

Umorientierung der z.T. bis zu hunderte Meter große Festgesteinsmassen verursacht.

- 2) Am Kamm zwischen Steinernes Lamm und Kahlwandspitze: Doppelgratbildungen, inaktiver Talzusub durch Gesteine der Kaserer-Formation, vor allem in südliche Richtung.
- 3) Zwischen Schönlahnerspitze und Schöberspitzen, vom Sattel in westlicher Richtung bis zu etwa 2220 m herunter: Blockwerk bestehend aus triassischen Quarzitolithblöcken aus der Kaserer-Formation, die sich aus den verwitterungsanfälligeren Phylliten gelöst haben. Felsgleitungen dieses Typs, meist weniger ausgeprägt, wurden an vielen Stellen in der Kaserer-Formation zwischen Schönlahnerspitze und Wildlahnerbach beobachtet.
- 4) Am Weg zum Ramsgrubner See: Ansammlung von Bergsturzmaterial ($27-33 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) zwischen ~1520 und 2100 m.
- 5) Oberhalb der Kalten Herberge: Auffälliger Rücken unmittelbar unter den anstehenden, steil NNW-einfallenden Dolomit- und Kalkmarmoren der Schöberspitzen-Trias. Auf dem Rücken sind größere Blöcke (bis zu $4 \times 3\frac{1}{2} \times 2 \text{ m}$) gesehen worden.
- 6) Ausgeprägte Doppelgratbildung am Grat zwischen Rauher Kopf und Hoher Napf.
- 7) Doppelgratbildung im Kamm südöstlich der Hohen Warte.

Diese Massenbewegungen sind in GEORIOS und in der Webapplikation Massenbewegungen der Geologischen Bundesanstalt beschrieben. Blaikenbildung sowie kleinere Bodenrutschungen wurden insbesondere in Hängen mit Bündnerschiefern und der Kaserer-Formation beobachtet.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im mittleren Tuxertal auf Blatt 149 Lanersbach

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde der Abschnitt des Tuxertals von Lanersbach bis Finken, einschließlich des unteren Teils des Nigglastals.

Das Tuxertal zwischen Lanersbach und dem Ausgang des Nigglastals ist relativ breit und weist einen ziemlich ausgedehnten Alluvialboden auf. Den Nordwestabhang, unterhalb von Ochsenleger, bedeckt unten die Grundmoräne und oben ausgedehntes Blockwerk und Hangschutt. An einigen Stellen ist das Grundgebirge (Bündnerschiefer) aufgeschlossen. Die Moräne ist höchstwahrscheinlich dem Würm-Maximalstand zuzurechnen.

An diesem Hang sind vier undeutliche Verebnungen erkennbar. Die oberste liegt in einer Höhe von 1680–1700 m und ist mit Hangschutt und Blockwerk bedeckt. Seicht unter Hangschutt und Blockwerk stehen Bündnerschiefer an. Die nächst tiefere Verebnung liegt in einer Höhe von 1520–1550 m. Dies ist eine Moräne mit einem nicht sehr hohen, aber deutlichen Wall, möglicherweise ein Rest einer Seitenmoräne. Die nächst niedriger gelegene Verebnung ist in einer Höhe von 1370 bis 1380 m SH und wird ebenfalls von Moräne aufgebaut. Die tiefst gelegene Verebnung erstreckt sich in einer Höhe von rund 1280 m und ist großteils mit Moräne bedeckt, aus der vereinzelt das Grundgebirge aufragt. Es ist wahrscheinlich, dass die beschriebenen Verebnungen die Höhen kennzeichnen, bis zu denen der Gletscher im Tuxertal im Spätwürm reichte.

