituation in der Augensteindlgrube am Dachstein mit geschichtetem groben Sandstein und Feinkonglomerat in autochthoner Lage zum Dachsteinkalk.

Abb. 3: Augenstein-Konglomerat, mit dem unterlagernden Dachsteinkalk durch Zement fest verbunden. Westliches Steinernes Meer nahe Ingolstädter Hütte.

Abb. 4: Typisches Vorkommen von losen Augensteingeröllen als Ansammlung in einer Karst-Hohlform. Westliches Steinernes Meer.

Abb. 5: Typische Gerölle aus der Augenstein-Formation vom Rumpler Seelein, zentrales Dachsteinmassiv. Vorherrschend sind Gerölle aus polykristallinem Quarz und aus hellem bis dunklem Quarzit.

Abb. 6: Geröllzusammensetzungen von Konglomeraten des Unterinntal-Tertiärs (UIT; KROIS & STINGL, 1991) und der Augenstein-Formation. 1: Polykristalliner Quarz. 2: Quarzite, Grünsteine, Karbonate (paläozoisch, Quarzite vielfach auch untertriadisch, wenige Karbonatgerölle ev. auch mesozoisch-kalkalpin). 3: Saure Vulkanite (Rhyolith etc., paläozoisch). 4: Buntsandstein. 5: Karbonate der Kalkalpen bzw. ihrer Äquivalente. 6: Metamorphes Permomesozoikum (Zentralalpines Ostalpin). 7: Gneise (ostalpinen Kristallin). Lithologien 5 bis 7 treten nur im Unterinntal-Tertiär, nicht in der Augenstein-Formation auf.

Abb. 7: Paläogeographie and Paläogeologie für die Zeit der Augenstein-Sedimentation im Oligozän. Der Rekonstruktion liegt die palinspastische Rückwicklung für die Zeit vor der miozänen Ost-West-Streckung der Ostalpen nach FRISCH et al. (1998) zugrunde. Die Skizze zeigt unterschiedliche Liefergebiete für die Sedimente der Augenstein-Formation und des Unterinntal-Tertiärs. 1: Terrestrische Sedimentation (Molasse inkl. Augenstein-Fm.). 2: Periadriatische Vulkane (heute vollständig erodiert, die plutonischen Wurzeln sind in den Periadriatischen Intrusiva erhalten). 3: Rhenodanubische Flyschzone (Pennin). 4: Permomesozoikum des Oberostalpins (westlich des Ur-Inns: Kalkalpen) und der Südalpen (ganz im S). 5: Paläozoika des Oberostalpins (Grauwackenzone und Äquivalente). 6: Zentralalpines Mesozoikum (Ostalpin). 7: Ostalpinen Kristallin. HWS, Hauptwasserscheide. UIT, Unterinntal-Tertiär; Cs, Csatka-Formation. SM, Steinernes Meer; Hk, Hochkönig; T, Tennengebirge; D, Dachstein; TG, Totes Gebirge; Hs, Hochschwab; R, Rax. Die Augenstein-Flüsse, Ur-Inn und Ur-Drau weisen geologisch unterschiedlich zusammengesetzte Einzugsgebiete auf. Die Höhen-Konturierung ist arbiträr, im SW-Teil der Kartenskizze werden Höhen >2000 m (Vulkane auch deutlich höher) angenommen. Nach FRISCH et al. (2001).

Abb. 10: Panorama vom Hohen Priel (ganz links) im Toten Gebirge bis zum Dachstein. Die große Ausbreitung der nur mäßig modifizierten Dachstein-Altfläche ist gut zu erkennen. Im westlichen Dachsteinmassiv ist die Altfläche gekippt (rechts). Blick vom Schafberg nördlich des Wolfgangsees, Blickrichtung OSO bis SSO.

Abb. 11: Gekippte Reste der Dachstein-Altfläche im westlichen Dachsteinmassiv (Kamm des Gjaidsteins, durch Pfeile angezeigt) und flachliegender Teil der Altfläche im mittleren Dachsteinmassiv (davor und rechts). Die gestrichelte Linie zeigt die ungefähre Position der Störung an, die den gekippten Block vom flachlagernden Teil trennt. Blick vom Stoderzinken Richtung W bis WNW.

Abb. 12: Neotektonische Störung mit geringer Gletscherüberformung und mäßiger Verkarstung am Hochkönig-Plateau (= linke Störung in Abb. 13). Blick nach W.

Abb. 13: Südfallende Störungen am Hochkönig-Plateau. Blick vom Nixriedl nach W. Dachstein-Altflächenreste sind im Hintergrund erkennbar. Die Altfläche ist hier, wie im westlichen Dachsteinmassiv, um ca. 10° nach N gekippt (s. auch Abb. 12).

Abb. 14: Plateau des Toten Gebirges, Blick vom Loser nach O.

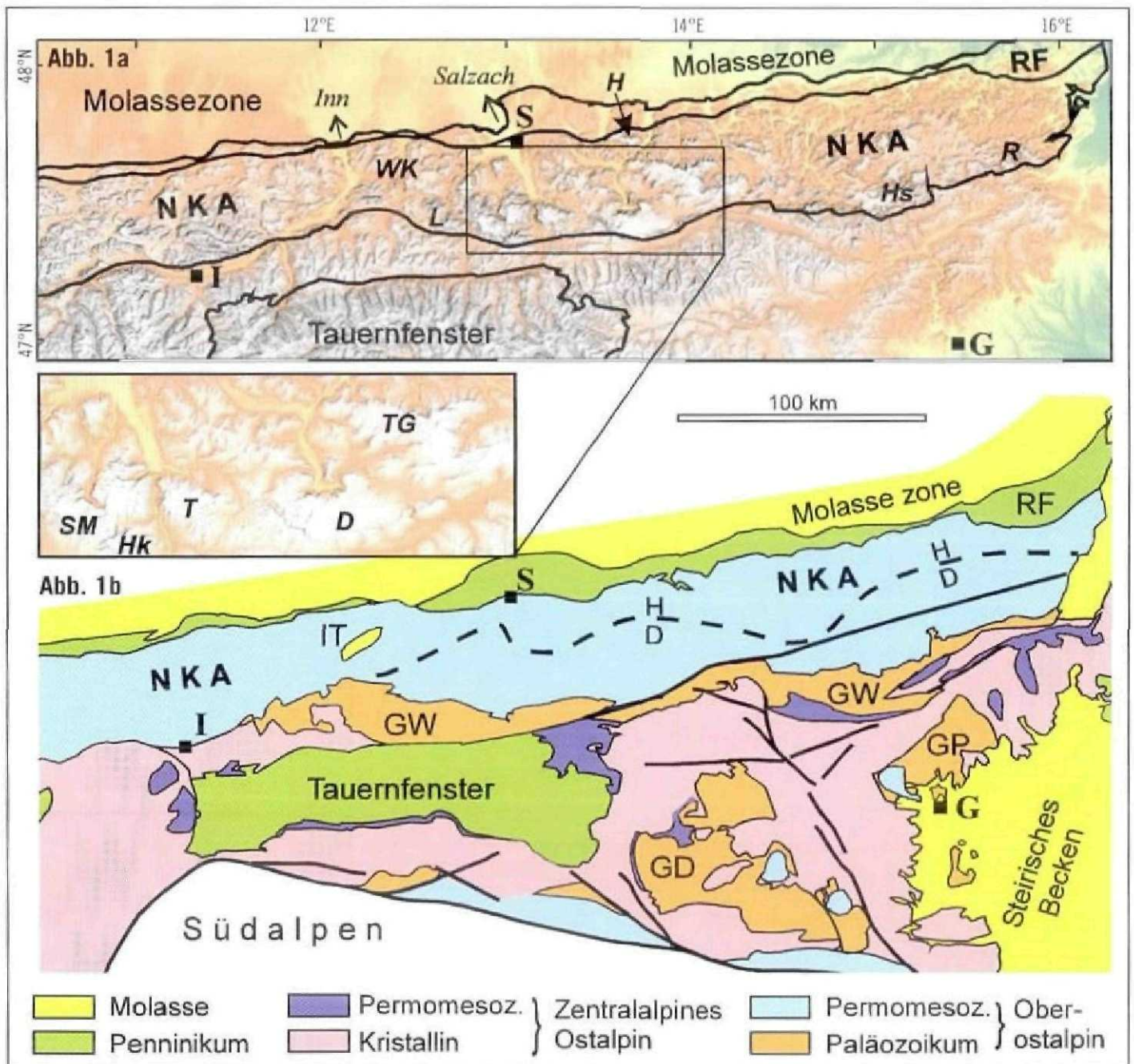


Abb. 1a: Digitales Höhenmodell der Nördlichen Kalkalpen (NKA) und angrenzender Gebiete. Die Vergrößerung zeigt die zentralen Kalkalpen. Plateaus mit Altflächenresten und Augenstein-Sedimentresten, die im Text genannt sind: D, Dachstein; H, Höllengebirge; Hk, Hochkönig; Hs, Hochschwab; R, Rax; SM, Steinernes Meer; T, Tennengebirge; TG, Totes Gebirge. Gebirgsstöcke mit Augenstein-Sedimentresten ohne Plateau: L, Loferer Steinberge; WK, Wilder Kaiser.

Abb. 1b: Geologische Skizze der Ostalpen. Gestrichelte Linie in den Kalkalpen (NKA) trennt in etwa die Faziesbereiche des Dachsteinkalks (D) und des Hauptdolomits (H). IT, Unterinntal-Tertiär; RF, Rhenodanubische Flyschzone; GW, Grauwackenzone; GP, Grazer Paläozoikum; GD, Gurktaler Decke. G, Graz; I, Innsbruck; S, Salzburg.

Vordere Umschlagseite: Durchgescherte Stalagmit-Stalaktit-Figur aus einem älteren Gang der Mammuthöhle, Dachsteinmassiv. Der höhere Teil ist 4,5 cm nach Westen verschoben.

