

Lithologisch gesehen bilden die Lavafelder eine Sukzession von Lavaströmen, die einander lateral durchflechten. An der Basis und im oberen Bereich des Stromes ist eine dünne Schicht einer Brekzie oder brekziöser Basalt entwickelt. Im Falle des Fehlens dieser Strukturen trennen die einzelnen Lavaströme Zonen höherer Porosität. Vom massiven Basalt der zentralen Teile des Stroms nimmt die Menge und Größe der einzelnen Poren in Richtung Peripherie des Stromes zu.

Der Lavastrom im westlichen Teil des bearbeiteten Gebietes hat eine bankige bis unregelmäßig-blockige Trennung. Er ist massiv oder sehr wenig porös. Die Porosität wächst zu den Rändern des Stromes. An einigen Stellen kann man auch an der Basis Brekzien beobachten. Im oberen Bereich des Lavastroms fehlen diese durch Erosion.

Basaltische Pyroklastika

Pyroklastische Gesteine wurden nur an einer Stelle beobachtet: in der Gemeinde Mitchock beim Trigonometer 362,0 m. Dieses Vorkommen besteht nur aus einigen größeren Blöcken bis zu einer Größe von 1–1,2 m und kleineren Fragmenten in deren Umgebung.

Das Gestein ist ein autochthones Pyroklastikum, der Rest eines pyroklastischen Stromes. Es ist das Produkt explosiver vulkanischer Aktivität. Das Pyroklastikum besteht aus Fragmenten von Bimsstein, lithischen Fragmenten und einer Tuff-Bimsstein-Matrix. Der Bimsstein ist hellgelb bis hellgrau. Die Größe der Fragmente ist bis 1–2,5 cm. Die Fragmente haben anguläre bis subanguläre Formen. Die lithischen Fragmente bildet glasiger Basalt. Diese Fragmente sind angulär mit einer Größe bis zu 1–2 cm. Die Matrix ist brauner Farbe und besteht aus einer Tuff-Bimsstein-Mischung mit kleinen Fragmenten von Mineralkörnern, Basalt und Bimsstein.

Das Pyroklastikum wurde einer Argillisation und Chlorisation unterzogen.

Postbasaltische Sedimente

Östlich der Gemeinde Kerschenberg liegen rostbraune Konglomerate. Sie bestehen aus sehr gut abgerundetem Quarz und Quarzit-Kiesel mit einer Maximalgröße von 5 cm. Die einzelnen Kiesel sind mit Fe-Oxiden überzogen. Westlich dieses Vorkommens liegen in der Umgebung von Auberg grobkörnige, braune Quarz-Sande, die sehr wenig

bearbeitetes klastisches Silizitmaterial bis zu einer Größe von 1 cm beinhalten. Nur andeutungsweise kann man Gradationsstrukturen mit einer Dicke der Laminae von 2 cm beobachten. Diese Sande enthalten auch, aber nur sehr selten, kleine Quarzkiesel bis zu einer Größe von 1 cm.

Zu den postbasaltischen Sedimenten kann man auch die feinen Schotter stellen, die an einigen Orten, wie zum Beispiel Altes Steinkreuz und Giesselsdorfberg, direkt auf dem Basaltlavaström liegen. Es handelt sich meist um Quarz und Quarzitkiesel rostbrauner Farbe von einer Größe von 1–2 cm.

Diese rostbraunen Sedimente liegen meist diskordant über denen des Miozän. Man kann sie mit der postbasaltischen Flußsedimentation wahrscheinlich quartären Alters korrelieren.

Quartär

Die quartären Sedimente bilden große Flächen und sind von großer Mächtigkeit. Man kann folgende Typen unterscheiden:

Abgespültes Gehängematerial, das älteres sedimentäres Material des Miozän und Pliozän repräsentiert, welches in Depressionen oder an Hangansätzen akkumuliert wurde.

Schwemmkegel, die an Mündungen von Erosionsrinnen und Kleintälern akkumuliertes fluviales Material bildet.