Der Südostabhang dieses Abschnitts des Tuxertals besteht in großem Ausmaß aus Grundgebirge (Bündner-

schiefer), das aber oft von Hangschutt bedeckt ist. Die Grundmoräne nimmt vereinzelte kleine Flächen ein. Eine größere flächenhafte Ausdehnung weist sie auf dem Rücken, der zwischen Nigglastal und Tuxertal von der Lattenalm herabzieht, auf. Auch am Südostabhang des Tuxertals sind Verebnungen sichtbar, die in den Felsen eingeschnitten sind. Sie finden sich in einer Höhe von rund 1700–1600 m, 1400 m und 1220–1300 m ü. NN.

Südwestlich der Lattenalm, in einer Höhe zwischen 1820–1710 m ü. NN, ist ein niedriger, aber deutlicher Rücken einer Seitenmoräne sichtbar. Er wird von einem zweiten, kürzeren und niedrigeren Rücken begleitet, der 100 m weiter nördlich liegt. Diese Rücken kennzeichnen eine Höhe des Tuxer Gletschers im Spät- bzw. Postwürm.

Der Alluvialboden des Tuxertals zwischen Lanersbach und Vorderlanersbach (Rieder) hat eine Breite von 200–350 m und wird von zahlreichen Schutt- und Murenkegeln überlagert. Zu den größten gehören die Schutt- und Murenkegel des Nigglastals, des Rötzbach und des Hoserbach.

Das Nigglastal ist ein enges, tiefes Tal und schneidet sich ins Grundgebirge (Phyllite) ein. Der unterste Abschnitt dieses Tals ist eine tiefe (bis 60 m) Felsschlucht.

Ober der südwestlichen Kante der Schlucht erhebt sich ein deutlicher, etwa 25 m hoher Kameshügel. Er liegt teilweise auf Grundmoräne und teilweise auf Phylliten. An dessen Basis tritt ein ca. 4 m mächtiger und an der Schluchtkante ca. 250 m lang aufgeschlossener Kieskörper auf. Die Komponenten weisen Durchmesser von 5–10 cm, manchmal sogar von 20 cm auf. Auf diesen Kiesen liegt eine Schicht eines undeutlich geschichteten Schluffes von etwa 4 m Mächtigkeit. Die Kiese sind höchstwahrscheinlich fluvioglaziale Ablagerungen, die unter dem Eis (Os) oder in den Spalten abgelagert wurden. Über diesen wurden Stau-seeschluffe und Kamesterrassen sedimentiert.

Nordwestlich des Kames zieht längs der Schluchtkante ein niedriger Wall einer Seitenmoräne des Gletschers aus dem Nigglastal, der post-Würm entstand. Die Mächtigkeit des Gletschers erreichte damals an dieser Stelle etwa 100 m. Einen anderen, deutlichen Rücken einer Seitenmoräne, wahrscheinlich aus derselben Zeit, sieht man oberhalb des Zusammenflusses des Hobarbaches und des Torbaches, östlich von Geiselhöfe.

Der höhere Teil des Nordostabhangs des Nigglastals und Torbachtals (in der Umgebung der Waldhütte) und der Südabhang des Torbachtals sind durch zahlreiche und ausgedehnte, aber inaktive Massenbewegungen gestört. Meistens sind es lang gezogene, durch die Tiefenerosion der Bäche mit verursachte Massenbewegungen. Das Grundgebirge besteht dort aus den für Massenbewegungen anfälligen Kalkphylliten.

In der Umgebung der Hobalm dehnt sich das Hobartal zu einem kleinen Talkessel aus, der von Schutt- und Schwemmkegeln bedeckt wird. Dieser Talkessel ist als Enddepression des Hobartalgletschers aus dem Postwürm zu interpretieren. Er hinterließ eine reliktsch erhaltene Endmoräne, die das Tal in einer Höhe von rund 1760 m ü. NN schließt.

