

spiegeln sich an Schrägabschiebungen an den N-einfallenden Abschiebungsflächen und an großen senkrechtstehenden W-E-streichenden Störungen wider. Die die Geometrie des Tarntaler Mesozoikums des Miskopfs bestimmenden sprödetektonischen Elemente sind vor allem die nach S einfallenden antithetisch zur Tauernabschiebung gebildeten listrischen Abschiebungen bzw. senkrechte W-E-streichende Seitenverschiebungen, die dieses ältere System überprägen.

Die Geometrie des Tarntaler Mesozoikums des Miskopfs kann somit als asymmetrische W-E-streichende Synform charakterisiert werden, welche während eines transpressiven tertiären Events gebildet wurde und welche durch antithetische S-gerichtete listrische Abschiebungsflächen bzw. darauf folgende W-E-Seitenverschiebungen segmentiert wurde. Das Tarntaler Mesozoikum des Miskopfs lässt sich somit in mindestens vier große Segmente unterteilen (Hirschenstein, Miskopf und anschließende südliche Bereiche, Winterstallgrat, Rauher Kamm – Kreuzjöchl). Eine Abschätzung der Abschiebungskomponente zeigt sich im Vergleich mit dem Hirschenstein (Pkt. 2281, südlich des Miskopfs), indem hier eine Vertikalkomponente von mindestens 200 Höhenmetern bestimmt werden kann.

Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1998 wurden die Untersuchungen im oberen Teil des Navistals, im Waldrastertal, im Voldertal und im Obernbergtal durchgeführt.

Navistal

Die Kartierung im Navistal war die Fortsetzung der dort im Jahre 1997 begonnenen Arbeiten und umfasste den um Navis gelegenen Teil des Tals. Die unteren Teile der Talabhänge sind mit ausgedehnten und mächtigen Eisrand-sedimenten (Kamesterrassenablagerungen) bedeckt. Die Terrassenkante ist nordöstlich von Navis besonders deutlich zu sehen – auf der Höhe von 60–80 m über der Talboden. Die Kamesterrasse besteht aus Schutt und größeren Felsblöcken. Dieser Schutt ist in Aufschlüssen am linken Talabhang unterhalb von Navis sichtbar. Die Kamesterrasse entstand in der Zeit des intensiven Schmelzens des Gletschers, der den tiefer gelegenen Teil des Tals ausfüllte, wahrscheinlich während des Steinach-oder Gschnitzstadiums.

Spätglaziale Endmoränen sind in den Seitentälern des Navistales zu finden. Ein ausgeschwemmter Wall einer Endmoräne befindet sich im Grünbachtal, in der Nähe der Schneideralm, auf der Höhe von etwa 1720–1740 m. Darunter ist dieses Tal mit fluvioglazialen Ablagerungen bedeckt. Der viel längere Grünbergalmgletscher hinterließ eine Moräne, die bis auf eine Höhe von etwa 1500 m (unterhalb des Gasthofs „Peeralm“), zu verfolgen ist. Dort fehlt jedoch der Endmoränenwall. Die Moränen der Gletscher, die von den nördlichen Abhängen der Schafseitspitze (2602 m) in Richtung Navistal herabfließen, erstrecken sich hangabwärts bis zu einer Höhe von etwa 1700–1800 m.

Die jüngsten spätglazialen Stadien, durch kurze Kar-gletscher gekennzeichnet, hinterließen gut erhaltene

Endmoränenwälle: auf den Mislböden (ca. 2260–2340 m), auf der Grünbergalm (2160–2260 m) und an den nördlichen Abhängen der Schafseitspitze (Schafalm-Hochleger: 2100–2180 m, Stippleralm: 2080–2300 m, Blasigleralm-Hochleger: 2050–2200 m). Die Verteilung dieser Moränen weist auf zwei bis drei Rückzugsphasen der Gletscher hin. Die ausgedehnten Blockfelder unter dem Naviser Jöchl und der Grafmarteralm, in einer Höhe zwischen 1900 und 2150 m, stammen vermutlich auch aus dieser Periode.

In der postglazialen Periode, nach dem Schwinden des Dauerfrostes kam es auch zur Entstehung der ausgedehnten Blockwerkfelder und der Bergstürze auf der Grünbergalm, in der Nähe der Tischleralm, unter der Naviserhütte und unter dem Gallenschrofen.

Waldrastertal

Der untere Teil des Waldrastertals, unterhalb der Ochsenalm, ist mit Moräne bedeckt, die wahrscheinlich dem Steinach-Stadium zuzuordnen ist. Die Endmoräne dieses Gletschers hat sich beim Ausgang des Tals, in der Nähe von Mötzens, erhalten. Sie bildet dort zwei parallele Wälle. Direkt unterhalb der Endmoräne schließen Eisstauseetone an. Sie entstanden wahrscheinlich vor dem Steinach-Stadium in einem durch den Wipptalgletscher aufgestauten See.

