

Geologie und Tektonik am Traunsee-Südostufer

Eine erdgeschichtliche Reise durch Raum, Zeit und Klima

Johannes Thomas Weidinger

Möchte man den geologischen Bau des Traunsee-Südostufers samt seiner circa 240 Millionen Jahre andauernden Entstehungsgeschichte – zumindest in Ansätzen – verstehen, sollte man sich vier Fragen stellen, zu deren Beantwortung man im Normalfall eine ganze Reihe von geowissenschaftlichen Fachdisziplinen braucht (Geologische Bundesanstalt, 1996 & 2007).

Der populärwissenschaftlich tätige Geologe ist dazu da, alle Fakten zu sammeln, richtig zu interpretieren, sie auf ein allgemein verständliches Maß zu reduzieren und erst dann in Wort und Bild der Allgemeinheit zu präsentieren. Darin liegt auch die große Herausforderung dieses Aufsatzes. Hilfreich ist es dabei, wenn man zudem auf andere Mittel wie z. B. museale Einrichtungen verweisen kann (Abb. 1).

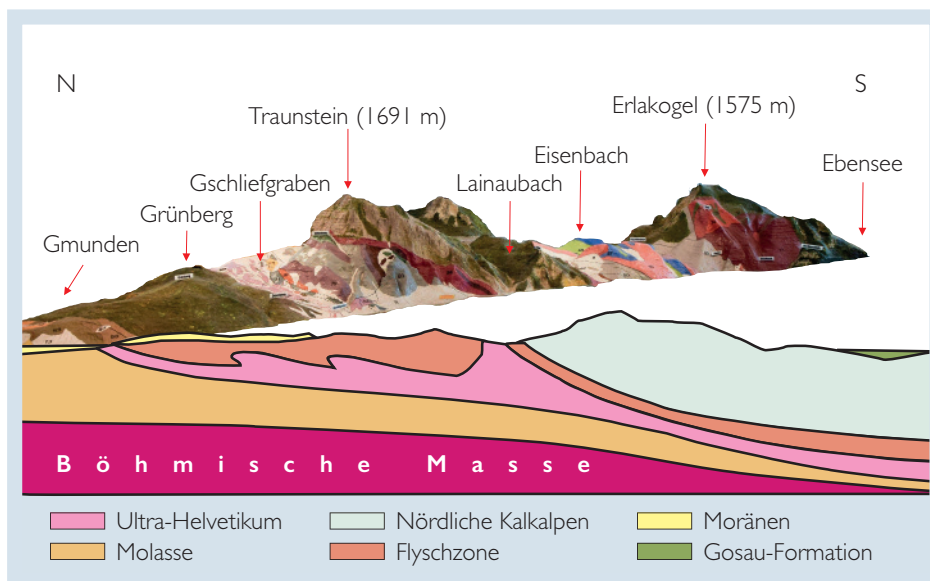


Abb. 1: Die geologischen Modelle des Traunsee-Ostufers (1 : 2.000) im Erkudok-Institut der Kammerhof Museen von Gmunden.

Zeichnung: Johannes Thomas Weidinger, Johannes Mattes

Wie, wo und wann sind die Baumaterialien des Traunsee-Ostufers entstanden?

Über die Entstehung der Trias-Schichtfolge(n) des Traunsee-Ostufers zwischen Traunstein und Erlakogel gibt die erdwissenschaftliche Teildisziplin der Karbonat-Sedimentologie Antwort, dies u.a. mit der

Untersuchung von Dünnschliffen der Gesteine und deren Vergleich mit rezenten Gebieten und Ablagerungsräumen. Die Geschichte des im Norden stehenden Traunsteins beginnt in der Trias (vor

Johannes Thomas Weidinger

Erkudok-Institut
Kammerhof Museen Gmunden
Kammerhofgasse 8, 4810 Gmunden
johannes.weidinger@gmunden.ooe.gv.at

Höh(l)enluft und Wissensraum

Die Gassel-Tropfsteinhöhle im Salzkammergut zwischen Alltagskultur, Naturkunde und wissenschaftlicher Forschung (hrsg. v. J. Mattes & D. Kuffner), Denisia 40, 2018: 019-030

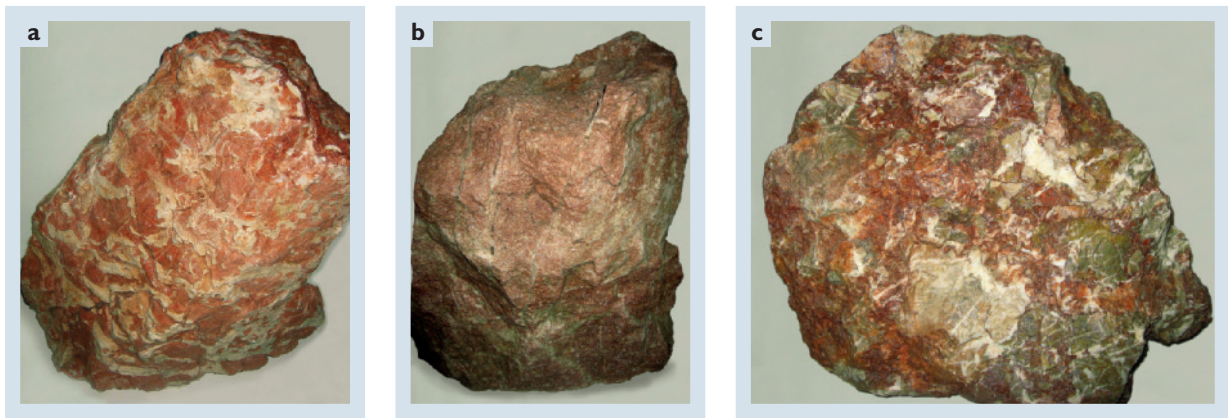


Abb. 2a–c: Die im Bereich des Erlakogels vorkommenden Varietäten des „Traunseemarmors“, ausgestellt als Großproben im Erkudok-Institut der Kammerhof Museen von Gmunden:

- a** Adnet-Formation
- b** Hierlatz-Kalk
- c** Grünanger-Formation

Fotos: Johannes Thomas Weidinger

250-200 Millionen Jahren), als die heute bekannten Kontinente eine zusammenhängende Landmasse (Pangäa) bildeten, in welche ein „Ur-Meer“ (Tethys) in äquatorialen Breiten eine weite Bucht nach Westen formte. Meereslebewesen produzierten unter diesen lange Zeit stabilen Verhältnissen im Bereich von Riffen und Lagunen unvorstellbar große Mengen an Kalk (CaCO_3) und anderen Salzen der Kohlensäure (Karbonate). Je nach Lage im Meer und den Bildungsbedingungen im seichten oder tiefen Wasser konnten so u.a. verschiedene, oft auch farblich zu unterscheidende Karbonate mit mehr oder weniger kieseligen Anteilen entstehen. – Nur die wichtigsten davon sollen im Nachfolgenden kurz beschrieben werden:

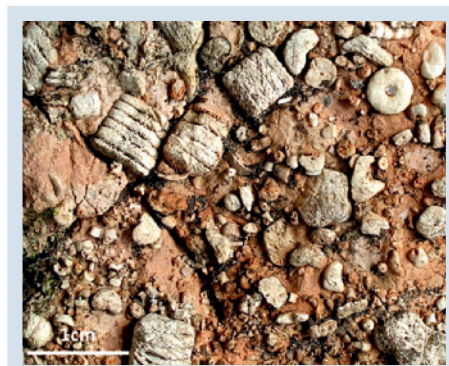
Das älteste, mehr als 240 Millionen Jahre alte Gestein des Traunsteins ist der Gutensteinkalk. Er wurde unter stark behinderter Wasserzirkulation gebildet, ist daher schwarz gefärbt und dick geschichtet (gebankt). Dem Wanderer und Bergsteiger tritt er im Mittelabschnitt des „Hans-Hernler-Steigs“ auf den Traunstein und entlang des Traunsee-Ostufers, u.a. beim „Miesweg“, entgegen.