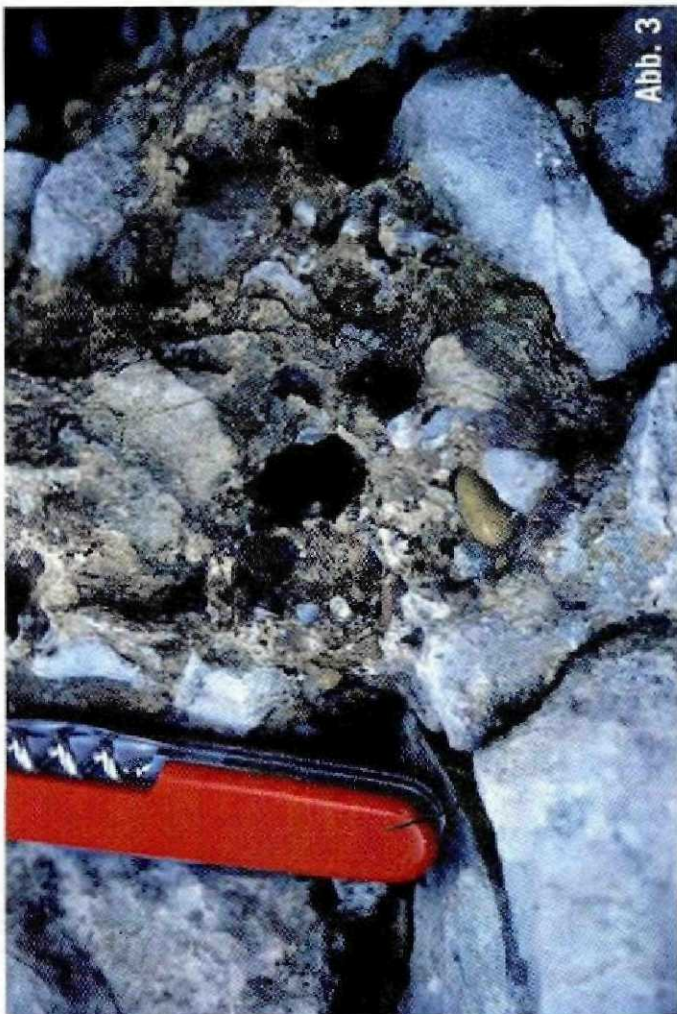


Abb. 3



Abb. 2



Abb. 5



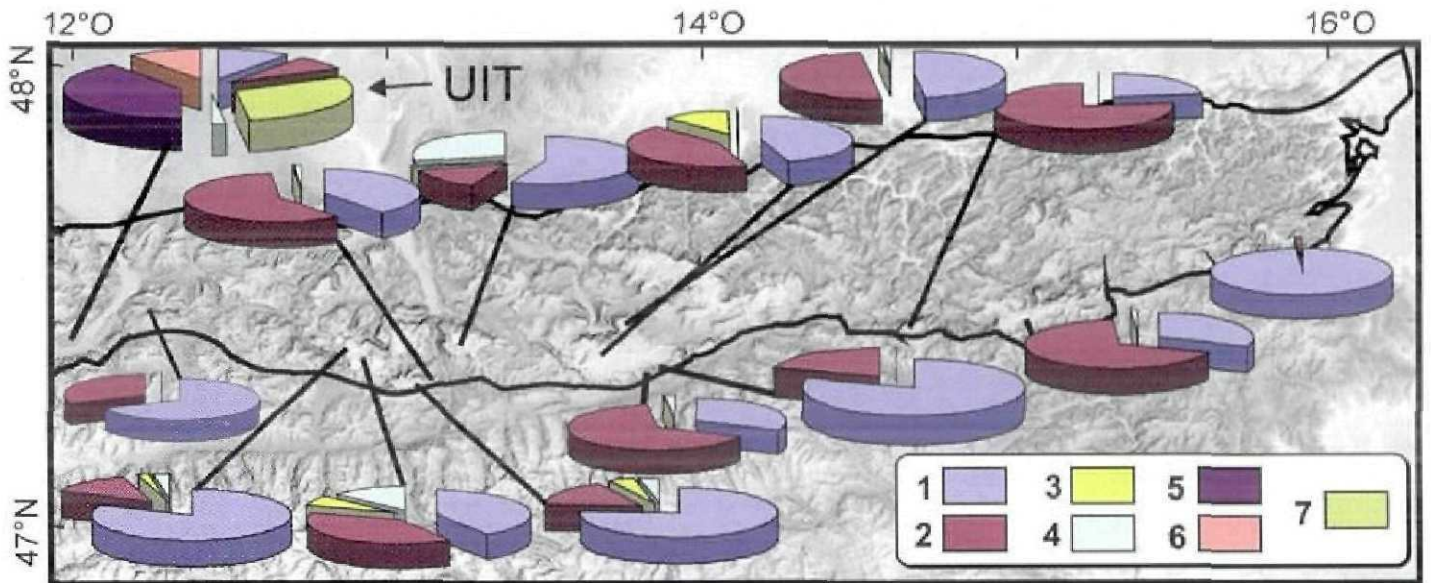


Abb. 6

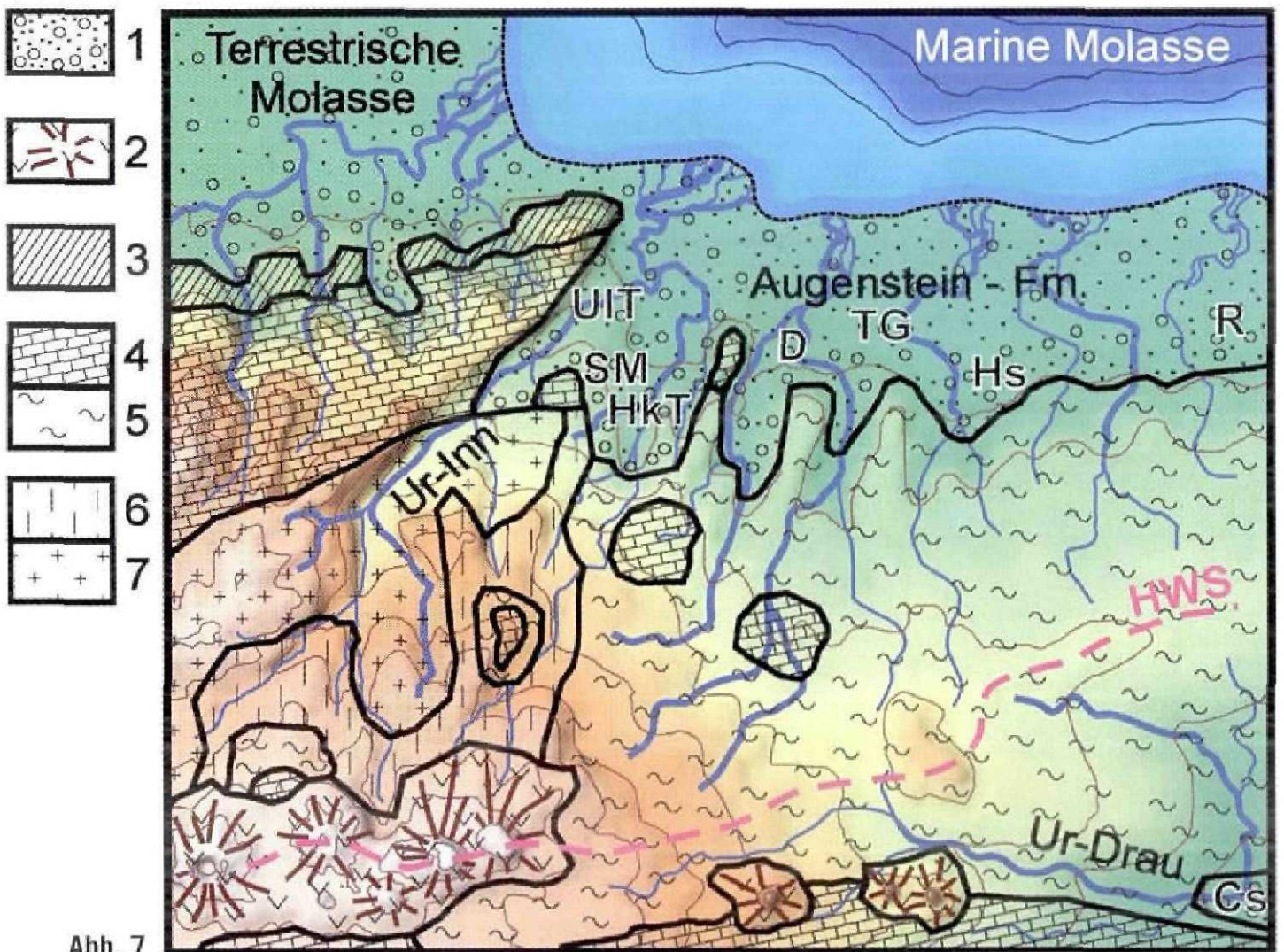


Abb. 7

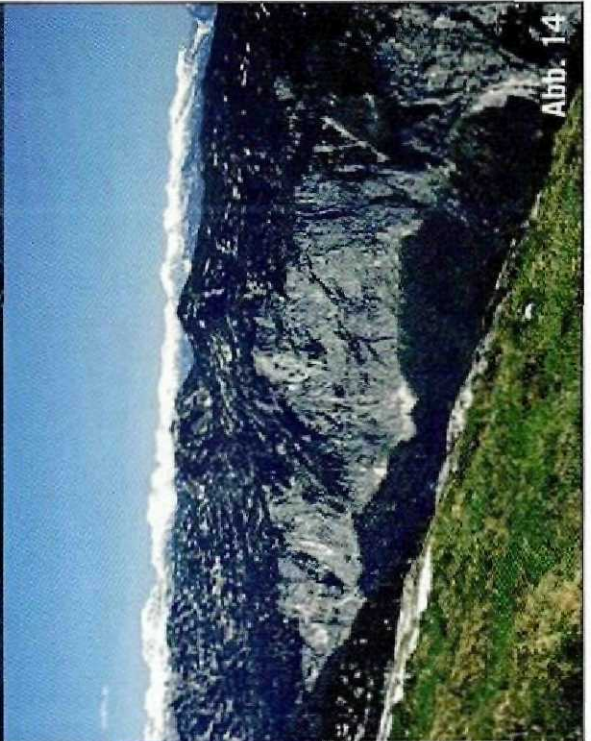
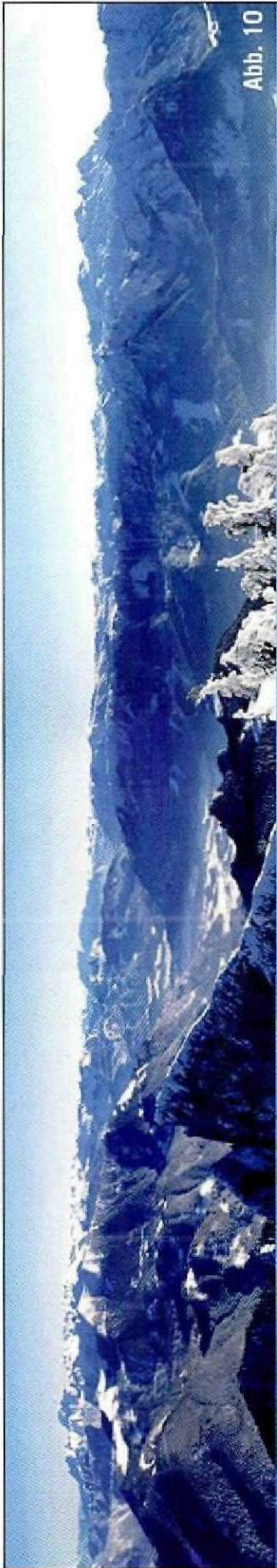