Von der Ochsenalm aufwärts sind die Abhänge und der Talboden des Waldrastertals mit ausgedehnten und mächtigen Murablagerungen bedeckt. Sie bestehen aus scharfkantigem Schutt, der in der Schottergrube, dicht vor der Ochsenalm, am besten aufgeschlossen ist. Die Muren gingen hauptsächlich von den steilen und ausgedehnten Abhängen der Serlesmassivs (2717 m) ab. Später wurden sie durch die Bäche im Tal teilweise erodiert. Im unteren Teil der Ochsenalm sind diese älteren Sedimente in Form einiger Hügel erhalten. Diese Murenablagerungen sind gute Wasserspeicher und es entspringen aus ihnen große Quellen (Siebenbrunnen).

Moränen sind im Langen Tal, wo sich Seitenmoränen zwischen der Höhe von etwa 1550 und 1720 m erstrecken, und im Waldrastertal (Matreier Grube) erhalten. Wälle von Endmoränen sind dort in einer Höhe zwischen ca. 1950 und 2200 m sichtbar.

Voldertal

Das Voldertal ist asymmetrisch: der linke Abhang (orographisch) ist steil und felsig, mit wenigen Quartärablagerungen. Der rechte Abhang ist sanfter und die Quartärablagerungen sind ausgedehnt und mächtig.

An beiden Abhängen des unteren Teiles des Tales, in der Nähe der Stiftsalm, hat sich auf der Höhe von etwa 20–70 m über dem Talboden eine Kamesterrasse erhalten. Diese Terrasse besteht aus Sand und Schutt, horizontal- und schräg geschichtet und in der Terrassenkante auf der linken Teilseite sichtbar. Die Terrasse entstand infolge der glazilimnischen Sedimentation im Bereich zwischen der Front des Voldertalgletschers und dem Inntalgletscher. Im Talboden, unterhalb der Kamesablagerungen, kommt Moräne vor. Unklar ist die Stellung und das Alter eines Seitenmoränenwalles, der die Terrasse westlich umrahmt.

Die ausgedehnte Verflachung des rechten Talabhanges in der Nähe der Galtalm (auf der Höhe von etwa 1800–2100 m) ist wahrscheinlich mit Eisrand-sedimenten (Kamesterrassenablagerungen) bedeckt. Sie entstanden in der Zeit, als das Tal mit dem Gletscher bis zur Höhe von mindestens 2100 m ausgefüllt war.

Die jüngsten Rückzugsstadien sind durch eine Anhäufung von Moränen und Moränenresten – bei der Mündung des Gamsbaches in 1280 m, bei der Vorbergalm (etwa 1540 m), bei der Steinkasernalm (etwa 2000 m), in Melkboden (etwa 2220 m) und unter dem Eisenkar (etwa 2340 m) belegt.

Moränen kommen außerdem am rechten (d.h. nach Westen gerichteten) Talabhang vor. Es sind hauptsächlich Reste von Blockgletschern, die in die ausgedehnten Hangdepressionen herabfließen: in der Nähe der Markissalm (auf eine Höhe von etwa 1700 m herunterreichend), der Haneburgeralm (auf etwa 1680 m) und der Malgrübleralm (auf etwa 1800 m). Undeutliche Wälle der rezessiven Endmoränen dieser Gletscher haben sich auf der Höhe von etwa 2080–2250 m und 2200–2250 m erhalten. Zwei weitere, nach Süden gehende, Depressionen, unter dem Sunntiger (2667 m) und unter der Seekarspitze (2646 m), waren mit „typischen“ Eisgletschern ausgefüllt. Sie hinterließen deutliche Endmoränenwälle auf der Höhe von etwa 2010 m und etwa 2300 m.

Der untere Teil des linken (nach Osten gerichteten) Voldertalabhangs ist mit sehr ausgedehntem Hangschutt und Blockwerk bedeckt, der postglazial bis rezent entstand. Die größten Blöcke erreichen Durchmesser bis über zehn Meter (z.B. zwischen Klausboden und Schwarzbrunn).

Den Talboden bildet eine schmale alluviale Ebene in der Nähe von Klausboden, Schwarzbrunn und Dörfel. Fast der ganze Talboden ist mit Felsblöcken aus den ausgewaschenen Moränen bedeckt.

Obernbergtal

Es wurde der mittlere Teil des Tals, zwischen Obernberg und Hinterrenns, kartiert. Das Tal bildet eine landschaftlich herrliche Gegend und ist auch in didaktischer Hinsicht sehr interessant. Unter den alluvialen Ablagerungen ragen zahlreiche und gut ausgebildete Kameshügel hervor. Alluviale Ablagerungen haben die Form der flachen Schwemmkegel, die sich vom Hinterrennstal und von Seitentälern her aufbauen. Die Kames sind bis über 10 m hoch, bis etwa 200 m lang und bis etwa 100 m breit. Sie entstanden infolge der oberflächigen (arealen) Entgletscherung des Tals. Im mittleren Teil des untersuchten Talabschnitts, bei Eben, haben die Kames stark gelängte Formen und liegen schräg zur Talachse. Die deutlichsten Formen nahmen sie in den schrägen Gletscherspalten an. Im oberen Teil, beim Waldbauer, bildeten sich die Kames meistens im System der Längsspalten des Gletschers. Im unteren Teil, in der Nähe von Obernberg, überwiegen die Kegelkames, die in kreisförmigen und ovalen Schmelzwannen entstanden. Eisrandsedimente bilden auch eine Kamestrasse von etwa 60 m Höhe, die am rechten Talabhang zwischen Eben und Obernberg erhalten ist, und einen Kamesschwemmfächer von ähnlicher Höhe, der beim Ausgang des Fradertals sichtbar ist.

