

Zusammenfassender Überblick über die quartäre Entwicklung um das westliche Hochschwabmassiv (Blatt 101 Eisenerz)

D. VAN HUSEN

Inhalt

Riß

Würm

Laming-Tal

Leopoldsteiner See

Rötzgraben – Vordernberger Bach (Präbichl)

Große u. Kleine Fölz (Kaiserschild)

Ramsaubach

Gamsbach

Hinterwildalpen

Salzatal

Lassingtal – Göstlinger Alpen (Hochkar)

Bergstürze

Krautgraben (Gams)

Tragöß – Grüner See

Wildalpen

Abgesehen von wenigen kleinen Kies- und Brekzienvorkommen, die wahrscheinlich älteren Eiszeiten entstammen, sind im Bereich des Kartenblattes 101 Eisenerz nur Spuren der beiden jüngsten Eiszeiten zu finden gewesen.

Riß

Zum klimatischen Maximum der vorletzten Eiszeit waren im Hochschwabmassiv und in den nördlich vorgelagerten Bergen (Kräuterin, Göstlinger Alpen) mächtige Gletscher entwickelt, die das Salzatal und seine Nebentäler mit mächtigen Eisströmen erfüllten (KOLMER, 1993) und mit dem Ennsgletscher in Kontakt standen (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Diese überproportional entwickelte Vergletscherung, die das Ennstal nach Norden bis Großraming erfasste, entstand – aus topographischen Gegebenheiten bedingt – durch die stauende Wirkung der Gesäuseberge und ihrer Gletscher auf den Ennsgletscher. Dieser beeinflusste auch die Eisbildung der Täler in seiner Umgebung in starkem Ausmaß (VAN HUSEN, 2000). Diese Entwicklung führte im Gegensatz zur nachfolgenden Würmeiszeit zu einer Vollvergletscherung aller Täler im Raum nördlich und westlich des Hochschwabmassivs. Von dieser umfassenden Eisbedeckung sind aber erstaunlich wenige Spuren erhalten geblieben.

Zu diesen sind die weit verbreiteten erratischen Kalkblöcke in dem Dolomitgebiet westlich der Kräuterin (BRYDA, 2005) sowie auch die Moränenreste im Gamsforst zu rechnen, die anzeigen, dass die Tallandschaften damals völlig mit Eis erfüllt gewesen sein mussten. Zwischen den Eismassen im Einzugsgebiet des Gamsbaches und denen des Ennsgletschers ist ja dann in den ersten Abschmelzphasen die Eisrandterrasse bei GANSER-HENNERMOSER (Gorzer Nagelfluh bei PENCK & BRÜCKNER, 1909) auf dem Rücken zwischen Gams und Landl gebildet worden, die früher als Ältere Deckenschotter (PENCK & BRÜCKNER, 1909) angesehen oder dem Mindel-Glazial (SEIFERT, 1994) zugeordnet wurden.

Aus den Abschmelzphasen dieser Vollvergletscherung stammt auch die bis 60 m mächtige Eisrandterrasse bei Eisenerz (SPENGLER & STINY, 1926), als das Tal des Erzbaches wieder eisfrei wurde.

An der Südabdachung des Hochschwab finden sich an der orographisch rechten Flanke des Laming-Tales oberhalb Rahner gut konglomerierte Schotter mit viel erratischem Material. Sie stellen einen

Staukörper dar, der hier ca. 50–60 m über einem ähnlichen Körper der Würmeiszeit erhalten geblieben ist. Er wurde offensichtlich am Rand einer Gletscherzunge sedimentiert, die hier im Zungenbereich um knapp 100 m mächtiger war als die gut dokumentierte der letzten Eiszeit. Demnach wiesen offensichtlich die Eisströme der letzten beiden Eiszeiten an der Südseite des Hochschwab die gleichen, im Gegensatz zum Ennsgletscher, nur klimatisch bedingten Unterschiede in ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung auf, wie sie die Gletscher (Alm, Traun und Salzach) westlich des Enns- und Steyrtales zeigen (VAN HUSEN, 2000).

Würm (Abb. 1)

Zum klimatischen Höhepunkt der Würmeiszeit entwickelten sich im Bereich des Kartenblattes Eisenerz nur noch größere und kleinere Lokalgletscher in den Tälern und Karen des Hochschwab und der angrenzenden Gebirgsstöcke. Sie sind durch vielfältige glaziale und glazigene Ablagerungen dokumentiert und gut in ihrer Ausdehnung und Dynamik zu rekonstruieren. Dabei tritt eine sehr deutliche Differenzierung in der Entwicklung der einzelnen Gletscherzungen in Abhängigkeit von der Lage ihrer Nährgebiete auf. Es zeigte sich neben der Exposition nach Norden oder Osten auch eine sehr starke Beeinflussung durch die Schneeverfrachtung. So waren Gletscher mit an sich ungünstig nach Süden bis Südost orientierten Einzugsgebieten durch die Leelage zu den Schnee bringenden, vorherrschenden W bis NW-Winden (z.B. der SW–NE-ziehende Kamm der Göstlinger Alpen) stark begünstigt, wohingegen im Luv oder parallel zu dieser Windrichtung gelegene Hänge gleicher Höhe kaum von Gletschern bedeckt waren (Griesmauerplan, Trenchtling/Rötzgraben).

Von der Plateauvergletscherung des Hochschwabmassivs gingen nach Süden 4 mächtige Eisströme aus. Neben denen des Seetales und Ilgner Tales (Bodenbauer) im Osten sind es auf Blatt Eisenerz die des Laming-Tales (Tragöß) und des Leopoldsteiner Sees.

Laming-Tal

Der Gletscher des Laming-Tales (Tragöß) entwickelte sich hauptsächlich aus dem Talkessel des Jassinggrabens mit seinen südlichen Einzugsgebieten zwischen Trenchtling und der Griesmauer (Lamingalm) und des Langsteins (Neuwaldalm) und der Sonnschienalm im Norden. Von der floss auch ein Eisstrom über den Klammboden direkt nach Süden ab. Zu diesen beiden kam noch der Eisstrom, der sich hauptsächlich aus dem Karraum des Stiegentaltes östlich der Mesnerin entwickelte und den Haringgraben erfüllte. Der aus diesen 3 Eisströmen gebildete Gletscher erfüllte dann, nach Süden abfließend, das breite Tal von Tragöß bis über Großdorf hinaus.