Die mächtige Auflage des Traunsteins, die dessen obere Steilabstürze nach Westen, dessen Südhänge und auch den südlich des Lainautals anschließenden Kl. Schönberg aufbaut, besteht aus dem weiß bis hellgrau gefärbten Wettersteinkalk bzw. -dolomit, der vor ca. 235 Millionen Jahren unter wesentlich günstigeren, sauerstoffreicheren Bedingungen entstanden ist. So weisen darin enthaltene Kalkalgen (Dasycladaceen) sowie seine dicken Schichten (Bankung) auf Riff-fernere Bildungsbereiche und Lagunen hin, während er wesentlich seltener auch massig (kompakt) in der Nähe von Riffen entstanden sein kann. Der Sockel des Traunsteins, der im Norden die Zirler-Scholle aufbaut, besteht hingegen aus dem ca. 210 Millionen Jahre alten Hauptdolomit, der in seichten Lagunen entstanden ist. Es handelt sich um ein mittel- bis dickbankiges, oft hellbräunliches und im Anschlag bituminös riechendes Gestein, das immer wieder Algenrasen (Stromatolithe) aufweisen kann. Mit diesem Gestein beginnt auch die Schichtfolge des Erlakogels. Von diesem Gipfel weiter gegen Osten, bis zum Almtal und darüber hinaus, ist der Hauptdolomit mit seiner Mächtigkeit (Gesamtdicke der aufeinander gestapelten Bänke) von mindestens 1500 m das flächenmäßig am häufigsten vorkommende Gestein.

Stratigrafisch daran anschließend treten dünn- bis mittelbankige, graue Plattenkalke und Dachsteinkalke auf (Alter: ca. 207-205 Millionen Jahre), die mit Dolomitbänken wechsellagern. An einen tektonischen Bruch zwischen Hauptdolomit und der Wechsellagerung von Platten- mit Dachsteinkalk ist auch die *Gassel-Tropf-*

Abb. 3: Sedimentbildende Bruchstücke organischen Lebens (bioklastisches Material), wie die Stielglieder der Seelilien, werden beim Hierlatzkalk gesteinsbildend.

Foto: Gerhard W. Mandl



steinhöhle gebunden (Geologische Bundesanstalt, 2007).

All diese Karbonate, die vorerst während der Ablagerung nur als Schlammmaterial vorlagen, legten sich in bis zu 2000 m mächtigen Sedimentstapeln übereinander. Sie gehören damit zu den mächtigsten Schichtgliedern der Nördlichen Kalkalpen. Durch diesen Prozess verfestigten sie sich im Laufe von weiteren Jahrtausenden zu Kalk- und Dolomitgestein.

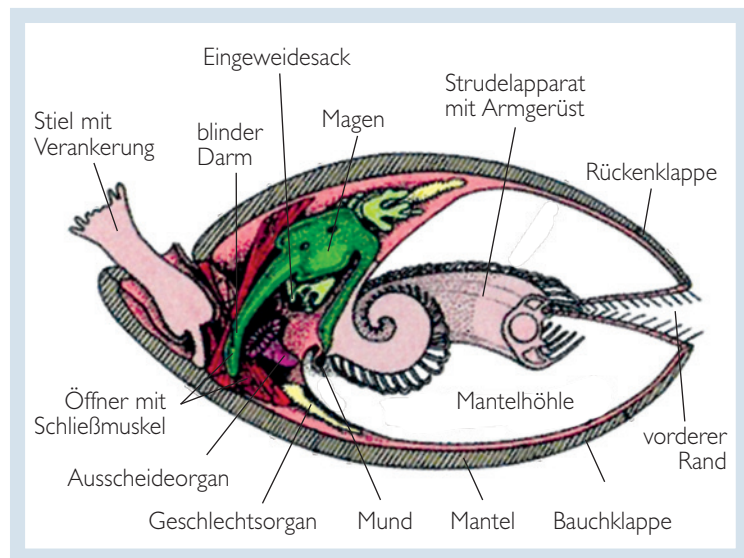
Die Jura-Schichtfolge(n) des Traunsee-Ostufers zwischen Traunstein und Erlakogel sind wie folgt entstanden:

Der Zerfall des vor ca. 300 Millionen Jahren entstandenen Großkontinents Pangäa in jene Einzelkontinente, die wir heute kennen, begann bereits im Jura (vor 200-145 Millionen Jahren) mit der Bildung des Nordatlantiks und des Penninischen Ozeans, der als Bindeglied nach Osten, in Richtung Tethys, anschloss.

Die im Bereich des Hochlindachs und des Erlakogels (beide am Traunsee-Südostufer) vorkommenden, fleischfarbenen Rotkalken, die Adnet-Formation (Abb. 2a) und der Hierlatz-Crinoidenkalk (Abb. 2b) des Unterjura sowie die Grünangerbreckzie des Mittel-Oberjura (Abb. 2c), werden aufgrund ihres großen Dekorwertes umgangssprachlich als „Traunsee-Marmor“ bezeichnet und weisen ein Alter von 200-150 Millionen Jahren auf.

Im Gegensatz zum Adnet-Kalk der Typlokalität bei Hallein/Salzburg weist der „echte Traunsee-Marmor“ (Abb. 2a) jedoch keine oder nur geringe Knollenbildung auf. Viel typischer für ihn ist sein brekziöses, (rind-)fleischfarbenes Aussehen, das durch eine intensive Kalzitdurchhäderung hervorgerufen wird. Das Gestein wird bereits seit dem Mittelalter als Bau- und Dekorstein im Traunseeraum, aber auch zur Herstellung diverser Gegenstände wie Steingewichte verwendet. Ein echter Marmor müsste allerdings durch Druck und Temperatur metamorph umgewandelt worden und kristallin ausgebildet sein, was er definitiv nicht ist!

Der Hierlatz-Crinoidenkalk (Abb. 2b) besteht u.a. aus den Bruchstücken von Seelilien (Crinoiden). Dies sind meist am Meeresboden festsitzende Verwandte der Stachelhäuter wie Seeigel, Seesterne und See-



gurken (Echinodermata). Crinoidenkalken treten im Jura der Tethys oft im unmittelbaren Hangenden (in der Schichtfolge oben) von Riff-Komplexen oder Karbonat-Plattformen auf, wobei es sich meist um linsenförmige Gesteinskörper handelt (Jenkyns, 1971). Außerdem treten diese bioklastischen Sedimente (Abb. 3) in tektonischen Spalten oder als Turbidite (untermeerisches Abgleiten von Sedimenten in Form von Trübeströmen) mit Becken-Sedimenten assoziiert auf. Sie können auch durch Strömungen im Bereich von untermeerischen Vulkanen entstanden sein, wo sie dichte Rasen bildeten. Während des Lias, im Unteren Jura, entstanden viele „seamounts“ durch differenzielle Absenkung der durch tektonische Brüche zerstückelten Riff-Komplexe und Karbonat-Plattformen, und dies mag das gehäufte Auftreten von Crinoidenkalken im Lias erklären.

