

Die geomorphologischen Formen sind im beschriebenen Gebiet im Allgemeinen sehr deutlich und ermöglichen an vielen Stellen die Rekonstruktion der Landschaftsgenese.

Der Geroldsbach hat ein sehr tief eingeschnittenes (60–90 m) V-förmiges Tal. Die Erosion verlief hier in Etappen, die wahrscheinlich mit dem Abschmelzen des Inntalgletschers und der damit verbundenen Verlagerung der Rückstau niveaus zusammenhängen. Relikte alter Talböden, die 40 m über dem heutigen Talboden liegen, zeugen davon. Auf diesen erkennt man einen Mäanderberg (mit einem erratischem Block am Gipfel) und ein hängendes Bachbett.

Das Tiefental ist etwa 200–300 m breit und 3 km lang; wahrscheinlich ein subglaziales Tal, das in Flusskiese eingeschnitten ist. Darauf weisen das unebene Langprofil, der Natterersee, ein mit Wasser ausgefülltes Toteisloch und die Wasserscheide, die quer zum Tal etwa 250 m östlich vom Natterersee verläuft, hin. Auf beiden Seiten des

Tals kommen deutliche Kamesterrassen vor, die in der Zeit entstanden, als das Tal mit Toteis ausgefüllt war (spätes Würm).

Im Mühlbachtal sind interessante Fluss-, Gletscher- und Stillwasserablagerungen aufgeschlossen. Die wenigen Grundgebirgsaufschlüsse weisen auf die beträchtliche Mächtigkeit der quartären Ablagerungen hin. Im Talboden, unter der Moräne, kommen Alluvialkiese vor, die wahrscheinlich allmählich in die Flusskiese des Wipptals übergehen. Etwa 300 m südwestlich von Nockhof, unter der Moräne und wahrscheinlich auf Alluvialkiesen (etwa 1080–1100 m ü. NN) stehen geschichtete Bändertone mit gut sortierten Sanden an. Sie sind durch eine Schicht aus grobkörnigen karbonatfreien Kiesen getrennt. Im höheren Teil des Tals, in einer Höhe von 1260 m ü. NN bilden die Bändertone etwa 20–30 cm mächtige Lagen unter dem scharfkantigen, stellenweise zementierten Schotter.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Wildlahnertal und Kaserertal Blatt 149 Lanersbach

JURRIAN FEIJTH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2006 wurden im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme das Wildlahnertal und Teile des Kaserertals Blatt 149 (Lanersbach) kartiert. Das bearbeitete Gebiet umfasst vom Liegenden zum Hangenden (S nach N) die Venedigerdecke, die Wolfendorndecke und die Modereckdecke. Das Studium der Klein- und Großstrukturen (drei Faltungsphasen; F_1 – F_3) sowie der Fazies der Kaserer- und Bündnerschieferformationen und die daraus abzuleitende Deckengliederung bildeten einen Schwerpunkt dieser Kartierung.

Großstruktur

Im Wildlahnertal sind, von Süd nach Nord, die Venedigerdecke, die Wolfendorndecke und die Modereckdecke aufgeschlossen. Als Folge der F_3 -Faltenphase ($\pm E$ - W -streichende Faltenachsen, steil N-fallende Achsenebenen) ist die Großstruktur E- W -streichend. Lokales NE-SW- bis fast N-S-Streichen ist im Bereich von F_2 -Großfalten (steil $\pm NW$ abtauchende enge Falten, die von F_3 überprägt werden) vorherrschend.

Venedigerdecke

Im südlichsten Teil des bearbeiteten Gebiets sind die Zentralgneise und die Hüllgesteine des alten Dachs aufgeschlossen, mylonitische gut foliierte und zum Teil plattige Paragneise. Granitgneise mit nur schwach ausgeprägter Foliation liegen meist als Blockwerk vor. Auch die Hochstegen-Formation, bestehend aus einförmigen grauen bis blaugrauen gut kristallinen Kalkmarmoren und Kalkglimmerschiefern, macht einen Teil der Venedigerdecke aus.

