

neare nordvergenter, enger bis isoklinaler Kleinfalten gekennzeichnet. Diese Falten werden durch offene, ostvergente Falten mit N–S-orientierten Achsen überprägt. Die zugehörigen Faltenachsenflächen sind häufig mit Quarzgängchen belegt. Beide Faltengenerationen werden lokal an westgerichteten Überschiebungen abgeschnitten.

Der Kellerjochgneis zwischen Otto-Leixl-Hütte und Baumgartenast weist eine steile, NE–SW-streichende Foliation auf. Im westlichen Vorkommen der Umgebung des Hambergs wurde hingegen ein mittelsteiles Einfallen nach W und SW gemessen.

In den Wildschönauer Schiefen herrscht generell ein flaches bis mittelsteiles Einfallen der Schichtflächen nach Süden vor. Lokal kann durch zwei Faltungsphasen die Einfallrichtung stark variieren. Die ältere, isoklinale Faltung zeigt vorwiegend nach N bis NW, seltener auch nach SE eintauchende Faltenachsen und Runzellineare. Diese wer-

den durch offene, nordwestvergente Kleinfalten mit flach nach SW oder NE eintauchenden Achsen verfalltet.

Die vorläufigen tektonischen Daten sind ein deutlicher Beleg für die Bedeutung der basalen Deckenbahn des Oberostalpins zwischen dem Innsbrucker Quarzphyllit und den Wildschönauer Schiefen. Sie trennt Bereiche mit unterschiedlichem tektonischem Inventar und unterschiedlichen Metamorphosegraden. Ihr Ausbiss verläuft relativ gerade Ost–West an der Nordflanke des Märzengrundes, was schon von früheren Bearbeitern als ein Argument für eine nachträgliche Überfaltung der Deckenbahn mit einem steilen bis überkippten Einfallen im Bereich des Kartiergebietes gedeutet wurde. Ob auch der Störung an der Basis der Späne des mittelostalpinen Kellerjochgneises eine ähnlich bedeutende Stellung zukommt, sollen zukünftige Untersuchungen zeigen.

Blatt 175 Sterzing

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen auf Blatt 175 Sterzing

MATHIAS OEHLKE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zentralgneis-Einheit

Die nordöstliche Ecke des Kartenblattes beinhaltet den schroffen Gneisgrat zwischen der Wildseespitze (2733 m) und der Friedrichshöhe (2713 m), einem untergeordneten Blockgipfel direkt an der Landshuter Europahütte. Der Letztere besteht aus grobkörnigem granitischem Zentralgneis und wird wenig südlich des Gipfels am Hüttenweg von einem dunklen Biotitschiefergang durchzogen, der 60° steil nach SSW einfällt.

Etwas tiefer an dem Grat, der an der östlichen Blattgrenze nach Süden ins Pfitschtal hinabzieht, steht ein markanter Felsturm („Gendarm“) mit hoher Talseite im Granitgneis, der schon vom Pfitschtal gut auszumachen ist. Wenig unterhalb dieses Turms folgt zwischen 2500 m und 2600 m ein dunklerer, biotitreicher Zentralgneistyp, der eine dioritische Zusammensetzung aufweist. Dieser wird von einer Lage granitisch-porphyrischen Zentralgneises (2400 m) unterlagert. Darunter folgt wieder der im Blattgebiet meistverbreitete grobkörnig-granitische Typus. Dieser wird am Grat mehrfach von steil S-fallenden dunklen Scherzonen durchzogen.

Auf dem Grat zur Wildseespitze, der den Landshuter Höhenweg trägt, tritt südwestlich der Hütte eine ca. 6–8 m mächtige helle Zone stark geschieferten Zentralgneises auf, die sehr muskovitreich ist und bräunlich verwitterndes Karbonat führt. Sie fällt flach (12°) nach S ein und beinhaltet Scherkörper von Biotitschiefer und aplitischem Granit. Im Verlauf des Grates folgt ein Bereich mit sehr hellem, feinerkörnigem aplitischem Granit, bevor ein senkrechter Aufschwung den Grat auf ein Plateau unter dem Gipfelaufbau der Wildseespitze vermittelt. In dieser ca. 50 m hohen Wand ist ein 20–30 m langer Scherkörper aus Aplitgranit inmitten von granitischem Gneis angeschnitten, der einen deutlichen Bewegungshorizont markiert. Den Gipfelaufbau über dem Absatz dominiert fein- bis mittelkörniger, stärker folierter, glimmerreicher Gneis. Der vom Gipfel nach SW folgende Gratabschnitt ist breit und eben und trägt bei der Abzweigung eines langen Blockgrates nach Süden auf 100 m Länge ein lokales Erosionsrelikt von grauschwarz und milchigweiß gebänderten Quarziten. Aufgrund der starken

Zerrüttung des Grates kann keine ungestörte Lagerung mehr festgestellt, aber eine relativ flache angenommen werden. Dieses Quarzit-Vorkommen („Lias“) liegt in der streichenden Fortsetzung des Wolfendornprofils und ist dazuzurechnen.

