

# Landschaftsentwicklung im Quartär

**J.M. Reitner**

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

## Inhalt

Einleitung

Morphogenese und Talentwicklung

Die Landschaftsentstehung anhand der quartären Sedimente und Formen

    Prae-Würm-Hochglazial

    Würm-Hochglazial

    Würm-Spätglazial (MIS 2)

    Spätglazial bis Holozän

    Holozän

Abschließende Bemerkungen

Dank

Literatur

## Einleitung

Das Blatt Spittal a.d. Drau (ÖK 182) umfasst alle Elemente einer typischen alpinen Landschaft von den teilweise noch vergletscherten Hochgebirgszügen (z.B. Reißbeckgruppe) bis zu den breiten glazial übertieften Tälern und Becken, wie z.B. Unterdrautal und Millstätter See.

Insbesondere die breiteren Talräume mit ihren mächtigen eindrucksvollen Terrassentrepptungen wie z.B. N' Seeboden und bei Gmünd erweckten früh das Interesse der Quartärforschung. Bereits RICHTER (1897) hat in seinen Seenstudien auf Deltaablagerungen eines höher gespannten Millstättersees hingewiesen, und dies mit der Abdämmung durch den Lieser- gletscher erklärt. Die erste und bislang einzige Zusammenfassung im Kontext mit dem gesamten ehemaligen Draugletschergebiet (s. Abb. 1) wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) gegeben. In der weiteren Erforschung lag der Schwerpunkt auf der spätglazialen Entwicklung, so im Malta- und Liesertal (BECKE, 1909), bei Gmünd (LUCERNA, 1933) und im Raum Spittal – Millstätter See (LICHTENBERGER, 1953b). Mit zunehmender Nutzung der Landschaft wurden quartärgeologische Untersuchungen als Grundlage einerseits für Verbauungspläne (z.B. Millstätter See [HERZOG, 1964]) und andererseits für Kraftwerksprojekte im Drautal (UCIK, 1984; s.a. Beitrag in diesem Band) durchgeführt.

Einen wesentlichen Beitrag für das Kartenprojekt GK 182 Blatt Spittal lieferte ERTL (1983–1986) mit seinen detailreichen Aufnahmen der Umgebung des Millstätter Sees und des Drau- und Mölltales. Für den Raum Gmünd und Maltatal lagen die Beobachtungen von EXNER (1980; dort zusammengefasst) und SCHIERL (1993) vor. Im Zuge der Fertigstellung des Kartenprojektes wurde das Quartär mit Schwerpunkt Goldeckgruppe neu kartiert (POSCHTRÖZMÜLLER, 2004, 2005) sowie Revisionskartierungen in den Talräumen nördlich der Tal- furche durchgeführt (REITNER, 2005b). Mit den Ergänzungen in der Reißbeckgruppe, insbeson- dere den Blockgletscheraufnahmen durch LIEB (2004), wurde auch dieser Raum dem Standard der letzten publizierten geologischen Karten angepasst.

Basierend auf dieser Vielzahl von Einzelbeobachtungen lässt sich so in diesem Raum ein Bild der Landschaftsentwicklung rekonstruieren.

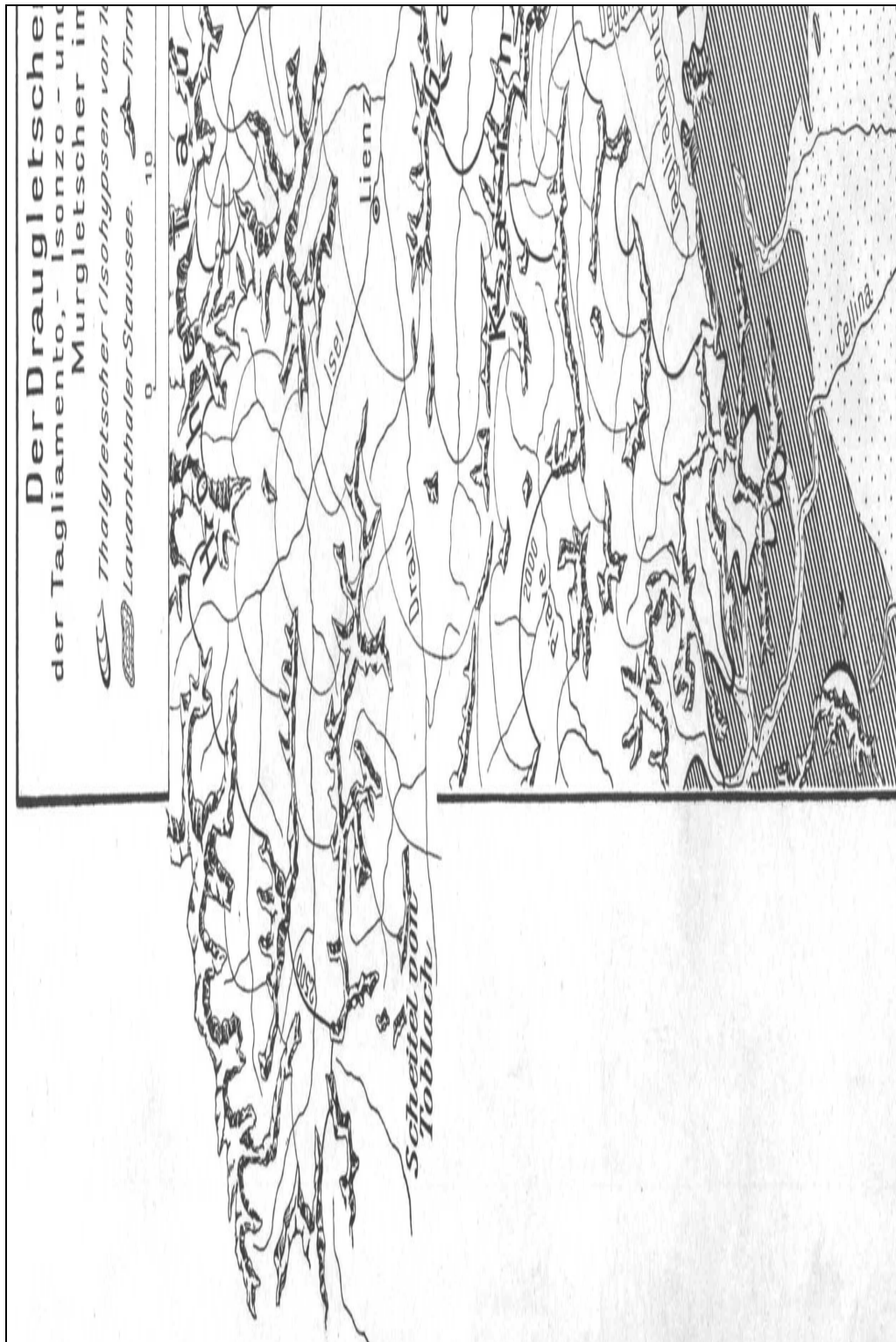


Abb. 1: Der Draugletscher und seine Nachbarn während des Würm-Hochglazials (= Letztes glaziales Maximum; LGM). Aus PENCK & BRÜCKNER (1909).

## Morphogenese und Talentwicklung

Die Grundvoraussetzungen für die quartäre Formung waren bereits mit der tektonischen Entwicklung im Oligozän–Neogen gegeben. Mit Beginn der Extrusionstektonik im Untermiozän wurde nach FRISCH (1998) die oligozäne nordgerichtete Entwässerung („Augensteinschotter“) gestört. Im Zuge dessen wurden die hügeligen Altflächen (auch Nockfläche genannt) des Gurktalblockes mit heute östlich des Blattes Spittal noch in Resten erhaltenen Roterden tektonisch gekippt. Als Folge entwickelte sich entlang der Störungszonen, die während der Extrusionstektonik aktiv waren, ein W–E-gerichtetes Drainagesystem. Diesbezüglich ist das Unterdrautal ein Musterbeispiel für ein entlang dieser tektonischen Schwächezonen ausgerichtetes Tal<sup>1</sup>. Weiters reflektieren die topographischen Verhältnisse in einem Querschnitt über das Liesertal – hier die 3000 m hohe Reißbeckgruppe, dort die 2000 m hohen Nockberge – die weitere Hebungsgeschichte mit einem isostatischen Aufstieg des Tauernfensters von ~ 1 mm/a, der auch heute noch anhält (EXNER, 1980; cum lit.). Dabei ist festzuhalten, dass die Gesteine des Tauernfensters nicht vor dem späten Miozän, d.h. nicht vor 10 Mio Jahren an der Erdoberfläche exponiert waren (HEJL, 2005 cum lit.). Mit der pliozänen Hebung (FRISCH, 1998) ist von einer Akzentuierung des Reliefs auszugehen. Als morphologischer Zeuge einer schon fortgeschrittenen „älteren“ (? prae-Quartären) Talentwicklung wird u.a. der Seerücken zwischen Millstätter See und Drautal (s. Abb. 2), welcher nach PENCK & BRÜCKNER (1909) einen präglazialen Talboden darstellt, angeführt. Auch das etwa 200 m über dem heutigen Liesertal gelegene „Hochtal“ von Treffling (N' Seeboden) dürfte ein Relikt des Paläo-Liesertals darstellen.