Die Rotkalken im Bereich des Erlakogels enthalten neben den Seelilien (Crinoiden) auch andere Fossilien. Neben seltenen Ammoniten (Kopffüßer mit Außenskelett) treten vor allem auch Brachiopoden (Armfüßer) auf (Abb. 4, 5).

Brachiopoden sind als Leitfossilien der Makrofauna – mit freiem Auge sichtbare Fossilien – in den Lias-Rotkalken des Erlakogels von großer Bedeutung (Siblik, 1997). Diese Weichtiere haben eine kleinere Rückenklappe und eine etwas größere Bauchklappe. Auf letzterer ist der Stiel oder Fuß angewachsen, der über das Stielloch ins Freie gelangt und zur Haftung auf dem

Abb. 4: Längsschnitt durch einen Brachiopoden.

Zeichnung: Plöchinger & Karanitsch (2002)

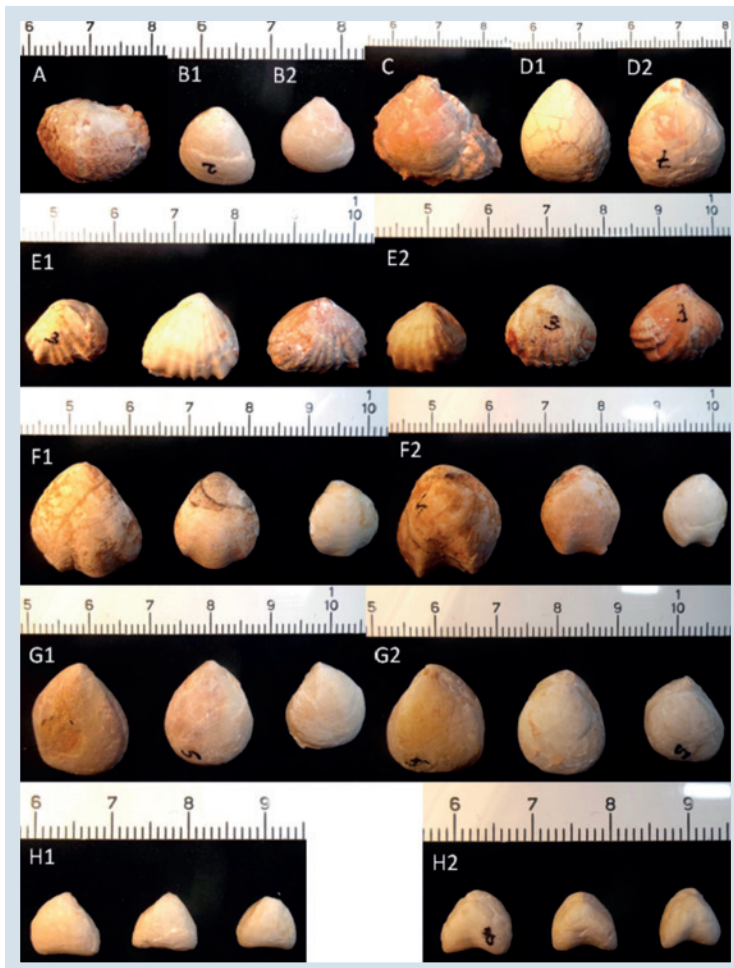


Abb. 5: Brachiopoden des Erlakogels.

- A** *Disperiferina* sp. (Unter Lias)
- B** ?*Lobothyris* sp. juv. (Mittel Lias);
1 (von unten), 2 (von oben fotografiert)
- C** *Liospiriferina* aff. *obtusa*/OPPEL 1861 (Unter Lias)
- D** *Zeilleria mutabilis*/OPPEL 1861 (Unter Lias);
1 (von oben), 2 (von unten fotografiert)
- E** Gerippte *Rhynchonellidae*, wie *Cuneirhynchia cartieri*/OPPEL 1861 und ?*Calcirhynchia plicatissima*/QUENSTEDT 1852 (Unter Lias); 1 (von unten), 2 (von oben fotografiert)
- F** „*Terebratula*“ *schlosseri*/BÖSE 1897 (Mittel Lias); diese Art findet man nur am Erlakogel und in Kramsach/Tirol; 1 (von unten), 2 (von oben fotografiert)
- G** „*Terebratula*“ *glacilicostata*/BÖSE 1897 (Mittel Lias); 1 (von unten), 2 (von oben fotografiert)
- H** *Zeilleria* aff. *thurwieseri*/BÖSE 1897 (Mittel Lias); 1 (von unten), 2 (von oben fotografiert)

Foto: Johannes Thomas Weidinger

Meeresboden dient. Armartige Mundanhänge, die durch ein kalkiges Gerüst gestützt werden, dringen über die Klappenöffnung nach außen und dienen zur Nahrungsaufnahme (Abb. 4).

Die nachfolgenden Exemplare der wichtigsten am Erlakogel vorkommenden Brachiopoden-Arten wurden von Milos Siblik zur Verfügung gestellt und bestimmt. Sie sind im Erkudok-Institut der Kammerhof Museen von Gmunden ausgestellt (Abb. 5). Flächenmäßig von Bedeutung sind auch noch die hell- bis mittelgrauen, seltener bräunlichgrauen Mergel und kieseligen

Kalke der Allgäu-Formation (Lias Fleckenmergel), die vor allem am Süd- und Südosthang des Spitzsteins verbreitet sind. Von wirtschaftlichem Interesse ist bis heute der ebenfalls aus dem Oberen Jura stammende, hellweiße Plassen-Riffkalk des Hochlindach nördlich von Karbach, der nach Norden hin zu einem Riffschuttalk, dem Tressensteinkalk, übergeht. Aufgrund seiner Reinheit wurde er von 1885-2006 bevorzugt für die Sodaproduktion in Ebensee abgebaut (Mooshammer, 2003). Heute werden im Steinbruch Karbach vor allem Wurfsteine gewonnen.

Wie und wann kamen die Gesteine in ihre heutige Position auf der Erdoberfläche?

Die Erklärung des tektonischen Baus des Traunsee-Ostufers zwischen Traunstein und Erlakogel fußt auf dem Konzept der

Plattentektonik und der Tatsache, dass die Kontinente der Erde in Bewegung sind. – Dies ist das Fachgebiet der Tektoniker.