Ein bemerkenswertes Vorkommen von Granitgneisblöcken mit schwach entwickelter Foliation liegt nordwestlich vom Hohen Napf vor. Für die Lage dieser Blöcke gibt es zwei mögliche Erklärungen; einerseits könnte es sich um den Scheitelbereich einer F_1 Isoklinalfalte mit sehr großer Amplitude handeln, die von NW-abtauchenden Falten (F_2) und E- W -streichenden aufrechten südvergenten Falten (F_3) überprägt wird. Die Wurzelzone dieser Falte wird im

Bereich des Steinernen Lamms vermutet. Andererseits wäre ein glazialer Transport dieser Gneisblöcke denkbar. Ersterer Interpretation wird der Vorzug gegeben, da die Zentralgneisblöcke immer im Zusammenhang mit der Wustkogel-Formation auftreten, und zwar parallel zum Streichen. Das Vorkommen von kataklastisch deformierter Zentralgneis an der Basis der Modereckdeckenüberschiebung, aufgeschlossen in den F_3 -gefalteten Kataklastiten am Kontakt zwischen Bündnerschiefer und Kaserer-Formation beim Hohen Napf, ist ein weiteres Indiz dafür, dass polyphase Faltenstrukturen vorliegen.

Wolfendorndecke

Im bearbeiteten Gebiet wird die Wolfendorndecke ausschließlich aus der Kaserer-Formation aufgebaut, welche aus einer Wechselfolge von unreinen Kalkmarmoren, Albit-Chloritphylliten, Breccien, Arkosen, Arkosekonglomeraten, Kalkphylliten bis kalkreichen Phylliten und Quarziten besteht. Die Komponenten der Breccien sind Zentralgneisgerölle, stark gestreckte Dolomit- und Kalkmarmorlasten sowie Feldspatlasten. Olistolithe im m- bis 10er-m-Maßstab, bestehend aus meist gut gebankten triassischen Quarziten und Dolomiten und sind in einer E- W -streichenden Zone zwischen Ramsgrubnersee und Schönlahner Spitze aufgeschlossen.

Im Bereich der Kahlwandspitze sind in Glimmermarmoren der Kaserer-Formation (mit blaugrünem Chlorit und Chloritoid) Kalkmarmor-Schollen erkannt worden. Die starke tektonische Überprägung macht die Unterscheidung, ob es hierbei um sedimentäre Schollen oder Boudins in einer Überschiebungszone handelt, unmöglich. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analysenwerte ($0,708134 \pm 0,000004$) einer sehr reinen weißen Kalkmarmorprobe dieses Gesteins zeigen ein eindeutiges triassisches Alter von ca. 245 Ma. Auf der Großen Mahdalm und am Kleinen Kaserer sind weitere Breccienvorkommen, z.T. mit Granitgeröllen, aufgeschlossen. Diese Gesteine sind typisch für die Basis der Kaserer-Formation. Die Modereckdeckenüberschiebung ist von einem Metamorphosesprung gekennzeichnet, charakterisiert durch Granat in der Kaserer-Formation der Wolfendorndecke und Biotit in den Bündnerschiefern der Modereckdecke.

Permotrias der Modereckdecke

Zwischen Toldern und dem Hohen Napf, am Riepenkopf sowie im Bereich der Schöberspitzen liegen Aufschlüsse der Schöberspitzenpermotrias. Die Seidwinkl- und Wust-

kogelformationen der Schöberspitzen-Trias, die tektonische Großschollen/Boudins im 100-m- bis km-Maßstab bilden, sind Reste der ursprünglichen Basis der Modereckdecke. Die permische Wustkogelformation formen phengitische Quarzite, phengitische Glimmerschiefer und lokal Porphyroide und Arkosekonglomerate. Diese sind metamorph überprägte sedimentär umgelagerte Vulkanoklastika. Die blaugrünen Farben vieler dieser Gesteinstypen beruhen auf Phengit. Vor allem zwischen Kalte Herberge und der Holzbebensiedlung sind diese Gesteine meist als Lockergestein im umgelagerten Moränenmaterial und im Hangschutt angetroffen worden. Diese unweit transportierten Lockergesteine lassen sich im Streichen mit kleinen anstehenden Vorkommen. Östlich des Wildlahnertals verbinden. Auch um den Rauhen Kopf, unmittelbar nördlich vom Tettensgrat sowie südlich der Hornspitze, wo sie im Meter- bis Zehnermeter-Maßstab mit Schwarzschiefer der Bündnerschiefer verschuppt sind, konnten Aufschlüsse der Wustkogel-Formation kartiert werden.