Steinig-lehmige Gerölle, die in zwei unterschiedlichen Fazies ausgebildet sind. Die erste, ohne vulkanisches Material, entwickelte sich auf sedimentären Gesteinen, und die steinige Komponente stammt von den Schottern, die diese Sedimente beinhalten. Meist handelt es sich um feineres Material von einer Größe bis zu 5 cm, das gut abgerundet ist. Die zweite Fazies enthält im Erdreich Fragmente von Basaltmaterial. Dieses ist meist von angulärer bis subangulärer Form und hat eine Größe von bis zu 1–1,2 m. Dieser Faziestyp ist in der Nähe der Lavaströme, an den Hängen des Inversionsreliefs ausgebildet.

Sandige Lehme bilden die meisten quartären Sedimente dieses Gebietes. Sie entwickelten sich auf den älteren sandigen und siltigen Sedimenten des Miozän und teilweise auch auf den Tonen und Schottern des Pliozän. Die Mächtigkeit dieser sandigen Erden beträgt an manchen Orten bis zu 8–10 m.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 195 Sillian

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1993 wurden das Hochtal von Kartitsch und die drei südlichen Nebentäler, Erschbaumer-, Winkler- und Schustertal, kartiert. Dabei konnte eine schöne Abfolge von Sedimenten und Formen, bedingt durch den Eisrückzug, erarbeitet werden.

Die höchst gelegenen Grundmoränen waren in zwei frischen Forststraßenanschnitten im Bannwald zu sehen. Sie führten nur kristalline Geschiebe und zeigten eine

schwache Einregelung der Geschiebe, die auf eine Eisbewegung von W nach E hinweist. Sedimentgesteine aus dem Bereich südlich des Tales (Karnische Alpen) waren nicht zu finden.

Das weist darauf hin, daß der Eisabfluß aus dem Bereich des Villgratentales (Defereggengebirge) auch über das Gailtal erfolgte, und die Gletscher aus dem Bereich des Karnischen Kammes zur Zeit des Würmhochglazials nicht nach Norden abfließen konnten.

Im Bereich Außer- und Innererch finden sich in Nasen und vorspringenden Kanten feinstoffreiche Sedimente, die Reste von ehemals wohl ausgedehnteren Moränen- und Eisrandschottern darstellen. Sie führen neben den kristallinen auch viele Karbonatgeschiebe in mittleren Korngrößen (2–3 cm) und große Kalkblöcke (z.B. Kapelle

Außerlerch), die einen Eistransport von Süden anzeigen, der dadurch möglich wurde, daß der Eisabfluß aus NW schwächer wurde oder gänzlich über das Drautal erfolgte.

Die meist gerundeten Karbonatgeschiebe der mittleren Korngröße zeigen einen zunehmenden fluviatilen Transport am Rand der schmelzenden Eisströme an.

In tieferen Lagen des Südhanges des Oberberges sind dann nur noch glaziale und glazigene Sedimente entwickelt, die mit den bereits individuellen Eiszungen der südlichen Nebentäler in Zusammenhang stehen. Dabei ist generell wieder eine Abnahme der Karbonate (bes. der größeren Blöcke) in den Ablagerungen zugunsten der phyllitischen Materialien aus dem Rücken nördlich des Hauptkammes zu bemerken, die oft in Anhäufungen oder Blockfeldern auftreten. Das deutet darauf hin, daß im Zuge des Abschmelzens der Eiszungen in den steilen Hängen zunehmend Massenbewegungen (Felsstürze, Sackungen) entstanden, wodurch die zum Teil riesigen Blöcke entstanden.