Als älteste würmzeitliche Ablagerung sind die am Talrand verkitteten Kiese anzusprechen, die von Tragöß über Lindenhof, Galgenwald und südlich Großdorfs zu verfolgen sind. Diese von Moränen bedeckten, bis ca. 10 m über den Talboden reichenden Kiesablagerungen stellen die Vorstoßschotter dar, die den Talgrund erfüllten und dann vom Gletscher noch überfahren wurden. Sie setzen sich dann entlang der Laming über Unterort – Oberndorf – St. Kathrein als Niederterrasse fort.

Die würmzeitliche Gletscherzunge erreichte in ihrer maximalen Ausdehnung gerade den Blattrand südlich von Großdorf. Hier hinterließ sie auf den terrassenartig erhaltenen Vorstoßschottern zu beiden Seiten der Laming deutliche Endmoränenwälle. Der Rand dieser größten Eiszunge wird durch den Moränenwall mit Staukörper bei Krug in 860 m und Stausedimente und Wälle am Ausgang von Rahner- und Strilergraben in 940 und 950 m Höhe nachgezeichnet. Die Endmoränenwälle bei Großdorf hingegen markieren einen etwas kürzeren Eisstrom, der der Mächtigkeit der Wälle entsprechend ebenso über längere Zeit stabil gewesen sein musste. Zu diesem gehören noch der Wall bei Rahner in 920 m Höhe. Der Gletscherstand bei Großdorf entspricht wahrscheinlich dem Hochstand der würmzeitlichen Gletscher in den Ostalpen (VAN HUSEN, 1977).

Die Moränenwälle des Galgenwaldes und beim Lindenhof stellen die jüngsten Reste aktiver Gletscherzungen im Laming-Tal dar. Wie die deutlich ausgeprägten Moränenwälle beim Kampelsteig und westlich des Grünen Sees in 980 m anzeigen, dürften diese aktiven Gletscherzungen den Talkessel von Tragöß bis in rund 1000 m Höhe erfüllt haben.



Kartentopographien: © BEV 2009, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2009/57990

Graphik: M. Brüggemann-Ledolter

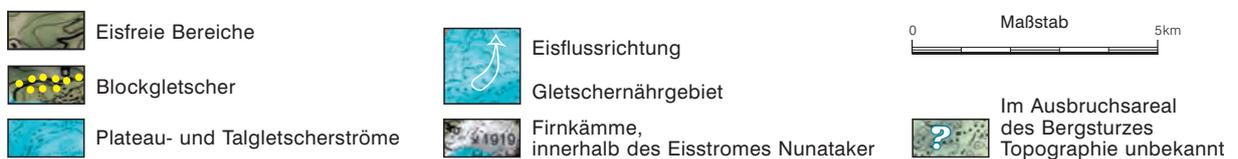


Abb. 1: Rekonstruktion der Vergletscherung zur Würmeiszeit auf Blatt 101 Eisenerz

Eine auffällige Erscheinung auf den Moränenwällen westlich der Laming sind die vielen Dachsteinkalkblöcke. Die bis hausgroßen Blöcke (Großdorf) treten als Einzelblöcke oder in Gruppen auf. Sie stammen aus den bis heute aktiven Bergzerreibungsbereichen des Trenchtlings und der Heuschlagmauer (BRYDA, 2005). Die große Gruppe riesiger Blöcke am orographisch linken Hangfuß südlich von Lindenhof hingegen dürfte ein Liefergebiet im Bereich der Klamm oder östlich davon haben. Die auf dem Gletscher des Hochstandes geschlossen transportierte kleine Bergsturzmasse wurde am Eisrand in rund 800 m Höhe abgelagert und zergleitet heute auf der weichen Unterlage der Porphyroid-Schiefer.

Durch die zahlreichen Bohrungen im Zuge der Erkundung der Grundwasserhöflichkeit im Tragöß-Tal ist über die Übertiefung des Beckens und seine Füllung ein guter Kenntnisstand vorhanden (FABIANI, 1980). Demnach liegt die Felssohle im Bereich der Jassing in mindestens 150 m Tiefe (Felssohle wurde nicht erreicht) und beim Kreuzteich auf 560 m Höhe, 180 m unter der heutigen Talsohle. Dabei muss offen bleiben, ob zwischen Pfarrerlacke und Grünem See/Kreuzteich eine Felsschwelle vorhanden ist. Diese Tiefenlage der Felssohle bleibt dann talauswärts bis in den Raum Großdorf bestehen. Dann steigt sie bis Unterort auf ca. 670 m Höhe, bis auf knapp 70 m unter dem Talboden an. Die Ausdehnung der übertieften Wanne ist somit auf die Gletscherzungen der Riß- und Mindeleiszeit zurückzuführen, da sie über die maximale Ausdehnung des Würmgletschers hinausreicht.

Die Füllung der Wanne zeigt einen sehr heterogenen Aufbau, der, über weite Strecken von kiesfreien Seetonen unterbrochen, von geringmächtigen Sand- und Kieslagen geprägt wird. Daneben sind aber in geringerem Abstand überraschend wieder mächtige sandige Kiese bis zur Felssohle erbohrt worden, was auf eine ungleichmäßige, auch zeitlich unterschiedliche Füllung, wahrscheinlich in Zusammenhang mit Toteiskörpern hinweisen kann (FABIANI, 1980).

Spuren des Eisrückzuges im Talbecken von Tragöß sind auf ausgedehnte Kame-Ablagerungen beim Lindenhof und oberhalb des Pfarrerteichs sowie jene westlich des Grünen Sees beschränkt.

Schon früh musste eine Trennung der Eismassen in den Becken von Tragöß und Jassing erfolgt sein. Die Kame Ablagerungen und die Eisrandterrassen, vermengt mit Bergsturzblockwerk bei Grünanger stellen eine mächtige Verfüllung des Tales dar, die zwischen den Eiskörpern abgelagert wurde. Durch sie erfolgte ja der Abfluss der Oberflächenwässer (Pfarrerlacke) als Grundwasserstrom zum Grünen See. Auf die letzten Reste des Toteises bei Tragöß erfolgte der Bergsturz aus der Kampelmauer, wodurch das Becken des Grünen Sees erhalten geblieben ist.