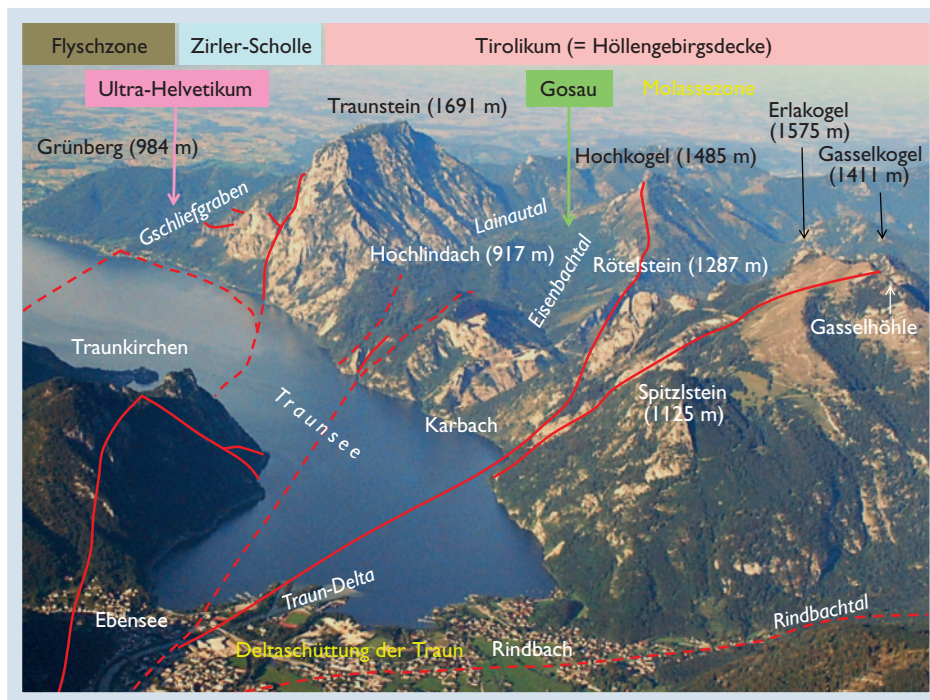


Abb. 6: Ein Blick aus der Vogelperspektive von Süden über das Traunsee-Ostufer zeigt vor dem Hintergrund des Alpenvorlandes (Molassezone) im Bereich des Grünbergs die bewaldete Flyschzone (Rhenodanubikum), gefolgt vom Rutschgebiet des Gschliefgrabens (Ultra-Helvetikum). Das tiefste tektonische Stockwerk der Kalkalpen (Bajuvarikum) repräsentiert die Zirler-Scholle mit der bekannten Kaltenbachwildnis am Fuße des Traunsteins. Darüber folgt vom Traunstein an nach Süden die Höllengebirgsdecke (Tirolikum). Auch die jüngeren, vertikal stehenden Zweige der KLT-Störung sind mit den roten Linien vermerkt. Aus Südwesten kommend endet sie hier in einer V-förmig nach Norden bis Nordosten auffiedernden „Pferde-Schweif-Struktur“ (horse-tail-structure), die das gesamte Gebiet in Schollen zerlegt (Decker et al., 1994). Im Vordergrund sieht man die späteiszeitliche Deltaschüttung von Ebensee.

Luftaufnahme: Ivo Baroň, Bearbeitung: Johannes Thomas Weidinger

Grundsätzlich ist dieser Bau durch eine weite Wanderung dieser heutigen Landschaftsteile von „Afrika“ bzw. der Adriatischen Platte nach Ur-Europa bedingt. Zuerst wurden durch mechanische Bewegungen in der Erdkruste die in der Trias entstandenen, mächtigen Kalklagen im Jura voneinander getrennt, in Form von Gesteins-Paketen (Decken) übereinander verfrachtet und gelagert und so weiter nordwärts transportiert. So entstand ein typischer Decken- und Faltenbau, der am Traunsee-Ostufer mit dem Fuß des Traunsteins mit den „tiefsten Stockwerken“ beginnt und sich nach Süden bis zum „höchsten Stockwerk“ um den Hohen Dachstein fortsetzt (Weidinger, 2016). Darüber legt sich eine wesentlich jüngere tektonische Zerstückelung entlang von senkrecht zur Erdoberfläche stehenden Brüchen (Abb. 6). An einen dieser Brüche ist auch

die *Gassel-Tropfsteinhöhle* gebunden (Geologische Bundesanstalt, 2007). Südlich der Kalkalpenstirn des Traunsteins folgt am Ostufer des Traunsees nach Weber (1958) und Tollmann (1985) ein System aus großen Ost-West-streichenden Falten, das fallweise von tektonischen Brüchen unterbrochen wird. Der Bereich des extrem steilen Südostufers des Traunsees wird zwischen dem Karbachtal im Norden und dem Rindbachtal im Süden vom Erlakogel-Massiv eingenommen. Stratigrafisch ist die Schichtfolge von der Oberen Trias bis in den Oberen Jura aufgeschlossen. Dabei liegen die nach oben gerichteten Wölbungen der Falten (Antiklinalen) im Hauptdolomit, der mit großer Wahrscheinlichkeit von Lunzer Schichten (bräunliche Sandsteine) und Wettersteinkalk unterlagert wird. Stratigrafisch höhere Schichtglieder, die – von Schichtlücken un-

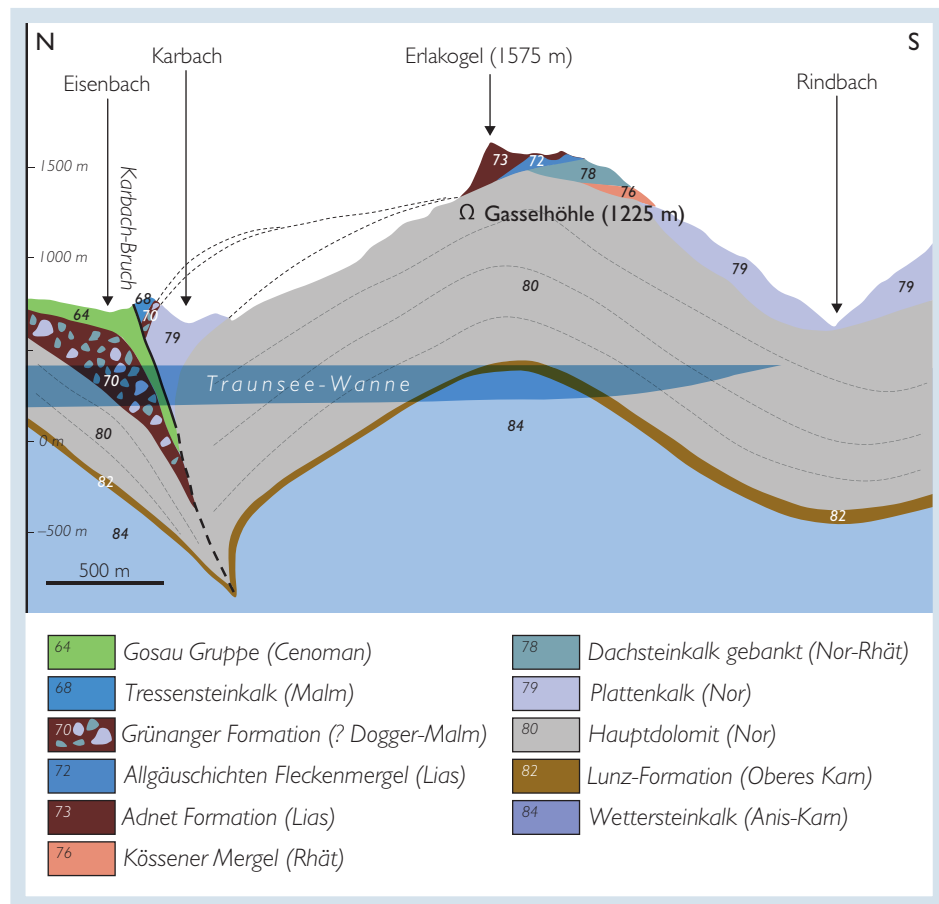


Abb. 7: Nord-Süd Profil durch den tektonischen Faltenbau des Erlakogel-Massivs vom Eisenbach- und Karbachtal im Norden über den Erlakogel ins Rindbachtal im Süden. Die Interpretation gegen die Tiefe hin, in und unterhalb der hinein projizierten Traunsee-Wanne, basiert auf geophysikalischen Daten der RAG (Rohöl-Aufsuchungs-Ges.). Auch die weiter östlich liegende Gassel-Tropfsteinhöhle hat man sich hinein projiziert vorzustellen (veränderter Ausschnitt aus einem größeren Übersichtsprofil nach G. Schäffer in Daurer & Schäffer, 1983).