Erst die mehrfache Vergletscherung im Pleistozän sorgte für die prägende Formung der Landschaft. Ein augenscheinliches Ergebnis glazialer Erosion ist das breite und übertiefte Drautal. Abgesehen von der Bohrung Kleblach/Lind, welche im Oberdrautal knapp außerhalb des Blattes in 200 m Tiefe keinen Fels antraf, fehlen tiefere Bohrungen (vgl. UCİK in diesem Band) im Bereich der ÖK 184 und der angrenzenden Umgebung. Geophysikalische Untersuchungen weisen jedenfalls das Ober- und Unterdrautal (vgl. ARNDT, diesen Band) wie auch das Maltatal von N' Malta bis Gmünd (mündl. Mitt. ARNDT & JOCHUM, GBA) als deutlich übertieft aus. Als weiterer Zeuge einer glazialen Erosion ist der Millstätter See (Tiefe -140 m) hervorzuheben, dessen Längserstreckung einer drautalparallelen Störung folgt. Nach PENCK & BRÜCKNER (1909; 1114 ff) ist die Seefurche ein gutes Beispiel für ein aus einer glazialen *Diffluenz*<sup>2</sup> resultierendes Becken (s. Abb. 1, 2, 4). In eine Weitung des präglazialen Bodens schnitt der Draugletscher in seiner Hauptflussrichtung zwei Talfurchen, das Drautal und die Millstätter Seefurche. Letztere war gegen einen Sattel mit Lage etwa bei Döbriach ausgerichtet. Dieser Übergang öffnete sich zu einem Tal, das die Richtung Kaningbachtal – Gegendtal – Klagenfurter Becken verfolgte. Durch das allmähliche Abschleifen dieser Wasserscheide wurde das Gebiet des heutigen Döbriacher Baches (Riegerbach in der ÖK) dem Einzugsgebiet des Millstätter Sees tributär gemacht. Aus der glazialen Erosion resultierte so eine zentripetale, d.h. alpeneinwärts gerichtete Entwässerung eines ehemals gegen SE entwässernden Talgebietes sowie ein überschliffener gegen NW abtauchender Seerücken (S' Millstätter See). Alternative Modelle, wie jene rein tektonische Erklärung der Verhältnisse durch STINY (1926)<sup>3</sup>, entsprangen dem Zweifel an der Fähigkeit der Gletscher, kompakten Felsen abzutragen. Angesichts heutiger

<sup>1</sup> In diesem Zusammenhang ist zu vermerken, dass HERZOG (1964; 24 ff.) vermutete, dass die breiten Talräume des Drautales und des Millstätter Sees ehemals mit neogenen Sedimenten verfüllte tektonische „Einmündungen“ darstellen. Nach dieser Hypothese konnten diese Ablagerungen dann relativ leicht vom Gletscher ausgeräumt werden. Deren Existenz in tieferen Lagen des Drautals kann demnach auch nicht ausgeschlossen werden.

<sup>2</sup> Auseinanderfließen einer Strömung.

<sup>3</sup> STINY erklärte die Morphologie als Produkt von differentiellen Hebungen (Seerücken) und Senkungen sowie Kippungen. Diese sollen auf Basis seiner Fehlinterpretation der hochgelegenen Eisrandsedimente bis lange nach dem Abschmelzen der Gletscher angedauert haben.

Kenntnisse über subglaziale Prozesse, wie z.B. die erosive Wirkung von subglazialen Schmelzwässern, hat das Modell von PENCK & BRÜCKNER (1909) weiterhin Gültigkeit.

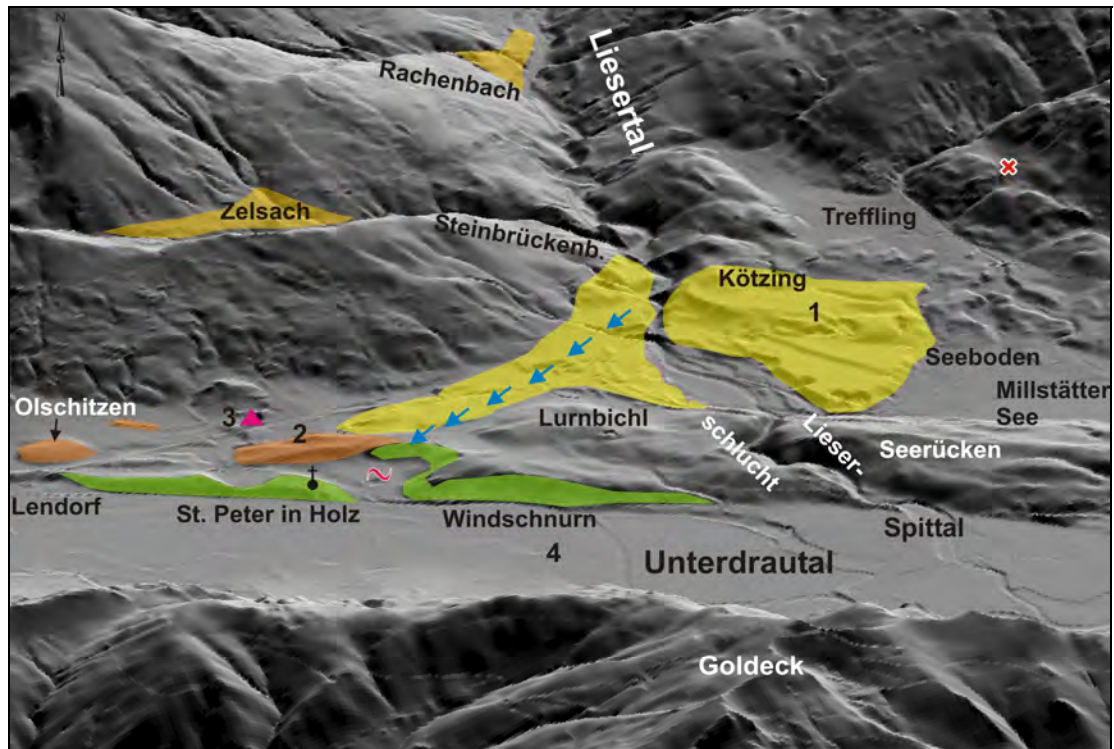


Abb. 2: Morphologischer Überblick Unterdrautal – unteres Liesertal (Blickrichtung gegen N) mit den wichtigsten Lokalitäten. Folgende geologische Einheiten bzw. Besonderheiten sind hervorgehoben: grün: die Schotter von St. Peter in Holz (Vor-Würm-Hochglazial); orange: Drumlins (Grundmoränenwälle, Würm-Hochglazial); hellgelb: das spätglaziale Lieserdelta (Staukörper am Eisrand, Eiszerfallsphase, Würm-Spätglazial); dunkelgelb: diverse Staukörper am Eisrand; rote Tilde: Bänderschluft bei der ehem. Ziegelgrube Freßnitz; rotes Kreuz: größter erratischer Block E' Treffling; rotes Dreieck: Kame SE' Feicht. Mit blauen Pfeilen ist der vermutliche alte Lieserlauf dargestellt. Im Vergleich dazu ist N' Spittal der heutige tief eingeschnittene Unterlauf der Lieser, die so genannte Lieserschlucht zu sehen. Die Nummern dokumentieren die Lage der Exkursionspunkte: 1 – Kötzing; 2 – Rojachhof; 3 – SE' Feicht; 4 – Goldbrunnteich bei Unterhaus.

Basierend auf den Ergebnissen der Aerogeophysik (mündl. Mitt. AHL, GBA) und erster bodengeophysikalischer Untersuchungen (mündl. Mitt. ARNDT, GBA) dürfte sich die Wanne des Millstätter Sees auch westlich der Lieser bis etwa Lendorf unter den glazialen Ablagerungen fortsetzen. Weiters liegen im Bereich südlich Rojach mit Eisrandsedimenten Grundmoräne, und den „älteren“ Schottern von St. Peter (s.u) ebenfalls nur Lockersedimente vor (s. Abb. 2). Betrachtet man diese Gegebenheiten, erscheint es durchaus möglich, dass der ehemalige Unterlauf der Lieser bis zur letzten Großvergletscherung (Würm-Hochglazial) von Lieserhofen Richtung Rojach d.h gegen W bis WSW verlief. Damit stellt sich auch die Frage, wie und wann der heutige, bis zu 100 m tief eingeschnittene Lieserlauf nördlich Spittal, auch Lieserschlucht genannt, gebildet wurde. In diesem Talabschnitt fehlen jegliche ältere Sedimente. Damit liegen auch keine Belege für eine Reaktivierung eines alten verschütteten Tales unmittelbar mit dem letzten Eisfreiwerden vor. Es ist dagegen durchaus vorstellbar, dass die Durchbruchstrecke schon als subglaziale (Schmelzwasser-)Rinne angelegt wurde. Mit dem sukzessiven Einsinken

des Eiskörpers im Raum Seeboden wurde diese dann erstmals von der Lieser benützt. Der Abfluss großer, schnell abfließender Schmelzwassermassen mit reichlicher Bodenfracht sorgte dann in der Eiszerfallsphase bis zum endgültigen Eisfreiwerden des Unterdrautaales für die restliche erosive Umgestaltung. Die Erosionsleistung der holozänen Lieser ist demgegenüber eher als bescheiden einzuschätzen.

## Die Landschaftsgenese anhand der quartären Sedimente und Formen

### Prae-Würm-Hochglazial (Prae-LGM):

Die ältesten pleistozänen Sedimente auf Blatt ÖK 182 sind die *Schotter von St. Peter in Holz* (s. Abb. 3). Dabei handelt es sich um fluviatile Sedimente im Liegenden der Grundmoräne des Würm-Hochglazials. Diese stehen einerseits entlang der Draufur am Abhang des Rückens von St. Peter in Holz oberhalb der Tauernbahn ab ~ 550 m ü. NN (~ 5 m über der Drau) an und reichen bis ~ 600 m ü. NN (s. Abb. 2). Andererseits ist diese lithologische Einheit von W' Windschnurn bis Oberdorf bei Spittal a.d. Drau zu finden. Den besten Einblick in den Aufbau des Sedimentkörpers gewährt der neu angelegte Forstweg bei Windschnurn, der die Ablagerungen bis etwa 650 m ü. NN (~ 110 m über der heutigen Draufur) aufschließt.

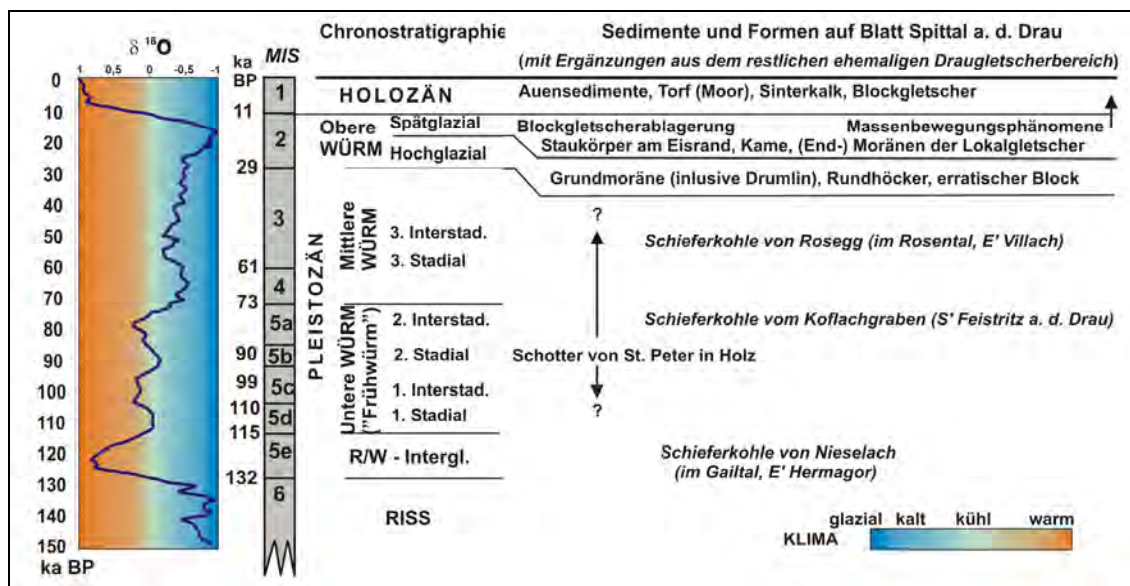


Abb. 3: Vereinfachte Quartärstratigraphie auf Blatt Spittal a.d. Drau. Die Gliederung erfolgte nach der alpinen Chronostratigraphie (CHALINE & JERZ, 1984) und den marinen Isotopenstufen (MARTINSON et al., 1987). Die Sauerstoff-Isotopenkurve spiegelt die Schwankungen des globalen Eisvolumens wider. Die Einstufungen der Schieferkohlen (= Lignite) stammen aus FRITZ & UCIK (1996) und VAN HUSEN (2000; Nieselach).

