

Die Klimaschaukel des Eiszeitalters am Beispiel des Oberen Ennstals

Dirk van Husen

Altmünster

dirk.van-husen@aon.at

Einleitung

Der immer wieder eingetretene rasche teilweise dramatische Wechsel der klimatischen Verhältnisse in der jüngsten geologischen Vergangenheit hat unsere Tallandschaften geprägt. Bei diesen Schaukelbewegungen können grob gesagt drei Kategorien in der Stärke der Beeinflussung wie Glazial – Interglazial, Stadial – Interstadial und Schwankungen innerhalb des Holozäns (aktuelles Interglazial) unterschieden werden. Die durch diese klimatischen Schaukelbewegungen verursachte Beeinflussung der Landschaft wird überblicksmäßig am Beispiel des oberen Ennstals dargestellt.

Rahmenbedingungen

Die in den letzten 1 Mio. Jahren voll wirksam gewordene Klimaschaukel bewirkt, dass das Erscheinungsbild der Kontinente zwischen dem heutigen und einer in Volumen und Ausdehnung drei Mal so großen Eisbedeckung schwankt. Sie ist auf die jüngste plattentektonische Entwicklung zurückzuführen: Durch die endgültige Schließung der Meeresverbindung zwischen Atlantik und Pazifik (Isthmus von Panama) vor ca. 2,5 Mio. Jahren entstand der Golfstrom in seiner heutigen Form und Stärke. So wurde sehr viel Feuchtigkeit auf die Nordhemisphäre verfrachtet, die erst gemeinsam mit einer auch in diesen Zeitraum fallenden weiteren deutlichen Abkühlung vor ca. 2 Millionen Jahren (Abb. 1) die Ausbildung großer Eisschilde auf den Landmassen von Nordamerika und Eurasien ermöglichte.