Abb. 15a

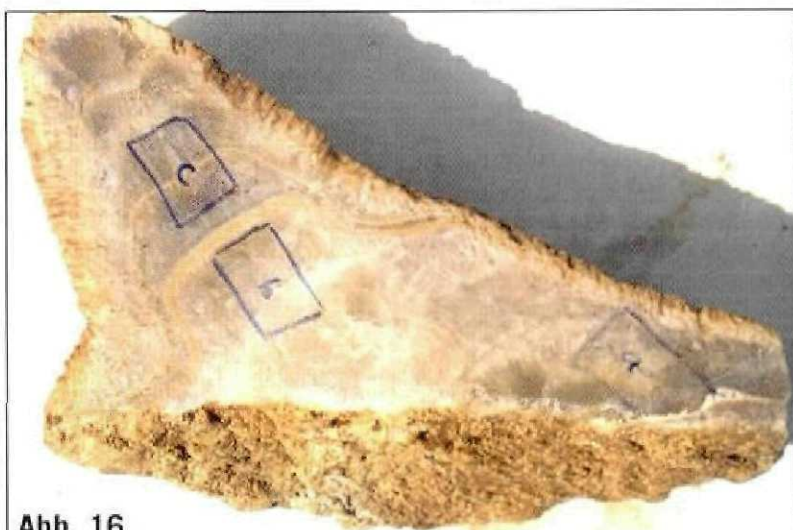
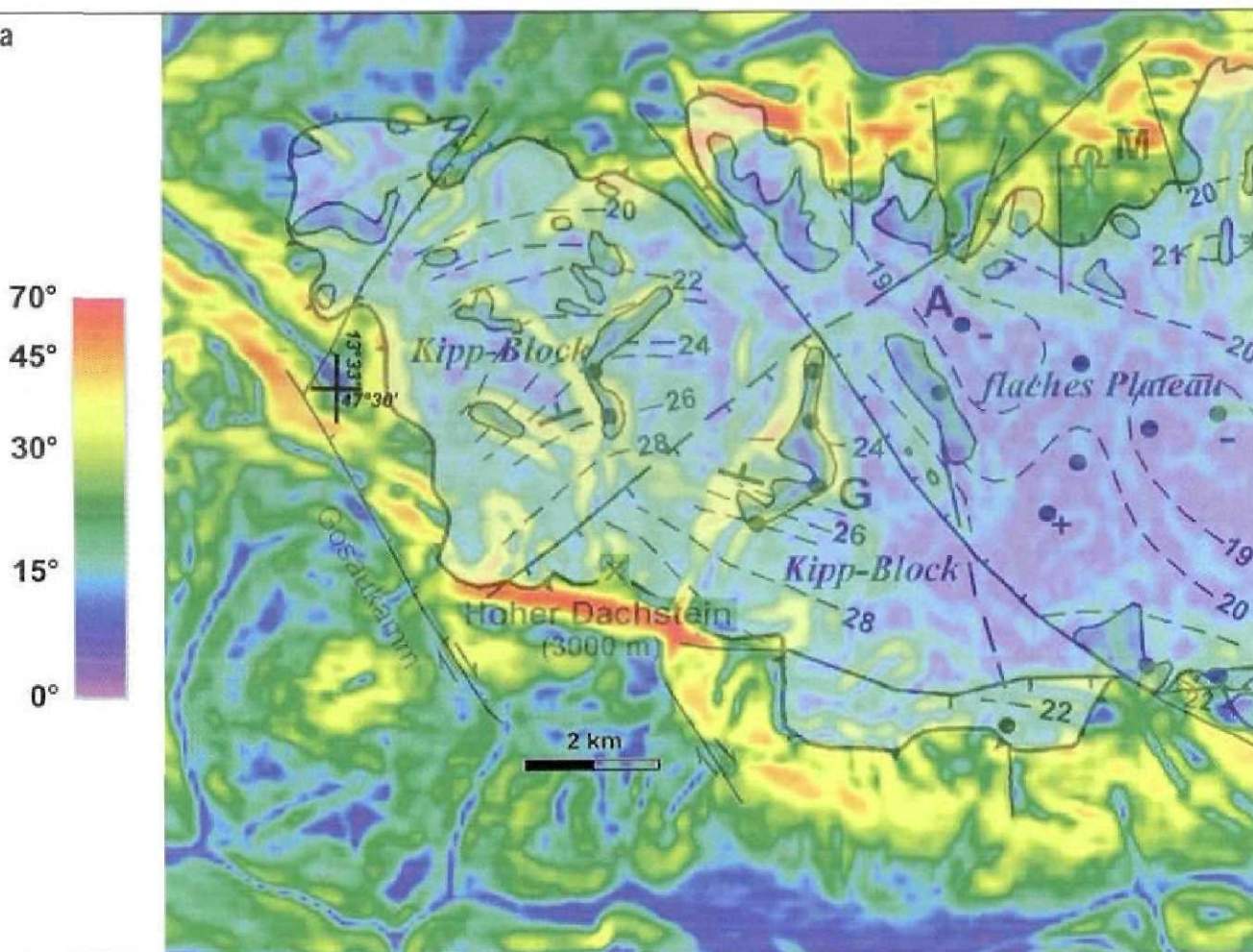


Abb. 16

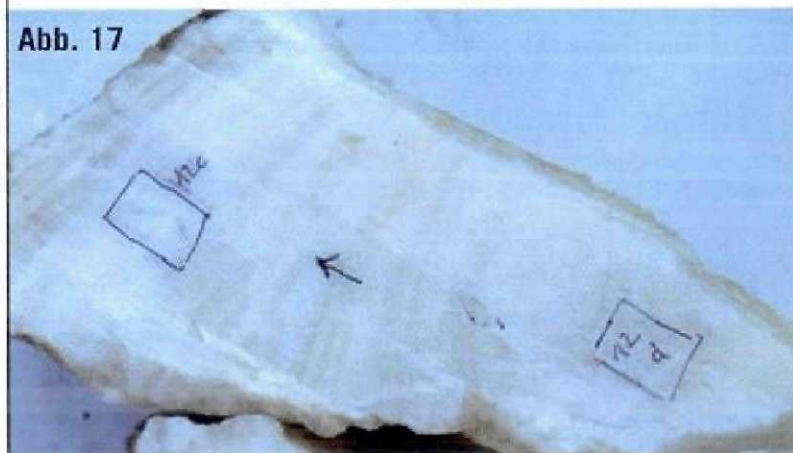


Abb. 17



Abb. 18

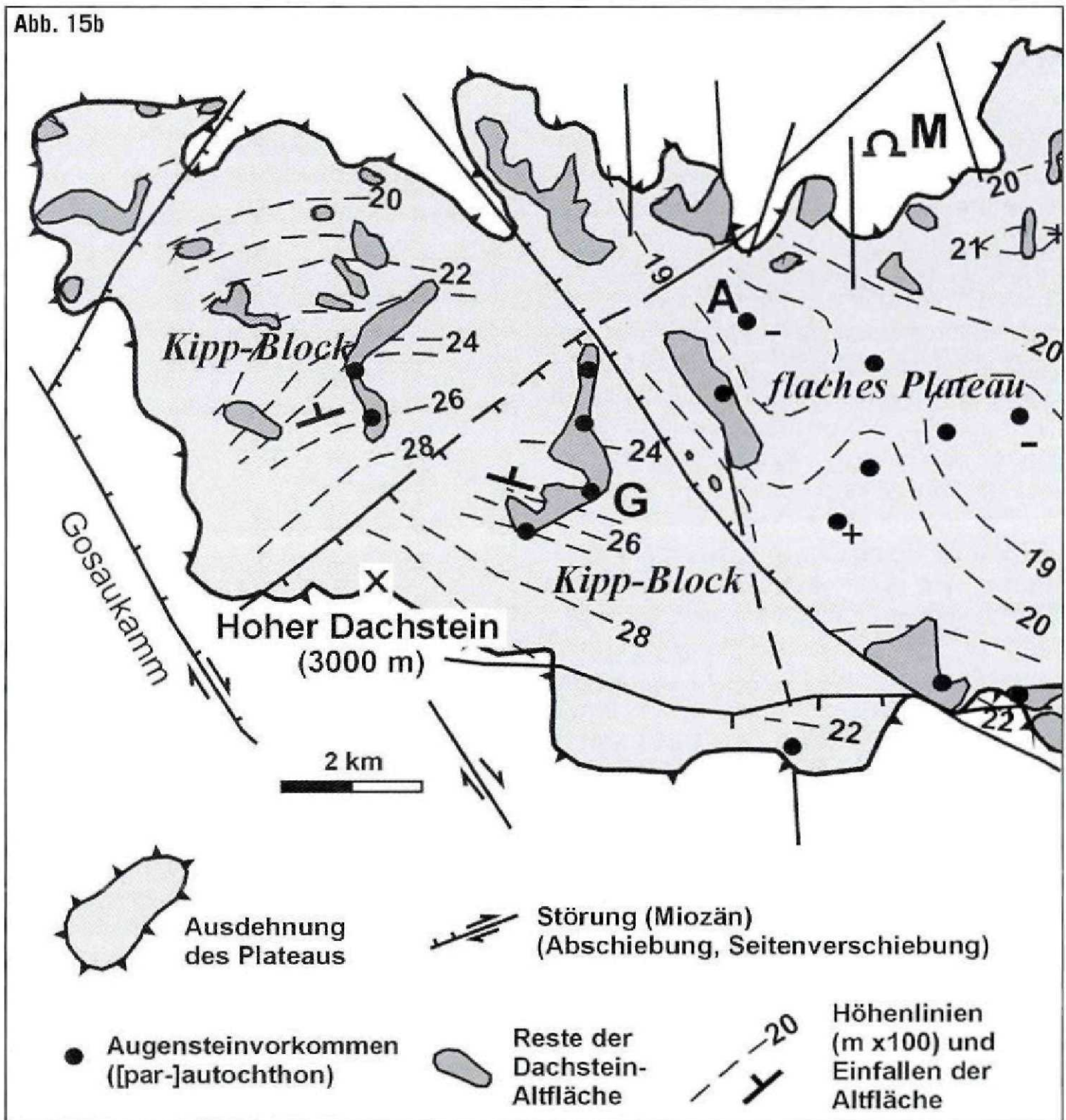


Abb. 15: (a) Digitales Hangneigungsmodell des westlichen und zentralen Dachsteinmassivs, berechnet aus dem Höhenmodell in Abb. 1a. Der westliche Teil zeigt steile Karwände, weil hier die gekippte Dachstein-Altfläche durch Erosion zerschnitten wurde. Der zentrale Teil zeigt hingegen nur geringe Hangneigungen und liegt fast horizontal. Überlagerung durch Abb. 15 b. (b) Rekonstruktion der Dachstein-Altfläche im selben Bereich (nach FRISCH et al., 2001). Zwei gekippte Blöcke mit Altflächenresten charakterisieren den westlichen Teil, im mittleren Teil liegt die Altfläche flach und ist durch Erosion modifiziert. A, Augensteinldgrube; G, Niederer Gjaidstein (Probenpunkt für die thermische Modellierung; s. Abb. 9 a); M, Eingang zur Mammuthöhle.

Abb. 16: Tropfsteinprobe aus der Mammuthöhle (Dachsteinmassiv) für die Datierung.

Abb. 17: Tropfsteinprobe vom Riesenstalagmiten (Abb. 18) aus der Eisriesenwelt (Tennengebirge) für die Datierung und die Bestimmung der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse.

Abb. 18: 3 m hoher Riesenstalagmit aus dem „Steinernen Wald“, Eisriesenwelt.

Sandsteinen wie den Komponenten von Feinkonglomeraten. Nach Rückrotation der Schichtung in die Horizontale werden die steilstehenden Klüfte vertikal, was darauf hinweist, daß die Klüftung vor der Kippung erfolgte. Die Klüfte zeigen OSO-WNW-Dehnung an, was mit der generellen O-W-Dehnung während der lateralen Extrusion in Einklang steht. In der Mammuthöhle am Nordrand des Dachstein-Massivs wurde eine verbundene Stalagmit-Stalaktit-Säule an einer abschiebenden Störungsfläche durchgeschert, wobei der hangende Teil 4,5 cm in Richtung 265° (W) verschoben wurde (siehe vordere Umschlagseite und Abb. 19).

Im Hochkönig-Massiv, das wie das westliche Dachstein-Massiv eine Kippung der Dachstein-Altfläche um ca. 10° nach Norden zeigt, finden sich über Kilometer verfolgbare Abschiebungen in Abständen von über 100 m (Abb. 12, 13). Diese Abschiebungen bildeten sich vermutlich antithetisch zur Kippung und wurden spät im Quartär reaktiviert. Durch Erosion oder Kalklösung nur wenig veränderte Aufschlüsse der Störungsflächen in Stufen von bis zu 20 m Höhe zeigen nur begrenzte Modellierung durch Gletscher und Verkarstung durch Karren. Solche jungen Störungen sind auch andernorts verbreitet und wurden z. B. am Südrand des Steinernen Meers beobachtet.

Tennengebirge, Hagengebirge und der Großteil des Toten Gebirges (Abb. 1a, 10) stellen flachliegende Plateaus mit nur begrenzter Modifizierung der Dachstein-Altfläche dar. Sie enthalten eine Reihe von meist allochthonen Augenstein-Vorkommen.