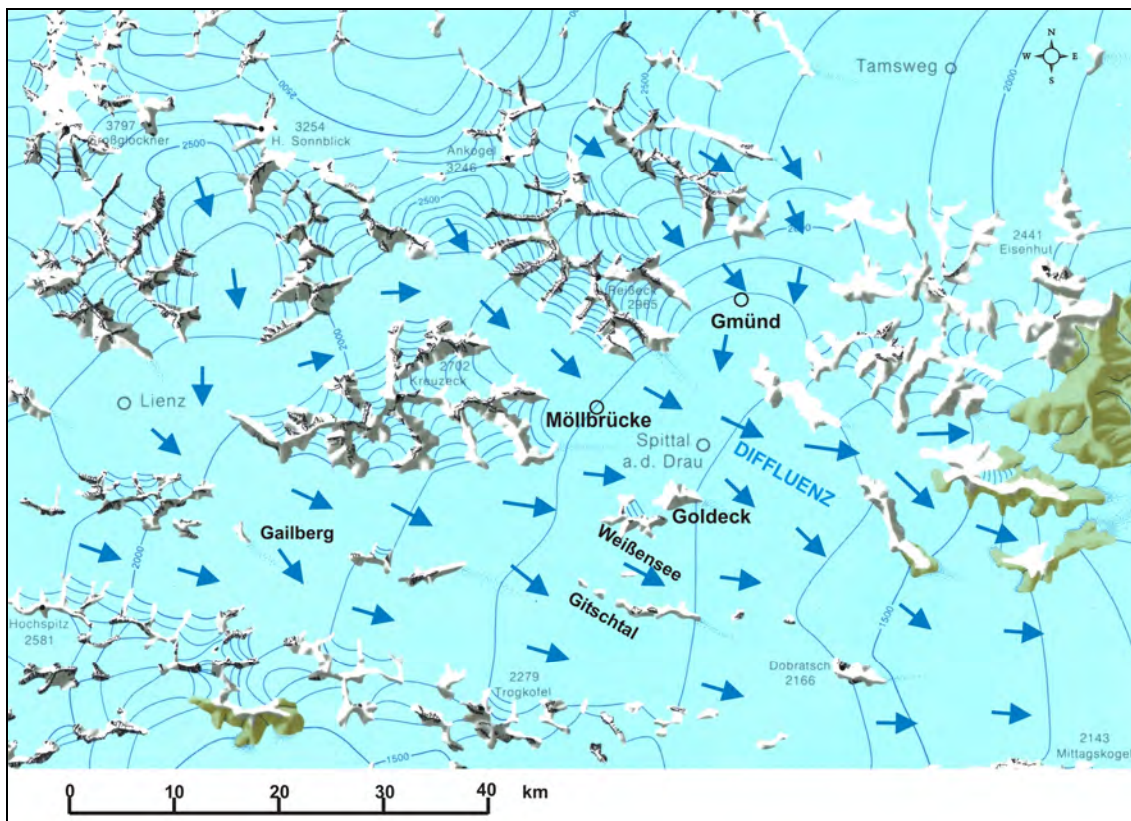


Abb. 4: Das Eisstromnetz in der weiteren Umgebung von Blatt Spittal a.d. Drau (Ausschnitt aus VAN HUSEN, 1987) samt einer Skizze der jeweiligen Abflussrichtungen (blaue Pfeile). Die Diffluenz im Raum Spittal – Millstätter See ist gesondert vermerkt.

Die Schotter von St. Peter in Holz liegen als horizontal gelagerte, korngestützte und massive teils steinige Kiese vor. Üblicherweise liegt der Durchmesser des Größtkorns bei 15–20 cm, kann aber in Extremfällen 0,5 m erreichen. Die Gerölle sind generell als gerundet (Bandbreite: angerundet bis gut gerundet) zu klassifizieren. Partuell erkennbare Imbrikationen weisen auf fluviatile Schüttungen in Richtung des heutigen Drautales hin. Rinnenstrukturen mit trogförmig geschichteter Sandfüllung treten nur selten auf.

Das Geröllspektrum spiegelt das Einzugsgebiet der Drau bis Spittal wider: Kristalline Gesteine wie Ortho-, Paragneise, Phyllite (bis phyllitische Glimmerschiefer) und Pegmatite und auch deutlich seltener Tonalite des Iseltales sowie Prasinite und Serpentinite dominieren. Der untergeordnete Anteil an Permotriadischen Sedimenten (dkl. Kalke und Dolomite, rote Sandsteine und Basisbrekzie) unterliegt größeren Schwankungen. Dementsprechend variiert auch die karbonatische Verkittung des Porenraumes, die nur die Charakteristika einer schwachen Talrandverkittung aufweist<sup>4</sup>.

Prinzipiell ist festzuhalten, dass mit diesen Grobsedimenten eine fluviatile Akkumulation (Aggradation) der Drau vom Niveau der heutigen Drau bis etwa 110 m darüber dokumentiert ist. Der Sedimenttyp spricht für „braided river“-Ablagerungen unter kühlen bis kalten Klimabedingungen.

<sup>4</sup> Die Bezeichnung „Nagelfluh“ (ERTL, 1983) erscheint hier nicht gerechtfertigt.

Für eine chronostratigraphische Einstufung dieser Ablagerungen einer Paläo-Drau fehlen konkrete Hinweise. Die Höhe der erfassten Basis im Bereich des heutigen Talniveaus wie auch die kaum vorhandene Verkittung und die nicht ersichtliche Verwitterung sprechen für Ablagerungen des letzten Interglazial-Glazialzyklus (Marine Isotopenstufe MIS 5-2; s. Abb. 3). Ein vager Anhaltspunkt für den Sedimentationszeitraum ist mit dem von FRITZ & UCIK (1996) beschriebenen und in das 2. Frühwürm-Interstadial (Odderade; MIS 5a) eingestuften Lignit vom Koflachgraben (Kreuzenbach; 20 km Drau-abwärts, ÖK 200 Blatt Arnoldstein), der etwa 30–40 m über dem heutigen Talboden liegt, gegeben. Demnach erscheint eine Beteiligung von Ablagerungen aus dem Frühwürm am Aufbau der Sedimente durchaus möglich. Diesbezüglich ist auch auf die deutliche Talbodenaufhöhung von bis zu 100 m während der beiden kalten Frühwürm-Stadiale im Raum Hopfgarten im Brixental (Nordtirol, ÖK 121) zu verweisen (REITNER, 2005a). Angesichts derartiger Überlegungen hinsichtlich der klimagesteuerten Sedimentation im Frühwürm erscheint es nicht notwendig, dass in der Schottersequenz auch „Vorstoßschotter“ (im Sinne vom Beginn des Oberen Würm bzw. MIS 2) enthalten sind.

### Würm-Hochglazial (= Letztes Glaziales Maximum, LGM; MIS 2)

Die *Grundmoräne* ist das charakteristische Sediment der letzten Großvergletscherung. Bei dieser subglazialen Ablagerung handelt es sich um einen matrixgestützten, überkonsolidierten Diamikt mit gekritzten Geschieben und gegebenenfalls Scherflächen. Auf dem Kartenblatt tritt sie insbesondere unmittelbar N' der Möll-Draufurche von Mühlendorf über Lurnbichl bis zum Seerücken großflächig in Erscheinung. Demgegenüber findet man beispielsweise im Bereich des Goldecks dieses Sediment überwiegend in der Form von *Moränenstreu*, d.h. nur als geringmächtigen Schleier, unter dem das unterlagernde Grundgebirge erkennbar ist. Morphologisch treten die Grundmoränen im Raum Lendorf – St. Peter in Holz, am Nordrand des Drautales, als mustergültige *Drumlins* (Grundmoränenwälle) hervor (Abb. 2). Diese wie z.B. jene von Olschitzen, Maria Bichl oder S' Rojachhof (Exkursionspunkt) zeigen die talparallele Eisstromrichtung des Draugletschers an. Dasselbe belegen auch die durch glaziale Erosion geformten Festgesteinsrücken, die sogenannten *Rundhöcker*. Insbesondere der Bereich Lurnbichl – Seerücken ist als Rundhöckerlandschaft<sup>5</sup> zu bezeichnen.

Weitere Hinweise auf die Fließrichtung des Eises lassen sich bis zu einem gewissen Grad aus der Verteilung der *erratischen Blöcke* rekonstruieren. Es handelt sich dabei auf Blatt Spittal um ehemals en- bis supraglazial transportierte Findlinge aus Zentralgneis, mit Volumina überwiegend im Bereich von  $\geq 1 \text{ m}^3$ . Bemerkenswerterweise weist das größte Exemplar E' Treffling (auf dem Weg zur Pichleralm in 1040 m ü. NN; Lage s. Abb. 2) etwa  $150 \text{ m}^3$  auf. Mit dieser Lithologie der Blöcke lassen sich die Eisströme aus den Tauern (s. Karte 3), beispielsweise aus dem Maltatal, und deren Dominanz gegenüber jenen aus den Nockbergen gut rekonstruieren.

In Summe lässt sich so für das Hochglazial das *Eisstromnetz* (Abb. 1, 4) rekonstruieren, aus dem die höheren Gipfel (z.B. das Goldeck) als *Nunatakker* herausragten. Auf Blatt Spittal a.d. Drau stehen hierbei eine Reihe von *Konfluenzen* hervor. Erwähnenswert ist diejenige von Maltagletscher und Liesergletscher<sup>6</sup> bei Gmünd. Dabei ist aus der Morphologie der beiden Täler oberhalb von Gmünd (breiter Talboden der Malta versus enges, tief eingeschnittenes Liesertal) sowie aus dem Vorhandensein von erratischen Blöcken an der westlichen Lieserflanke nördlich Gmünd (EXNER, 1980, S. 399) zu schließen, dass das Eis aus dem Maltatal bei der Vereinigung gegenüber jenem des Liesertales dominanter war.