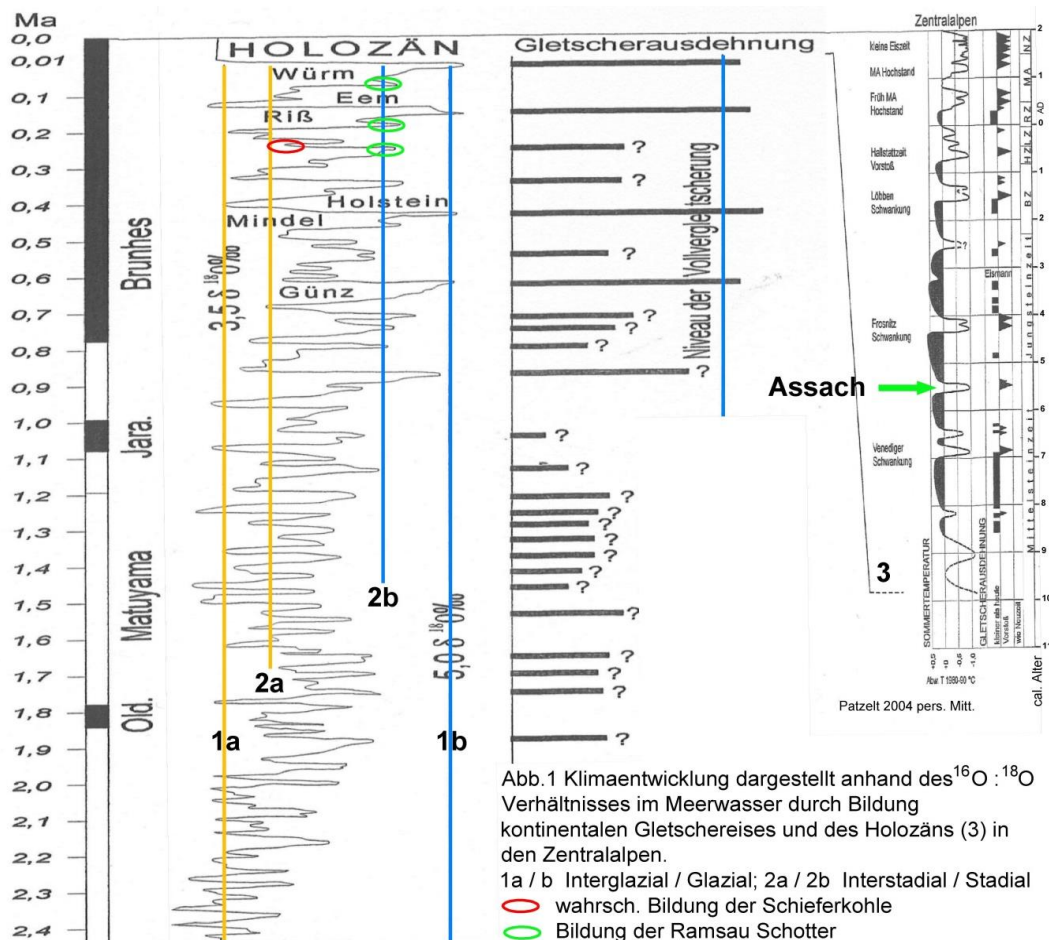


Abb. 1 Klimaentwicklung dargestellt anhand des $^{16}\text{O} : ^{18}\text{O}$ Verhältnisses im Meerwasser durch Bildung kontinentalen Gletschereises und des Holozäns (3) in den Zentralalpen.
 1a / b Interglazial / Glazial; 2a / 2b Interstadial / Stadial
 ○ wahrsch. Bildung der Schieferkohle
 ○ Bildung der Ramsau Schotter

Deren Auf- und Abbau wird durch die Erdbahnelemente (Milankovich Zyklen) und den dadurch gesteuerten Eintrages der Sonnenenergie in seiner Stärke und regionalen Verteilung bestimmt. Dabei kommt es, wie die Kurve zeigt, zu durchaus unterschiedlich starkem Eisaufbau, der sich im Verhältnis der Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in den fossilen Schalen mariner Mikroorganismen ablesen lässt (Abb. 1). Diesem Rhythmus sind, parallel dazu, natürlich auch die Alpen in wechselndem Ausmaß unterworfen.

Glaziale/Interglaziale

Die stärksten Ausschläge dieser Klimaschaukel (ca. $\delta 10^\circ\text{C}$ des Jahresmittels) bescherten uns die Interglaziale (z.B. Holozän, Eem) und Glaziale (z.B. Würm, Riß) und somit einen Wechsel von den heutigen oder auch wärmeren Klimaverhältnissen zu einer Vollvergletscherung der Alpen. Von den Gebirgsketten (für das Ennstal die Niederen Tauern) ausgehend, füllten sich die Täler mit mächtigen Eisströmen, aus denen nur die hohen Gipfel als Nunataker aufragten. So lag die Oberfläche des Ennsgletschers bei Schladming in rund 2000 m Höhe, also rund 1200-1250 m über dem heutigen Talboden. Entlang der großen Talfurchen (z.B. Salzach, Inn) flossen die Eisströme ins Vorland, wo sie ausgedehnte Piedmontgletscher ausbildeten (Abb. 2) Die Eisströme formten stark unsere Täler (z.B. Trogtäler mit breiten Talböden, übersteilte Talflanken, übertiefte mit Seen gefüllte Zungenbecken)



Abb.2: Eisstromnetz Salzach-Traun-Enns im Würm

Stadiale / Interstadiale

Diese oben genannten extremen Ausschläge der Klimaschaukel stellen nur kurze Perioden von rund 15.000 Jahren dar. In den langen Zeiträumen dazwischen mit geringeren Ausschlägen (Abb. 1) wurden die Talböden der großen tiefer liegenden Täler der Alpen durch die Aktivität der Flüsse und ihrer Nebenbäche bestimmt. Deren Dynamik ist dabei aber stark von der Stärke der klimatischen Veränderung abhängig. Die Gletscherentwicklung hingegen ist anfänglich in diesen Perioden der Klimaungunst auf die höher liegenden Talböden beschränkt. Erst eine weitere Verschlechterung bis zu eiszeitlichen Werten lässt die Talgletscher in die tiefer gelegenen Bereiche vordringen, wo die flach auslaufenden Eiszungen großflächig zu Nährgebieten werden und die rasche ultimative Bildung des Eistromnetzes mit den Vorlandzungen ermöglicht.