Im Bereich der Grubbergalm zwischen 1950 m und 2000 m ü.NN befindet sich ein weitflächiges ebenes Areal, in dem Zentralgneis-Blockschutt von den Hängen akkumuliert und abgebaut wurde. Der Steinbruch ist seit einigen Jahren stillgelegt.

Entlang der für den Steinbruch gebauten Transportstraße nach Grube hinab und einer weiter östlich gelegenen Forststraße in den Waldhängen oberhalb von Platz ist über ca. 1650 m ü.NN immer wieder Zentralgneis, z.T. leicht porphyrisch, an der Böschung aufgeschlossen.

Sedimenthülle der Zentralgneis-Einheit

Das Profil am Gipfelaufbau des Wolfendorn ist schon mehrfach sehr ausführlich dargestellt und interpretiert worden (TOLLMANN, FRISCH, LAMMERER). Die um den nach Westen abtauchenden Tuxer Zentralgneiskern streichende Fortsetzung dieser Serien sollte sich auf dessen Südabdachung wiederfinden lassen. Dieser Bereich liegt in den Waldhängen über Grube, Rain und Platz. Aufschlüsse finden sich vor allem an den o.a. Forststraßen und entlang des Wanderweges von Grube zur Grubenalm (Issenalm). Den größten Anteil nehmen gebänderte Quarzite mit milchigen und dunklen, grafitführenden Lagen („Lias“) ein. Zwischen diesen und dem Zentralgneis ist eine schmalere Einheit (20–30 m mächtig) mit dunklen, grünlichen chloritreichen Schiefen, die z.T. eng verfalltet sind, und einzelnen Quarzitbänken zwischengeschaltet. Im engen Bach-einschnitt über Rain in ca. 1620 m ü.NN (Grubenwald, Sackgasse einer Forstwegabzweigung zum Bach) treten zwischen den hier gneisigen Schiefen mit Amphibol und den Grafitquarziten noch zwei ca. 1 m dünne Lagen eines sehr dichten weißgelben Quarzites und eines gelblichen Dolomitmarmors („Trias“) auf. Diese keilen nach Westen aus. Der mächtige grobkörnige Kalzitmarmor vom Wolfendorn (Hochstegenmarmor, „Malm“) findet sich in den Waldhängen östlich Kematen nicht wieder und verläuft möglicherweise weiter südlich unter dem Talboden.

Quartäre Bildungen

Der auffallend flache und breite Talboden des mittleren Pfitschtals um 1380 m bis 1400 m ü.NN stellt den ehemaligen Seeboden des Pfitschersees dar, der in historischer

Zeit seinen ihn aufstauenden Bergsturz-Felsriegel durchschnitten hat und nach einem verheerenden Ausbruch trockengefallen ist. Das Seesediment besteht vorwiegend aus schluffigem, glimmerreichem Feinsand. Reliktisch sind am Nordrand des Talbodens Teile von Schwemmfächern erhalten, die sich, besonders schön bei Rain zu sehen, weit in den See vorgeschüttet hatten. Sie besitzen eine sehr flache Oberfläche und steile Böschung (ca. 30°). Ihre obere Grenze bei ca. 1425 m ü.NN stellt die ehemalige Uferlinie dar.

Die Mündung der Seitenbäche ins Pfitschtal bei Kematzen, Rain und Platz bilden ausgeprägte Schwemmkegel, die z.T. von grobem Gneis-Blockwerk aus den seitlichen Hängen überlagert werden. Einzig der Bach bei Grube besitzt eine sehr enge Öffnung und ist tief zwischen zwei schmalen Seitenwällen eingeschnitten.

Das grobe Gneis-Blockwerk ist in den bewaldeten Hängen oft zu Blockströmen mit geringem Bewuchs akkumuliert. Besonders im Hang unterhalb des Steinbruch-Plateaus ist ein solches Netzwerk von Strömen entwickelt.

In den ebenen Arealen über der Talkante bei ca. 1950 m ü.NN tritt oft eine Vermoorung auf, besonders bei der Platzbürstling- und der Grubbergalm. Über diesem Bereich sind besonders im Zentralgneisanteil flächendeckend Grobblockwerk-Schuttströme ausgebildet. Unter den Südabstürzen des Wolfendorn sind diese auch aus Hochstegenmarmor gebildet, wobei hier eine gute Sortierung von feinem zu grobem Schutt in den Hängen zu beobachten ist.

Ein mächtiger Moränenwall einer Seitenmoräne ist am Westrand der Pürstlingalm entwickelt, dessen Zunge bis zum Platzbach in ca. 1960 m ü.NN hinabreicht. Kleinere Wälle treten westlich der Grubbergalm über dem Grafsee auf.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1998–1999 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 179 Lienz

JÜRGEN M. REITNER

Schon bei der Arbeitstagung 1995 in Lienz war es evident, dass die geologischen Kartierungen der Gruppe SPAETH auf Blatt Lienz einer quartärgeologischen Nachbearbeitung bedürfen.