<sup>5</sup> Bedingt durch den Maßstab 1 : 50.000 lassen sich die einzelnen Formen nur sehr eingeschränkt darstellen, da sonst die Lithologie des Grundgebirges nicht erkennbar wäre.

<sup>6</sup> Dabei ist zu erwähnen, dass dem Liesergletscher über die Transfluenz vom Katschberg (1641 m) Eis aus dem Murtal zuströmte (PENCK & BRÜCKNER, 1909).

Eine weitere Konfluenz war jene von Drau- und Möllgletscher im Raum Möllbrücke, am Ostrand der Kreuzeckgruppe. War der Draugletscher bei dem ersten Zufluss von Mölleis über den Iselsberg (am Westrand der Kreuzeckgruppe) infolge der zuvor im Lienzer Becken erfolgten Vereinigung mit dem Iselgletscher noch der dominantere Eisstrom, so drehten sich hier die Kräfteverhältnisse zugunsten des Möllgletschers um. Infolge einer Reihe von Transfluenzen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; S. 1067ff), wie in Richtung Gailtal über den Gailbergsattel und den Kreuzbergsattel (Übergang zum Gitschtal), gab der Draugletscher erhebliche Anteile seiner Eismassen ab. Selbiges erfolgte durch die Transfluenz zum Weißensee, in deren Folge die Goldeckgruppe im Süden von Draueis umflossen wurde. Letztlich dürften nur verhältnismäßig geringe Eisvolumina aus dem Oberdrautal in die Möll-Drau-Furche bei Möllbrücke zugeflossen sein. Hinweise auf deren Präsenz am Nordrand der Goldeckgruppe indizieren nur die ostalpinen Eklogite aus der Schober- bzw. Kreuzeckgruppe in der Grundmoräne östlich von Sachsenburg (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004).

Nach der Vereinigung mit dem Liesergletscher erfolgte die schon zuvor besprochene Diffluenz (s.o.) über die Millstätter Seefurche. Als Folge dessen strömte ein Teil des Draueises über den Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim dem Gurkgletscher zu. Ein weiterer Ast floss östlich des Millstätter Sees über die Täler des Afritz-, Arriach- und Teuchenbaches und vereinigte sich erst NW Feldkirchen wieder mit dem Draugletscher.

Betrachtet man die alpenweiten geochronologischen Ergebnisse (PREUSSER, 2004), so kann der Zeitraum der letzten maximalen Vergletscherung, mit dem zuvor beschriebenen Eisstromnetz, auf 18–20 ka <sup>14</sup>C BP (~ 24–21 ka kalibriert BP) eingeschränkt werden.

## **Würm-Spätglazial (MIS 2)**

### ***Phase des Eiszerfalls im frühen Würm-Spätglazial***

Die ersten und auch weitflächig auftretenden Belege des Würm-Spätglazials sind die *Staukörper am Eisrand* (s. Abb. 5). Dabei handelt es sich um bis zu mehr als 100 m mächtige Deltakörper, die meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden, d.h. nicht mehr genährten und daher einsinkenden, Eises abgelagert wurden. Die höchstgelegenen Vorkommen wie z.B. am Rand des Maltatales in ~ 1100 m ü. NN (s. Abb. 8) oder bei Zelsach im Steinbrückenbachtal (in ~ 1000 m ü. NN; s. Abb. 2) belegen beispielsweise einen Eisverlust von etwa 800 m gegenüber der Maximalausdehnung im Würm-Hochglazial (LGM). Diesen meist schon stark erodierten Resten fehlt die morphologische Ausprägung mit ebener Terrassenfläche, die etwa bei Gmünd (Abb. 9) erkennbar ist. Dort zeigt das gleichmäßige Gefälle der zwei unterschiedliche Niveaus aufweisenden Terrassenkörper (Treffenboden und Oberbuch) jeweils Schüttungen aus dem Liesertal an. Diese erfolgten gegen einen das untere Maltatal erfüllenden stagnierenden Eiskörper (Abb. 7). Ein weiteres Musterbeispiel für Sedimentation an einem einbrechenden Gletscherrand stellt das von LICHTENBERGER (1953b) erstmals beschriebene und von ERTL detailreich kartierte spätglaziale „Lieserdelta“ (Abb. 2) zwischen Seeboden und Lendorf dar. Anhand der Terrassentreppung von den obersten Niveaus bei Kötzling (Exkursionspunkt) bis zu den sich wenige Dekameter über das rezente Drautal erhebenden tiefsten Fluren ist das Kollabieren des ehemals die Draufurche einnehmenden Eiskörpers gut nachvollziehbar.



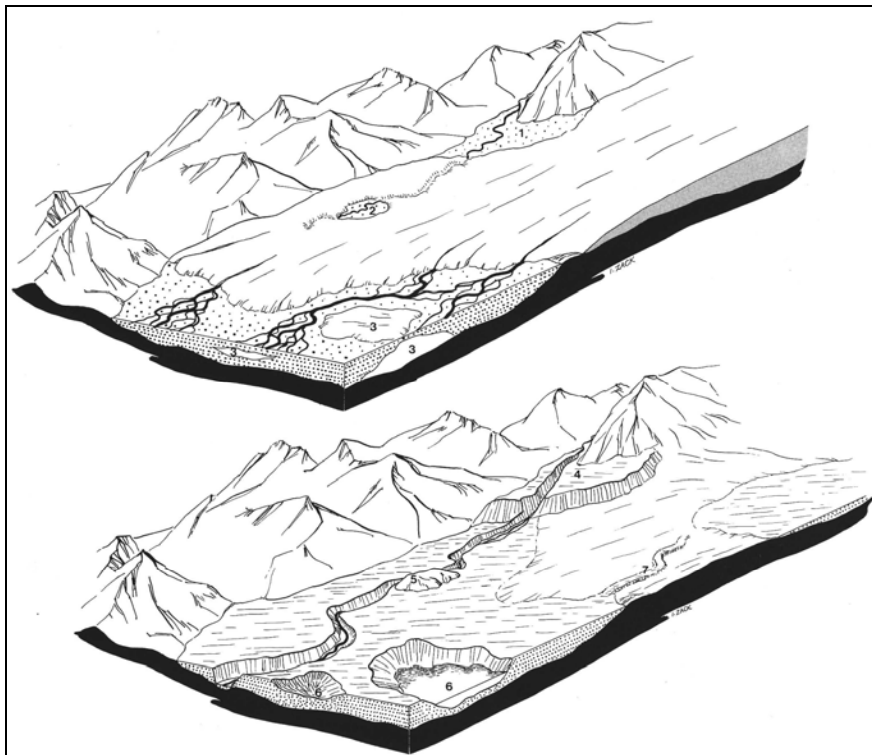


Abb 5: Ein abschmelzender (= stagnierender) Eisstrom und seine Ablagerungen (Schemaskizze aus VAN HUSEN [1987]). Die Bedingungen für die Bildung von einer Eisrandterrasse (= Staukörper am Eisrand; 1 & 4), einem Kame (2 & 5) und von Toteislöchern (3 & 6) sind ersichtlich.

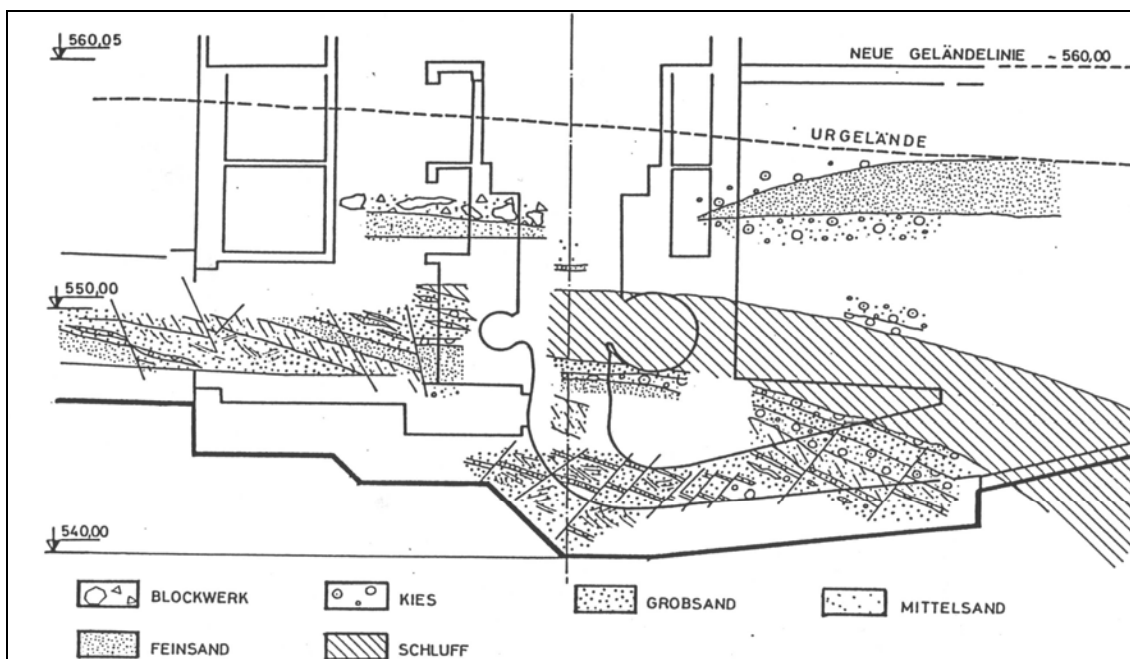


Abb. 6: Geologische Aufnahme (Dr. Liegler) der Kraftstation Möllbrücke (aus DEMMER, 1984). Hier sind Deltaschüttungen mit syndiagenetischen und synsedimentären Verstellungen infolge einer Sedimentation auf Toteis zu erkennen.

