

gentlich griffeligen Ausbildung. Die in den Mergeln auftretenden Glimmer verleihen ihnen einen seidigen Glanz. Besonders in den unteren Partien sind mittelkörnige, wenige Zentimeter mächtige, Quarz führende Kalkarenite eingeschaltet. An der Ostflanke des Rauher Kopf tritt 10–12 m unterhalb des Hauptdolomits der Inntaldecke auf 2330 m Höhe ein 70x30 cm großer, gebankter Hauptdolomit-Block (Olisthostrom?) innerhalb einer tonig-schieferigen Abfolge auf.

In den Sommermonaten 1999 wurde besonderer Wert auf die Kartierung des Quartärs gelegt. Die Einteilung erfolgte in pleistozäne Moränen sowie holozäne Hangschuttkegel, Hangschutt, Blockschutt, Terrassenschotter, Seetone, Muren- und Bachschuttkegel.

Tektonik

Der Baustil des Kartiergebietes ist im Wesentlichen durch eine nach SW einfallende Rampe der Allgäudecke kontrolliert worden, die schon während der Überschiebung der Braunarispitz- (Wösterspitz)- und Allgäuer-Hauptkamm-Schuppe angelegt worden war und eine Internverschuppung der auffahrenden Lechtaldecke zur

Folge hatte. Die Überschiebung erfolgte aus südöstlicher Richtung und führte zu einer Schuppenzone im frontalen Bereich der Rampe und zu einem einfachen Sattel bei Lech. Der basale Schrägschnitt der triassischen und jurassischen Schichtglieder von der Höllenspitze zur Göldebodenalm ist durch die Überschiebung der Lechtaldecke aus SE über die nach SW abtauchende Allgäudecke zu erklären. Die hier vertretene Grenzführung der Allgäu- zur Lechtaldecke ist im untersuchten Gebiet heftig umstritten und führte in der Literatur zu den unterschiedlichsten Vorstellungen. Erst die Untersuchungen von TOLLMANN in den 70er Jahren ergaben einen Vorschlag, der durch eigene Beobachtungen nachvollzogen und unterstützt werden kann. Als höchste deckentektonische Einheit wurde schließlich die Rüfispitz-Deckscholle als Teil der Inntaldecke im SE des Kartiergebietes abgetrennt. Hier zeigt sich eine Überschiebung von Hauptdolomit auf die weichen Sedimente der Lechtaler Kreideschiefer. Die im Bericht 1998 vermutete Ausbildung einer großräumigen Duplex-Struktur im Raum Lech – Warth konnte im Sommer 1999 durch die Kartierung der nördlichen Gebiete bis zur Höllenspitze unterstützt werden.

148 Brenner

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Quartär des Obernbergtales auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In dem obersten Teil des Obernbergtales, unter dem Portjoch, in einer Höhe von 1600–1800 m sind kleinere Vorkommen von gering mächtigen Moränendecken erhalten. Sie bestehen aus Schutt und Felsblöcken, die bis zu mehreren Metern Größe erreichen. Stellenweise bilden sie niedrige, langgezogene Wälle, die Seitenmoränen sehr ähnlich sind. In den Kesseln unter dem Portjoch und dem Grubenkopf, in einer Höhe von ungefähr 1900–2050 m, haben sich niedrige und kleinräumige Wälle aus Grundmoräne erhalten.

Spuren einer viel intensiveren spätglazialen Vergletscherung sind in den südöstlichen Tälern, oberhalb von Kaserwald und in der Umgebung des Obernbergersees sichtbar. Der Talgrund ist dort mit Felsblöcken von einem Durchmesser bis zu über 10 Meter bedeckt. Das Blockwerk erstreckt sich in der Umgebung des Obernbergersees von einer Höhe von etwa 1800 m, bis zur Umgebung der Berghütte (ca. 1450 m). Die Felsblöcke stammen aus den Hängen des Tales. Infolge von Bergstürzen, wahrscheinlich aus den Wänden der Allerleigrube und des Geierskragens (2309 m), kamen diese Blöcke auf der Oberfläche des Gletschers zu liegen, der sie dann talabwärts beförderte. Nach dem Abschmelzen des Eises wurden die Felsblöcke auf dem Talgrund, wahrscheinlich in der späten Würmeiszeit, abgelagert. Das viele Wasser, das infolge des Abschmelzens der Gletscher frei wurde und die Felsspalten und die Verwitterungsdecke erfüllte, begünstigte periglaziales Frieren und somit die Entstehung der ausgedehnten Bergstürze. Ähnliches Blockwerk aus dieser Periode ist aus der polnischen Westtatra („Wantule“ in Mala Laka Tal) bekannt.