Im Spätsommer 1998 sowie im Sommer 1999 erfolgte die Aufnahme der Südwestflanke der Schobergruppe zwischen dem Ostrand des Blattes und der Mündung des Kalserbaches in das Iseltal. Somit wurde der Abschnitt zwischen Iseltal und etwa 2400 m Seehöhe hinsichtlich der Quartärgeologie überwiegend neu kartiert, sowie notwendige Revisionen bezüglich der Kristallingeologie durchgeführt. In Summe ist damit – bis auf wenige Lücken – der Anschluss zur Revisionskartierung von Manfred LINNER geschafft.

Im Folgenden wird der Versuch unternommen, die Kartierungsergebnisse in einem vorläufigen Gesamtbild der jungpleistozänen bis holozänen Entwicklung darzustellen.

Ablagerungen und Formen des Würm-Hochglazials

Vergleicht man im Raum Lienz die Talweitung des Iseltales mit der des Pustertals, so ist klar, dass im Würm-Hochglazial der Iselgletscher bei der Konfluenz im Lienzener Becken ein kräftigerer Eisstrom war als der Draugletscher.

Abgeschliffene Felsen belegen, dass der Iselgletscher im Untersuchungsraum bei der Einmündung des Kalsergletschers, östlich des Zirmsteines, eine Eishöhe von mindestens 2260 m ü. NN hatte, die sich gegen Südosten mit < 1‰ senkte, sodass am Zettersfeld bei der Einmündung des Debantgletschers eine Eishöhe von ca. 2200 m ü. NN (SE' Schoberköpfel) erreicht war.

Das Geschiebespektrum der Moränen des Iselgletschers im Untersuchungsgebiet spiegelt mit Eklogit, Glimmerschiefer und verschiedenen Typen von Gneisen sowie Tonalit überwiegend die regionale Geologie des Schoberkristallins wider und zeigt damit auch geringe Transportweiten an. Einzig der Prasinit ist als eindeutige Fernkomponente aus den Tauern zu erkennen, welcher vermutlich durch den Kalsergletscher in diesen Abschnitt des Iseltal-Eisstroms gelangte. Zentralgneisgerölle, die hier an sich zu erwarten wären, konnten bis jetzt nur in einem Fall, am Ausgang des Kalsertales, zweifelsfrei von den lokalen

Gneisvarietäten unterschieden werden. Östlich von Ainet wurden in den Grundmoränen keine eindeutigen Ferngeschiebe gefunden.

Abgesehen von der gravimetrischen Vermessung des Lienzener Beckens (WALACH [1993], Österr. Beiträge z. Meteorologie und Geophysik, H 8), die eine Übertiefung von im Durchschnitt 400 m (350 bis 500 m) angibt, sind keine weiteren Daten zur glazialen Tiefenerosion vorhanden. Allerdings ist nordwestlich von Ainet aufgrund des sich verengenden Talquerschnittes sowie der glazial abgeschliffenen Kristallinvorkommen im Talsohlenbereich (z.B. Kienburg; mündl. Mitt. M. LINNER) mit keiner großen Übertiefung zu rechnen.

Unteres Debanttal – Nördlich Schoberköpfel

Quartäre Sedimente

Der Debantgletscher, der während des Würmhochglazials der wichtigste Eiszustrom aus der Schobergruppe war, wurde im frühen Spätglazial – während das Eisstromnetz im Zerfall begriffen war – eigenständig. Dies wird durch folgende Beobachtungen belegt:

So befindet sich westlich Obergöriach in 800 m ü. NN ein max. 15 m hoher und etwa 200 m langer bewaldeter Rücken, dessen Kamm sich von NW gegen SE sanft absenkt. Soweit erkennbar, wird dieser von sandigem Kies mit angerundeten bis gut gerundeten Komponenten der Schobergruppe (Gneis und Glimmerschiefer) sowie eckigen Blöcken mit einem max. Durchmesser von 2 m aufgebaut. Es handelt sich damit unzweifelhaft um den Rest einer Seitenmoräne des Debantgletschers, die auf einer Eisrandterrasse sitzt, welche noch als schmaler Saum gegen Osten zur Ortschaft hin zieht.

Weiters befindet sich auf der orographisch linken Flanke des äußeren Debanttales, am Rücken östlich der Kurve 880 der Iselbergstraße zwischen 910 und 960 ü. NN noch ein weiterer Seitenmoränenwall mit demselben Aufbau und Komponentenspektrum. Trotz des Massenabtrages durch seichtgründige Rutschungen an der Innenseite des Rückens ist der Wall unter Berücksichtigung des Materials keineswegs eine Erosionsform.

Westlich des Debantbaches ist am Rücken des Nussdorfer Berges zwischen 920 und 860 ü. NN ein Wall aus Moränenmaterial zu kartieren, dessen Form allerdings im Zusammenhang mit den großräumigen gravitativen Massenbewegungen am Nußdorfer Berg (s.u.) zu sehen ist. Taleinwärts ist nur am Weg von Nussdorf zur Lienzener Hütte bei Kt. 992 das Vorkommen von korngestütztem Diamikt mit sandiger Matrix, welcher als proximales Eisrandsedi-