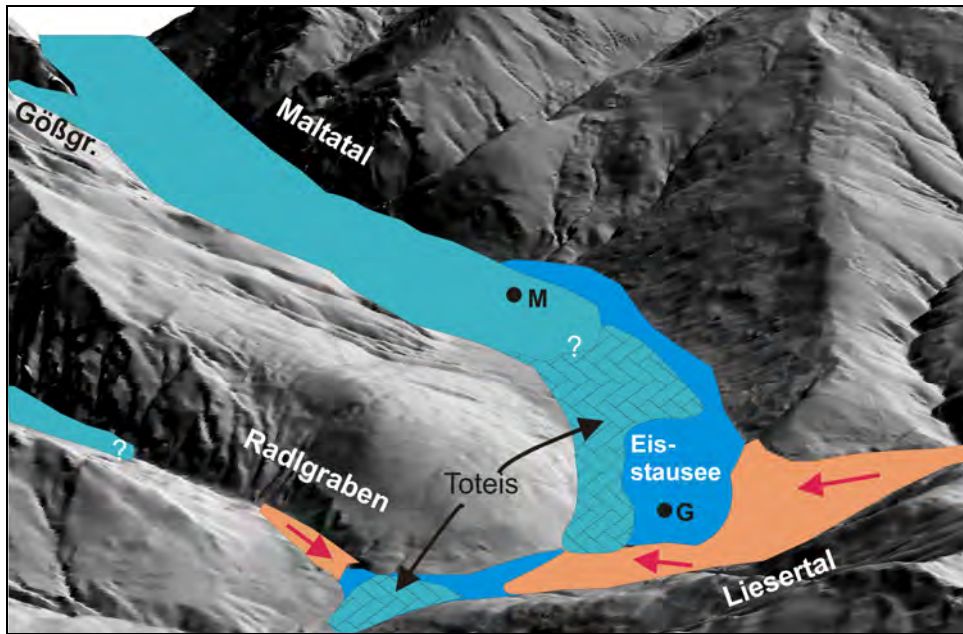


Abb. 7: Schematische Skizze der Eiszerfallsphase während der Ablagerung der Terrassenkörper von Gmünd (= G). Die stagnierende, d.h. nicht mehr genährte Gletscherzunge sowie Toteiskörper sorgten für einen Rückstau und damit für die Ausbildung von Eisstauseen im Lieser- und Maltatal. Weiters sind Bereiche mit aktiver Deltasedimentation (orange) mit Schüttungsrichtungen (rote Pfeile) dargestellt. Ob bei Malta (= M) noch der Rand des genährten Maltagletschers lag, ist fraglich.

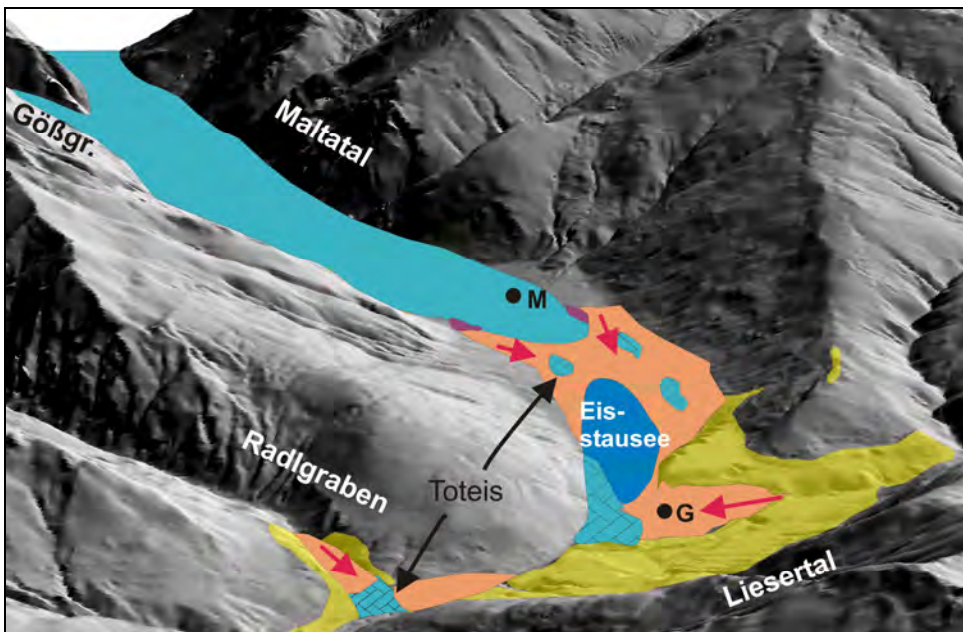


Abb. 8: Schematische Skizze der fortgeschrittenen Eiszerfallsphase während der Ablagerung der Endmoränen von Hilpersdorf – Schloss Dornbach (lila). Diese dokumentieren eine kurzfristige Stabilisierung der Maltagletscherzunge. Durch den Kollaps der Toteismassen im Liesertal verlagerte sich die aktive Deltasedimentation auf ein tieferes Niveau. Ältere, d.h. kurz zuvor abgelagerte, Staukörper am Eisrand sind in gelb dargestellt.

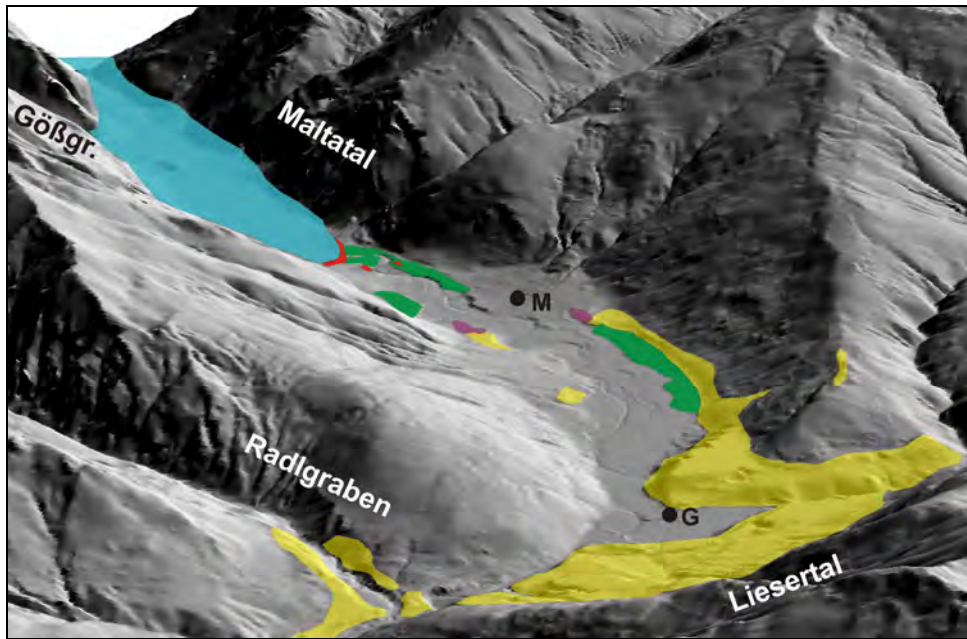


Abb. 9: Schematische Skizze mit der vermutlichen Ausdehnung des Maltagletschers (blau) während der Ablagerung der Endmoränen von Schlatzing (rot). Weiters sind Endmoränenreste (ebenfalls rot) einer kleinen Oszillation unmittelbar flussabwärts erkennbar. Dieser Halt des Maltagletschers entspricht vermutlich dem Gschnitz-Stadial. In Grün ist die heutige Verbreitung der mit den Endmoränen verknüpften Terrassenschüttungen zu sehen. Zum Vergleich sind die Ablagerungen der Eiszerfallphase mit Staukörpern am Eisrand (mattes Gelb) und die Endmoränen bei Hilpersdorf und Schloss Dornbach (lila) dargestellt.

Das sedimentäre Inventar dieser Staukörper am Eisrand, die auch als Eisrand- bzw. Kameterassen bezeichnet werden, lässt die Elemente von klassischen Gilbert-Deltas erkennen. Meist schließen die Schottergruben das horizontal geschichtete Topset auf, wie z.B. jene im Raum Gmünd bei Oberbuch und Unterkreuschlach (vgl. SCHIERL, 1993) oder die Grube am linksseitigen Ausgang des Rachenbaches mit sehr groben blockreichen Schottern (max. KG > 1 m). Sandig-kiesige Foresets sind im Bereich von Seeboden u.a. in der Schottergrube Gritschacher (Exkursionspunkt) aufgeschlossen. Variierende Schüttungsrichtungen wie auch hohe Sedimentationsraten, angezeigt durch „ripple-drift lamination“, kennzeichnen das Ablagerungsmilieu am Eisrand. Das feinkörnige Bottomset, bestehend aus Bänderschluften, die Abfolgen von Turbiditlagen repräsentieren, ist dagegen nur selten aufgeschlossen: z.B. auf dem Gelände der ehemaligen Ziegeleien von Freßnitz und Lendorf und SE' Zelsach am Rand der rutschenden Lockeresedimentböschung.

Neben diesen klassischen Deltasedimenten, die zumindest eine gewisse Sortierung aufweisen, treten besonders im Sedimentkörper am Rand von engen Tälern (z.B. Radlgraben) Lagen von groben diamiktischen, d.h. nahezu unsortierten Sedimenten auf. Diese erinnern an Murensedimente, sind allerdings als Produkt von subaquatischen „debris flows“ zu bezeichnen.

Auch der in Resten erhaltene *Kame* SE' Feicht mit seinen 35 steilen Foresets (Exkursionspunkt) reflektiert ebenso den Eiszerfall nach dem Hochglazial. Der ansatzweise noch erkennbare Hügel (= Vollform) wurde in einer Hohlform zwischen abtauem und zerfallendem Gletschereis abgelagert (s. Abb. 5). Weiters dokumentieren die *Toteislöcher* in den Eisrandterassen, wie jene südlich Kötzing (Exkursionspunkt), ebenso diesen Ablagerungsraum, in dem räumlich isolierte Gletscherkörper unter hohen Sedimentationsraten eingesedimentiert wurden und verzögert abschmolzen. In diesem Zusammenhang ist auch darauf hinzuweisen, dass mit

der Sedimentation auf Toteis chaotische Sedimentstrukturen mit u.a. Versätzen an Brüchen verbunden sind. Letztere traten beim Bau der Kraftstation Möllbrücke (s. Abb. 6) wenige Meter unter der rezenten Talflur der Möll auf und sorgten aufgrund der dadurch kleinräumig wechselnden Untergrundverhältnisse für anfängliche Irritation in der Erkundungsphase (DEM-MER, 1984).

Im Zuge dieser Abschmelzphase entwickelte sich sukzessive das heutige Entwässerungssystem. *Trockentäler* kennzeichnen *ehemalige Abflüsse*, die temporär benützt wurden. Ein Beispiel wurde in der Karte gesondert hervorgehoben: die mit Schluffen und Tonen verfüllten *Schmelzwasserrinnen*, in denen ein kurzzeitiger Abfluss von Schmelzwässern u.a. des Liesertales Richtung Lendorf – Freßnitz erfolgte.