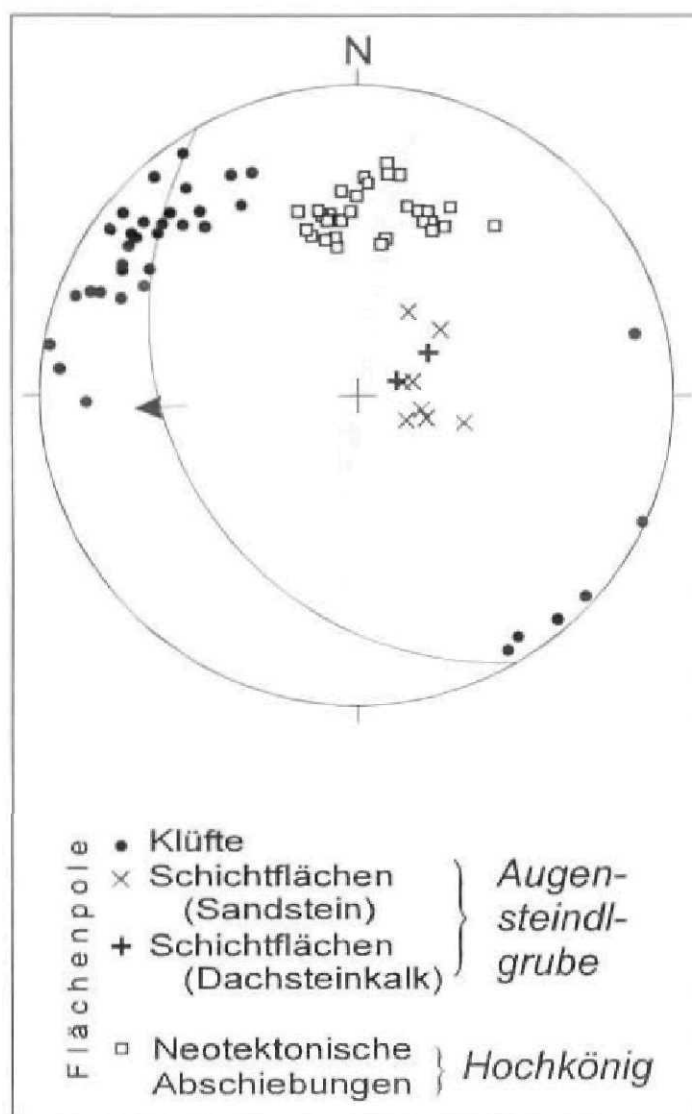


Abb. 19: Schmidtsches Netz (untere Hälfte) mit Strukturdaten vom Dachstein und Hochkönig. Augensteindlgrube: Schichtflächen und Klüfte des Sandsteins der Augenstein-Formation sowie Schichtflächen des unterlagernden Dachsteinkalks; grauer Balken zeigt das Streichen der Karstspalte der Augensteindlgrube (010°), in der das Augenstein-Sediment erhalten ist. Mammuthöhle: Großkreis und Pfeil zeigen Scherfläche und Scherrichtung des Hangendteils des durchgescherten Tropfsteins (siehe vordere Umschlagseite). Hochkönig: Neotektonische südfallende Abschiebungen; die Daten stammen von drei langanhaltenden Störungen. Nach FRISCH et al. (2001).

ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER DACHSTEIN-ALTFLÄCHE UND ÜBERLEGUNGEN ZUM ALTER DER HÖHLEN

Zwei Umstände ermöglichten es der Dachstein-Altfläche, in Resten erhalten zu bleiben, so daß die Rekonstruktion der Fläche über bestimmte Bereiche möglich ist: (1) Die Altfläche erfuhr eine Subsidenz und Versiegelung durch die Augenstein-

Sedimente und wurde erst dann wieder exhumiert und freigelegt. (2) Während der darauffolgenden Hebung wirkte die Erosion großteils durch intensive Verkarstung, was durch die großen Höhlensysteme dokumentiert wird und wodurch die voll-

ständige Zerstörung der Altfläche verhindert wurde.

Die Versiegelung durch die Augenstein-Sedimente und die Wiederfreilegung der Altfläche benötigte rund 20 M. J. (ca. 30 bis 10 M. J. vor heute; s. Abb. 22). Im Pannon, um 10 M. J. vor heute, wurden erstmals Gerölle aus den zentralen und östlichen Kalkalpen in größerer Menge in die Molasse geschüttet (STEININGER et al., 1986). Die letzten 10 M. J. stehen daher für die finale Hebung der Dachstein-Altfläche zur Verfügung.

Alle Kalkalpenmassive mit Plateaus enthalten große Höhlensysteme. Die Höhlen sind nicht zufällig verteilt, sondern in den meisten Massiven der zentralen Kalkalpen in drei Horizonten angeordnet (SALZBURGER HÖHLENBUCH, 1977, 1979; RIEDL, 1988; FISCHER, 1990; LANGENSCHIEDT, 1992; Abb. 20). Dies zeigt, daß die Hebung kein kontinuierlicher Prozeß war, sondern in Schüben erfolgte. Die Hebungsschübe wurden von Perioden tektonischer Ruhe unterbrochen, während derer sich die horizontalen Höhlensysteme bildeten, die sich nach dem jeweiligen Vorfluter ausrichteten. Die horizontalen Systeme sind durch vertikale Schächte verbunden, die sich während oder nach den Hebungsschüben bildeten und sich zum Teil immer noch in Bildung bzw. Erweiterung befinden.

Die drei Höhlenniveaus sind das Ruinen-, das Riesen- und das Quelhöhlenniveau (Abb. 20; RIEDL, 1988 – das höchste Niveau wird dort als „Höhlenruinenniveau“ bezeichnet). Das Ruinenhöhlenniveau ist teilweise von Erosion zerstört und liegt nahe der Dachstein-Altfläche. Die erste Anlage dieses Höhlensystems muß bereits während der Bildung der Altfläche im frühen Oligozän erfolgt sein. Zu dieser Zeit bildeten sich bereits ausge dehnte Karsterscheinungen auf der Altfläche, die von den Augenstein-Sedimenten versiegelt wurden. Es liegt daher nahe, daß sich bereits damals ein seichtliegendes Höhlensystem bildete, das in seiner Tiefenausbreitung durch die geringe topographische

Höhe der Altfläche begrenzt wurde (s. Abb. 22a). Die hügelige Altfläche stellte in weiten Bereichen ein Tiefland dar, das nur wenig über dem Meeresspiegel lag, wie marine Sandstein-Einschwemmungen am Wilden Kaiser, der kleine Plateaureste aufweist, zeigen. In einem späten Stadium der Befreiung der Altfläche von den Augenstein-Sedimenten könnte das Ruinenhöhlensystem dann weiter ausgestaltet worden sein. Das Riesenhöhlenniveau enthält die größten Höhlen der Kalkalpen mit Ganglängen von mehreren Zehnerkilometern in einzelnen Systemen (FISCHER, 1990; Abb. 20). Dieses Niveau liegt meist 300-800 m unter der Dachstein-Altfläche. Wir nehmen an, daß sich dieses Höhlensystem nach einem ersten deutlichen Hebungsschub im Obermiozän in der Zeit nach etwa 10 M. J. bildete. Die Karstplateaus waren zu dieser Zeit dicht bewaldet und das Klima gemäßigt-feucht, so daß günstige Bedingungen für die Höhlenbildung herrschten.

Das Quelhöhlenniveau ist das niedrigste und heute vielfach aktiv, wie Karstquellen, die ihm entspringen, zeigen. Ihre Eingänge sind nahe den heutigen Talböden. Im Pleistozän war die Höhlenbildung aus klimatischen Gründen (Eisbedeckung bzw. Fehlen von Pflanzenbedeckung auf den Plateaus über die meiste Zeit) nur begrenzt möglich. Wir nehmen daher an, daß die Bildung des Quelhöhlensystems bereits im Pliozän begann. Ein deutlicher Anstieg der Erosionsraten in den Ostalpen im frühen Pliozän (KUHLMANN, 2000) deutet auf einen Hebungsschub hin, der die verschiedenen Kalkstöcke aber unterschiedlich erfaßte, wie aus den unterschiedlichen Abständen vom Quell zum Riesenhöhlenniveau hervorgeht (etwa 700 bis über 1000 m; Abb. 20).

Nimmt man für die Kalkalpenplateaus eine durchschnittliche Hebung von 2000 m in den letzten 10 M. J. an, ergibt dies eine durchschnittliche Hebungsrates von 0,2 mm/J. Die diskontinuierliche Hebungsgeschichte impliziert jedoch deutlich höhere Hebungsrates während der Phasen tektonischer

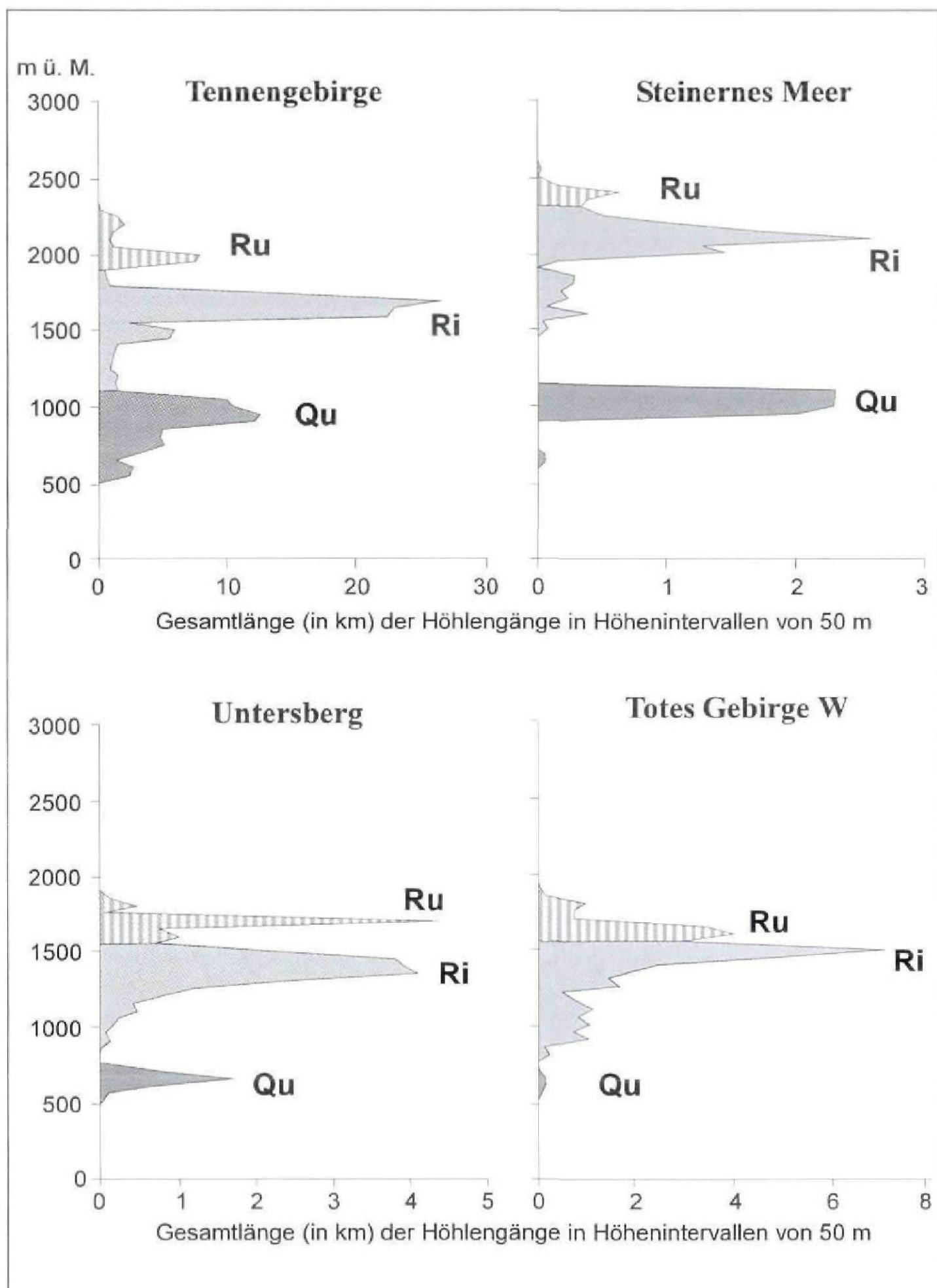


Abb. 20: Die drei Höhlenniveaus nach FISCHER (1990). Ru, Ruinenhöhlenniveau; Ri, Riesenhöhlenniveau; Qu, Quellhöhlenniveau.

Aktivität. Um diese Phasen zeitlich einzugrenzen, versuchten wir, Höhlensinter mit der U/Pb-Methode und eingeschwemmte Augenstein-Quarze mit kosmogenen Nukliden zu datieren, um damit zu einem Mindestalter für die Bildung der Höhlen zu gelangen. Zudem wurden Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse in einem Tropfstein bestimmt, um über klimatische Hinweise Rückschlüsse auf das Alter der Höhlen ziehen zu können.