Die liegende Seidwinkl-Formation baut eine Wechselfolge aus Dolomitmarmor, weißem Quarzit, Serizitphyllit, Rauwacke, Chloritoidquarzit, Chloritschiefer und glimmerreichem Kalkschiefer (ockerfarbig verwitternd) auf. Unreine Kalkmarmore mit Hellglimmern, meist konzentriert auf den Schichtflächen, folgen. Das Hangende der Seidwinkl-Fm. besteht aus meist plattigen hellgrauen und lokal dunkelgrauen (gelblich bis beige verwitternd) Dolomit- und Kalkmarmoren, Dolomitlaminiten und vereinzelt „Wursteldolomiten“.

Bündnerschiefer der Modereckdecke

Die Bündnerschiefer konnten im Wildlahnertal, bei der Hohen Warte und am Jochgrubenkopf vom Liegenden zum Hangenden stratigraphisch grob untergliedert werden:

- 1) Schwarzschiefer (kalkarm) und Karbonat-Chloritphyllitlagen mit bis zu 10 m mächtigen Metagabbros, die als Boudins aufgeschlossen sind.
- 2) „Kalkreiche Bündnerschiefer“ (Kalkmarmor, Glimmermarmor, teilweise wechsellagernd mit Phylliten, Kalkphylliten und Kalkschiefern.
- 3) „Kalkarme Bündnerschiefer“ (Kalkphyllit, kalkarmer und kalkfreier Schwarzphyllit und untergeordnet Karbonatquarzit. Der basale Teil der Bündnerschiefer, die Schwarzschiefer mit isolierten Metagabbro-Aufschlüssen zwischen Hohe Warte und Kahlwandspitze sowie am Rauhen Kopf, repräsentiert den bathymetrisch tiefsten Teil des Arbeitsgebiets.

Strukturgeologie

Alle Gesteine der Venediger-, Wolfendorn- und Modereckdecken sind im mm- bis km-Maßstab nach D_1 isoklinal gefaltet. Die D_1 -Struktur besteht generell aus einer schichtparallelen mylonitischen Schieferung mit Isoklinalfalten im mm- bis km-Maßstab. Während dieser Kartierung hat sich erstmals herausgestellt, dass es F_2 -Großfalten mit steil NW-abtauchenden Faltenachsen gibt. Falten der D_2 -Phase niedriger Ordnung treten gehäuft in bestimmten Zonen auf, vor allem in den Scheiteln der F_2 -Großfalten in den Bereichen Schöberspitzen – Kleiner Kaserer, Rauher Kopf – Hoher Napf und zwischen Hohe Warte und Kahlwandspitze. Die flammenähnliche Strukturen in der Steilwand zwischen Kleiner Kaserer und Lärmstange, aus östlicher Richtung gesehen, sind als Verschnitte von F_2 -Falten interpretiert. Im kartierten Gebiet tritt, regional gesehen, eine Häufung dieser Strukturen auf. Eine S_2 -Schieferung ist im kartierten Gebiet nicht oder nur schwach entwickelt.

Der gesamte Deckenstapel, inklusive Schöberspitzenpermotrias, ist bis zum km-Maßstab D_3 -gefaltet, mit E–W-streichenden und steilen N-fallenden Achsenebenen. Diese Falten mit einer Achsenflächenschieferung, die durch

Krenulation und Drucklösung gebildet wurde, überprägen die D_1 - und D_2 -Strukturen.

Im Bereich von den Scheiteln von F_2 -Großfalten sind deutliche F_2 - F_3 -Überprägungsrelationen erkennbar. Die Schöberspitzenpermotrias der Modereckdecke ist hauptsächlich in den F_3 -Mulden und F_2 -Scheiteln erhalten. Die Scheitelbereiche der F_3 -Antiformen sind stark erodiert und die Flanken sind durch den gleichförmigen Faltenbau sowie eine D_3 -Blattverschiebungskomponente stark ausgedünnt.