Die tiefer liegenden Haupttäler (hier hauptsächlich die Längstäler) und deren Nebengerinne befinden sich in klimatisch guten Zeiten in einem mehr oder weniger ausgeglichenen Verhältnis.

Bei einer deutlichen Klimaverschlechterung hingegen kommt es durch den Vegetationsverlust in höheren Bereichen des Gebirges zu verstärktem Schuttanfall und Abtransport im Bereich der Nebengerinne und zur Akkumulation auf deren Schwemmkegeln im Haupttal. Dadurch wird aber auch das Hauptgerinne mit Schutt dotiert und ebenso zur Akkumulation gezwungen, wodurch der Talboden entsprechend der Stärke und Dauer angehoben wird (Abb. 3).

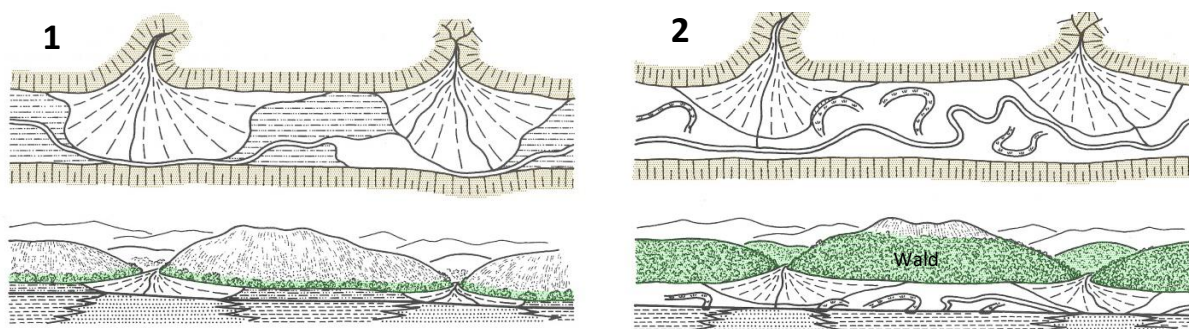


Abb. 3: den Klimaverhältnissen entsprechende Talbodenentwicklung
1: kühle Phase mit starker Akkumulation, 2: wärme Phase mit ausgeglichenerem Gefälle

Beispiele derartiger, teilweise mächtiger Ablagerungen finden sich im Inn-, Salzach- und Gailtal. Im Ennstal sind es die mächtigen Schotter der Ramsau. Sie sind durch den starken Sedimenteintrag der südl. Nebenbäche (z.B. Forstau-, Talbach) in derartigen kalten Perioden aufgeschüttet worden. Die Gletscher waren, wie gesagt, damals auf höhere Tallagen beschränkt und haben die ostalpinen Längstäler nicht erreicht.

In wärmeren Perioden, den Interstadialen (die Ausschläge der Klimaschaukel erreichen keine interglazialen Werte), kommt es dann zu ruhigerer Sedimentation. So konnten sich in einem derartigen Zeitraum im Rückstaubereich des Schwemmkegels des Talbaches ca. 200 m über dem heutigen Talboden feinkörnigere Sedimente und ein Moor in einem verlandeten Altarm der Enns bilden, aus dem dann die heute gänzlich abgebaute Schieferkohle entstand. Die Bildung der Schieferkohle ist nach heutiger Vorstellung in einem Zeitraum vor 250 000 Jahren in der Marinen Isotopenstufe 8 vor der Rißeiszeit erfolgt (Abb. 4) (Erläuterungen 127 Schladming).