Erschbaumertal

Am Ausgang des Tales ist an der orographisch linken Flanke unterhalb des Streifwaldes ein Moränenwall erhalten, der in ca. 1600 m Höhe (Wegende) ansetzt, abfallend nach N zieht und in 1540 m Höhe (Kehre der Forststraße) frei ausstreicht. Er zeichnet eine Eiszunge nach, die auch SE Rauchenbach deutliche Endmoränen (s. Bericht 1990; Jb. Geol. B.-A. 1991, S. 551) hinterlassen hat. Wie weit sie nach W reicht, ist nicht zu erfassen, da auch am Nordhang keine Moränen erhalten sind. Die hier erhaltenen kleinen Eisrandterrassen zeigen noch Eisstände an, während das gesamte Tal von Kartitsch mit Eis erfüllt war. Unterhalb des Moränenwalls ist der Hang mit riesigen Blöcken von Phyllit bedeckt, die möglicherweise aus dem Bergzerreiβungsgebiet „Die Schön“ stammen. Sie bedecken den gesamten Hang und den Talboden.

Am Hangfuß werden die Moränenmaterialien von Bänderschluffen unterlagert, die zu flächigen Wasseraustritten und einer ausgedehnten Rutschung führten. Die Abriβnische bildet eine ca. 300 m lange, 10–15 m hohe Steilstufe im Hang. Möglicherweise ist diese Rotationsgleitung die Ursache dafür, daß der Bach einige Zeit etwas weiter östlich floß, wo heute ein trockenes Bachbett zu sehen ist.

Während des Abschmelzens der Eiszunge aus dem Mündungsgebiet des Erschbaumertales sind dann noch die ausgedehnten Eisstaukörper südlich Rauchenbach entstanden, die eine terrassenartige Überformung in 1500 und 1520 m Höhe zeigen. Innerhalb der deutlichen Moränen sind keine derartigen Ablagerungen entwickelt, die eine Rekonstruktion der räumlichen wie zeitlichen Entwicklung der Eiszunge zuließen.

In dem hochglazialen Talboden der Tscharre sind groblockige Moränenwälle entwickelt, die von Eisfeldern stammen, die den Fußbereich der Felswände unter der Liköfelwand im N und dem Kinigat im Süden erfüllten. Zu einer völligen Vergletscherung des Talbodens ist es zu dieser Zeit nicht mehr gekommen. Weiter im Westen, unterhalb der Pfannspitze, sind in ca. 2100 m ebenso kleine Wälle erhalten, die eine Eiszunge belegen, die bis zu den Felswänden westlich der Tscharrhütte gereicht hat. Von dieser (E Roßkopf) ist dann später auch ein kleiner Bergsturz niedergegangen, der den Talboden bis 1750 m Höhe mit riesigen Blöcken bedeckte.

Der Talboden des Erschbaumertales ist weiter nördlich mit mächtigen Schuttmassen bedeckt, so daß der Bach

über längere Strecken auch in diesen verläuft und nur bei sehr hoher Wasserführung ein durchgehendes Gerinne darstellt.

Winklertal

Am Ausgang des Winklertales ist ebenso eine vielgliedrige Moränenabfolge erhalten geblieben. So ist etwas weiter westlich des Sägewerkes Erschbaum eine Terrasse in ca. 1400 m Höhe entwickelt, die an einen deutlichen Endmoränenwall gestaut ist, der unter dem steilen Hang NW Streifwald ansetzt und gegen Norden zieht. Er hat ebenso wie die Stauterrasse eine materialmäßige Fortsetzung im Ort Kartitsch und zeichnet einen Eisrand nach, der in ca. 1390 m Höhe das Tal abdämmte. Diesr zieht dann, durch kleine Moränenwälle markiert (Kirche, Kapelle, Hotel Monte), bis Kanter. Nach SW wird diese Eiszunge durch die Wallformen bei Winkel und beim alten Skilift markiert. Die Eiszunge erfüllte somit das Winkertal bis ca. 1480–1490 m, bevor sie dann, steil abfallend, nach NW ins Tal von Kartitsch umbog.

Die ausgeprägte Moränenkante in 1500 m Höhe am Hang zum Schusterwald markiert durch ihren horizontalen Verlauf wahrscheinlich einen etwas mächtigeren Eisstrom, der aber, noch mit den anderen verknüpft, das Kartitscher Tal ganz erfüllte.