Nach dem Abschmelzen des Eiskörpers im Jassinggraben bestanden nur noch kleine Gletscher in den Karen unter der Gießmauer (Lamingalm) und dem Lahnstein (Neuwaldalm). Sie konnten sich dank ihrer günstigen Exposition nach Osten und der Leelage noch längere Zeit im beginnenden Spätglazial als aktive Eiszungen halten. Die auffälligsten Formen sind die mächtigen, geschlossenen Wälle unter der Frauenmauer und das Blockfeld des Groppenwaldes. Hier sind offensichtlich in rascher Folge größere Felsstürze auf die Eiszunge niedergegangen, wodurch sich eine sehr grobblockige Oberflächenmoräne bildete, die mit wechselnder Mächtigkeit die gesamte Eiszunge bedeckte.

Nach dem Abschmelzen des Eiskörpers im Becken des Jassinggrabens lösten sich auch z.T. hausgroße Blöcke aus dem Bergzerreibungsgebiet der Heuschlagmauer, die sich als Wanderblöcke auf dem duktilen Untergrund aus Werfener Schiefer aktiv talwärts bewegen.

Ebenso entwickelten sich aus diesen stark aufgelockerten Felsbereichen mächtige Schuttanhäufungen. Aus diesen haben sich, so lange im Bereich des Schatthanges Permafrostbedingungen herrschten, die Schuttzungen entwickelt, die heute weit hangabwärts reichen.

Leopoldsteiner See

Der Gletscherstrom, der sich aus der Plateauvergletscherung westlich des Androthtörls entwickelte, erfüllte das Tal des oberen Fobisbaches und den Hinterseeaugraben. Nach dem Zusammenfluss mit den Eismassen aus dem weit gespannten Kar unterhalb Kaltmauer – Hochbläser erfüllte der Gletscher das breite Tal des Seeaubaches und des Leopoldsteiner Sees.

Der mächtige Gletscher erfüllte das Tal der Seeau mit einem gut 300-400 m mächtigen Eisstrom, der auf Höhe des Urlauberkreuzes noch ca. 820-840 m Höhe erreicht haben muss. Der scharf modellierte

Moränenwall mit vielen Kalkgeschieben sowie die großen Kalkblöcke südlich des Kreuzes belegen, dass eine kleine Eiszunge von dem Eiskörper ausgehend den Sattel überwand und in den Graben zum Erzbach hin abfloss.

Im weiteren Verlauf nach Westen senkte sich die Oberfläche auf ca. 700 m am Ende des Seeriedels ab. Am Austritt ins Tal des Erzbaches bildete sich eine hammerförmige Zunge, die sich bis knapp südlich des Schlosses Leopoldstein ausdehnte. Die hier eng gestaffelten Moränenwälle markieren die maximale Ausdehnung der Eiszunge. Äquivalente dieser Moränen sind orographisch links des Erzbaches nicht zu finden und wohl auch nicht ausgebildet worden, da der Erzbach die Ausdehnung der Eiszunge bis zum Gegenhang verhinderte.

Die Wälle beim Schloss sowie die weiter nördlich liegen auf dem Schotterkörper der sich aus dem Talboden entwickelnden autochthonen Niederterrasse des Erzbaches, die sich, ab Münichtal einsetzend, orographisch rechts des Erzbaches verfolgen lässt. Der Gletscher der Seeau hat somit erst spät gegen Ende der Akkumulation der Terrassenschotter hier seine maximale Ausdehnung erreicht.

Der mächtige Eisstrom hat wie der im Tragößtal ein signifikant übertieftes Zungenbecken geschaffen, das heute wieder bis auf den Restsee verfüllt ist. Zwei Bohrungen in der Seeau haben mit 172 m respektive 153 m Teufe den praequartären Untergrund erreicht und zeigen ein Becken mit annähernd 200 m Tiefe an (FABIANI, 1984).

Anschließend an die Moränenwälle setzt sich entlang des Erzbaches die Niederterrasse mit zunehmender Mächtigkeit fort und ist nahezu ununterbrochen bis Hiefrau zu verfolgen, wo sie in der Waaghochfläche mit der vom Ennsgletscher ausgehenden korrespondiert (SPAUN, 1965).

Rötzgraben – Vordernberger Bach (Präbichl)

An den Südhängen des Trenchtlings sind keine Karformen oder andere Spuren von Gletschern zu finden. Der mächtige Staukörper im Plötzgraben in 1280 m Höhe zeigt aber an, dass das Tal offensichtlich durch den durch Lawinen ernährten Eiskörper unterhalb der Großwand blockiert war. Der Staukörper wird vornehmlich aus Schutt der Werfener Schiefer aufgebaut, der aber besonders oberflächennah viel Kalkschutt enthält, der auch auf eine rege Lawinenernährung hinweist.

Wesentlich günstiger für die Eisbildung war die Situation um den Präbichl am Polster im Norden und Rössel – Eisenerzer Reichenstein im Süden. Durch die Leelage entwickelte sich aus diesem südlichen Karraum ein Gletscher, der den Talkessel SE des Passes mit einem mächtigen Eisstrom erfüllte. Sein Rand wird von einem Moränenwall bei der Lannerhütte und dem deutlichen terrassenartigen Wall nördlich des Bahnhofs markiert. Er vereinigte sich bei der Handlalm mit dem Eisstrom aus dem Polsterkar und reichte bis St. Laurenti, wo sein Ende durch eine deutliche Endmoräne markiert wird. Der Moränenwall bei Wegscheid wurde von einer bereits etwas kleineren Gletscherzunge akkumuliert. Die jüngsten aktiven Eisränder sind durch den lang hinziehenden Wall südlich der Handlalm für die Eiszunge aus dem Polsterkar und den mächtigen Moränenwall an der Bahn südlich Weidau und nördlich der Straße nachgezeichnet. Die hügelige Moränenlandschaft mit den scharf und tief eingeschnittenen Trockentälern stellt eine mächtige Verfüllung des Talbodens während der Trennung der Eiszungen dar und dokumentiert die damals rasch wechselnden Abflussverhältnisse der Schmelzwässer.

Nach dieser, dem ausgehenden Würm-Hochglazial zuzuordnenden Phase verschwanden die Eiszungen aus dem Talbereich. Im beginnenden Spätglazial waren noch kleine Eiskörper im nordorientierten Kar des Eisenerzer Reichensteins zwischen Grüblzinken und Rössel erhalten, die sich wahrscheinlich dank der günstigen Exposition noch einige Zeit halten konnten. Dieselbe Entwicklung ist für das Polsterkar anzunehmen, obwohl keine Moränenwälle erhalten geblieben sind.