Zeichnung: Johannes Thomas Weidinger

terbrochen – bis in den Oberen Jura reichen, sind nur in den Mulden dieser Großfalten aufgeschlossen. Zu ihnen gehören auch die Rotkalke, die allesamt umgangssprachlich als „Traunsee-Marmor“ bezeichnet werden.

In einem vermutlich mit der KLT-Störung zusammenhängenden schrägen Winkel zu diesem Faltenbau eingesenkt, findet sich entlang des Eisenbaches eine NE-SW-verlaufende Mulde, in der mit Mergel und Sandsteinen ältere, fossilreiche Schichtglieder der Gosau-Formation aufgeschlossen sind. – Sie wurden im marinen Flachwasser abgelagert (Hradecká et al., 2005; Schlagintweit et al., 2003). Diese wurden auch entlang des Karbach-Bruches gegen die Tiefe hin verschleppt (G. Schäffer

in Daurer & Schäffer, 1983) (Abb. 7). Diese Fossilfundstelle, in der sich hauptsächlich verschiedenste Schneckenarten finden, ist unter Einheimischen schon seit langer Zeit bekannt und wurde bereits im 19. Jhdt. wissenschaftlich bearbeitet (Zekeli, 1852).

Im Bereich des Erlakogels liegt nach G. Schäffer (Daurer & Schäffer, 1983) zudem tektonisch eine Großfalte vor, die – vom richtigen Standort betrachtet – über mehr als 1.100 Höhenmeter aufgeschlossen ist. Ihre Achse verläuft in Nordostrichtung. Sie wurde im Jura angelegt, was durch eine Diskordanz (Winkel zwischen zwei unterschiedlichen alten Ablagerungen) zu erkennen ist und später durch Einengung weiter verstärkt wurde (Abb. 8).



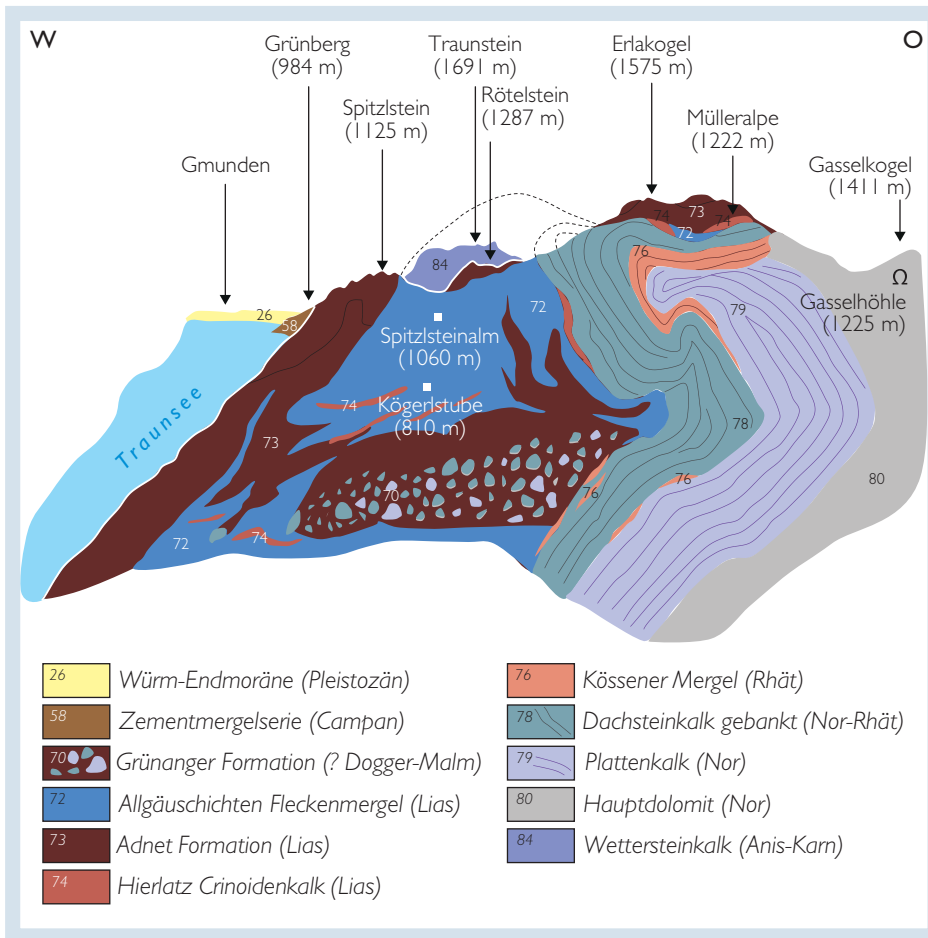


Abb. 8: Ansichtsskizze der Erlakogel-Großfalte aus Süden (verändert nach G. Schäffer in Daurer & Schäffer, 1983).

Zeichnung: Johannes Thomas Weidinger

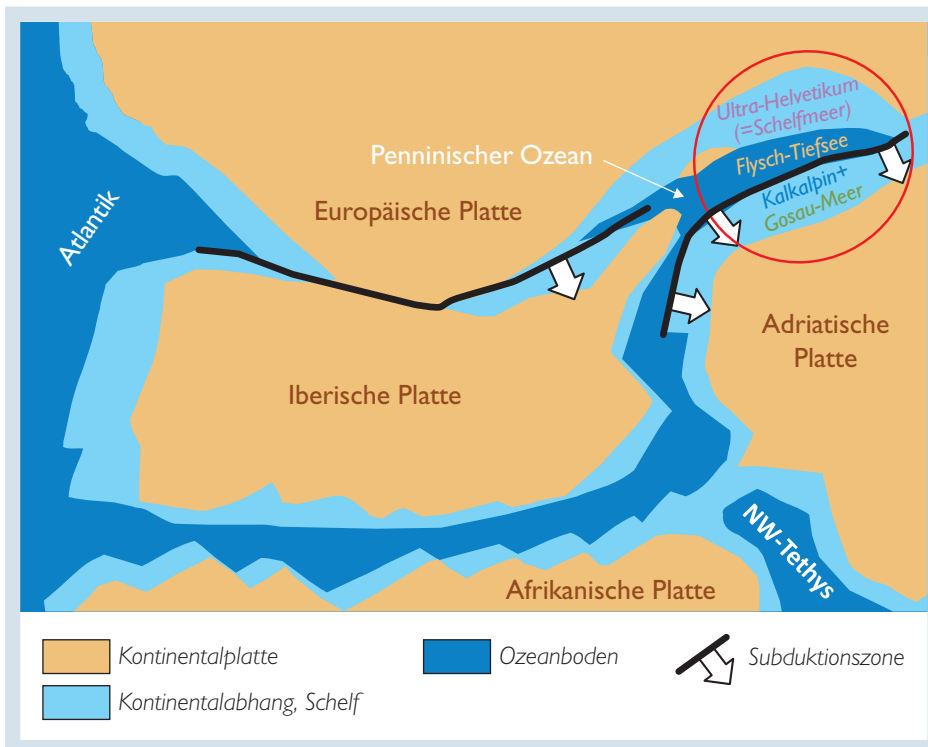


Abb. 9: Der Penninische Ozean stellte eine Verlängerung des Nordatlantiks nach Osten zur Tethys dar. Diese schematische, paläogeografische Karte der nordwestlichen Tethys und ihrer angrenzenden Gebiete zeigt rot umrandet die Position des „Ur-Traunsee-Ostufers“ im beginnenden Alt-Tertiär (vor ca. 65 Mill. Jahren).