Unter den klastischen Höhlensedimenten befindet sich in unterschiedlichem Ausmaß Augensteinmaterial, das von den Plateaus eingeschwemmt wurde. Das Augensteinmaterial besteht größtenteils aus Quarz-, Quarzit- und Sandsteingeröllen. Es wird von höheren in tiefere Höhlenniveaus zunehmend mit Kalkkomponenten aus den Höhlen vermischt, seine Korngröße nimmt in dersel-

ben Richtung ab (LANGENSCHIEDT, 1992). Die Einschwemmungen müssen mehrphasig erfolgt sein. Die Einspülung von der Oberfläche in das Höhlensystem muß erfolgt sein, als die Augenstein-Sedimente die Dachstein-Altfläche noch bedeckten, also früher als 10 M. J. vor heute. Die Einschwemmung kann damals nur in das Ruinenhöhlensystem erfolgt sein, da die anderen Systeme noch nicht existierten. Auch dies spricht für die sehr frühe Bildung des Ruinenhöhlensystems. Eine weitere Verschwemmung in die tieferen Höhlenniveaus muß vom Ruinenhöhlenniveau aus über Schächte erfolgt sein, vermutlich jeweils unmittelbar nach der Bildung des neuen Höhlensystems einsetzend. Dabei wurden die Augensteingerölle weiter verkleinert und mit Kalkstein aus den Höhlenwänden vermischt (LANGENSCHIEDT, 1992).

VERSUCHE ZUR DATIERUNG VON HÖHLENMATERIAL

U/Pb-Datierung an Höhlensinter

Uran/Blei-Isotopenanalysen zur Datierung von Höhlensinter wurden an Tropfsteinen der Mammuthöhle im Dachstein-Massiv (Probe 1; Abb. 16) und der Eisriesenwelt im Tennengebirge (Probe 12; Abb. 17) durchgeführt. Beide Höhlensysteme gehören dem Riesenhöhlenniveau an. Es wurde Material beprobt, das nach den örtlichen Verhältnissen in einem möglichst frühen Stadium nach der Höhlenbildung entstand. Der Höhlengang, dem Probe 1 entnommen wurde, ist schräg und trocken und wird von vertikalen Schächten, die Wasser führen und zum heute aktiven Höhlensystem gehören, geschnitten.

Probe 12 wurde den äußeren Teilen eines Riesenstalagmiten des „Steinernen Waldes“ mit ca. 2 m Durchmesser am Boden und etwa 3 m Höhe entnommen (Abb. 18). Der Stalagmit ist trocken und sitzt einer Lage von eingeschwemmtem Augenstein-Material auf. In der unmittelbaren Nachbarschaft des Probenpunktes wurde keine aktive Tropfsteinbildung beobachtet.

Die Uran- und Thorium-Isotopengehalte der Proben konnten gemessen werden (Tab. 1), jedoch waren die Blei-Isotopenkonzentrationen unterhalb der analytischen Nachweisgrenze, sodaß kein Alter errechnet werden konnte. Die sehr niedrigen U-Gehalte gehen

PROBE	U (ppm)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$
1	0,05734	1,001 ± 0,005	2,2811 ± 0,23	435
12	0,04175	0,9994 ± 0,007	1,1318 ± 0,07	1371

Tabelle 1: U-Gehalte und U- und Th-Isotopenverhältnisse in Tropfsteinen des Riesenhöhlenniveaus. Probe 1: Mammuthöhle. Probe 12: Riesenstalagmit, „Steinerner Wald“, Eisriesenwelt.

auf die sehr reinen Kalke zurück, die von den Höhlenwässern durchströmt werden. In Probe 1 ist das $^{230}\text{Th}/^{234}\text{Th}$ -Verhältnis in Anbetracht des geringen Anteils an detritischem Material relativ hoch. In Probe 12 stehen die U-Isotope mit ihren Th-Tochterisotopen im langzeitigen Gleichgewicht, was ein Mindestalter von 0,5 M. J. bezeugt. Das perfekte isotopische Gleichgewicht von ^{234}U und ^{238}U in beiden Proben legt zudem ein Mindestalter von 1,5 M. J. nahe. Obwohl der Versuch der U/Pb-Datierung nicht erfolgreich war, zeigen die analytischen Ergebnisse, daß die Tropfsteine mit hoher Wahrscheinlichkeit vor-quartär gebildet wurden.

^{26}Al -, ^{10}Be -Datierung an Quarz

Aus der Augenstein-Formation eingeschwemmte polykristalline Quarzgerölle wurden in der Eisriesenwelt von zwei Lokalitäten beprobt. Die eine Probe stammt aus dem gleichen Höhlenraum wie die Tropfsteinprobe („Steinerner Wald“), die zweite aus einem blind endenden Seitengang desselben Höhlensystems („Kartoffel-Labyrinth“). Augensteingerölle und -sand wurden durch Calcit zementiert und fest mit dem Höhlenboden oder den Höhlenwänden verbunden. Die Einschwemmung des Augenstein-Materials erfolgte vor der Bildung des Riesenstalagmiten.

Die Grundlage für die Datierungsmethode ist, daß kosmische Bestrahlung von beispielsweise Quarz, der an der Erdoberfläche freiliegt, die sonst auf der Erde nicht vorkommenden Isotope Aluminium-26 und Beryllium-10 mit einer bekannten Bildungsrate entstehen läßt (NISHIZUMI et al., 1986). Wenn das Sediment nach der Exposition an der Oberfläche in ein Höhlensystem eingeschwemmt wird, endet die Produktion dieser kosmischen Isotope, die radioaktiv sind und sich durch Zerfall daher wieder abbauen. Da die Halbwertszeit von ^{26}Al (1 M. J.) kürzer ist als jene von ^{10}Be (2,2 M. J.), verringert sich

das Verhältnis $^{26}\text{Al}:^{10}\text{Be}$ mit der Zeit. Da das initiale Verhältnis dieser Radionuklide bekannt ist, gibt das jetzige Verhältnis im Höhlensediment die Zeit, die seit der Einschwemmung verstrichen ist, wieder. Quarz wird für diese Methode deswegen herangezogen, weil für ihn die Produktionsrate dieser kosmogenen Radionuklide genau bekannt ist.

Um mit der Methode Erfolg zu haben, müssen folgende Bedingungen erfüllt sein: (a) Der zur Datierung vorgesehene Quarz muß vor der Einschwemmung lange Zeit (ca. 1 M. J.) an der Erdoberfläche freigelegen haben, damit er mit den kosmogenen Isotopen gesättigt werden kann. (b) Das Sediment wurde rasch eingeschwemmt. (c) Nach der Einschwemmung war das Material durch mindestens 10 m Fels von der kosmischen Strahlung abgeschirmt. Die Bedingungen (b) und (c) waren bei dem verwendeten Probenmaterial sicher erfüllt. Bedingung (a) setzt ein Fragezeichen, weil unbekannt ist, wie lange das eingeschwemmte Augenstein-Material an der Oberfläche freilag.

Der analysierte Quarz zeigte relativ hohe Aluminium-Konzentration. Dies bedeutet, daß das maximal bestimmbare Alter methodisch mit etwa 2-3 M. J. limitiert ist, je nach Exposition vor der Einschwemmung. Die gemessene ^{10}Be -Konzentration von 7800 ± 3900 Atomen pro Gramm Quarz war zu gering, d. h. zu nahe an der analytischen Nachweisgrenze, um einen verlässlichen Wert darzustellen. Dadurch war die Errechnung eines Alters nicht möglich. Für die niedrige Konzentration gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten: (1) Die Proben unterlagen vor ihrer Einschwemmung schneller Erosion, so daß die Bestrahlungszeit zu kurz war, um eine Sättigung an den kosmogenen Isotopen zu erzielen. (2) Die Verweilzeit des Materials in der Höhle war so lang, daß die gebildeten Radionuklide weitgehend wieder zerfielen. Im zweiten Fall kann auf eine Verweilzeit der Quarzgerölle in der Höhle von mindestens 2 M. J. geschlossen werden.

Beide Datierungsversuche ergaben zwar kein konkretes Alter, die Ergebnisse zeigen aber insgesamt, daß die Höhlen des Riesenhöhlelniveaus vor-pleistozän gebildet wurden. Dies steht mit der aus anderen Überlegungen oben skizzierten Bildungsgeschichte in Einklang.

Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse in Tropfsteinsinter als Klimasignal

Isotopenstudien an Tropfsteinen als Klimaarchiven gibt es seit über 20 Jahren, wobei die meisten die Temperaturentwicklung der Nacheiszeit und etliche die der letzten Eiszeit dokumentieren. In den Kalkalpen wurden solche Studien erst in den letzten Jahren durchgeführt (z. B. SPÖTL et al., 1999).

Der im Abschnitt über U/Pb-Datierungen an Tropfsteinen beschriebene Riesenstalagmit aus dem „Steinernen Wald“ der Eisriesenwelt wurde beprobt, um mit Hilfe der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse Hinweise auf Klimaveränderungen an der Oberfläche zu erhalten. Dabei werden die Verhältnisse von $^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$ bzw. $^{13}\text{C}:^{12}\text{C}$ auf einen internationalen Standard normiert und als $\delta^{18}\text{O}$ - bzw. $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (Abweichung vom Normwert in Promillen) ausgedrückt (Abb. 21). Der untersuchte Bohrkern hat eine Länge von 260 mm und wurde dem äußeren Rand des Stalagmiten an dessen Basis entnommen. Das Material weist feine Anwachs-säume von ca. 1 mm Stärke auf (s. Abb. 17). Die Proben für die Messungen wurden mit einem Mini-Bohrer aus den einzelnen Wachstumszonen abgetrennt. 1 mm dicke Proben wurden im äußersten Zentimeter

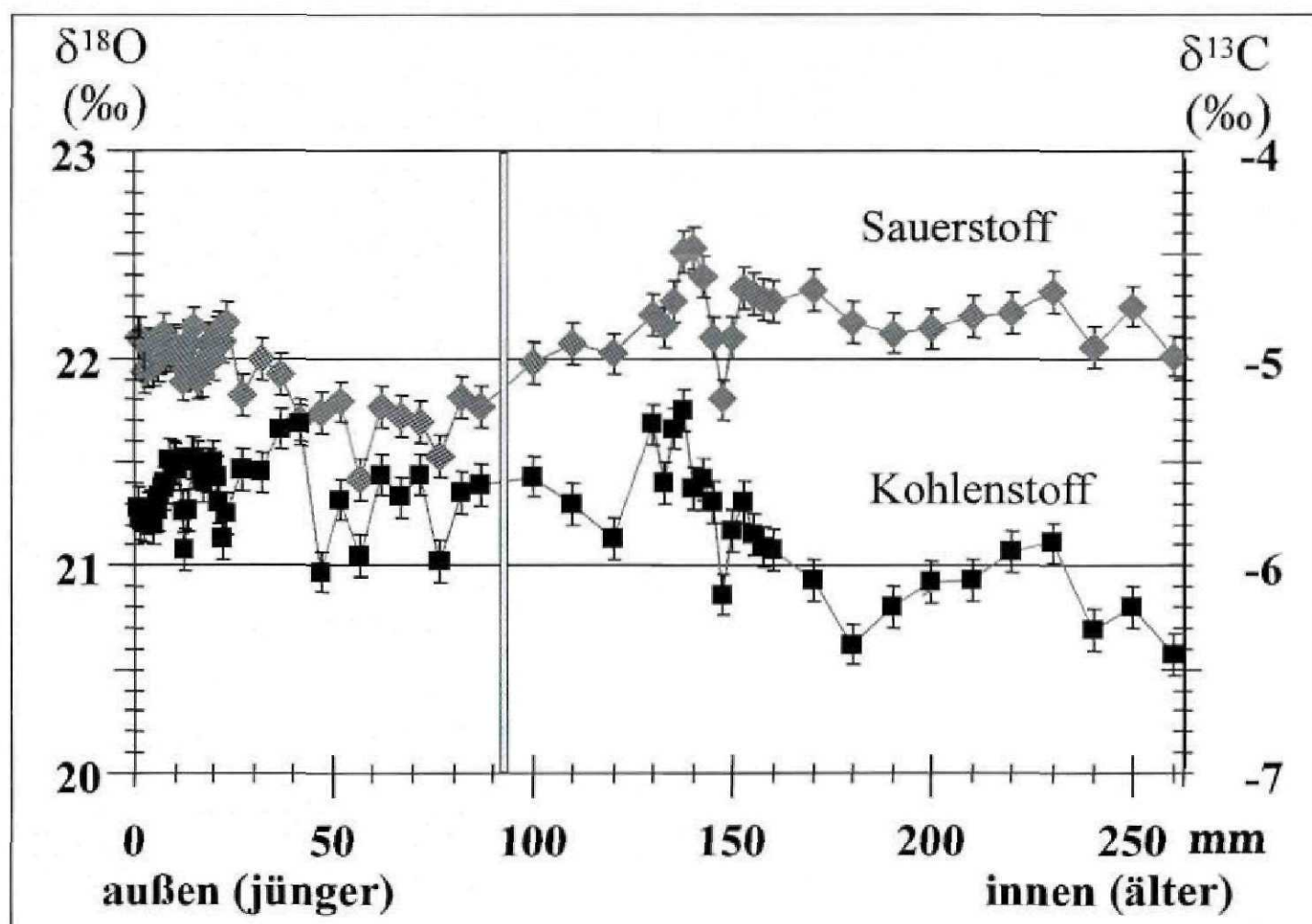


Abb. 21: Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse, dargestellt als $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, in einem 260 mm langen Bohrkern vom Außenrand des Riesenstalagmiten in der Eisriesenwelt (Abb. 18). Abb. 17 zeigt eine Probe aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Kerns. Erläuterungen im Text.