Die Moränen aus dem selben Stadium, aus dem die Kames stammen, haben sich fragmentarisch an folgenden Stellen erhalten: im Talboden in der Nähe von Obernberg und Eben und am linken Abhang zwischen Gereit und Waldbauer. An dieser letzten Stelle ist deutlich ein Wall der Seitenmoräne zu sehen. Ein ausgedehnter Moränenstreifen ist auch beim Ausgang des Seetals sichtbar.

Postglazialer Hangschutt und postglaziales Blockwerk bedecken die Abhänge und füllen den ganzen Talboden oberhalb von Hinterrenns aus. Das größte Blockwerk, mit Felsblöcken vom Durchmesser bis zu 10 m, kommt beim Ausgang des Seetals vor. Das sind die Ausläufer eines

ausgedehnten Bergsturzes, der das ganze Seetal abdämmte und die Entstehung eines natürlichen Stausees verursachte. Er liegt aber schon außerhalb des Blattes Brenner.

Bericht 1998 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner

AXEL NOWOTNY

Die durchgeführten Geländebegehungen im Berichtsjahr 1998 lagen einerseits im NE-Bereich des Kartenblattes im Voldertal, andererseits wurden Kartierungslücken im Gebiet des Sattelbergs bis Gries am Brenner und im östlichen Schmirntal geschlossen.

Die Kartierung des östlichen Voldertals zwischen dem nördlichen Blatttrand und dem Eisenkar im Süden zeigt einen nahezu identen Gesteinsaufbau wie der Bereich zwischen Glungezer und Grünbergspitze im W des Voldertales. N des Eisenkars treten Porphyroide auf, welche gegen NW in Richtung Steinkasernalm streichen. Diese sind entlang E–W-verlaufenden meist steil stehenden Störungszonen versetzt. N der Seekarspitze finden sich mehrere m mächtige Grünschieferbänke. Die Grünschiefer sind reich an Karbonat. Gegen N folgt eine Zone, welche makroskopisch einen gegenüber dem Phyllit deutlich höher metamorphen Habitus zeigt. Es sind vor allem Glimmerschiefer mit teilweise gneisigen Partien, auf deren Schichtflächen mitunter Granat beobachtet werden kann. Meist erreicht der Granat eine Größe von unter 1 mm. Der Sunntiger 2667 m wird von stark vergrünem Glimmerschiefer aufgebaut. Der N gelegene Malgrübler zeigt wiederum einförmigen Quarzphyllit. Die Grenze zwischen dem vergrüneten Glimmerschiefer des Sunntigers und dem Quarzphyllit des Malgrüblers ist tektonisch. Im N der Haneburgeralm gegen das Malgrüblerkar folgt wiederum Glimmerschiefer, tw. auch Schiefergneis mit feinem Granat. Am Malgrüblerkar selbst konnte kein Granat gefunden werden. Darüber hinaus sind die Gesteine in diesem Bereich stark mylonitisiert. Diese starke Mylonitisation lässt sich bis zum Komplex des Haneburgers verfolgen. N des Haneburgers tritt innerhalb von Quarzphyllit eine bis zu 10 m mächtige Porphyroidlage auf. Die Ausbildung innerhalb dieses Schichtpakets variiert von weißem teilweise grünlichem Quarzit über graue typische Porphyroide zu gröberen Gneisen mit Augen bis zu 2 cm. Die weitere Kartierung des Kammes, welcher sich ab der Haneburger Alm gänzlich auf dem östlich gelegenen Kartenblatt 149 Lannersbach befindet, gegen N, wird von typischem Quarzphyllit mit Einschaltungen von Grünschiefer gebildet. Diese Grünschiefer sowohl am Roßkopf als auch am Largo aufgeschlossen, zeichnen sich durch einen geringeren Karbonatanteil gegenüber den N der Seekarspitze angetroffenen Grünschiefer aus.

Weiß bis grau gebänderte Kalkmarmore konnten am Klausbach aufgefunden werden. Diese Serie mit Kalkmarmoren und Grünschiefer stellt die Fortsetzung der Gesteine des Lanser Berges und des W-Abhanges des Voldertales dar. Bis auf die Kammregion ist das östliche Voldertal mächtig von junger Überlagerung bedeckt. Neben der Bergzerreißung und den daraus resultierenden Blockhalden, welche bis in etwa 1900 m Seehöhe reichen, ist vor allem mächtige Moränenbedeckung zwischen Klausboden im S und dem Klausbach im N zu beobachten. In der Talregion finden sich Stauseesedimente im Bereich Klausboden und zwischen Schwarzbrunn und W der Vorbergalm.