Zeichnung: Johannes Thomas Weidinger, Johannes Mattes

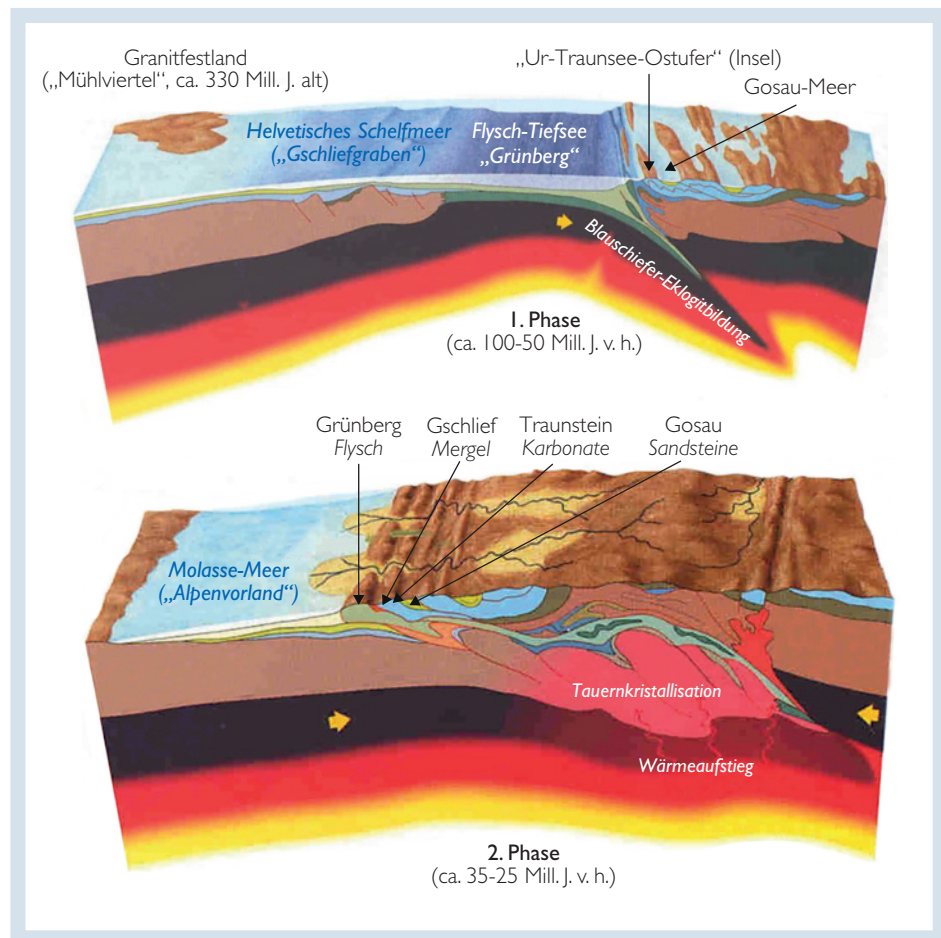


Abb. 10a, b: Zwei Phasen der Wanderung des „Ur-Traunsee-Ostufers“ nach Norden während des Verschwindens des Penninischen Ozeans (verändert aus Schuster et al., 2013).
 Bearbeitung: Johannes Thomas Weidinger, Johannes Mattes

Eine Konsequenz dieser globalen tektonischen Bewegungen im Jura war die Bildung des Penninischen Ozeans (Abb. 9), der aber durch das allmähliche Zusammenwachsen „Afrikas“ und Ur-Europas in der Kreide (vor 145-66 Millionen Jahren) wieder von der Erdoberfläche verschwand. So kam es in weiterer Folge zu einer sogenannten Kontinent-Kontinent-Kollision und der damit einhergehenden Gebirgsbildung der Alpen. Unser „Traunsee-Ostufer“ mit den heutigen Gipfeln des Traunsteins und Erlakogels könnte also bereits in der späten Kreide (vor ca. 85 Millionen Jahren) als Insel aus

dem Meer geragt haben, wobei es zeitgleich noch von weiteren Meeressedimenten – wie eben der fossilführenden Gosau des Eisenbaches – bedeckt wurde (Abb. 10a). Seine große Wanderung auf der Erdoberfläche nach Norden kam während des Alt-Tertiärs (vor ca. 30 Millionen Jahren) zum Stillstand (Abb. 10b). An die Stelle des ursprünglichen Penninischen Ozeans trat nun durch die Auflast des werdenden Gebirges vor 16 Millionen Jahren die Paratethys, unser heutiges, mit Abtragungssedimenten des entstehenden Gebirges verfülltes Alpenvorland.

Wie wurden Traunstein und Erlakogel zu „echten Bergen“?

Ein weiteres, interessantes Phänomen macht den Traunsee und sein Ostufer so besonders: Durch die fortschreitende Einengung der Ostalpen in Nord-Süd-Richtung kam es schon vor ca. 20 Millionen Jahren zur „Tektonischen Revolution“.

Dabei wurden auch die Nördlichen Kalkalpen in Schollen zergliedert, wobei sie sich entlang großer, steilstehender Störungen in Richtung Nord-Nord-Osten ausdehnten. Eine dieser Bewegungsbahnen zwischen den Kalkschollen und Berg-



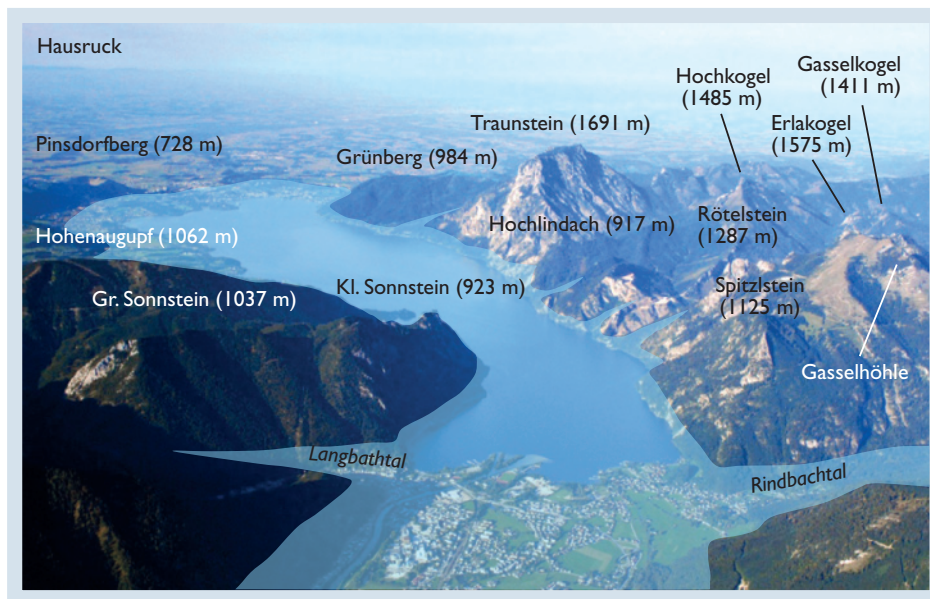


Abb. 11: Rekonstruktion der Ausdehnung des Würm-eiszeitlichen östlichen Traungletschers im Traunsee-Becken vor ca. 20.000 Jahren.