Große u. Kleine Fölz (Kaiserschild)

Im Lee des Kaiserschild-Kaiserwart-Kammes kam es unter den Felswänden zur Ausbildung eines Gletschers, der den Urwirtsgraben und den Raum südlich bis Lahngang und Schirmbacheralm erfüllte. Seine Zunge reicht im Graben der Großen Fölz bis knapp unter 800 m Höhe (Wasserreservoir), wo der äußerste Moränenwall am Talboden endet. Der orographisch rechte Rand der Gletscherzunge wird von den großen Erratika bei Unterer Lagerstatt und den 3 deutlich ausgebildeten, eng gestaffel-

ten Endmoränen östlich Reichl, genau nachgezeichnet. Sie markieren die Ausdehnung der Gletscherzunge zum Würm-Hochglazial. Südlich des Urwirtsgrabens finden sich noch drei grobblockige Moränenwälle, die, mehr oder weniger in der Falllinie verlaufend, den moränenbedeckten Hang gliedern. Sie zeichnen den ersten Zerfall des Gletschers in individuelle Eiskörper nach, die sich nach dem Hochglazial unterhalb der gegliederten Felsflanke entwickelten.

Im Gegensatz zur Großen Fölz sind im Einzugsgebiet der Kleinen Fölz keinerlei Spuren einer Vergletscherung erhalten geblieben, obwohl hier sicher ebenso ein Gletscher entwickelt war. Der Quelltrichter ist nur von einem mächtigen Schuttkörper erfüllt, der allfällige Moränenablagerungen verdecken dürfte.

Ramsaubach

Weiter im Süden entwickelte sich in der Quellmulde des Weißenbaches im Lee des Rückens Donnerstalpe – Hohlsteinmauer im Hochglazial ein Eisfeld, das die karartige Mulde bis unter 1200 m Höhe herab erfüllte und den niedrigen Moränenwall an der Nordseite des Almbodens hinterließ.

Der isolierte, grobblockige Schuttkörper am Ausgang des Grabens im Talboden des Ramsaubaches steht offensichtlich in ursächlichem Zusammenhang mit dieser Eiszunge. Und zwar wurde deren Schutt in der steilen Rinne rasch abtransportiert und an ihrem Ausgang angehäuft. Hier breitete er sich noch über eine kurze Distanz unter den Dauerfrostbodenbedingungen weiter aus, wodurch kein steiler Murenkegel geformt wurde. Im Stirnbereich wurde die Masse durch den Ramsaubach erodiert, wodurch die terrassenartige Erstreckung am nördlichen Talrand entstand.

Der Talboden des Ramsaubaches wird von zwei sehr auffälligen Erscheinungen geprägt: Der riesige, sich über 200 Höhenmeter erstreckende Schwemmkegel des Laritzenbaches, der mit seinen noch erkennbaren alten Bachläufen die Morphologie des Tales beherrscht und die mächtige, grobblockige Schuttmasse, die zwischen Peres und Blumau das Tal blockiert und eine ca. 60 m hohe Steilstufe bedingt, die der Ramsaubach in einer Klamm am Nordrand des Tales überwindet.

Die grobe, matrixreiche Schuttmasse weist eine girlandenartige, wellige Oberfläche und eine steile wulstartige Stirn bei Peres auf, die den Talboden mehrere Meter überragt. Dieser zeigt hier im Vorfeld des riesigen Schwemmkegels ab Kote 865 m ein auffällig geringes Gefälle, das auf den Rückstau durch die Schuttmasse zurückgeht. Der Ramsaubach wird durch sie dann an den nördlichen Rand abgedrängt, wo er die epigenetische Klammstrecke in den schwarzen Kieselschiefern erodierte. Nach NE verfließt die Schuttmasse in einer lang ausstreichenden Fläche bis Franzosenschanze und Blumau.

Der Schuttkörper stellt einen Blockgletscher dar, der zum Würm-Hochglazial in den Talboden des Ramsaubaches von Süden her eindrang und zu der starken Umgestaltung des Tales führte. Die Blockgletscherablagerungen entwickeln sich auf Höhe der Häuser Galleiten aus einer Moränenlandschaft, die den gesamten Talboden einnimmt und sehr stark mit grobem Blockwerk bedeckt ist. Beidseitig wird diese von deutlich ausgeprägten, scharf modellierten Endmoränenwällen gegen die Hänge hin begrenzt. Auch auf diesen finden sich viele riesige Blöcke.

Diese Ablagerungen belegen einen kräftigen Eisstrom, der aus dem weit ausladenden, ideal Nordorientierten Kar der Eisenerzer Alpen zwischen Stadelstein und Hohe Lins bis in den Bereich Galleiten gereicht hat. Die Gletscherzunge war offensichtlich sehr stark mit grobem, blockreichem Schutt der Devonkalke (SCHÖNLAUB, 1982) bedeckt. Aus dieser grobblockigen Oberflächenmoräne vermengt mit den eher feinkörnigen Anteilen aus den Schiefen der übrigen Moränenmaterialien entwickelte sich der Blockgletscher, der den Ramsaubach erreichte. Dieser war bis zur Auflösung des Permafrostes nach dem Hochglazial noch aktiv in Bewegung.

Nach diesem, dem Maximalstand des Hochglazials zuzuordnenden Gletscherstand sind im Süden noch durch sehr mächtige Endmoränen zwei bereits getrennte Eiszungen bei der Schaffer- und Tullinger Alm markiert, die sich aus dem östlichen bzw. westlichen Teil des durch den vorspringenden Zwölferkogel untergliederten Karraum entwickelten. Dabei ist die Endmoräne bei der Tullinger Alm mit auffällig vielen riesigen Blöcken aus dem Bereich Hohe Lins bedeckt. Diese Zungen sind wahrscheinlich einem länger stabilen Gletscherstand gegen Ende des Hochglazials zuzuordnen. Innerhalb dieser Endmoränen findet sich in den Zungenbecken nur noch Schwemm- und Murenschutt.

Gamsbach

Am West-Ende des Hochschwabmassivs auf Blatt 101 Eisenerz prägten in der letzten Eiszeit kleine Lokalglotcher nur das Einzugsgebiet des Gamsbaches. So entwickelte sich im Zwieselbach im ideal Nord-exponierten, weit ausholenden Karraum „Unterm Buchberg“ ein Gletscher, der die Talenge zwischen Luckenbauer und Bachler noch überwinden konnte. Seine schmale Zunge endete in ca. 700 m Höhe, wo z.T. riesige Blöcke der Gosaugesteine die Endlage markieren. Sie erfüllte das eng eingeschnittene Tal im Gamsforst und kleidete es mit Grundmoräne aus, die besonders an der orographisch linken Flanke noch erhalten ist. An der rechten ist sie durch die großflächigen Rutschungen abgetragen. Hier markiert ein kurzer Moränenwall bei Wickl den Gletscherrand.