Der oberste Teil des Obernberger Gletschers, der oberhalb des heutigen Obernbergersees lag, war länger aktiv als der untere Teil. Viele der erwähnten Felsblöcke wurden durch diesen Gletscher am Fuße der Ostabhänge des Kleinen Tribulaun in einer Höhe von etwa 1500 m gelagert. Der Form nach handelt es sich um etwa 40–80 m hohe Endmoränenwälle. Der mittlere und der nördliche Wall stauen das Wasser aus dem Tal, wodurch der Obernberger See entstand. Es existiert auch die Meinung, dass diese Wälle durch Bergstürze aus dem Kleinen Tribulaun entstanden. Die Hauptmasse der Felsblöcke, aus denen die Wälle aufgebaut sind, stammt jedoch nicht aus dem Kleinen Tribulaun, sondern aus dem erwähnten südöstlichen Teil des Obernbergtales.

Spuren der späten Würmeiszeit haben sich auch in den Tälern erhalten, die vom Süden ins Obernbergtal münden. Auf der Karalm ist in einer Höhe von 1740–1770 m ein deutlicher Wall einer Endmoräne zu sehen. Ein anderer, mehr abgeschwemmter Wall befindet sich in einer Höhe von etwa 1780–1800 m. Der obere Teil dieses muldenförmigen Tales ist mit Schutt bedeckt, der infolge der gegenwärtigen periglazialen Prozesse schön ausgeprägte Girlanden und Schutfächer bildet.

Im Griessenbachtal reichte der Gletscher bis zur Umgebung der Almhütten auf der Niederbergeralm (ca. 1740–1780 m). Dort hinterließ er eine Endmoräne, die jetzt schon stark erodiert ist. Oberhalb dieser Moräne ist der Talgrund mit postglazialen Schutt und Felsblöcken bedeckt.

Der Grund des mittleren Teiles des Obernbergtales (in der Umgebung von Obernberg), der reich an schön erhaltenen Kameshügeln ist, wurde im Bericht für das Jahr 1998 beschrieben.

Unterhalb von Obernberg gibt es in diesem Tal weder Moränen noch Kames. Der linke (nordwestliche) Abhang weist zwei Niveaus von Eisrandsedimenten auf. Das obere Niveau hat die Form eines ausgedehnten Streifens Schutt mit leicht abgerundeten Blöcken, in der Umge-

bung der Kastnerbergalm und nordöstlich davon (1540–1820 m). Eine deutliche Geländekante ist oberhalb des Außertals in einer Höhe von 1550 m zu sehen und steigt in Richtung Kastnerbergalm bis zu einer Höhe von 1650 m an.

Das untere Niveau ist besser erhalten und erstreckt sich ohne Unterbrechung von Innertal bis Gasse, indem es den Talabhang, fast vom Talgrund bis zu einer Höhe von etwa 1500 m (d.h. bis 80 m über dem Talgrund im Innertal und bis 280 m über dem in der Gasse), bedeckt. Eine deutliche Geländekante dieses Niveaus kommt von einer Höhe von 60 m über dem Innertalgrund (ca. 1450 m) bis 100 m über den Talgrund in Gasse (ca. 1340 m) vor. Das tiefere Niveau ist auch am rechten (südöstlichen) Talabhang, unterhalb von Vinaders erkennbar und reicht auch bis zu einer Höhe von etwa 100 m über dem Talgrund.

Die beiden Niveaus entstanden infolge der Gletscheraktivität in zwei aufeinanderfolgenden Stadien der späten Würmeiszeit, von denen eines (das Untere ?) möglicherweise dem Steinachstadium entspricht.

Spuren aus älteren Stadien sind über dem Obernbergtalgrund in Form von zwei Verebnungen, die von unten mit Geländekanten begrenzt sind, dokumentiert. Die untere Geländekante ist undeutlich und verläuft in einer Höhe von etwa 1630–1660 m, die obere ist deutlicher und liegt in einer Höhe von etwa 1760–1800 m. Die beiden Verebnungen sind stellenweise mit leicht abgerundetem Schutt bedeckt. Besonders ausgedehnte Schuttkörper bedecken die obere Verebnung in der Umgebung der Egger Mäher.

Das Nösslacher Plateau erstreckt sich entlang des westlichen Wipptal-Abhanges und beginnt nördlich vom Ausgang des Obernbergtals und endet etwas südlich von Steinach. Es liegt in einer Höhe von etwa 1300–1400 m. Es ist dies ein breites, felsiges Plateau mit einer unebenen Oberfläche. Die Einsenkungen sind mit fluvioglazialen Ablagerungen gefüllt, es sind dies Schutt mit einer Menge Kies und abgerundeten Felsblöcken.