Das Tuxertal unterhalb von Vorderlanersbach (Rieder) ist eng und schneidet sich tief in die Felsen ein. Unterhalb des Freithofs wird das Tal zur Felsschlucht, deren Tiefe in Finken über 120 m erreicht. Dicht unterhalb der beiden oberen Schluchtkanten, in der Umgebung des Innerbergs und des Brunnhauses, sieht man Kiese und Gerölle von einem Durchmesser bis zu 30 cm, meistens liegen die Gerölldurchmesser zwischen 5 und 13 cm. Auf den Kiesen lagert Grundmoräne, die umfangreiche Flächen der beiden Talabhänge bedeckt. Eine Ausnahme ist der Südwestabhang über Rieder, der felsig ist. Dort stehen Kalke und Dolomite an. Am Fuße dieses Abhangs kommen ausgedehnte und mächtige Schuttkegel bzw. Blockwerkfelder vor.

Kurze und nicht hohe Wälle einer Seitenmoräne sind vom oberen Teil des südlichen Talabhangs in der Umgebung der Nadisalm und oberhalb von Gfahl sichtbar. Sie wurden durch postglaziale Gletscher von der Wanglspitze (Wanglalm) und vom Penken aufgeschüttet. Große Teile dieses Hanges sind mit kompakter Grundmoräne bedeckt. Diese ist häufig stark verwittert, ausgewaschen und durch Hangkriechen umgelagert. Das Endprodukt dieser Prozesse ist ein gelblicher bis dunkelbrauner Verwitterungslehm mit gerundeten Blöcken aus dem Moränenmaterial und eckigem Hangschutt aus dem Grundgebirge. Ein deutlicher Wall einer Seitenmoräne hat sich am Westabhang eines engen Tals erhalten, das von der Mt. Grinbergspitze nach Norden zum Tuxertal abfällt.

Im Tuxertal unterhalb von Bärddille sieht man an den Abhängen (vor allem am Südabhang) deutlich kleine Stufen und Verebnungen sowie eine ausgedehnte Kamesterrasse. Die höchste Stufe liegt zwischen dem Neurautwald und dem Penkenhaus, in einer Höhe von 1650–1600 m ü. NN. Diese Stufe besteht aus Moräne, die stellenweise (z.B. westlich von Gfahl-Barmdl) einen niedrigen Wall bildet. In der Umgebung der Schrofentalalm ist in einer ähnlichen Höhenlage eine deutliche Verebnung sichtbar, die aus Quarziten besteht. Diese werden von Moräne überlagert. Die nächst niedrigere Stufe ist in einer Höhe von 1500–1540 m ü. NN über Freithof sichtbar. Eine weitere Stufe liegt in der Nähe von Gfahl in einer Höhe von 1400 m ü. NN.

Eine deutliche Kamesterrasse ist in einigen Fragmenten in der Nähe von Brunnhaus und in Innerberg sichtbar. Ihre obere Kante liegt in einer Höhe von rund 1000 m ü. NN. Ein anderes Fragment dieser Terrasse tritt über Finkenberg, in einer Höhe von 940–960 m ü. NN auf. Die beschriebenen Stufen und die Kamesterrasse kennzeichnen Höhen des abschmelzenden Tuxertalgletschers im Postglazial.

In der Nähe von Zellberger Siedlung, Dorau, Finkenberg und am Ausgang des Zemtals kommen ausgedehnte Aufschlüsse des Grundgebirges vor. Dies ist der obere Teil jener Stufe, in der das Tuxertal zum Zillertal abfällt. Auf dem Grundgebirge haben sich nur wenige und kleine Flächen von Grundmoräne erhalten. Größere Verbreitung hat diese dort nur im Zembachtal, oberhalb des Kraftwerks. In Dornau sind schöne „moutons“ zu sehen, ausgedehnte Rücken, die sich von Westen nach Osten erstrecken. Eine tiefe und enge Schlucht schnitt der Tuxbachs in Finken in die erosionsanfälligen Phyllite ein, die zusätzlich durch zwei spröde Aufschiebungen aufgelockert wurden.

Zahlreiche und sehr ausgedehnte Massenbewegungen kommen im unteren Teil des Abhangs über Bärddille und im Tal des Tuxeggbachs vor. Diese Massenbewegungen sind jetzt inaktiv, können jedoch nach lang dauernden Regenfällen leicht aktiviert werden. Im Grundgebirge kommen dort Quarz- und Karbonatphyllite sowie grüne Tonschiefer vor, die für Massenbewegungen sehr anfällig sind.