An der Nordflanke des Rückens des Lärchkogels haben sich nur unterhalb des Rödlssteins und der Aichmauer Gletscherkörper ausbilden können. So wird die Mulde um das Gehöft Huber von sehr grobblockigen Moränenwällen umschlossen, die die Ausdehnung der kurzen Eiszunge nördlich des Rödlssteins umreißen. Weiter östlich entwickelte sich noch eine Eiszunge aus dem weiten Quelltrichter bei der Wentneralm, die bis auf die Höhe der Grafenalm gereicht hat. Sie wird an ihrer linken Flanke von den stark zerglittenen Moränenmaterialien oberhalb der Alm an der rechten von den Wällen östlich des Baches nachgezeichnet. Diese beiden Wälle sind einer Masse von Dolomitschutt aufgesetzt, der ab hier nach Osten zu am Fuß der Aichmauer mächtig entwickelt ist.

Dieser Schutt bildet einen terrassenähnlichen mächtigen Körper mit leicht nach Norden abfallender Oberfläche und einem bis zu 30 m hohen Steilabfall zum Gamsbach und den scharf in die Schuttmasse eingeschnitten Gräben südlich davon.

Diese auffällige mächtige Schuttanhäufung ist das Produkt der Permafrostbedingungen, die hier am Nordfuß der Wand zu der ungewöhnlichen Akkumulation führten. Die Schuttmassen haben sich, wenn auch nur über eine geringe Distanz, wie ein Blockgletscher bewegt, wodurch die hohe steile Böschung zum Gamsbach entstanden ist. Erst nach Auflösung des Permafrosts wurden wohl dann auch die scharfen Einschnitte der Gräben endgültig ausgeformt.

Ebenso eine sehr auffällige Erscheinung ist die weit nach Norden ausgreifende Bedeckung mit Karbonatschutt im Gamsforst um die Gehöfte Fluch und Pretschuh. Es ist eine Solifluktionsschuttdecke, die sich aus den weitläufigen Massenbewegungen am Fuß des Hanges entwickelt hat. Hier zergleiten die Karbonate der Nordflanke des Großkogels bis zum Sulzbach im Westen in großem Stil über den weichen Mergeln der Gosau.

Reste einer ähnlichen Entwicklung am Ausgang der Riß-Eiszeit könnte das erratische Material im Graben beim Gehöft Pichler und auf dem Rücken nordöstlich davon sowie beim Gehöft Fluch sein.

Hinterwildalpen

Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz waren in der letzten Eiszeit an der Nordabdachung des Hochschwabmassivs in zwei Talbereichen eigenständige Gletscher entwickelt.

Der Talkessel von Hinterwildalpen wurde von zwei Eisströmen erfüllt. Von Süden erstreckte sich der Eisstrom aus dem Plateaubereich nördlich Kl. Geiger – Sauriegel – Eisenerzer Höhe – Häuslkogel, vereinigt mit jenem aus dem Brunntal bis an den Hangfuß der Ameismauer nördlich des Ortes. Im Westen war im Tal des Lurgbaches ein Gletscher entwickelt, der sein Einzugsgebiet in dem weiten Talkessel zwischen Lurgmauer im Norden, Heimmoseralm im Westen und Wassermäuern im Süden hatte.

Der Gletscher von Süden erfüllte das Becken von Hinterwildalpen mit einer mächtigen Zunge, deren linksseitige Endmoräne am Grangenriedel in 940 m ansetzt und nach Norden zieht. Die Gletscherzunge reichte sicher bis an den Gegenhang, hinterließ hier aber bis auf Grundmoräne keine Spuren. Wie weit die Eismassen in dem Sattel beim Häuslbauer oder in die Schreiereng vordrangen, ist nicht klar, da jegliche Hinweise fehlen. Die Zunge blockierte das Lurgtal und stand mit dessen Gletscher in Kontakt. Dieser dürfte das Tal im Bereich des Brunngrabens bis ca. 900 m Höhe erfüllt haben, wie die Grundmoränendecke und Erratika anzeigen.

Die ersten Rückzugsphasen des östlichen Eisstromes werden im ausgehenden Hochglazial durch eng gestaffelte, deutliche Endmoränenwälle unterm Grangenriedel markiert, die eine rasch an Mächtigkeit und Ausdehnung schrumpfende Gletscherzunge belegen. Im Lurgtal bestand zu dieser Zeit noch eine schmale Eiszunge, die beim Ausgang des Brunngrabens endete. Ein noch etwas kleinerer Stand endete später knapp vor der Mündung des Grabens und dürfte auch der Grund für die kurze epigenetische Talstrecke des Lurgbaches (Kote 841) sein.

Spuren dieser Eiszungen aus dem beginnenden Spätglazial fehlen, was darauf hinweist, dass die Gletscher in den doch recht niedrig gelegenen Einzugsgebieten, trotz der günstigen Leelage und Exposition, sehr bald gänzlich verschwunden sein dürften.

Salzatal

Im Bereich des Kartenblattes sind im Tal der Salza keine glazialen Sedimente erhalten geblieben, da sie durch den holozänen Bergsturz verdeckt oder zerstört wurden. Auf die Ausdehnung des würmzeitlichen Gletschers kann somit nur indirekt geschlossen werden. Der Eisstrom des Salzatales, aus dem Osten kommend, hatte aus dem breiten trogförmigen Brunntal mit seinem weiträumigen und hoch gelegenen Einzugsgebiet noch einen kräftigen Zufluss (KOLMER, 1993). Wahrscheinlich erreichte auch aus dem heute durch den Bergsturz völlig umgestalteten Siebenseebachtal ein Gletscher noch das Haupttal. Der Eisstrom im Salzatal reichte dann bis in die Talweitung der Fischerau und füllte diese wohl noch aus. An deren Westende treten entlang der Salza die ersten groben Kiese auf, die rasch an Mächtigkeit gewinnen und ab Steinbruch-Glimitzer in den Körper der Niederterrasse übergehen. Von hier an sind sie dann nahezu ununterbrochen über das Kartenblatt hinaus über Palfau bis zur Mündung in die Enns zu verfolgen.