*End- bzw. Seitenmoränen* fehlen überwiegend aus dieser Phase des rapiden Eisschwundes. Eine Ausnahme bilden die korrespondierenden Endmoränen bei Hilpersdorf und bei Schloss Dornbach im Maltatal (Abb. 9), die jeweils mit Eisrandsedimenten verknüpft sind. Diese dokumentieren eine kurze Stabilisierung der genährten Zunge des vom Eisstromnetz separierten und damit eigenständigen Maltagletschers, während im Vorfeld noch Toteisreste und damit keine freie Drainage vorlag (Abb. 8).

Die Befunde auf dem Kartenblatt sprechen für einen raschen Kollaps des Eisstromnetzes. Wie schon LICHTENBERGER (1953b) erkannte, fehlen Hinweise auf eine Stabilisierung im Sinne eines Haltes des Draugletschers während dieser Phase. Dieser wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909; S. 1115ff) für diesen Raum behauptet und sollte weiters das von ihnen im Inntal definierte „Bühl-Stadial“ repräsentieren. In Summe passen die Evidenzen auf ÖK 182 in das großräumige Bild des zerfallenden Draugletschers, das man anhand der Eiszerfallslandschaft bei Villach und der ebenfalls bis fast in 1000 m ü NN und darüber hinaufreichenden Eisrandterrassen südlich der Drau zwischen Weißenbachmündung und Gummern gewinnt (vgl. LICHTENBERGER, 1953a). Aufgrund der angestiegenen Schneegrenze sank die nicht mehr genährte, d.h. stagnierende, Zunge des Gletschers in sich zusammen und Toteiskörper separierten sich. Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial (Moräne) sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der Toteiskörper abgelagert. Dies erfolgte besonders dort, wo sich Eiskörper aufgrund ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten, wie zum Beispiel am Rand des übertieften Maltatales bei Gmünd, des Drautales und des Millstätter Sees. Durch die abschmelzende Wirkung der Wässer wie auch die Wirkungen des Auftriebes der rand- bis subglazialen Wasserkörper (Eisverlust durch Kalben) schwanden auch diese letzten Toteisreste rasch dahin. Der Draugletscher samt seinen tributären Gletschern zeigte damit in dieser Phase, unmittelbar nach dem LGM, dasselbe Verhalten wie der größte Ostalpengletscher, der Inngletscher. Neuere Untersuchungen im Raum Hopfgarten – Kufstein (REITNER, 2005a) belegen, dass im Typusgebiet des von MAYR & HEUBERGER (1968) neu definierten „Bühl-Stadials“ kein Halt oder gar Vorstoß des Inngletschers, sondern nur Stagnation erfolgte. Wie im Raum Hopfgarten weist auch im besprochenen Raum nur ein selbstständig gewordener Gletscher, nämlich der Maltagletscher, noch eine genährte Zunge (Endmoränen bei Hilpersdorf – Schloss Dornbach) und damit Aktivität auf. In Summe lässt sich die Situation im Maltatal wie auch bei Seeboden in jene im Inngletschergebiet definierte „Phase des Eiszerfalls mit (Lokal-)Gletscheroszillationen im frühen Würm Spätglazial“ (REITNER, 2005a; s. Abb. 10) einordnen. In diesem Zeitabschnitt, in den auch die von MAYR & HEUBERGER (1968) beschriebene Oszillation von Steinach am Brenner mit überfahrenen Kammeterrassen sowie Lokalgletschervorstöße am Rande des Lienzer Beckens REITNER (2003a, 2003b) fallen, ereigneten sich eine Reihe von unterschiedlichen Gletscherreaktionen. Diese sind aufgrund der verschiedenen räumlichen Bedingungen nicht als zeitgleich im engeren Sinn zu betrachten. Daher ist eine stringente Korrelation der Endmoränen des Maltagletschers mit jenen Ablagerungen von Steinach am Brenner, wie von SCHIERL (1993) durchgeführt, abzulehnen.

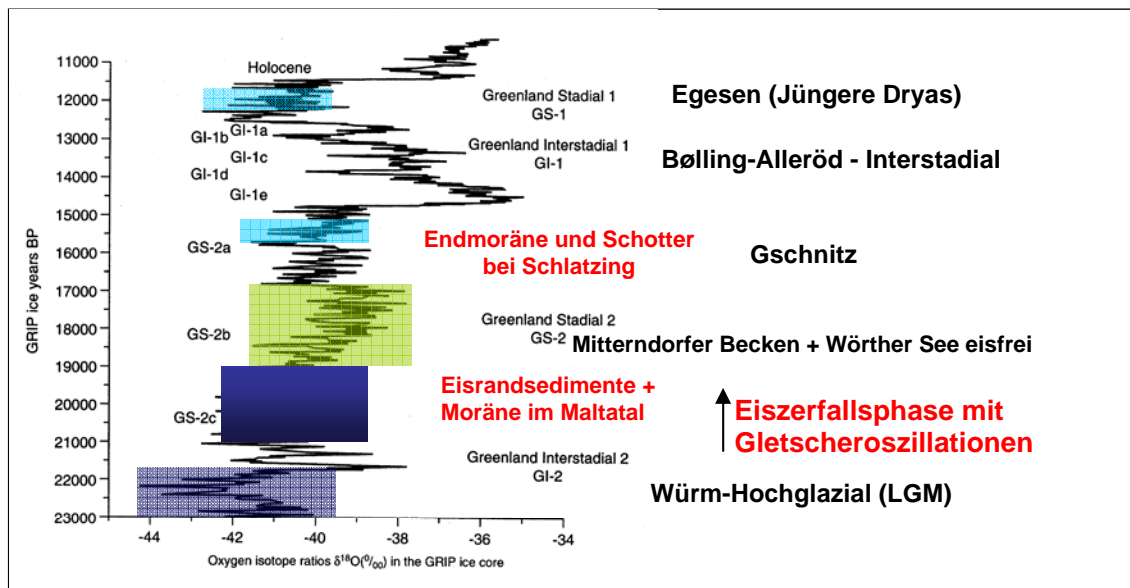


Abb. 10: Die GRIP-Stratigraphie (BJÖRCK et al., 1998) und die Zuordnung der wichtigsten spätglazialen Sedimente und Ereignisse auf Blatt Spittal bzw. in den Ostalpen (in Anlehnung an REITNER [2005a]). Die „GRIP ice years“ sind Eisbohrkernjahre.

Eine zeitliche Einstufung der Sedimente stützt sich insgesamt auf die Evidenzen im Ostalpenraum (s. Abb. 9). Ein Argument für eine frühere Eisfreiheit in den großen inneralpinen Tälern ist mit der auf  $15.400 \pm 470$   $^{14}\text{C}$  a BP ( $\sim 18\text{--}19$  ka kalibriert BP) datierten organischen Substanz vom Rödschitz-Moor im Mitterndorfer Becken (van HUSEN, 1977) gegeben. Weitere  $^{14}\text{C}$ -Analysen vom Zungenbereich des ehemaligen Draugletschers wie die Datierung vom Längssee (SCHMIDT et al., 2002) und aus dem Bereich Velden (Jeserzer See = Saissensee [SCHULTZE, 1984]) mit  $15.535 \pm 160$  und  $15.200 \pm 400$   $^{14}\text{C}$  a BP ( $\sim 18$  ka calBP) bestätigen das Bild einer früh einsetzenden Vegetation in einer eisfreien Umgebung. Das Datum aus dem Lengholzer Moor bei Steinfeld im Oberdrautal (FRITZ, 1967) mit  $16.615 \pm 210$   $^{14}\text{C}$  a BP ( $\sim 19$  ka calBP) für einen basalen Seggentorf mit höheren *Pinus*-Gehalten steht im Kontext mit den restlichen alpinen Daten isoliert da und wäre noch zu verifizieren<sup>7</sup>.

Im Hinblick auf den Beginn der Abschmelzphase ist ein Vergleich mit den hochauflösenden Grönland-Eisbohrkernen, insbesondere mit der derzeit besten Referenzabfolge für Termination I im gesamten Nordatlantikraum, dem GRIP-Eisbohrkern (BJÖRCK et al., 1998; s. Abb. 9) sehr hilfreich. Dort tritt unmittelbar nach dem LGM (s.o.) mit dem Greenland-Interstadial 2 (GI-2; 21,8–21,2 GRIP ka BP) ein markantes Erwärmungsevent auf. Danach folgt das Greenland-Stadial 2 (GS 2) mit 2 kälteren Episoden – GS-2c (21,2–19,5 GRIP ka BP) und GS-2a (16,9–14,7 GRIP ka BP) –, die durch ein wärmeres Intervall (GS-2b, 19,5–16,9 GRIP ka) getrennt sind.

Mit der Erwärmung während GI-2 lässt sich nicht nur der kollapsartige Rückzug des Draugletschers von den LGM-Endmoränen, sondern auch der Verlust von mehreren hundert Metern Eismächtigkeit vor den ersten sedimentären Dokumenten des Eiszerfalls (hochgelegene Eisrandsedimente) auf Blatt Spittal erklären. Demzufolge erfolgte das weitere Schwinden des Eisstromnetzes wie auch die kurzfristige Stabilisation des Maltagletschers während GS-2c. Wei-

<sup>7</sup> Da die Probenvorbereitung und die Messtechnik der Radiokarbonmethode seit den 60er Jahren deutliche Fortschritte gemacht hat, müsste dieses Datum bestätigt werden, ehe man es als Fixpunkt in die ostalpine Würm-Spätglazialstratigraphie integriert.

ters ist davon auszugehen, dass während dieses Zeitabschnittes die Verfüllung der glazial über-tieften Täler (Bsp. Unterdrautal) mit Deltaablagerungen (s. Abb. 11) schon weit fortgeschritten bzw. teilweise schon abgeschlossen war (s. Toteisstrukturen bei Möllbrücke wenige Meter u. GOK; Abb. 6).