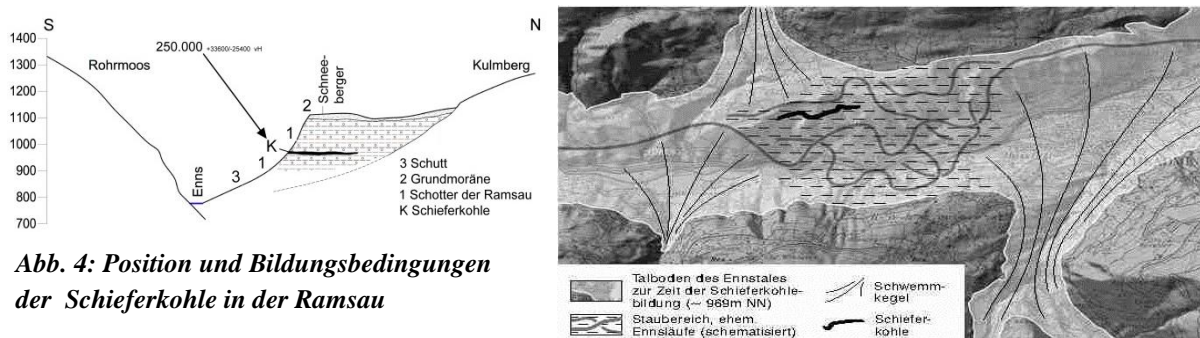


Abb. 4: Position und Bildungsbedingungen der Schieferkohle in der Ramsau

Holozän

Neben diesen großen Schaukelbewegungen des Klimas traten auch im aktuellen Interglazial (Holozän) schwächere Ausschläge auf, die die mehrmaligen Gletscherschwankungen zwischen den Neuzeitlichen Hochständen (1850er Stände) und den stärker als heute geschrumpften Gletschern in den Zentralalpen verursachten (Abb. 1). Parallel dazu hatten diese Klimaschwankungen auch ihre Auswirkung auf die Talbodenentwicklung des Inntales, in dem die Schwemmkegeloberflächen sowie die Talsohle selbst durch den ähnlichen Mechanismus wie in den Stadialen (Abb. 3) vorübergehend um ca. 10 Meter angehoben wurden (Patzelt 1995). In den klimatisch günstigeren folgenden Zeiträumen wurden sie wieder auf das heutige Niveau erodiert.

Ennstal: Am Fuß der beiden mächtigen Schwemmkegel bei Aich-Assach ist erkennbar, dass der Lauf der Enns hier nach einem ^{14}C Datum (VRI 1511 6460 \pm 70 BP) um 5423 \pm 58 Kalenderjahre vor Christi Geburt um ca. 8 Meter über dem heutigen lag und mächtige Schluffe abgelagert wurden (Abb. 5). Damals kam es auf den Schwemmkegeln durch stärkere Schuttanlieferung aus den Hängen zur Akkumulation und durch Rückstau der Enns zur Anhebung des Talbodens. Später wurde der Talboden wieder erodiert und an den Schwemmkegeln die ca. 8 Meter hohen Erosionskanten gebildet. Dies geschah zeitgleich mit einem Ereignis im Inntal. Die ebenso mächtige Ausbildung der Schwemmkegel um Haus mit den gleich hohen Erosionskanten deutet an, dass diese holozäne klimatische Steuerung, wie im Inntal, auch den Talboden des Oberen Ennstals beeinflusst hat.