Der Terrassenkörper wird von groben, durchwegs schlecht sortierten, sandigen Schottern aufgebaut, die stellenweise eine undeutliche Bankung zeigen. Im Einschnitt der Salza weisen die Schotter eine gut ausgebildete Talrandverkittung auf, die im engen Einschnitt der Salza zu senkrechten Wänden, Halbhöhlen und großen Konglomeratblöcken im Flussbett führt. Im Mündungsbereich des Lassingbaches treten einige Meter mächtige, flussabwärts gerichtete Deltaschüttungen auf, die auf einen zeitweisen Rückstau hinweisen (FRITSCH, 1993). Im Zusammenhang mit grobem Blockwerk (bis 1 m³ und größer) und schluffreichen Kiesen können diese Erscheinungen als kurzfristige Beeinflussung des Terrassenkörpers, wahrscheinlich durch Gletschereis aus dem Unsinniggraben zur Zeit der maximalen Vergletscherung, gedeutet werden. Damals erfüllten diese Eismassen auch das Tal des Schreinbaches bis gegen 700 m Höhe.

Lassingtal – Göstlinger Alpen (Hochkar)

In den orographisch linken Seitengraben des Lassingbaches, vom Schreinbach im Westen bis über die Blattgrenze im Osten, finden sich glaziale und glazigene Ablagerungen, die die Täler bis zu mehreren 10er Metern Mächtigkeit erfüllen (BRYDA, 2005). Es ist dies oft Matrix reicher Dolomitschutt, der häufig gerundete und teilweise gekritzte Kalkgerölle führt. Diese Ablagerungen sind immer wieder von bis zu mehrere Meter mächtigen Schlufflagen unterbrochen, die massig oder als Bänderschluße auftreten (z.B. Kräuterbach).

Im Schönbach sind an der Talsohle mächtige Bänderschluße aufgeschlossen, die an der Mündung des Sperrgrabens von sehr feinstoffreicher Grundmoräne abgelöst werden. Überlagert werden diese feinkörnigen Ablagerungen von mächtigen Kiesen, die eine nach Süden gerichtete Deltaschüttung aufweisen. Im Sperrgraben hingegen ist nur sehr mächtiger Dolomitschutt aufgeschlossen, der kaum Kantenrundung zeigt.

Die Kalkgerölle in allen Gräben sind verschiedene Trias- und Jurakalke, die hier als erratisches Material von Norden quer über das Lassingtal transportiert worden sein müssen. Besonders deutlich treten diese bunten Kalke bis ca. 700 m Höhe im südlichen Seitengraben des Schreinbaches zum Jäger-sattel auf. Sie erreichen hier oft beachtliche Blockgrößen bis zu 1 m Durchmesser.

Diese Sedimente in den Seitengraben des Lassingbach-Tales zeigen, dass das Tal von Gletschern erfüllt wurde, die über das Tal hinweg in die Bäche eindringen. Durch die dabei auftretenden Stauphasen mit Seebildung kam es zur Ablagerung der verbreiteten Bänderschluße. Das Gletschereis drang

dabei ca. 1–1,5 km weit nach Süden vor und lagerte durchwegs feinkornreiche Grundmoräne ab, die stark mit Dolomitschutt vermischt, mit den erratischen Kalken geprägt ist. Sie kleidet die Täler aus. In den eisfrei gebliebenen Talschlüssen wurden gleichzeitig gegen die Front der Eiszungen die mächtigen Dolomitschutt-Anhäufungen akkumuliert.

Die Eisströme aus den einzelnen Karen wuchsen im Talboden des Lassingbaches offensichtlich zu einer mehr oder weniger geschlossenen Eismasse zusammen, da Hinweise auf dazwischen gelegene Staubereiche fehlen. Ein Gletscherstrom, der dem Lassingtal folgend nach SW zur Salza hin abfloss, hat sich aber nicht ausgebildet. Zu einer dazu doch notwendigen stärkeren Eisbildung kam es unter den Bedingungen der Rißeiszeit.

Die mächtigen Deltakiesablagerungen des Schönbaches wurden während der Abschmelzphase in einen kurzfristigen See geschüttet. Zu dieser Zeit kam es auch kurzfristig zu einem Abfluss der Schmelzwässer über den Sattel südlich des Beerwieskogels über die Abbrenn in den Schneckengraben, als das Lassingbach-Tal unterhalb Klaus offensichtlich noch durch die Eiskörper blockiert war. Ebenso aus der Abschmelzphase der Eismassen stammt die mächtige Eisrandterrasse an der Mündung des Im- und Hebensstreitbaches in den Lassingbach.

Diese erstaunlich mächtige Verfüllung des Lassingbach-Tales mit Gletscherkörpern war sicher die Folge davon, dass bedingt durch die Leelage zu den vorherrschenden Westwinden des Kammes Hochkar – Ringkogel – Hochkirch in den SE-exponierten Karräumen überproportional viel Schnee (Wächtenbildung) zur Ablagerung kam. Dadurch haben die Kargletscher in den steilen Rinnen den Talboden in 500–600 m Höhe erreichen können. Wahrscheinlich auch durch Schnee und Eislawinen verstärkt sind dann am Talboden auf Art regenerierter Gletscher ca. 200 m mächtige Eiskörper entstanden, die sich bis in die südlichen Seitengräben ausdehnten.

Wesentlich schwächer waren die Gletscher an der NW-Flanke des Hochkars entwickelt. Hier erreichten nur die steilen Eiszungen aus dem Graben nördlich des Falken sowie im Dürrengraben den Talboden der Mendling. Die hinterließen grobblockige Endmoränen beim Grabenbauer und südlich Hartel, die die steilen Eiszungen nachzeichnen. In ihrem Vorfeld entwickelte sich – ohne aber von den Moränen auszugehen – der Terrassenkörper entlang des Mendlingbaches, immer mächtiger werdend, in Art einer autochthonen Terrassenbildung ab knapp westlich Hartel und korrespondiert beim Zusammenfluss mit der Salza mit der dort rund 50 m mächtigen Niederterrasse.

Der weit gespannte Karraum des Hochkars (Skigebiet) sowie der kleinere der Schmalzmauer waren mit einem Eiskörper erfüllt, von dem einige steile Eiszungen nach Norden abflossen. Sie hinterließen mächtige Moränenwälle am Ausgang des Königsgrabens (MOSER, 2007) südlich des Ortes Lassing (Straßenkehre), des Wasser- und Klammgrabens bei der Hochkar-Alpenstraße. Aber auch die Eiszunge aus dem Karraum Schmalzmauer-Ringkogel erreichte den Talboden unterhalb der Sandmauer und vereinigte sich in ihrer größten Ausdehnung noch mit dem Gletscher des Klammgrabens, wie die mit groben Blöcken bedeckte Eisrandterrasse unterhalb der Straße auf das Hochkar zeigt. Die deutlichen Endmoränen in den drei Gräben markieren einen etwas kleineren Gletscherstand des Hochglazials, als die Trennung der Eiszungen bereits erfolgt war.