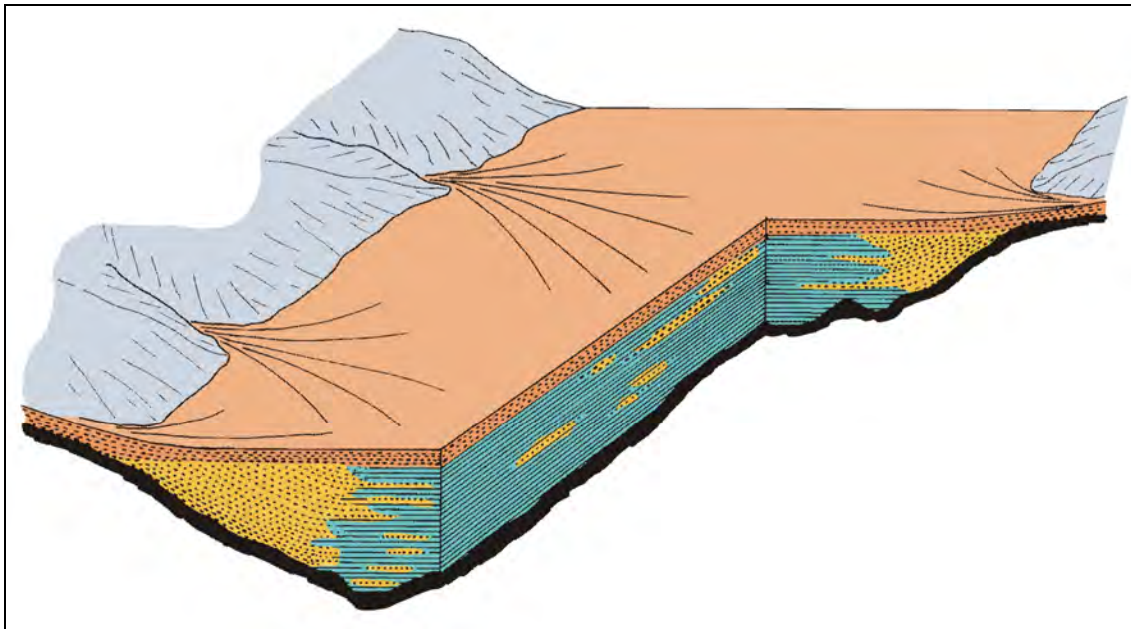


Abb. 11: Modell für die Sedimentfüllung des Unterdrautales (Schemaskizze [VAN HUSEN, unpubl.]). Das feinkörnige Bottomset (Bänderschluße; blau) verzahnt sich mit den von den Seitenbächen geschütteten sand-kiesigen Delta-Foresets (gelb). Das kiesige Topset (orange) markiert die endgültige Verfüllung des ehemaligen Sees durch den Hauptfluss (Drau) und seine Zuflüsse.

### Gschnitz-Stadial und jüngere spätglaziale Glazialbildungen

Nach dem Ausschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie Drainage und es kam zur Erosion der zuvor beschriebenen Eisrandsedimente. Unter diesen geänderten Rahmenbedingungen wurden die *End- und Seitenmoränen bei Malta* (s. Abb. 9) gebildet. Im Detail handelt es sich um einen nahezu geschlossenen Moränenkranz bei Schlatzing (Exkursionspunkt), der ein verfülltes Zungenbecken (Schlatzinger Au) umschließt, sowie um Reste eines vorgeschobenen Moränenwalls südlich Probsttratte. Diese beiden morphologisch klar erkennbaren Elemente repräsentieren Endmoränen des Maltagletschers, an die jeweils Terrassenschotter im Sinne einer glazialen Serie anschließen. Im Bereich der ausgedehnten Schwemmfächer von Malta verschneiden sich diese anfänglich unterschiedlich hohen Niveaus, sodass unterhalb Malta nur mehr ein Terrassenniveau (3–4 m) über dem rezenten Talboden (mit Auenablagerungen) vorliegt. Mit diesen Schotterterrassen ist im Talraum die letzte kräftige fluviale Akkumulation dokumentiert.

Angesichts des Faktums – letzter großer Gletscherstand im Tal mit freier Vorflut im Gletschervorfeld – drängt sich die schon von EXNER (1980) und SCHIERL (1993) vermutete Korrelation mit dem „Gschnitz-Stadial“ auf. Während dieses markanten Stadials, dessen Endmoräne an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsalterdatierung ( $^{10}\text{Be}$ ,

<sup>26</sup>A1) auf ~ 16.000 Kalenderjahre datiert wurde, erfolgte ein weitverbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstoß<sup>8</sup> der großen Alpengletscher (KERSCHNER et al., 2003; s. Abb. 10). Aufgrund der Bedeutung dieses Gletscherstandes für das Verständnis des Alpenin Spätglazials wurden diese Sedimente und Formen bei Malta in der Karte hervorgehoben. Die weitere Ausdehnung des Maltagletschers taleinwärts lässt sich nur ansatzweise rekonstruieren. So deuten der Rest einer Seitenmoräne an der orogr. linken Gößgrabenseite, bestehend aus sehr grobblockigen angerundeten Zentralgneisen, sowie taleinwärts gelegene Terrassenkörper darauf hin, dass der Maltagletscher das Gößtal abgedämmt hat.

Abgesehen von einzelnen Beschreibungen und ansatzweisen Einstufungen (EXNER, 1980) fehlt hinsichtlich des spätglazialen Inventars eine systematische Bearbeitung, die den Rückzug der Lokalgletscher in die Karräume erfasst. Daher wurden die *End- und Seitenmoränen* auf der Karte als „Spätglazial/undifferenziert“ bezeichnet.

### Spätglazial bis Holozän

In den Karen der Reißbeckgruppe, die durch grobblockig zerfallenden Zentralgneis charakterisiert ist, tritt neben dem glazialen Formenschatz ein weiteres, morphologisch sehr auffallendes Element auf – die *Blockgletscherablagerung*. Dieser häufig in viele Wälle gegliederte Sedimentkörper wird auch als „reliktischer Blockgletscher“ (vgl. LIEB, 1996) bezeichnet. Er dokumentiert periglaziale Bedingungen und, im Speziellen, diskontinuierlichen Permafrost während der vormaligen Blockgletscheraktivität (s. LIEB, dieser Band). Letztere vollzog sich überwiegend im Spätglazial und da ganz besonders in der Zeit des markanten Klimarückschlages der Jüngeren Dryas (~ Egesen-Stadial in der Glazialstratigraphie; s. Abb. 10), vor dem Beginn des Holozäns. Schöne Beispiele von Blockgletscherablagerungen, die mit ihrer morphologischen Struktur das vormalige Fließen (Kriechen) nachzeichnen, sind auf der Nordseite des Kammes Gurglitz-Hocheck sowie auf der Südseite des Maltatales bei der Tandleralm zu finden. Bemerkenswert ist das gesicherte Auftreten von lobenförmigen Blockgletscherablagerungen bis ~ 1700 m ü. NN. Markante, rampenförmige Grottschuttformen indizieren eine tiefere Verbreitung bis auf 1200 m ü. NN. Es ist allerdings zu betonen, dass in diesem Fall wie auch in anderen Gebieten die Grottschuttformen auch Ähnlichkeiten mit Massenbewegungsphänomenen (Bergsturz, kriechende Rutschmassen) erkennen lassen, die eine eindeutige Klassifikation erschweren.

So wie in anderen ehemals vergletscherten Gebieten (z.B. Gailtal [REITNER et al., 1993]) ist davon auszugehen, dass die *Massenbewegungen* unmittelbar mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung im frühen Spätglazial einsetzten. Da diese Phänomene in diesem Band an anderer Stelle (s. Beiträge KOÇIU & POSCH-TRÖZMÜLLER und UCIK, dieser Band) behandelt werden, wird hier auf eine detaillierte Besprechung verzichtet.

### Holozän

In Zeiten des massiven Gletscherschwundes, der auch die Reißbeckgruppe erfasst hat, sollen die in den Karten dargestellten *Moränenwälle vom Hochstand um 1850* an die unlängst erfolgte, letzte Maximalausdehnung der Gletscher im Holozän erinnern. Handelt es sich hierbei schon um ein paläoklimatisches Dokument, so soll die Darstellung der *Blockgletscher* (nach LIEB, 2004), welche per definitionem aus einem Eis-Grottschutt-Gemenge bestehen, einen Hinweis auf die aktuelle Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrostes in der Reißbeckgruppe geben (s. Beitrag LIEB, dieser Band).

Zwei Ablagerungen sind hervorzuheben, deren Genese tw. schon im Spätglazial einsetzte und die aktuell noch im Entstehen sind:

<sup>8</sup> Dieser markante Gletschervorstoß fällt gemäß der Datierung in den Anfang des Greenland-Stadials 2a (19,5–16,9 GRIP ka).

- Die *Sinterkalke*, welche bei Trebesing (s. Karte 3) großflächig und auch mehrere Meter mächtig (EXNER, 1980; S. 404) auftreten und an eine Wasserzirkulation in den Kalkglimmerschiefern der peripheren Schieferhülle (s. POLTNIG et al., Beitrag in diesem Band) gebunden sind. Kleinere Vorkommen findet man noch im Radlgraben sowie N' und NE' Pusarnitz.
- Die *Moore*, wobei insbesondere die in der Rundhöckerlandschaft des Seerückens gelegenen Hochmoore beim pittoresken Egelsee und das Kohlenmoos (W' Hahnenkofel) hervorzuheben sind (s. Karte 3). Letzteres wurde pollenanalytisch untersucht und so die Vegetationsentwicklung von den ersten Pionierpflanzen über die Wiederbewaldung bis heute rekonstruiert (SCHMIDT, 1969).

Die anhaltende Landschaftsformung bis in die geschichtliche bzw. in die jüngste Vergangenheit wird durch die *Hochwassergrenze der Jahre 1965/66 im Drau- und Möltal* verdeutlicht. Während dieser ausgedehnten Überflutungen (s. Karte 3) – die dargestellte Ausdehnung entspricht etwa einem 100-jährigen Hochwasserereignis (HQ 100) – erfolgte in vielen Bereichen der letztmalige, für Auenbereiche charakteristische Sedimenteintrag (Hochflutsedimente).

## Abschließende Bemerkungen

Dieser kurze Überblick sollte zeigen, dass sich auf Blatt Spittal a.d. Drau eine facettenreiche Landschaftsentwicklung rekonstruieren lässt. Dies trifft besonders auf den Zeitabschnitt des Würmglazials zu, wobei das Verständnis der abgelaufenen Prozesse im Vordergrund steht. Hinsichtlich der chronostratigraphischen Einstufung gibt es noch einige offene Fragen, zu deren Lösung es des Einsatzes moderner Datierungsmethoden bedarf. Ein Beispiel wäre die Lumineszenzdatierung der Schotter von St. Peter. Bezüglich der geochronologischen Erfassung der Eiszerfallsphase hat die Geologische Bundesanstalt schon einen ersten Schritt gesetzt. So wurde der 150 m<sup>3</sup> große erratische Block, der in ~ 1000 m ü. NN östlich Treffling (Abb. 2) liegt, von A. REUTHER (Uni Regensburg) und S. IVY-OCHS (ETH Zürich) für Expositionsalterdatierungen (<sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al) beprobt. Sein Expositionsalter soll Aufschluss geben, zu welchem Zeitpunkt ~ 800 m an Eismächtigkeit bereits weggeschmolzen waren und die ersten Staukörper am Eisrand im Raum Spittal gebildet wurden. Dies wäre ein wichtiges Puzzleteil nicht nur zum Verständnis der unmittelbaren Umgebung bzw. des Draugletschersystems, sondern darüber hinaus für die Ostalpen.