kontinuierlich und über die verbleibenden 270 mm im Abstand von jeweils 10 mm genommen. Die engständige Beprobung in der Außenzone wurde in Erwartung kurzfristiger Schwankungen vorgenommen, die aber nicht gefunden wurden (Abb. 21).

In Tropfsteinen wird jede Veränderung der Durchschnittstemperatur des Regenwassers, welches in die Höhle einsickert, in der Fraktionierung der Isotope abgebildet. In dem untersuchten Profil ist eine Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 140 und 75 mm des Kerns klar erkennbar (Abb. 21), was eine Temperaturabnahme des Regenwassers von 2 °C bedeutet. Diese kann durch eine Klimaänderung, aber auch durch eine Hebung des Gebirgsstocks und damit des Einzugsgebiets des Wassers von etwa 500 m verursacht worden sein.

Die Wachstumsgeschwindigkeit großer Tropfsteine kann größenordnungsmäßig mit 1 mm bis mehrere Zehnermillimeter pro 1000 Jahre angenommen werden (z. B. DORALE & EDWARDS, 1999; LINGE et al., 2001). Der erwähnte 65 mm lange Abschnitt mit dem deutlichen Abfall im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert kann somit eine Zeit von Jahrtausenden oder Jahrzehntausenden umspannen. Eine Hebung der Karstoberfläche um 500 m in einem Zeitraum von weniger als 100.000 Jahren (das entspricht mehr als 5 mm/J.) ist jedoch unrealistisch. Deshalb muß die Temperaturabnahme, die im Tropfsteinkern erkennbar ist, klimagesteuert sein.

Im Verlauf der letzten Eiszeiten schwankte die Durchschnittstemperatur an der Oberfläche um mehr als 10 °C. Obwohl sich in den kältesten Phasen vermutlich keine Tropfsteine bilden konnten, sollten jungpleistozäne Tropfsteine dennoch Temperaturschwankungen von >5 °C widerspiegeln. Im Prinzip kann aus der Variabilität der Sauerstoff-Isotopenverhältnisse grob auf die Periode der Bildung zurückgeschlossen werden. Je geringer die Schwankung im Isotopenverhältnis ist, desto älter sollte der Tropfstein sein, weil die Klimaschwankungen von der Zeit vor mehr als 2,7 M. J. über das Ober-

pliozän (2,7 bis 1,8 M. J. vor heute) und das Altpleistozän (1,8 bis 0,7 M. J. vor heute) bis ins Jungpleistozän mit seinen Hauptvereisungen generell stärker wurden. Die insgesamt nur geringen Schwankungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes im untersuchten Kern sprechen daher klar für eine Bildung des untersuchten, also des jüngsten Teils des Riesenstalagmiten, in der Zeit vor dem Jungpleistozän (>0,7 M. J.), eher sogar vor dem Pleistozän (>1,8 M. J.). Dieses Ergebnis steht wiederum in Einklang mit den Schlußfolgerungen aus den Datierungsversuchen.

Das untersuchte Sauerstoff-Isotopenprofil läßt einen vollständigen wellenartigen Zyklus mit Rückkehr zu den Ausgangswerten erkennen. Im Jungpleistozän wurden die Klimaschwankungen in erster Linie vom 100.000 Jahre-Milanković-Zyklus bestimmt, der die Schwankungen der Elliptizität der Erdumlaufbahn (Exzentrizitäts-Zyklus) widerspiegelt. Im Oberpliozän und im Altpleistozän wurde die Temperaturzyklizität hingegen von den Schwankungen der Schiefe und der Präzession der Erdachse (Obliquitäts-Zyklus ca. 41.000 J.; Präzessions-Zyklen ca. 19.000 bzw. ca. 23.000 J.) dominiert. Da die Schwankungen im Sauerstoff-Isotopenverhältnis jedenfalls eine präjungpleistozäne Bildung anzeigen, nehmen wir an, daß das untersuchte Isotopenprofil einen dieser letztgenannten Zyklen widerspiegelt. Dies würde eine durchschnittliche Wachstumsrate des Tropfsteins zwischen 7 und 15 mm pro 1000 J. ergeben, was einen durchaus realistisch erscheinenden Wert darstellt.

Außerhalb des Abfalls zwischen Kern-Millimeter 140 und 75 zeigt die Sauerstoff-Isotopenkurve keine signifikanten Schwankungen bzw. steigt zum Jüngeren hin leicht an, was eine geringfügige Erwärmung anzeigt. Ein auffälliger negativer Ausschlag findet sich aber bei Millimeter 150 des Kerns. Er entspricht einer kurzzeitigen Abkühlung um 1 bis 1,5 °C. Geringere kurzzeitige negative Ausschläge an anderer Stelle sind nicht so signifikant. Die ca. 1 mm mächtigen Wachstumszonen im gesamten Tropfstein deuten

auf häufige Veränderungen von Umwelteinflüssen, wie z. B. der Menge in der Wasserzufuhr oder der Luftfeuchtigkeit in der Höhle, hin. Aufgrund der sehr konstanten Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung in den jüngsten 30 mm des untersuchten Tropfsteins kann angenommen werden, daß der Calcit in diesem Abschnitt im Gleichgewicht mit dem Sickerwasser stand und bei nahezu konstanten Isotopenverhältnissen im Niederschlagswasser und somit konstanten klimatischen Bedingungen gebildet wurde. Dies gilt auch für andere Abschnitte der Kurve.

Die Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung der Sickerwässer reflektiert bei geringer Fraktionierung die entsprechende Zusammensetzung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs, die wiederum von den organischen Bestandteilen im Boden, der Wurzelatmung und eventueller Lösung karbonatischer Gesteine in der Sickerwasserzone geprägt wird. Die im Tropfstein-Material gemessenen Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse (Abb. 21) spiegeln eine Mischung zwischen typischen Werten für Sickerwasser in der Wurzelzone einer für mittlere Breiten

charakteristischen Vegetation (mittlere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von ca. -25 ‰, entsprechend $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von -18 ‰ bis -12 ‰ in daraus gefälltem Calcit) und eventuell gelöstem Karbonatgestein marinen Ursprungs mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um 0 ‰ und/oder, bei guter Höhlenbelüftung, mit gelöstem atmosphärischem Kohlendioxid.

Die Kohlenstoff-Isotopenkurve geht im allgemeinen mit der Sauerstoff-Isotopenkurve konform, ihr Verlauf zeigt aber einen generellen Anstieg an, der als zunehmend bessere Belüftung des Höhlensystems oder als abnehmender Einfluß der organischen Materie bzw. von Wurzelatmung der Pflanzen auf den gelösten organischen Kohlenstoff interpretiert werden kann. Die im Detail zu beobachtende Konformität mit der Sauerstoff-Isotopenkurve deutet darauf hin, daß die Temperatur-Abnahmen mit größerer Niederschlagstätigkeit einhergingen. Dadurch würden Staunässe und schlechtere Durchlüftung der Böden an der Oberfläche verursacht, von wo aus das Wasser in die Höhlen sickerte. Eine schlechtere Durchlüftung würde sich jedenfalls in geringeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten niederschlagen.

SYNTHESE UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Zusammen mit früheren Ergebnissen (BRÜGEL, 1998; FRISCH et al., 1998, 1999, 2000, 2001; KUHLEMANN, 2000; KUHLEMANN et al., 2001) führte das Studium der Dachstein-Altfläche und der Augenstein-Formation zu folgenden Einsichten und Schlußfolgerungen für die post-eozäne Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen (siehe Abb. 7 und 22).

Die westlichen Kalkalpen, das ist der Teil westlich des (Ur-)Inns, zeigen eine sehr unterschiedliche Entwicklung gegenüber den zentralen und östlichen Kalkalpen. Die westlichen Kalkalpen hatten spätestens seit dem Oberoligozän ein gebirgiges Relief und lieferten über lokale Flußsysteme grobes Geröllmaterial in Konglomeratfächer am

Südrand des Molassebeckens, das in diesem Abschnitt ein überfülltes terrestrisches Becken darstellte. Im Gegensatz dazu wurden die zentralen und östlichen Kalkalpen abgesenkt und von einer sandig-konglomeratischen Abfolge, der Augenstein-Formation, überlagert. Vor diesem subsidierenden Teil der Kalkalpen bildete die Molassezone einen marinen, unterfüllten Trog (Abb. 22 b), der klastisches Material sowohl vom Ur-Inn als auch den Augenstein-Flüssen empfing (oberoligozäne bis frühmiozäne Puchkirchen-Formation). Die Küstenlinie zwischen der terrestrischen Augenstein-Formation (die ein Molasse-Sediment darstellt) und der marinen Molasse lag vermutlich im nördlichen Teil der Kalkalpen. Südlich der Kalk-

alpen zeigten die Ostalpen ebenfalls deutliche morphologische Unterschiede zwischen dem gebirgigen westlichen Teil und dem östlichen Teil mit deutlich niedrigeren Höhen und mäßigem Relief (Abb. 7).

Die Augenstein-Formation versiegelte eine Altfläche, die als Dachstein-Altfläche definiert wurde und auf den Karstplateaus der zentralen und östlichen Kalkalpen mit teilweise geringer Modifizierung erhalten ist. Die Dachstein-Altfläche war eine einzige, vermutlich hügelige Fläche, die im späten Eozän und frühen Oligozän gebildet wurde (Abb. 22 a). Die heutigen Reste dieser Fläche finden sich meistens in Höhen zwischen 1800 und 2500 m und wurden in einigen störungsbegrenzten tektonischen Blöcken gekippt. Die Altfläche erreicht im Dachstein und am Hochkönig Höhen von ca. 3000 m am oberen Rand von Kippschollen. Vor der finalen Hebung wurde die Dachstein-Altfläche durch Störungen fragmentiert, die verschiedenen Blöcke erfuhren unterschiedliche Hebung. Die heutige unterschiedliche Höhenlage der Altflächenreste geht daher auf tektonische Prozesse zurück und ist nicht das Ergebnis von Piedmont-Treppenbildung. Die Dachstein-Altfläche ist nur über verkarsteten (meist triadischen) Kalkstein-Formationen erhalten, aber nicht dort, wo mächtige Dolomitfolgen die triadischen Gesteinsfolgen dominieren. In den Kalkstein-Arealen erfolgte die Erosion überwiegend durch unterirdische Verkarstung, Oberflächen-Erosion blieb ein begrenzter Faktor.