Bergstürze

Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz sind Ablagerungen von 3 bedeutenderen Bergsturzereignissen erhalten geblieben.

Krautgraben (Gams)

Am Rücken westlich des Zusammenflusses von Zwieselbach und Gamsbach bei Haid finden sich über den Mergeln der Zwieselalm-Formation vereinzelt Dolomitbrocken in der tonigen Verwitterungsschicht. Sie entstammen den den Rücken krönenden Sedimenten, die in der Materialentnahme am West-Ende des Rückens aufgeschlossen sind. Die bis zu 10 m hohe Abbauwand wird von sehr locker gelagerten Dolomitblöcken und Brocken aufgebaut, die in sich stark zerbrochen und aufgelockert sind und keinerlei Kantenrundung zeigen. Die zwischen den Brocken vorhandenen Hohlräume sind teilweise mit Dolomitbruchstücken in Kies- und Sandgröße erfüllt. In den hangenden Anteilen finden

sich öfter rötlichbraune, sandige Lehme, die offensichtlich auch in tiefer gelegene, größere Hohlräume eingeschwemmt sind. Überlagert wird der Dolomitschutt von sandig-schluffigen grauen Tonen, die Brocken von Dolomiten und Sandsteinen der Gosauschichten führen. Diese ca. 1,5 m mächtige Schicht zeigt eine schwache hangparallele Schichtung und eine ca. 50 cm mächtige Verwitterungsschicht. Bei dem Dolomitschutt handelt es sich um einen Blockstrom eines Bergsturzes, der wahrscheinlich aus dem Bereich der Nordflanke des Buchbergs bis hierher vorgedrungen ist. Die Größe der Sturzmasse hat aber offensichtlich nicht ausgereicht einen Sturzstrom mit weitgehend zerriebenen Material wie bei den großen Bergstürzen zu formen. Überlagert wird der dann bereits verwitterte Blockstrom von einer Solifluktionsschuttdecke, die entsprechend ihrer Verwitterung der letzten Dauerfrostperiode im Würm entstammt. Demnach ist der Blockstrom mindestens in die ausgehende Riß-Eiszeit einzuordnen. Ob er einen Erosionsrest einer ehemals weiter ausgedehnten Bergsturzaablagerung darstellt, könnte nur vermutet werden.

Tragöß – Grüner See

Im Tal südlich der Klamm bis zum Kreuz- und Pfarrerteich hinunter erstreckt sich eine mächtige, grobblockige Schuttmasse, die einem größeren Bergsturz entstammt (SPENGLER & STINY, 1926; FABIANI, 1980) Die abgestürzte Felsmasse stammt von der Kampelmauer, wohl aus der nach Osten zurückspringenden Nische nördlich Reiterberg. Aus dieser stürzte die Masse in westliche Richtung ab und brandete am Gegenhang an. Hier reicht die geschlossene Sturzmasse noch bis auf 1030 m Höhe, gut 60 m über der Klammhöhe, die heute einen deutlichen Sattel im N–S-laufenden Tal bildet.

Es ist anzunehmen, dass die Sturzmasse selbst den mächtig hier nach Osten vorspringenden Wulst am Hangfuß des Gegenhangs (Buchriegel) bildet. Dass aber eine derartige Form des Untergrundes überdeckt wird, ist nicht auszuschließen.

Von diesem Wulst ausgehend breitete sich die Masse einerseits nach Norden bis „In der Klamm“ knapp vor den Ausgang der Klamm aus. Heute hat der Bach aus der Klamm einen flachen Schwemmkegel gegen die Sturzmasse geschüttet, der in einem flachen Staubereich endet, wo das Wasser meist einen kleinen flachen Teich bildet, bevor es in der Bergsturzmasse versickert.

Andererseits breitet sich die Sturzmasse von der Klammhöhe nach Süden in einem langen Sturzstrom bis zum Gegenhang unterhalb der Kohlerleiten aus. Ist sie anfänglich noch im engen Tal bis auf 880 m Höhe kanalisiert, so breitet sie sich dann aus und dürfte rasch an Mächtigkeit verlieren. Im Talboden bei den Teichen und um den Grünen See weist sie nur noch einige Meter Mächtigkeit auf. Hier treten über den dichtenden Sedimenten der Zungenbeckenfüllung die Grundwässer aus dem Klammtal sowie dem Jassinggraben in den beiden Teichen und Quellen wieder zu Tage (FABIANI, 1980). Diese geringe Mächtigkeit wird auch dadurch belegt, dass der Rundhöcker beim Julenheim nur noch randlich mit Blöcken der Sturzmasse bedeckt wurde, auf seinem Scheitel aber frei davon geblieben ist. Im Bereich des Grünen Sees hat die Sturzmasse offensichtlich noch einen Toteiskörper innerhalb der Sedimente des Zungenbeckens bedeckt. Erst nach seinem Abschmelzen entstand dann die flache Depression des Seebeckens.

Dieser Kontakt zu Toteismassen im Talgrund von Tragöß legt auch ein Alter des Bergsturzes mit Ende des Hochglazials im Übergang zum Spätglazial um ca. 19.000–18.000 Jahre vor heute nahe.

Wildalpen

Die mächtigen Lockersedimentmassen von Wildalpen im Tal der Salza und des Siebenseebaches (PENCK & BRÜCKNER, 1909; SPENGLER, 1922) sind das Produkt eines riesigen Bergsturzes (FRITSCH, 1993). Da eine umfassende, reich illustrierte Beschreibung des Bergsturzes (geologische Gegebenheiten, Auslösung, Verlauf, Ausbreitung und Datierung) jüngst im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt erschienen ist (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007), scheint eine kurze Zusammenfassung in diesem Rahmen ausreichend.

Im Bereich des Hauptkammes des Hochschwabmassivs liegt zwischen Eben- und Brandstein eine tiefe rechteckige Depression, die von auffällig geradlinigen Wänden begrenzt ist. Es ist die Ausbruchsnische der komplexen Massenbewegung, deren Sturzstrom das Becken bei Siebensee erfüll-

lend bis ins Salzatal und dort bis Fischerreith flussaufwärts und flussabwärts über Fachwerk hinaus abfloss.

