

Blatt 119 Schwaz

Siehe Bericht zu Blatt 88 Achenkirch von ALFRED GRUBER.

Blatt 148 Brenner

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär westlich des Silltales zwischen Natters und Neu Götzens auf Blatt 148 Brenner

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt grundsätzlich auf einer Felsterasse südwestlich von Innsbruck, 170–370 m über dem Inn und 100–300 m über der Sill (750–950 m ü. NN). Das Grundgebirge besteht hauptsächlich aus Innsbrucker Quarzphyllit, der mit relativ mächtigen quartären Ablagerungen bedeckt ist.

Der Felsensockel steht auf der Terrasse östlich vom Natterer Boden in einer Höhe von 860 m ü. NN an. Er kommt auch im tief eingeschnittenen Tal des Geroldsbaches in einer Höhe von etwa 750–770 m ü. NN vor. Im Bereich Oberer Berg ist der Felsuntergrund in den tief eingeschnittenen Zuflüssen des Geroldsbachs sowie in der morphologischen Stufe in einer Höhe von etwa 1100 m ü. NN und längs des Rückens zwischen der Mutterer Alm und Nockhof aufgeschlossen.

Auf dem felsigen Untergrund liegen Flusskiese, die eine Mächtigkeit von über 200 m (625–850 m ü. NN) erreichen. Sie sind an den Abhängen der Terrasse südwestlich von Innsbruck im Inntal, im Silltal und an den Abhängen des Tiefentals aufgeschlossen. Sie bestehen aus Geröllen mit einem Durchmesser von bis zu 1 m, die überwiegende Korngröße liegt zwischen 5 und 25 cm. Diese Kiese sind stellenweise mit Tonen oder tonigen Karbonaten zementiert und bilden feste Konglomerate. Am besten sichtbar sind sie in der Mündung des Mühlbachs und am Rücken zwischen den Flüssen Sill und Ruetz. In den Kiesen finden sich bis zu 5 m mächtige Schichten oder Linsen eines feinkörnigen, dichten und geschichteten Sandes mit Muskowit („Mehlsande“). Sie kommen im oberen Teil des Rückens zwischen der Sill und der Ruetz vor sowie in der Nähe der Stefansbrücke und nördlich vom Natterer Boden.

Im Bett des Geroldsbachs, in der Nähe des Abbauraums eines alten Ziegelwerks (z. Z. Gefängnis) unterlagern mit scharfem Kontakt blaue Schluffe die grobkörnigen Flusskiese. Dieser Schluff, in dem keine Schichtung sichtbar ist und der würfelig bricht, ist eine Ablagerung eines Gletscherstausees.

Auf den Flusskiesen liegt Grundmoräne (Würm). Diesen Kontakt sieht man gut in der Kiesgrube 250 m nördlich vom Landeskrankenhaus, am Abhang des Tiefentals, 300 m SSE vom Landeskrankenhaus und in einer kleinen, aufgelassenen Kiesgrube im Natterer Boden. Die Moräne scheint eine Mächtigkeit zwischen einem und wenigen Metern zu haben. In der Nähe des Geroldsbachs und des Natterer Sees erreicht sie die Mächtigkeit von etwa 20 m. Sie ist an der ganzen 20 m hohen Böschung des Geroldsbachtals aufgeschlossen. Etwa 1 km südwestlich von Nockhof, in einer Höhe von 1260 m ü. NN, steht in einem sehr interessanten Aufschluss eine 10 m mächtige dichte,

graue Grundmoräne mit einer 1 m tiefen, braun-orangefarbenen Verwitterungszone an.

Auf dieser Grundmoräne lagern sandig-kiesige Sedimente der Kamesterrassen und Kames. Sie bilden neun geomorphologisch unterscheidbare Niveaus. Die drei höchsten Niveaus liegen unterhalb von Nockhof und am Abhang des Oberen Berges, in einer Höhe von etwa 1100 m und 1020 m sowie in 960–980 m ü. NN vor. Das nächst tiefere Niveau (Niveau IV) wurde im Gebiet von Mutters und Raitis in einer Höhe von 900–950 m ü. NN (250–310 m über der Sill) ausgeschieden. Eine Höhe von 860–880 m ü. NN (210–250 m über dem Sill) erreicht bei Raitis das nächste, sehr deutliche Niveau (V), in dessen Umgebung eine Kamesterrasse und ein Kameshügel sichtbar sind. Niveau VI: Diese Kamesterrasse liegt unterhalb von Raitis (840 m ü. NN, 190 m über der Sill), im Zentrum von Mutters (820–840 m ü. NN, 180–200 m über dem Sill) und über Natters unterhalb vom Landeskrankenhaus (820–840 m ü. NN, 180–200 m über der Sill). Dieses Niveau hat dieselbe Höhe wie das unterste Niveau (800–840 m ü. NN) in der Umgebung von Vill, östlich des Wipptales und ist wahrscheinlich gleich alt. Unter diesem Niveau treten in der Nähe von Natters noch drei niedrigere Kamesniveaus auf. Direkt über dem Wipptal haben sie eine sehr deutliche Terrassenform, weiter nach Nordwesten dagegen sind ihre morphologischen Formen undeutlich. Das unterste dieser Niveaus findet sich in einer Höhe von 740–750 m ü. NN (100–110 m über der Sill).

Im oberen Teil der Kames über dem Tiefental sind fein- und mittelkörnige Sande erschlossen, in denen zahlreiche und tiefe Fuchsbaue situiert sind. Diese Sande sind Ablagerungen von stillen stagnierenden Gewässern. Sie entstanden wahrscheinlich, ähnlich wie alle Kame zur Zeit, als das Tiefental noch mit Toteis ausgefüllt war. Eine ähnliche Genese ist für den Mehlsand, der bei dem Gefängnis aufgeschlossen ist, anzunehmen.

Die Kames werden oft von steil geneigten fluvio-glazialen Schwemmfächern begleitet, die von größeren Bächen in der Endphase des Würm sedimentiert wurden. Ihre Sedimentation verlief wahrscheinlich gleichzeitig mit der Bildung der Kames und Kamesterrassen. Die größten Schwemmfächer kommen in der Nähe von Mutters und Raitis vor.

Am Fuße des Oberen Berges und über Neu Götzens haben sich kleinere, mit Wald bewachsene Murenzungen erhalten.

Die Talböden des Tiefentals, des Geroldsbachs, eines kleinen Tals westlich von Mutters und des Ruetztales bei der Stefansbrücke sind mit holozänen Alluvionen gefüllt. In der Nähe der Stefansbrücke konnten zwei Niveaus festgestellt werden, eines in 680 m ü. NN und ein höheres in 700 m ü. NN.

An den Mündungen der Bäche, die nach Norden abfließen, liegen Holozäne Schwemmfächer vor, d. h. sie folgen der allgemeinen Terrainneigung. Sie bedecken die südlichen Abhänge des Tiefentals, den Abhang des Oberen Berges über Neu Götzens und Lufens und den Abhang, zum Inntal, über dem Schloss Mentlberg.

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 Tieftal 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 Brekzien sind Zentralgneisgerölle, stark gestreckte Dolomit- und Kalkmarmorlasten sowie Feldspatlasten. Olistolithen 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 Brekzienvorkommen, 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-