Luftaufnahme: Ivo Baroň, Bearbeitung: Johannes Thomas Weidinger

gipfeln ist die sogenannte KLT-Störung (Decker et al., 1994; Baroň, 2013). Diese verläuft vom Königsee in Bayern nach Osten, in einem weiten Bogen über das Lammertal nach Bad Ischl und von dort entlang des Trauntals und des Traunsees zum Fuß des Trausteins. Bewegungen an ihr bewirkten nicht nur, dass dieser Berg heute ganz alleine, ca. 3 km weiter nördlich steht als das sonst gleichartig aufgebaute Höllengebirge, sondern auch zahlreiche vertikal stehende Brüche im Fels entstanden, die die extrem steilen West-Wände des Erlakogel-Massivs und des Spitzsteins sowie die Trennflächen zwischen den Gasseltürmen bilden (Abb. 6). Immer wieder können entlang dieser Störungszone auch Erdbeben wahrgenommen werden (zuletzt im Jahre 1976 das Friaul-Erdbeben

vom Autor dieses Aufsatzes selbst), was die Vermutung nahe legt, dass die Bewegungen noch nicht restlos abgeklungen sein könnten (vgl. G. Schäffer in Daurer & Schäffer, 1983).

Die Frage, warum und wann die Ostalpen zum Gebirge und mit ihnen das Traunsee-Ostufer samt Traunstein und Erlakogel zu echten Bergen wurden, erklären uns die Geophysiker:

Durch die Verdickung der Erdkruste unter den werdenden Alpen setzte im zentralen Bereich schon vor ca. 40 Millionen Jahren deren phasenweise Heraushebung zum Gebirge ein. Die großen Kalkalpen-Plateaus samt unserem Traunsee-Ostufer wurden aber erst in den letzten 10 Millionen Jahren, nach der oben erwähnten Zerstückerung, herausgehoben.

Wie entstanden die heutigen Landschaftsformen?

Die Kalke des Traunsee-Ostufers sind für chemische Verwitterung durch Kohlensäure anfällig. Daher kam es bereits im Tertiär (vor 66-2,4 Millionen Jahren), in Zeiten deutlich wärmeren und feuchteren Klimas als heute, zu Bildung von Karst. Oberirdischen Karst in Form sogenannter Karren findet man vor allem in Zonen mit geringer physikalischer Verwitterung. Endogene, innerhalb des Berges auftretende Karstfor-

men – also Höhlen – und die häufig damit in Verbindung stehenden Dolinen bildeten sich aber auch entlang älterer Störungen und Brüche im Massiv und förderten so den raschen Durchfluss von Karstwasser im Kalk, während der Dolomit mit seinem feinen Netz an Trennfugen eher als Wasserspeicher fungiert.

Die Fragen, wann und durch welche Naturprozesse die einzelnen Gipfel des Traun-

see-Ostufers in ihre heutige Form „modelliert“ wurden, können am besten Eiszeit- oder Quartär-Geologen und Geomorphologen beantworten (van Husen, 2003). Mit dem sukzessiven Einsetzen raueren und kälteren Klimas auf der Erde zu Beginn des Pleistozäns (Eiszeitalter, ca. vor 2,4 Millionen Jahren bis 11.700 Jahren) gelangte das Gebiet rund um den Traunsee in die Zone der Dauerfrostböden bzw. unter die massive Schürfwirkung des eiszeitlichen, östlichen Traun-Gletschers (Abb. 11). Zeugen für seine abschleifende Wirkung findet man immer wieder in Form von sogenannten Gletscherschliffen auf glazial geformten Rundhöckern. Auch der Traungletscher folgte zu den Hochständen der Günz- (vor 600.000), Mindel- (400.000), Riss- (150.000) und Würm-Eiszeiten (20.000 Jahren) der vorgegebenen KLT-Störung, wobei der obere Teil des Traunsteins und der Gipfel des Erlakogels oft nur wie Felsinseln aus dem sich gegen Norden hin auflösenden Eisstromnetz ragten. In den meist ebenso langen Zwischeneiszeiten gab es hingegen überhaupt keine Vergletscherung, auch nicht im Hochgebirge. Nach ihrem Abschmelzen am Ende der letzten Eiszeit hin-

terließen diese Eismassen nicht nur die Steilwände des Traunsee-Ostufers und die tiefe Wanne des „Traunsees“. Die vermehrte Lockersedimentproduktion bewirkte die Deltaschüttung von Ebensee bis zum Ortsteil Langwies und verkürzte so nicht nur den „Ur-Traunsee“ (kurz nach dem Eisfreiwerden) um ca. 4 km, sondern bildete hier auch die Grundlage für einen bedeutenden Grundwasserkörper (Baumgartner, 2003).