Die Massenbewegung entwickelte sich in den mächtigen Steinalm/Wettersteinkalken, die durch eine Duplexstruktur und dazu parallele Störungen im Bereich des Hauptkammes des Hochschwab zerlegt sind (MANDL et al., 2002). Entlang einer mehr oder weniger vertikal verlaufenden Störung (Griesgassl) dürften sich primär max. 500 Mio. m³ aus einem Karraum am Nordrand der Plateaufläche im Bereich der heutigen Kohlermauer gelöst haben. Diese Bergsturzmassen bildeten einen mächtigen Sturzstrom, der das Becken um und östlich Siebensee auffüllte. Von hier flossen große Massen des Sturzstromes durch das steile Tal über Winterhöh und Säusenbach ins Salzatal ab, wo die Ablagerungen noch eine Mächtigkeit von rund 100 m aufweisen. Dann teilte sich der Sturzstrom in einen Ast, der sich flussaufwärts, mit langsam auf ca. 40 m abnehmender Mächtigkeit bis Fischerreith ausbreitete. Dabei hat der Sturzstrom auch Gerölle aus den Flussablagerungen der Salza aufgenommen, die sich zunehmend in den sonst feinkörnig zerriebenen Sturzstromsedimenten finden. Die Sturzstromablagerungen stauten die Salza auf, wodurch temporär ein See entstand, in dem Bändertone abgelagert wurden, die unter den rezenten Flusskiesen erbohrt werden konnten.

Der zweite Ast breitete sich salzaabwärts aus, drang nach Norden in Hopfgarten bis zum Zusammenfluss mit dem Holzäpfeltal vor, wo seine Ablagerungen eine typische Tomalandschaft bilden.

Der Sturzstrom folgte weiter der Salza über die Fischerau bis Fachwerk, wo knapp westlich davon die letzten Ablagerungen zu finden sind. Ab Steinbruch/Glimnitzer überdeckt das Sturzstrommaterial randlich die Niederterrasse mit einer nur 2–3 m mächtigen Lage. Der Sturzstrom musste ab hier nur das enge Erosionstal der Salza ausfüllen und uferte nur noch randlich über die Terrassenfläche aus. Durch diese Einengung des Akkumulationsraumes ist möglicherweise die ungewöhnlich große Ausdehnung des Sturzstromes (Fahrbahnlänge) über 12 km und einen Fahrböschungswinkel von 7° (HEIM, 1932; ABELE, 1974) zu erklären.

Wahrscheinlich unmittelbar nach dem Abbrechen der Bergsturzmassen wurde südlich davon eine große Masse der Wettersteinkalke instabil. Sehr wahrscheinlich wurde das durch den Verlust des Widerlagers ausgelöst. Die Felsmassen (rund 900 Mio. m³) lösten sich entlang der Störungsflächen der Duplexstruktur, die heute noch durch die entblößten großflächigen Harnische (Schaufelwand) dokumentiert werden. Durch diese Gleitbewegung entstanden die auffällige Abrissnische und die auch als „Blockmeer des Schafwaldes“ bezeichnete Wildnis zwischen Kohlermauer und Schafhalsattel sowie Zumach und Hirschwald. Dieser Bereich ist durch riesige Kalkschollen, die im Zuge der Gleitbewegung im Verband völlig zerrüttelt und teilweise in Blöcke aufgelöst wurden, charakterisiert.

Darüber, was der letztlich auslösende Anlass für die Massenbewegung war, dass eine wahrscheinlich durch die vorhergegangene Vergletscherung übersteilte Felswand entlang einer markanten Störungsline zusammenbrach, sich der Sturzstrom ausbildete und die folgende Großgleitung entstand, können nur Vermutungen angestellt werden. Neben den immer möglichen Erdbeben lässt das Alter von knapp 6000 Jahren vor heute die Vermutung zu, dass in der niederschlagsreichen Zeit des Atlantikums (8000–5000 vor heute) auch ein kurzfristig übermäßig hoher Bergwasserspiegel durch die verminderte Reibung auf den großflächigen Harnischen der Schlüssel für die Auslösung gewesen sein kann.

Das gesamte Ereignis ist sehr gut durch viele ¹⁴C-Daten an Holzsplittern und Stammstücken aus der Sturzstrommasse in dem Zeitraum zwischen 5900–5700 Kalenderjahren vor heute datiert. Diese Werte wurden auch durch Datierungen an etwas älteren Hölzern im Liegenden des Sturzstromes und durch palynologische Ergebnisse im Hangenden untermauert (FRITSCH, 1993). Dendrochronologische Untersuchungen (NICOLUSSI, Univ. Innsbruck) an im Sturzstrom gefundenen kompletten Stücken (mit Rinde) von Baumstämmen zeigten, dass Bäume offensichtlich in der Phase der Bildung des Spätholzes durch das Ereignis abgestorben sind, was eine Festlegung auf einen der Spätsommer innerhalb dieser 200 Jahre erlaubt.

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. – Wiss. AV Hefte, 230 S., München.
- BRYDA, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Lassingbach-Tal auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A., 145, 322-324, Wien.
- FABIANI, E. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil IV Die Untersuchungen im Tragößtal. – 152 S., Amt d. Steierm. Landesreg. Graz.
- FABIANI, E. (1984): Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen im Hochschwabmassiv. – 5. Jahrestagg. d. Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, S. 2-6, Wien.
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 122 S.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 218 S.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., 120, 1-130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – In: Aspects of Geology in Austria, Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 135-156, Wien.
- HUSEN VAN, D. & FRITSCH, A. (2007): Der Bergsturz von Wildalpen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., 147, 201-213, Wien.
- KOLMER, Ch. (1993): Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab-Nordabdachung. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 111 S.
- MANDL, G. et al. (2002): Geologische Karte des Hochschwabgebietes – West 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- MOSER, M. (2007): Bericht 2003–2006 über geologische Aufnahmen im Gebiet Scheibenberg – Schwölleck – Lassing – Mendlingtal auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 147, 644-650, Wien.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1, Die Eiszeit in den nördlichen Ostalpen. – 1199 S., Leipzig.
- SEIFERT, M.F. (1994): Quartärgeologische Kartierung des Ennstales zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 104 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 124, 361-423, Wien.
- SPAUN, G. (1964): Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 149-184, Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und Lassingalpen. – Jb. Geol. B.-A., 72, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY J. (1926): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.