Die Augenstein-Formation wurde zwischen höherem Unteroligozän und frühem Untermiozän von Flüssen abgelagert, und zwar vermutlich vorwiegend in der Zeitspanne zwischen etwa 30 und 21 M. J. (Abb. 22 b). In Senken der Dachstein-Altfläche mag die Sedimentation etwas früher begonnen haben. Die Mächtigkeit der Augenstein-Formation war vermutlich sehr variabel. Die größte Mächtigkeit wurde möglicherweise in der Dachstein-Region erreicht, wo thermische Modellierung eine Überlagerung der basalen Augenstein-Sedimente von

mindestens 1,3 km ergeben. Nahe des heutigen Ostrand der Kalkalpen war die Mächtigkeit vermutlich wesentlich geringer. Im Westen verzahnten sich die Augenstein-Sedimente mit dem Tertiär des Unterinntals, das im Oberoligozän ähnliche Mächtigkeiten aufweist (ORTNER & SACHSENHOFER, 1996) und vom Ur-Inn aus Erosionsgebieten in den westlichen Ostalpen gespeist wurde.

Der Ur-Inn transportierte Material vom ostalpinen Kristallin, das in den westlichen Ostalpen zur Erosion anstand, und Material von der Periadriatischen Vulkankette ins Unterinntal-Tertiär und weiter in die marine Vorlandmolasse (SKERIES & TROLL, 1991; BRÜGEL, 1998). Im Gegensatz dazu erodierten die Augenstein-Flüsse fast ausschließlich schwach-metamorphe variszische Schichtfolgen (Ordoviz bis Karbon) und oberstkarbonisch-untertriadische Schichtfolgen des post-varizischen Deckgebirges aus dem Bereich der Zentralalpen (Abb. 7). Die Gerölle können einerseits mit Gesteinen der Grauwackenzone und ihren Äquivalenten in der Gurktaler Decke und dem Grazer Paläozoikum, andererseits mit der siliziklastischen Basis der Nördlichen Kalkalpen korreliert werden. Karbonatgerölle entstammen vermutlich teilweise Mesozoikumsresten in den Zentralalpen.

Die Sedimentdecke der Augenstein-Formation wurde von den zentralen und östlichen Kalkalpen zwischen spätem Unteroligozän und frühem Obermiozän erosiv entfernt (Abb. 22 c). Die Dachstein-Altfläche wurde nach deren Wiederfreilegung vor etwa 10 M. J. in mehreren Schüben gehoben (Abb. 22 d), was sich aus der Anordnung der großen Höhlensysteme in drei gut definierten Niveaus (FISCHER, 1990) ableiten lässt. Datierungsversuche an Höhlenmaterial waren nicht erfolgreich, legen jedoch nahe, daß das mittlere Höhlenniveau (Riesenhöhlenniveau) bereits vor-pleistozän für die Einschwemmung von Augenstein-Material und für die Tropfsteinbildung zur Verfügung stand. Das stimmt auch mit klimatischen

Signalen aus Sauerstoff-Istopenuntersuchungen überein. Nach unseren Rekonstruktionen ist anzunehmen, daß das höchste und älteste Höhlensystem (Ruinenhöhlenniveau) während der Bildung der Dachstein-Altfläche im frühen Oligozän ent-

stand (Abb. 22 a). Das Riesenhöhlenniveau entstand vermutlich im Obermiozän, das tiefste System, das Quelhöhlenniveau, im Pliozän und Pleistozän. Junge Störungen zeigen rezente oder subrezente tektonische Aktivität an.

DANKSAGUNG

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte diese Studie im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 275. Dr. F. Oedl (Salzburg) ermöglichte die Beprobung von Tropfstein- und Augenstein-Material in der Eisriesenwelt und unterstützte die Untersuchungen tatkräftig. Dr. K. Mais (Wien) ermöglichte die Beprobung von

Tropfstein-Material in der Mammuthöhle und half vor Ort. Prof. Dr. D. Ford (Hamilton, Canada) führte die U-, Th- und Pb-Isotopenanalysen an Tropfsteinen durch, Dr. D. Granger (Purdue University, USA) die ²⁶Al- und ¹⁰Be-Bestimmungen an Quarz. Die Autoren sind für all dies zu Dank verpflichtet.

ZITIERTE LITERATUR

- BENEDEK K., NAGY Z.R., DUNKL I., SZABÓ C. & JÓZSA S. (2001): Petrographical, geochemical and geochronological constraints on igneous clasts and sediments hosted in the Oligo-Miocene Bakony Molasse, Hungary: evidence for a Paleo-Drava River system. *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, 90, 519-533.
- BLANCKENBURG F.v. & DAVIES J.H. (1995): Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1979): On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. *Geol. Rundschau*, 68, 41-60.
- BRUCH A.A. (1998): Palynologische Untersuchungen im Oligozän Sloweniens - Paläo-Umwelt und Paläoklima im Ostalpenraum. *Tübinger Mikropaläont. Mitt.*, 18, 1-193.
- BRÜGEL A. (1998): Provenance of alluvial conglomerates from the East Alpine foreland: Oligo-Miocene denudation and drainage evolution of the Eastern Alps. *Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A*, 40, 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 paleogeographic implications. *Terra nova*, 12, 42-47.
- DORALE J.A. & EDWARDS R.L. (1999): A 130,000 year paleoclimatic record from speleothems from the North American Midcontinent. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting Boulder Abstr.*, p. 153.
- DUNKL I. (1992): Origin of Eocene-covered karst bauxites of the Transdanubian Central Range (Hungary): evidence for early Eocene volcanism. *Eur. J. Miner.*, 4, 581-595.
- DUNKL I., FRISCH W. & KUHLEMANN J. (1999): Fission track record of the thermal evolution of the Eastern Alps - review of the main zircon age clusters and the significance of the 160 Ma event. *Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A*, 52, 77-78.
- EINSELE G. & HINDERER M. (1997): Terrestrial sediment yield and lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. *Geol. Rundschau*, 86, 288-310.
- EXNER CH. (1949): Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 91, 186-196.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999): New dating of the Tertiary products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history. *Mem. Sci. Geol. (Padova)*, 51, 47-61.
- FISCHER K. (1990): Höhlenniveaus und Altreliefgenerationen in den Berchtesgadener Alpen. *Mitt. Geogr. Ges. München*, 75, 47-59.

- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary extrusion. *Tectonophysics*, 297, 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. *Mem. Sci. Geol. (Padova)*, 51, 3-23.
- FRISCH W., SZÉKELY B., KUHLEMANN J. & DUNKL I. (2000): Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. *Z. Geomorph. N.F.*, 44, 103-138.
- 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. *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, 90, 500-518.
- GANSS O. (1939): Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. *Jahrb. Reichsanst. Bodenf. Zweigst. Wien*, 89, 357-377.
- GÖTZINGER G. (1913 a): Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 1913, 61-65.
- GÖTZINGER G. (1913 b): Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 52, 39-57.
- GRUNDMANN G. & MORTEANI G. (1985): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps, evidence from apatite fission track ages. *Jb. Geol. Bundesanst.*, 128, 197-216.
- HEJL E. (1997): „Cold spots“ during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. *Tectonophysics*, 272, 159-173.
- HURFORD A.J., FITCH F.J. & CLARKE A. (1984): Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geol. Mag.*, 121, 269-277.
- KAPOUNEK J. & PAPP A. (1961): Der Vulkanismus in der Bohrung Orth 1 und die Verbreitung von Grobschüttungen zwischen dem Spannberger Rücken und der Donau. *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1961, 114-123.
- KETCHAM R.A., DONELICK R.A. & DONELICK M.B. (2000): AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geol. Material. Res.*, 2, 1-32.
- KROIS P. & STINGL V. (1991): Faziesanalyse fluviatiler Sedimente - eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten. *Jb. Geol. Bundesanst.*, 134, 299-308.
- KUHLEMANN J. (2000): Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins. *Mem. Sci. Geol. (Padova)*, 52, 1-91.
- KUHLEMANN J., FRISCH W. & DUNKL I. (2001): The Oligocene geologic and paleotopographic evolution of the Eastern Alps. In: PILLER W.E. & RASSER M.W. (Eds.): *Paleogene of the Eastern Alps*. *Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm.*, 14, 129-152.
- LANGENSCHIEDT E. (1992): Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen. *Nationalpark Berchtesgaden Forschungsber.*, 10/1986, 2. Aufl. 1992, 95 pp.
- LASLETT G.M., GREEN P.F., DUDDY I.R. & GLEADOW A.J.W. (1987): Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol.*, 65, 1-13.
- LEMCKE K. (1988): *Geologie von Bayern I*. Schweizerbart, Stuttgart, 175 pp.
- LICHTENECKER N. (1924): Das Bewegungsbild der Ostalpen. *Naturwissenschaften*, 13, 739-743.
- LICHTENECKER N. (1926): Die Rax. *Geogr. Jahresber. Österr.*, 13, 150-170.
- LINGE H., LAURITZEN-STEIN E., LUNDBERG J. & BERSTAD I.M. (2001): Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems; examples from a cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 167, 209-224.
- LOUIS H. (1968): Über Altreliefreste und Augensteinvorkommen im Dachsteingebirge. *Mitt. Geogr. Ges. München*, 53, 27-61.
- MAIR V., STINGL V., KROIS P. & KEIM L. (1996): Die Bedeutung andesitischer und dazitischer Gerölle im Unterinntal-Tertiär und im Tertiär des M. Parei. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 199, 369-394.
- NISHIZUMI K., LAL D., KLEIN J., MIDDLETON R. & ARNOLD J.R. (1986): Production of ¹⁰Be and ²⁶Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature*, 319, 134-136.
- ORTNER H. & SACHSENHOFER R.F. (1996): Evolution of the Lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. *Eur. Ass. Geosci. Engin. Spec. Publ.*, 5, 237-247.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G. & MERLE O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, 10, 257-271.
- REINECKER J. (2000): Stress and Deformation: Miocene to present-day tectonics in the Eastern Alps. *Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A*, 55, 1-78.
- RIEDL H. (1966): Beiträge zum Problem: Raxlandschaft – Augensteinlandschaft. *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, 108, 98-109.

- RIEDL H. (1988): Neue Beiträge zur Geomorphologie der Nördlichen Kalkalpen. Geograph. Jber. Österr., 45 (1986), 81-96.
- RÖGL F. & STEININGER F.F. (1984): Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific seaways: Implications for the paleogeography of marine and terrestrial biotas. In: BRENCHLEY P. (Hg.) Fossils and Climate. Wiley, London, pp. 171-200.
- SALZBURGER HÖHLENBUCH (1977): Bd. 2, Landesverein f. Höhlenkunde in Salzburg, 348 pp.
- SALZBURGER HÖHLENBUCH (1979): Bd. 3, Landesverein f. Höhlenkunde in Salzburg, 487 pp.
- SEEFELDNER E. (1926): Zur Morphologie der Salzburger Alpen. Geogr. Jber. Österr., 13, 107-149.
- SIMONY F. (1851): Beobachtungen über das Vorkommen von Urgebirgsgeschieben auf dem Dachsteingebirge. Jb. Geol. Reichsanst., 2(2), 159-160.
- SKERIES W. & TROLL G. (1991): Der Geröllbestand in den Molassekonglomeraten des Chiemgaus und seine paläogeographischen Beziehungen zum alpinen Liefergebiet. Z. dt. geol. Ges., 142, 43-66.
- SOLAR F. (1964): Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges., 8, 1-71.
- SPÖTL C., FRANK N., BURNS S.J., MANGINI A. & PAVUZA R. (1999): High-altitude speleothem deposition; a sensitive paleoenvironmental archive in the Eastern Alps (Austria). Geol. Soc. Amer. Abstr., 31/7, p. 89.
- STAUFENBERG H. (1987): Apatite fission-track evidence for postmetamorphic uplift and cooling history of the eastern Tauern window and the surrounding Austroalpine. Jb. Geol. Bundesanst., 130, 571-586.
- STEININGER F.F., WESSELY G., RÖGL F. & WAGNER L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine foredeep. Giorn. Geol. Bologna Ser. 3, 48, 285-297.
- TOLLMANN A. (1968): Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, 224-244.
- TOLLMANN A. (1986): Geologie von Österreich, Band 3. Deuticke, Wien, 718 pp.
- VILLA I.M. (1983): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of the Adalmello gabbros, southern Alps. Mem. Soc. Geol. Ital., 26, 309-318.
- WINKLER-HERMADEN A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. Springer, Wien, 822 pp.