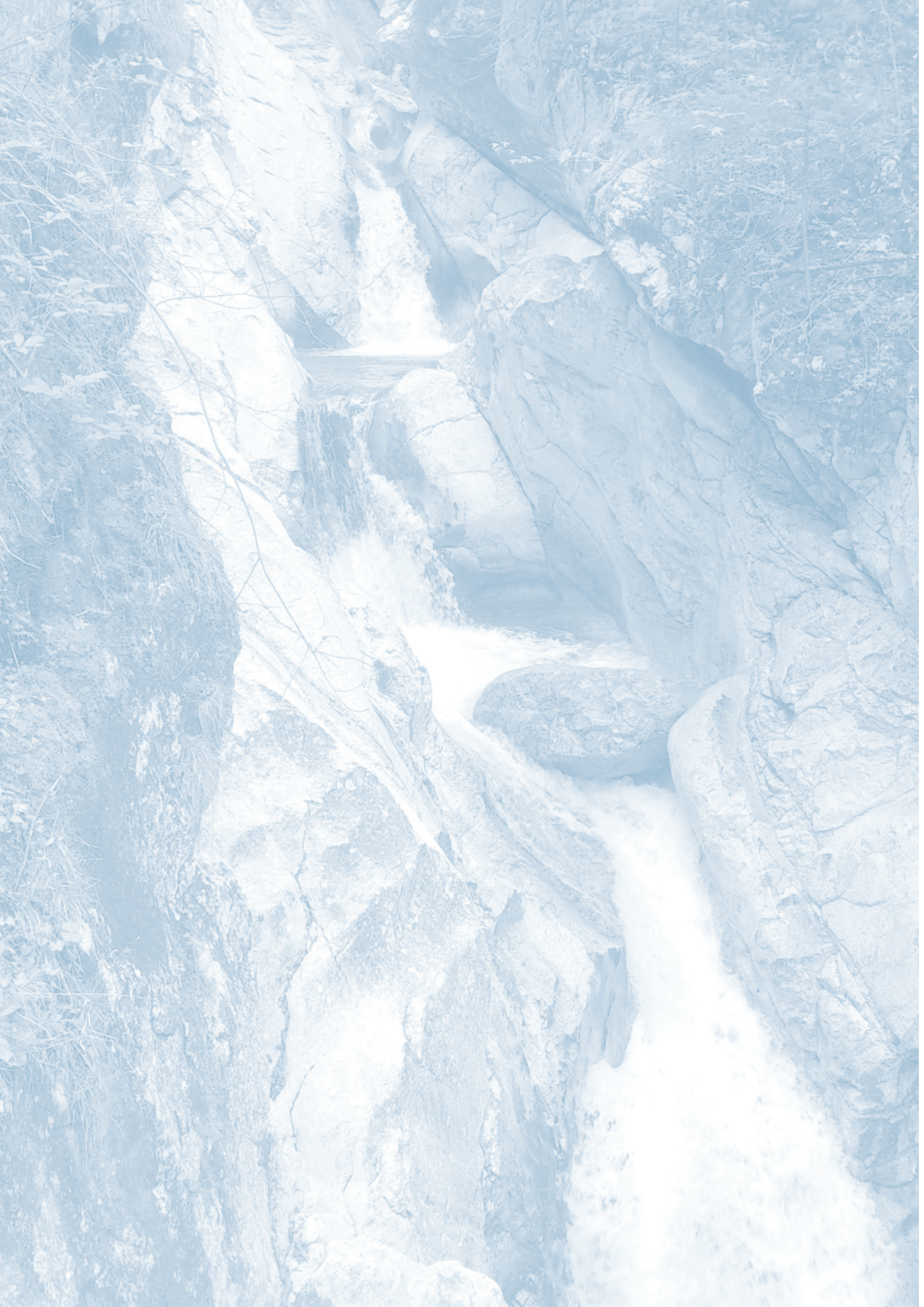
Vor etwa 11.700 Jahren stellte sich mit dem Einzug der geologischen Gegenwart (Holozän) allmählich wieder wärmeres Klima ein. Unter dem Einfluss von Feuchtigkeit und wechselnden Lufttemperaturen traten nun vor allem die physikalische Verwitterung sowie die Verkarstung der Karbonatgesteine in Erscheinung und die Vegetation bahnte sich ihren Weg zurück aus den eiszeitlichen Rückzugsgebieten. Der am Traunsee-Ostufer bis heute vom Menschen nahezu unberührte Föhren-Eiben-Buchen-Tannen-Fichten-Mischwald mit vereinzelt Lindenbeständen (z.B. am Hochlindach) als Relikt noch wärmeren Klimas als heute ist ein Zeuge dieser Wiederbesiedlung und steht daher unter Naturschutz.

Literatur

- Baroň, I. (2013): Report on airborne 3D-anaglyph mapping of potential open fissures at Mount Traunstein (Gmunden). – Arbeitsbericht der Geologischen Bundesanstalt (Wien): 23 S.
- Baumgartner, P. (2003): Das Grundwasser im Talbecken von Ebensee. – In: Weidinger, J.T., Lobitzer, H., Spitzbart, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2: 275-282, Gmunden (Erkundok-Inst. Museum).
- Daurer, A. & Schäffer, G. (1983): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983. Blatt 66, Gmunden. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Decker, K., Peresson, H. & Faupl, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – Jb. d. Geologischen Bundesanstalt, 137/1: 5-18.
- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1996): Geologische Karte der Republik Österreich I : 50.000, Blatt 66 Gmunden samt Erläuterungen (Egger H. 2007). – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (2007): Geologische Karte der Republik Österreich I : 50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal samt Erläuterungen (Egger H. 2007). – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Hradecká, L., Lobitzer, H., Ottner, F., Schlagintweit, F., Svobodova, M., Szente, I., Svábenicka, L. & Zorn, I. (2005): Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the Lower Gosau Subgroup of Eisenbach Brook in Salzkammergut (Upper Austria). – In: Weidinger, J.T. & Spitzbart, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks. Aus der Praxis der Geologen im Salzkammergut. Gmundner Geo-Studien 3: 25-42, Gmunden (Erkundok-Inst. Museum).
- Jenkyns, H.C. (1971): Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestone in the Tethyan Jurassic. – Geologische Rundschau, 60: 471-488.
- Mooshammer, B. (2003): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. – In: Weidinger, J.T., Lobitzer, H. & Spitzbart, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2: 297-309, Gmunden (Erkundok-Inst. Museum).



- Plöching, B. & Karanitsch, P. (2002): Faszination Erdgeschichte. – Mödling (Heimat-Verlag).
- Schlagintweit, F., Lobitzer, H., Svábenicka, L. & Hradecká, L. (2003): *Thryso-porella eisenbachensis n. sp.*, eine neue Dasycladale (Kalkalge) aus der Oberkretazischen Gosau-Gruppe vom Eisenbach (Österreich; Salzkammergut). – In: Weidinger, J.T., Lobitzer, H., Spitzbart, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2: 133-140, Gmunden (Erkudok-Inst. Museum).
- Schuster, R., Daurer, A., Krenmayr, H.-G., Linner, M., Mandl, G.W., Pestal, G. & Reitner, J.M. (2013): Rocky Austria – Geologie von Österreich kurz und bunt. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Siblik, M. (1997): Bericht 1995-1996 über paläontologische Untersuchungen an der Brachiopodenfauna des Hierlatzkalkes auf den Blättern 66 Gmunden, 93 Berchtesgaden, 96 Bad Ischl, 97 Mitterndorf und 98 Liezen. – Jb. d. Geologischen Bundesanstalt, 140: 365-366.
- Tollmann, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. II. – Wien (Franz Deuticke).
- van Husen, D. (2003): Als unsere Seen noch Gletscher waren. – In: Weidinger, J.T., Lobitzer, H., Spitzbart, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2: 215-222, Gmunden (Erkudok-Inst. Museum).
- Weber, F. (1958): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51: 295-352.
- Weidinger, J.T. (2016): Einer überlebt uns alle. In: Mizelli, C. (Hrsg.): Mythos Traunstein – seine Opfer, seine Retter. – Gmunden (Eigenverlag C. Mizelli).
- Weidinger, J.T., Lobitzer, H. & Spitzbart, I. (Hrsg.) (2003): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2 (Tagungsbd. Salzkammergut Geo-Tagung „Erde – Mensch – Kultur – Umwelt“, 28.-31.08.2003 Gmunden, Österreich). – Gmunden (Erkudok-Inst. Museum).
- Zekeli, F. (1852): Die Gastropoden der Gosaugebilde. – Abh. d. k.k. Geologischen Reichsanstalt, 1, 2. Abth.: 1-124.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Denisia](#)

Jahr/Year: 2018

Band/Volume: [0040](#)

Autor(en)/Author(s): Weidinger Johannes Thomas

Artikel/Article: [Geologie und Tektonik am Traunsee-Südostufer Eine erdgeschichtliche Reise durch Raum, Zeit und Klima 19-30](#)