Abschließend ist zu hoffen, dass die Quartärgeologie auf Blatt Spittal a.d. Drau nicht nur eine Grundlage für weitere wissenschaftliche Untersuchungen bildet, sondern ganz besonders auch Verwendung in praktischen Fragen findet. Über Ergänzungen und Verbesserungen, auch nach der Drucklegung des Blattes, freut sich der Quartärgeologe der Geologischen Bundesanstalt, da nur auf diesem Wege Aktualisierungen und Fortschritte möglich sind.

## Dank

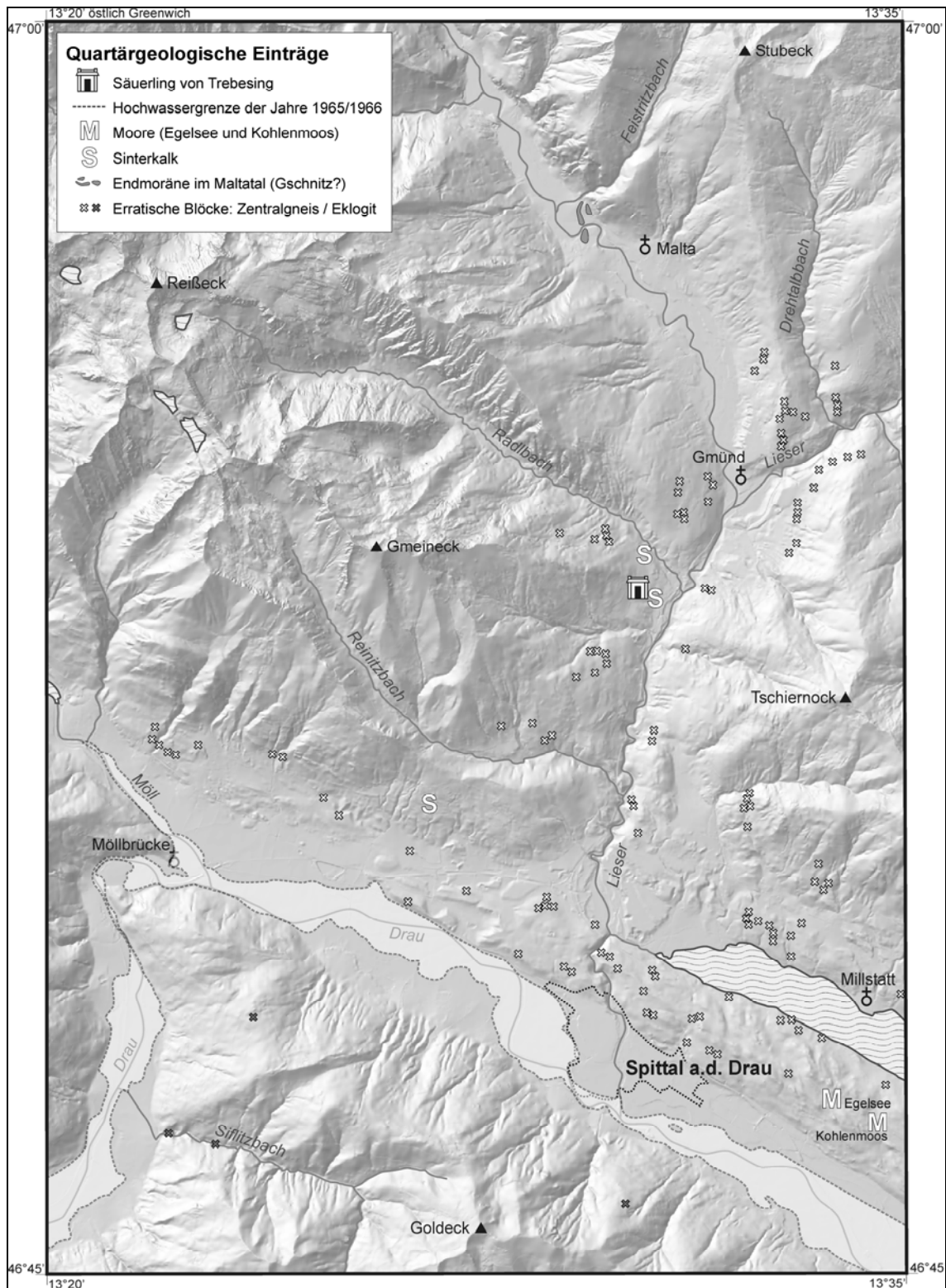
Mag. Alfred GRUBER (GBA) verdanke ich eine kritische Korrektur des Textes. Die DEM-Szenen wurden von Mag. Klemens GRÖSEL (GBA) zur Verfügung gestellt.



## Literatur

- BECKE, F. (1909): Glazialsuren in den östlichen Hohen Tauern. – Z. f. Gletscherkde., 3 (1908/09), 202–214, Berlin.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J.C., CWYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE Members (1998): An event stratigraphy for the last Termination in the Nord Atlantic region based on the Greenland Ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – J. Quaternary Sci., 13, 283–292.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.
- DEMMER, W. (1984): Ungewöhnliche Bodenstrukturen im Gründungsbereich der Kraftstation Möllbrücke der Kraftwerksanlage Malta-Unterstufe. – Mitt. d. Institutes für Bodenmechanik, Feinmechanik und Grundbau an der Fakultät für Bauingenieurwesen und Architektur der Universität Innsbruck, 5, 22–43, Innsbruck.
- ERTL, V. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal/Drau. – Jb. Geol. B.-A., 126, 328–330, Wien.
- ERTL, V. (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Quartär (Seerücken, Drau- und Liesertal) auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., 1981, A99–A103, Wien.
- ERTL, V. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 182 Spittal/Drau. – Jb. Geol. B.-A., 127, 255–257, Wien.
- ERTL, V. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., 128, 319–321, Wien.
- ERTL, V. (1986): 8 Manuskriptkarten zu Blatt 182 Spittal/Drau. – Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Wien.
- EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., 123, 343–410, Wien
- FRITZ, A. (1967): Beitrag zur spät- und postglazialen Pollenstratigraphie und Vegetationsgeschichte Kärntens. – Carinthia II, 157/77, 5–37, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & UCIK, F.H. (1996): Neue Ergebnisse aus dem Würmglazial Kärntens. – Carinthia II, 106. Jg, 361–386, Klagenfurt.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg der Geologischen Karte I : 50 000. – Geologische Bundesanstalt, Wien (in Druck).
- HERZOG, U. (1964): Geologische Untersuchungen als Grundlage eines Verbaunungsplanes am N-Ufer des Millstätter-Sees. – Diss. phil. Fak., Univ. Graz, 153 S., Graz.
- HUSEN, D. VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., 120, 1–130, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus: geol. Gesch. Österr., Veröff. Geol. B.-A., 2, 24 S., 1 Kt., Verl. d. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN, D. VAN (2000): Die Schieferkohle von Nieselach (Gailtal Kärnten): Geologischer Rahmen, Sedimentationsbedingungen im Talboden, zeitliche Stellung. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 12, 131–140, Wien.
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, Ch. (2003): Die Moränen von Trins im Gschnitztal – „Brenner“. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2003, 1.–5. 9. 2003, Trins, Gschnitztal, 185–190, Geol. B.-A., Wien.
- LICHTENBERGER, E. (1953a): Der Rückzug des Würm-Draugletschers aus dem Villacher Becken und im aufwärts anschließenden Drautal. – Carinthia II, 63/2, 7–14, Klagenfurt.
- LICHTENBERGER, E. (1953b): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersees. – In: KÜPPER, H., EXNER, C. & GRUBINGER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde, 405–414, Brüder Hollinek, Wien.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arbeiten aus dem Inst. f. Geographie der KFU Graz, 33, 9–125, Graz.
- LIEB, G.K. (2004): Karte I : 25.000 der Blockgletscher und 1850er Moränen in der Reißbeckgruppe (ÖK 182). – Unveröffentl. Manuskriptkarte, Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- LUCERNA, R. (1933): Der Gletscher von Gmünd. – Mitt. Geogr. Ges., 76, 262–281, Wien.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHAKELTON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. – Quaternary Research, 27, 1–29.

- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Proc. VII INQUA Congr., 14, Univ. Colorado Studies, Ser. in Earth Sci., No. 7, 143–165.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd I–III, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 144, 395–397, Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 145, Wien, in Druck.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – Boreas, 33, 195–210.
- REITNER, J.M. (2003a): Bericht 1998–99 über Geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 179 Lienz. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, 514–522, Wien.
- REITNER, J.M. (2003b): Bericht 2000 über Geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, 389–395, Wien.
- REITNER, J.M. (2005a): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i. T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation Univ. Wien, 190 S., Wien.
- REITNER, J.M. (2005b): Bericht 2003/2004 über Geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – Jb. Geol. B.-A., 145, Wien (in Druck).
- REITNER, J., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, Vol. 18, 43–51.
- RICHTER, E. (1897): Seenstudien. Erläuterung zur 2. Lieferung des Atlas der österr. Alpenseen. – Geogr. Abh., Bd. 6, H. 2, Wien.
- SCHIERL, H. (1993): Zur spätglazialen Entwicklung des Lieser- und Maltatales. – Diplomarb. Univ. Salzburg, 60 Bl., 49 Abb., 2 Anl., Salzburg.
- SCHMIDT, H. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen des Kohlenmooses in Kärnten. – Carintia II, 79, 121–129, Klagenfurt.
- SCHMIDT, R., VAN DER BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – Quaternary International, 88, 45–56.
- SCHULTZE, E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – Carinthia II, 174/94, 261–266, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (1984): Geologie der Drautalfurche. – Österr. Zeitschr. Elektrizitätswirtsch., Jahrg. 42, Heft 11, 453–456, Wien – New York.



Karte 3: Karte mit quartärgeologischen Einträgen.