ABSTRACT

The landscape of the central Northern Calcareous Alps (NCA) is largely determined by the celebrated elevated karst plateaus, which represent relics of the Dachstein paleosurface and can be followed as far as the eastern margin of the NCA. The Dachstein paleosurface formed in late Eocene to early Oligocene times as a karstic hilly landscape. It was modified by later erosional processes to a limited extent only and is preserved as such in the karst plateaus. In the Oligocene, the paleosurface subsided and was sealed by the Augenstein Formation, a terrestrial sequence of conglomerates and sandstones, which are only preserved in small remnants on the plateaus. The poorly and contradictingly defined terms „Rax landscape“ and „Augenstein landscape“ are not used any more.

From the overall geological situation, the age of the Augenstein Formation can be inferred as Lower Oligocene to early Lower Miocene. Fission track dating on zircon support the Lower Oligocene age of the basal Augenstein sediments (only these are preserved). Their source area was situated in the south and mainly occupied by weakly metamorphosed Paleozoic sequences (Graywacke Zone and its equivalents) and the latest Carboniferous to Lower Triassic siliciclastic base of the NCA. To the west, the Augenstein Formation interfingered with the Tertiary sediments of the Lower Inn Valley. Thermal modeling of fission track data from apatite, which is contained in pebbles as an accessory phase, suggest that the Augenstein Formation attained thicknesses of locally 1.3 km,

possibly even more than 2 km. Augenstein sedimentation probably ended in Early Miocene times with the onset of lateral tectonic extrusion in the Eastern Alps, which caused lowering of the relief in the source area and created a new, fault-bounded river network. In the following period, the Augenstein sediments were eroded and redeposited in the foreland molasse basin. From Pannonian times (ca. 10 Ma) on, the central and eastern NCA, and therefore also the Dachstein paleosurface, experienced uplift in pulses. The paleosurface remained preserved in those areas, where thick limestone sequences enabled subsurface erosion in cave systems and considerably reduced surface erosion. Augenstein sediments became washed into the widespread cave systems of the plateau-topped limestone massifs.

The arrangement of the caves in three horizons shows that uplift of the NCA occurred in pulses separated from periods of tectonic quiescence. In our model of the evolution of the NCA since the late Eocene, the highest cave system, the surface-near ruin cave system, was probably formed during formation of the Dachstein paleosurface. The largest system, the giant cave system, formed in Upper Miocene times, i. e., in the early stage of the final uplift period of the NCA. The youngest and lowest system, the source cave system, formed in Pliocene to

Quaternary times. We aimed to date material from the giant cave system by radiometric methods. U/Pb dating on speleothems from the Mammut cave (Dachstein) and the Eisriesenwelt (Tennengebirge) gave no formation age because of the low U contents; however, the isotope ratios allow to infer that the speleothems formed in pre-Pleistocene time. Quartz pebbles from the Augenstein Formation, washed into the caves before the formation of the speleothems, were analyzed for cosmogenic beryllium and aluminium isotopes in order to date the time of redeposition. The isotope contents, however, did not yield a sufficiently strong signal. Oxygen and carbon isotope ratios were determined on the Eisriesenwelt speleothem in order to receive information on climatic changes during speleothem growth. A 260 mm long core from the outer zone of the speleothem showed limited variation for the temperatures of the seeping rainwater, which caused the speleothems to form. This indicates moderate climate and thus, again, pre-Pleistocene formation of the speleothems. All these results are in accord with the supposed Upper Miocene formation age of the giant cave system. Displacement of a speleothem along a shear plane and normal faults visible on the plateaus by the offset of the actual surface testify young, partly Quaternary tectonics, which affected the NCA.

ANSCHRIFTEN DER AUTOREN:

Dr. István **DUNKL**, E-mail: dunkl@uni-tuebingen.de

Univ. Prof. Dr. Wolfgang **FRISCH**, E-mail: frisch@uni-tuebingen.de

Privatdozent Dr. Joachim **KUHLEMANN**, E-mail: kuhlemann@uni-tuebingen.de

alle: Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen,
Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Deutschland.

Alois **RETTENBACHER**, Weng 77, A-5453 Werfenweng, Österreich

Dr. Balázs **SZÉKELY**, E-mail: balazs.szekely@uni-tuebingen.de. Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Deutschland,

Privatdozent Dr. Torsten **VENNEMANN**, E-mail: torsten.vennemann@uni-tuebingen.de.

Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität Tübingen,
Wilhelmstraße 56, D-72074 Tübingen, Deutschland

Bilder Seite 36: Oben (Eisriesenwelt): Beprobung von Sintermaterial mit dem Handbohrgerät; Beschriftung eines Bohrkerns. Unten (südliches Dachsteinmassiv): Freilegung eines Augenstein-Vorkommens am Roßfeld; autochthones Vorkommen von Sandstein der Augenstein-Formation (Kompaßdeckel liegt einer Schichtfläche auf), Kufstein-Plateau.

Impressum

Medieninhaber (Verleger) und Herausgeber: Verband österreichischer Höhlenforscher,
A-1020 Wien, Obere Donaustraße 97/1/61, E-Mail: speleo.austria@netway.at, Internet: www.hoehle.org.
Verlagsort: Wien.

Gestaltung & Produktion: Atelier Tintifax, A-2384 Breitenfurt, Tel. 02239/4277, E-Mail: tintifax@magnet.at

Redaktion: Univ. Prof. Mag. Dr. Hubert Trimmel, Ing. Dr. Rudolf Pavuza und
Oberstudienrat Mag. Dr. Stephan Fordinat, A-1020 Wien, Obere Donaustraße 97/1/61.

Verbandszweck: Förderung der Karst- und Höhlenforschung, unter anderem durch den Zusammenschluß aller mit Höhlen- und Karstkunde befassten Organisationen und Herausgabe der karst- und höhlenkundlichen Fachzeitschrift „Die Höhle“.

Grundlegende publizistische Richtung: Wissenschaftliche Forschungsergebnisse und andere einschlägige Informationen über Karst- und Höhlenkunde aus dem In- und Ausland.

Verbandsvorstand:

Präsident: Prof. Mag. Heinz Ilming (Brunn am Gebirge); Vizepräsidenten: Walter Klappacher (Salzburg), Anton Mayer (Wien); Schriftführer: Dipl. Ing. Eckart Herrmann (Wien), Walter Greger (Linz), Lukas Plan (Wien); Kassier und Stellvertreter: Herbert Mrkos (Pottendorf), Ingeborg Drapela (Mödling) und Dipl. Ing. Heinrich Mrkos (Wien).



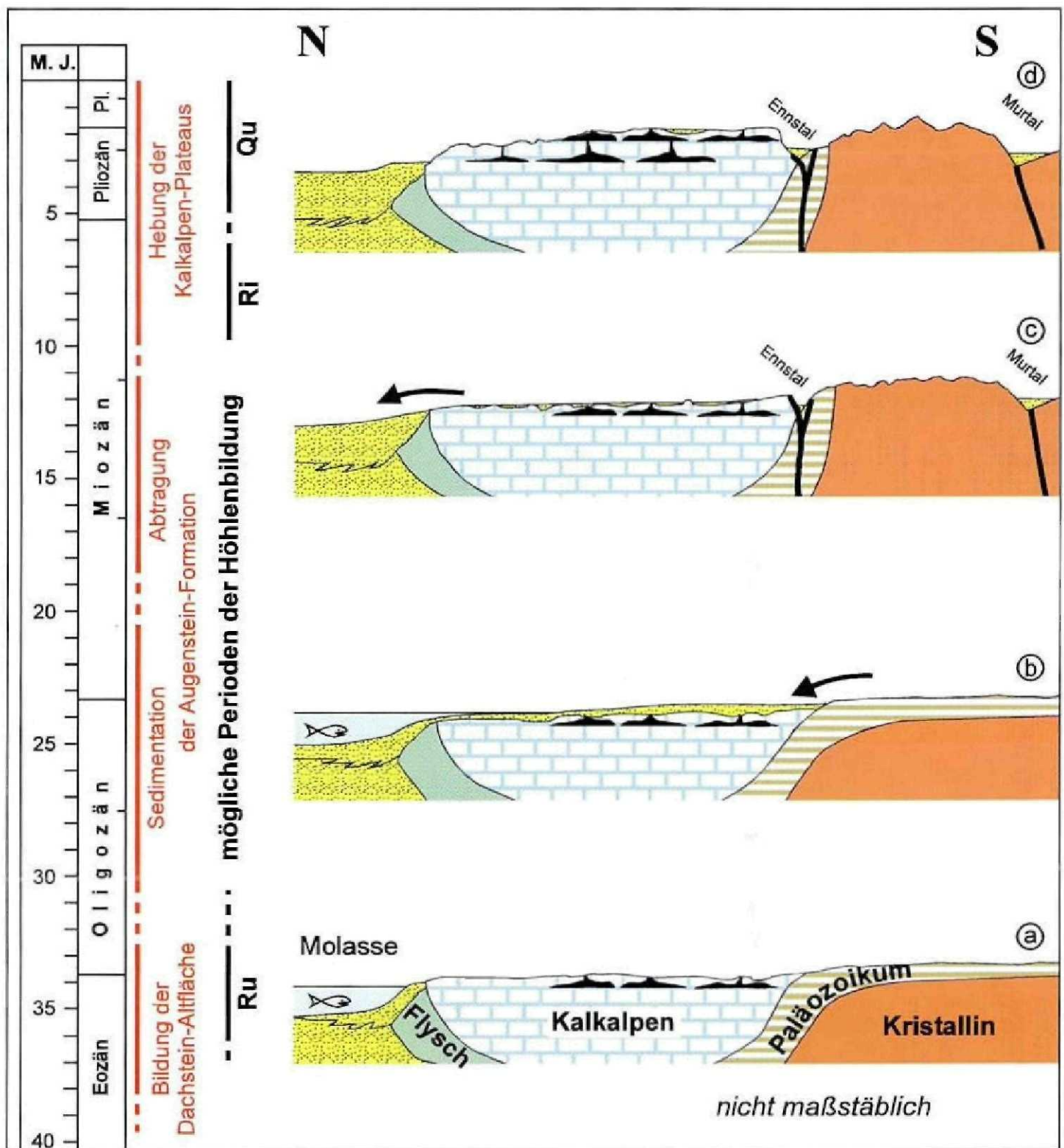


Abb. 22: Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen seit dem späten Eozän. (a) Nach Beendigung der Deckenbewegungen entstand eine hügelige Abtragungsfläche (= Dachstein-Altfläche) knapp über dem Meeresspiegel und ein seichtliegendes Höhlensystem (Ruinenhöhlenniveau). (b) Die Dachstein-Altfläche wird mit Augenstein-Sedimenten versiegelt. Das Material kommt von vorwiegend paläozoischen Terrains in den Zentralalpen. Die terrestrischen Augenstein-Sedimente gehen nach N in die marine Molasse über. (c) Störungsgebundene Längstäler verhindern weitere Sedimentzufuhr von S. Die Augenstein-Sedimente werden abgetragen und in die Vorlandmolasse umgelagert. (d) Hebung der Kalkalpen in Schüben ermöglicht die Bildung von tieferliegenden Höhlensystemen, die sich nach dem Vorfluter ausrichten. Der Endokarst verhindert die vollständige Zerstörung der Dachstein-Altfläche. Ru, Ri, Qu: Ruinen-, Riesen-, Quellhöhlenbildung.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 2002

Band/Volume: [053](#)

Autor(en)/Author(s): Frisch Wolfgang, Kuhlemann Joachim, Dunkl István, Székely Balázs, Vennemann Torsten, Rettenbacher Alois

Artikel/Article: [Dachstein-Altfläche Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung - die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen 1-35](#)