Enge und über 700 m lange Murenzungen sind unterhalb der Lachtalalm sichtbar.

**Bericht 2006
über geologische Aufnahmen
der quartären Sedimente
im mittleren Teil des Tuxertals
zwischen Nasse Tuxalm und Penken
auf Blatt 149 Lanersbach**

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The upper parts of the slopes above Nasse Tuxalm and between Hippoldspitze and Penken were mapped in 2006. The work was a continuation of the mapping carried out in 2005 in lower parts of the area.

Generally, the area mapped appears as moderately gentle slopes dipping from the crest of the Tuxer Alpen ridge, from Gröblspitze in the S, through Torspitze and Hippoldspitze (in the W and NW), Rastkogel (in the N), Wanglspitze to Penken and Gschösberg (in the E). The crest and the highest part of the slopes of the main ridge as well as its spurs are rocky or covered with blocks and scree. The lower parts of the slopes and valley floors are covered with glacial sediments – tills. End and lateral moraines of the late Würm and Holocene age are preserved in most slope depressions. Late glacial and Early Holocene landslides and rockfalls remodelled some slopes. The most dramatic mass movements took place on the slopes around Hobalm. The largest rockfalls are SE of Rotkopf, in Baumgartenalm and on the SE and W slopes of Graue Spitze. Some of them evolved into the rock glaciers.

Glacial Sediments and Landforms

Vast areas of the slopes and valley floors are covered with glacial sediments s. s. (tills), i. e.: melt-out till and basal (lodgement) till of the Würm age (maximum stage). In most cases it seems that it is the melt-out till that forms glacial cover of the hardrock. It consists of angular, subangular and poorly rounded rock fragments of various sizes with relatively little fine-grained matrix. The roundness allows to distinguish glacial sediments, periglacial debris and scree. It seems that a typical basal till seldom occurs. It is moderately compact and contains more sandy, silty and clayey matrix than the melt-out till. It is probable that relatively low compactness is due to the post-glacial weathering and creeping. It is also very probable, that both types of the till were partly mixed together during intensive melting of the glaciers in the late Würm. Moreover, post-glacial weathering processes led to the formation of weathering loams and debris. They were probably also mixed with the underlying glacial sediments by the periglacial processes, active in the mountains throughout the whole post-glacial period. All this makes distinguishing in the field glacial sediments (two types of the tills) and periglacial weathering sediments unreliable. Therefore, the sediments in question were marked jointly, except for scree, debris and block fields. Such differentiation was possible in the area of the Penken Alm, located closer to the Tux valley floor and covered with forests and thus, probably, protected from slope creeping. They were mapped in 2005.

The largest areas covered with the moraine occur on the S-dipping slopes in Nasse Tuxalm, Hobalm, Geiselalm, Lämmerbichalm, and Penkenalm. N- and NE-facing slopes are also covered with moraines, but they are more extensively engaged in the mass movement processes.

Ridges of the terminal (more common) and lateral (rare) moraines are well preserved in the upper parts of the slope depressions and small valleys falling down from the main ridge and its spurs. However, they are relatively small and sparse. Probably the deglaciations of sunny slopes exposed to S was rapid, ice front stagnant stages short and readvances small.

The largest ridge of the lateral moraine is preserved in Wallruckalm, in the lower part of the southern slope of Waxen. It is difficult to judge whether or not the distinctive fragment of the end moraine preserved in Hobalm (1760 m a.s.l.) is related to the same glacier. It closes nice looking terminal depression, infilled probably with the moraine-dammed lake sediments and actually being buried under the alluvial fans spreading from N. The ELA can roughly be estimated as lower than 2100 m a.s.l. (the lower end of the lateral moraine). This would point to one of the early stages of the late Würm as the age of both moraines. Probably of similar (or older) age were small glaciers, which left bows of end moraines in Baumgartenalm, at the height of ca.