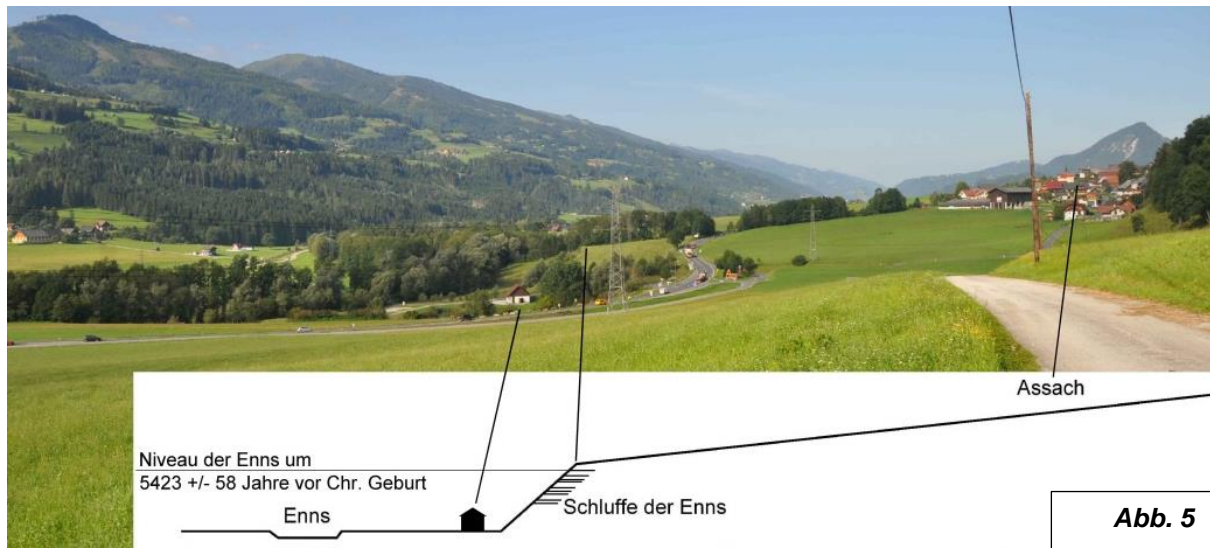


Abb. 5

Zusammenfassend betrachtet haben die verschieden starken Ausschläge der eiszeitlichen Klimaschaukel das oberste Ennstal in 3 Kategorien beeinflusst. Einerseits durch die Glaziale Vollvergletscherung mit einer weitgehenden Ausräumung des Tales und einer unmittelbar folgenden Interglazialen Auffüllung der übertieften Bereiche. Andererseits haben die kalten Stadialen Perioden zu mächtiger Kiesakkumulation der Ramsau mit der Unterbrechung der Interstadialen Schieferkohlenbildung geführt. Letztendlich haben die geringeren Schwankungen des Holozäns nicht nur die Gletscher des Dachsteins sondern wohl auch den Talboden des Ennstals betroffen.

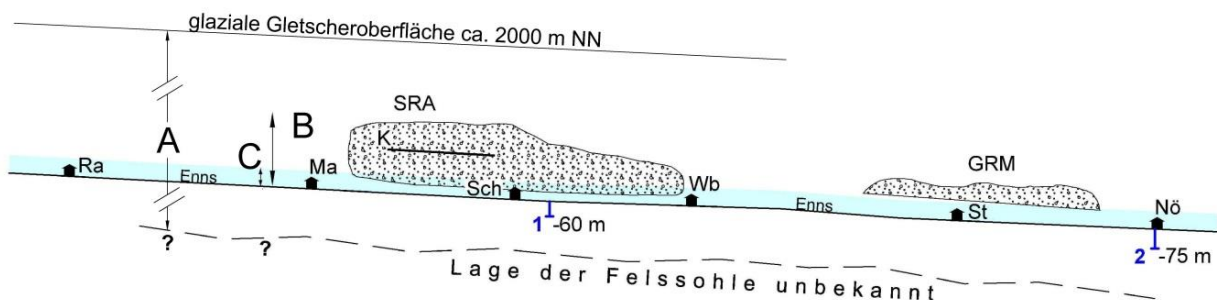


Abb. 6: Einflussbereiche der eiszeitlichen Klimaschwankungen im oberen Ennstal.

A Glaziale; B großer Pfeil: Stadiale; C kleiner Pfeil: Holozän; (SRA: Schotter Ramsau, K: Schieferkohle, GRM: Gröbminger Mitterberg, Ra: Radstadt, Ma: Mandling, Sch: Schladming, Wb: Weißenbach, St: Stein, Nö: Niederöblarn, 1+2: Bohrungen mit Endtiefe)

Literatur

- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paläoceanography* 20, 1-17, Rockville, MD
- HUSEN VAN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud.* 18, 249-286, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987a): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. & MATURA, A. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich Blatt 127 Schladming mit Erläuterungen (erscheint 2014). Geol. B.-A., Wien.
- PATZELT, G. (1995): Day 1.-4. In W. Schirmer (ed.) *Quaternary field trips in Central Europe. Nr. 7 Eastern Alps Traverse.* 383-401, F. Pfeil, München.