Das kartierte Kartenbild der Großen Mahdalm stellt einen Verschnitt der F_2 - F_3 -Faltenstruktur mit der Topographie da. NW-abtauchende F_2 -Großfalten sind von einer E–W-streichenden F_3 -Antiklinale überprägt. Besonders die Verbreitung der Brekzien mit stark elongierten Komponenten unterstreicht das Vorhandensein von F_2 -Großfalten. Um den Rauhen Kopf herum, in der F_3 -Mulde mit Triaskarbonaten des Schöberspitzen (vor allem im Bereich des Wildlahnertals) sowie zwischen Hohe Warte und Kahlwandspitze gibt es ebenfalls eindeutige F_2 - F_3 -Überprägungsrelationen im 100-m- bis km-Maßstab. Hier ist eindeutig zu sehen, dass die Modereck-Deckenüberschiebung von F_2 - und F_3 -Falten überprägt ist.

Quartär und Massenbewegungen

Quartäre Sedimente (fluviatiles und fluvioglaziales Sediment, Sand, Kies, Blockwerk) des Kasererbachs überlagern die Festgesteine des Kaserertals. Der Wildlahnertal ist hauptsächlich in Hangschutt und Blockwerk (z. T. alte Massenbewegungen) eingeschnitten. Vor allem im Kaserertal, aber auch im unteren Wildlahnertal, sind die tiefer liegenden Hangbereiche von Schwemmfächern abgedeckt, die nach unten an rezente bis subrezente Alluvionen (Kies, Sand, Ton) anschließen. Hochwasserereignisse, Bachausbrüche und Murenabgänge sind in diesen tieferen Tallagen häufig.

Nach FLIRI (1998) soll es im Jahr 1864 (Datierung mittels Baumringe, Frühholz) als Folge eines Gletschersturzes des Wildlahnertals ein Hochwasserereignis gegeben haben. In Wildlahnertal trat Flächenerosion auf und es wurden 11 Häuser von Muren zerstört. Dieses Ereignis könnte mit dem Abschmelzen nach dem 1850er Gletscherhöchststand in Verbindung stehen. Ausbrüche des Wildlahnertals haben mehrmals stattgefunden, wie am 27. 07. 1868, 03/04. 10. 1868 und 19. 06. 1871 (FLIRI, 1998). Der Wildlahnertal ist derzeit unterhalb der Brücke (1520 m) künstlich eingedämmt. Einige Höfe des unteren Wildlahnertals waren zumindest bis Anfang der 30er Jahre an der Ostseite des Talbodens situiert und wurden wegen Murenabgängen zur Mitte des Talbodens verlegt (Postkarte aus 1930, http://members.aon.at/holzi183/page_3_8.html, und Informationen vom Herrn Gottlieb STAUD, Hochmark, 20a/1, 6154 Wildlahnertal). Im Jahre 1942 (Baumringdatierung) ist bei Wildlahnertal eine Mure auf ein Feld heruntergegangen, wobei von Sachschaden und Verlust an Haustieren die Rede ist (FLIRI, 1998). Murenabgänge dürften häufiger passiert sein, als in FLIRI (1998) beschrieben.

Spät-postglaziale End- und Seitenmoränen gibt es unterhalb des Wildlahnertals, nördlich vom Schöberspitzen, nördlich der Hohen Warte sowie eine kleine in den beiden Talkesseln nördlich und südlich vom Gulfen und an der Seealm. Außer beim Wildlahnertal sind diese Gebiete z. T. großflächig von Grundmoräne bedeckt.

Ein inaktiver Blockgletscher befindet sich westlich vom Ramsgrubner See (wirklich inaktiv?).

Folgende größere Massenbewegungen wurden kartiert:

- 1) Östlich der Hohen Warte: Bergzerreißung ($\approx 12\text{--}16 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) mit Zerrspalten in der Kaserer-Formation und im Bündnerschiefer. Diese große tiefgreifende Massenbewegung hat eine Auflockerung und deutlich erkennbare

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 Quarzitololithblöcken 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 Nigglassbaches, 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 Stauseeschluffe 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.