Abgerundete Gesteinsblöcke bedecken auch die Hänge oberhalb des Nösslacher Plateaus. Am höchsten reichen sie im Tal des Schlierbachs hinauf, nämlich bis zu einer Höhe von 1600 m. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um die Reste eines Schwemmkegels, der durch das Wasser aufgeschüttet wurde, das von der oben erwähnten Verebnung Egger Mäher herabfließt.

Zwei weitere Schwemmkegel sieht man weiter nordwärts, beim Ausgang der Täler in der Umgebung von Hagaten und Gatt. Diese Schwemmkegel entstanden wahrscheinlich in der späten Würmeiszeit, als das Wipptal unterhalb von Nösslachplateau noch mit Eis ausgefüllt war.

Etwas nördlich von Außernösslach endet das Plateau, und an den felsigen Abhängen, die in Richtung Siegreit im Wipptal abfallen, haben sich fluvioglaziale Ablagerungen nur in zwei Streifen erhalten, die sich oberhalb der Velperquelle befinden (am Weg zum Gasthof Bergeralm).

175 Sterzing

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen auf Blatt 175 Sterzing

AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Sommers 1999 betraf das Gebiet S des Brennerpasses zwischen Silltal und Schlüsseljoch im E und den N-Bereich des Pflerschtals zwischen dem W-Kartenrand und Gossensaß im W.

Für die Aufnahmen des Bereiches zwischen Silltal und Schlüsseljoch wurden die Arbeiten von V. FENTI & C. FRIZ (1972), W. FRISCH (1975) und die geologische Karte Pfitschtal – Pfunders von B. LAMMERER (1988) als Grundlage genommen.

Die Kartierung des Jahres 1999 im E des Eisacktales beschränkte sich auf die Gesteinsabfolge im Hangenden des Zentralgneises. Dieser ist im oberen Silltal S des Kuhberges aufgeschlossen. Darüber folgt meist ein Band von Zentralgneistektonit, weiters Biotitgneis und Amphibolit des „Alten Daches“. Über einer geringmächtigen Abfolge von Quarzit, ocker-bräunlichem Kalkmarmor und Dolomit folgen Graphitschiefer und Quarzite. Den größten Raum im kartierten Gebiet nimmt der Hochstegenmarmor ein. Die tiefere Lage streicht vom Sockel des Wolfendorns in SW-Richtung zwischen Gröbneralm und Luegeralm im S und Geigerspitze und Mäuerlscharte im N und ist bis W der Brenner Bundesstraße zu verfolgen. Schwarzphyllite und Quarzite, die dieses Stockwerk des Hochstegenmarmors überlagern, zeigen Anhäufung von Disthen. Dieser tritt auf Schicht beziehungsweise Schieferungsflächen auf. Die Serie streicht vom Kammbereich zwischen Wolfendorn und Flatschjoch entlang dem Talbereich des

Luegerbaches. N der Postalm treten über dem Hochstegenmarmor weiße Quarzite und silbrige Phyllite auf. Phyllite und Arkosen der Kaserer Serie, welche vom Venntal im N über dem Kuhberg streichend und auch noch S des Silltales beobachtet werden können, scheinen im Bereich um die Postalm auszuweichen.

Zwischen Brennerpaß und dem Gasthof Brennerwolf lagert kalkreicher Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit der Glocknerdecke scheinbar direkt auf Hochstegenmarmor.

Von der Basis des Wolfendorngipfels streichend, entlang des Grates S vom Wolfendorn über das Flatschjoch, talauswärts bis 1900 Seehöhe folgt eine Einschaltung von weißem Quarzit, wechsellagernd mit Dolomit, und darüber hellockerbrauner bis weißer Glimmerkalkmarmor. Die streichende Fortsetzung verläuft E des Eisacktales bis in das Gebiet der Badalm in etwa 1600 Seehöhe. Die Einschaltung wird ihrerseits von Hochstegenmarmor überlagert. Er streicht vom Gebiet E der Flatschspitze entlang dem Grat S der Luegeralm in den Bereich E der Gröbneralm. Hangend folgen Gesteine der Kaserer Serie vor allem Schwarzphyllit, Kalkschiefer bis Kalkphyllit daneben hellgrauer Arkoseschiefer und weißer Quarzit. Die Kaserer Serie baut das Gebiet zwischen Badalm, Flatschspitze bis zum Schlüsseljoch auf. Die Grenze zur Glocknerserie mit basaler Permo-Trias verläuft vom Pfitschtal S Kematen über das Schlüsseljoch, entlang des Zirogbaches zur Badalm. S dieser Linie treten Gesteine der Glocknerdecke auf. Sie bilden den Kammbereich der Daxspitze. Es überwiegen Kalkschiefer und Kalkphyllit. Untergeordnet treten Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer auf.