Innerhalb der deutlichen Moränen sind noch mehrere Wälle zu finden, die eine ruckartig schrumpfende Eiszunge nachzeichnen. Der innerste deutliche Wall liegt westlich des Sportplatzes und markiert eine sehr schmale Eiszunge, die bis hierher reichte. Weiter taleinwärts finden sich – außer vereinzelt Grundmoränenflecken an den Flanken – keine Moränenablagerungen im Talbereich. Der Talboden ist von mächtigen Schuttmassen erfüllt und zeigt knapp nördlich der Kote 1557 m eine deutliche Steilstufe und Verengung. Diese ist auf Sackungsmassen der Flanken zurückzuführen, wo besonders die unterhalb Gamlaze zu einem kräftigen Talzuschub geführt hatte. Hier treten am Hangfuß und knapp oberhalb viele Quellaustritte auf, die auf die starke Auflockerung im Bereich des Hanges zurückzuführen sind.

Schustertal

Am Ausgang des Schustertales ist die gleiche Situation und Entwicklung wie in den beiden östlich gelegenen Bächen zu finden.

Die äußersten Moränenwälle zeichnen in klaren Formen eine Eiszunge nach, die das Tal bis in 1470–80 m Höhe erfüllte und dann, ebenso nach N abbiegend, im Haupttal bis ca. 500 m W Wiesen reichte.

Der orographisch rechte Rand liegt knapp westlich des kleinen Skiliftes und zeigt an, daß der Gletscherkörper bis Kanter reichte, wo er sich mit dem aus dem Winklertal wahrscheinlich gerade noch berührte. Weiters wird der Eisrand noch durch die Moränenkante bei Kote 1304 m, die Anhäufung riesiger Blöcke NW Walcher und die Endmoränenwälle NW Birgl in 1340–1360 m und W in 1460 m Höhe markiert. Innerhalb dieses Moränenkranzes sind auch hier wieder deutliche, langgestreckte Wälle zu finden, die eine immer schmalere Eiszunge nachzeichnen, die über die deutliche Mündungsstufe steil ins Haupttal abfloß. Sehr auffällig ist im Zungenbecken dieser jüngsten Stufe die große Menge von riesigen Schieferblöcken, die die Stufe bedecken. In den älteren Moränen sind diese Blöcke nicht so häufig zu finden, was wohl auf die zunehmende Instabilität der Hänge parallel zum Eisschwund zurückzuführen ist.

Das Schustertal zeigt südlich der Talstufe (Brücke der Zufahrt zum Birgl) einen breiten flachen Talboden. Es ist

dies eine mächtige Schuttfüllung, die sich aus den riesigen Schutthalden und Murenkegeln bei Salzlegg entwickelt. Alle Oberflächenwässer versickern in dieser Füllung und treten erst knapp oberhalb der Brücke als großer Bach wieder aus. Die mächtige Talfüllung des Haupttales nördlich Walcher stellt einen Staukörper dar, der gegen einen

Eiskörper im Drautal geschüttet wurde, der den freien Abfluß verhinderte. Über den Zeitraum seiner Akkumulation und eine etwaige Gleichaltrigkeit mit den deutlichen Endmoränen des Schuster- und Winklertales werden die weiteren Kartierungen wahrscheinlich Aufschluß geben können.

Blatt 206 Eibiswald

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 206 Eibiswald

PETER BECK-MANNAGETTA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

W Eibiswald konnte betreff des Aiblkogels keine gesteinsmäßige Zuteilung getroffen werden, da die Aufschlüsse nicht überzeugend waren.

S Eibiswald wurde der Rücken E des Radlpasses bis zum Kapuner Kogel begangen. In Wegaufschlüssen SE Woch, S Korp (Klein Radl), besteht eine abweichende

Zusammensetzung des Radlblockschuttes (eher Hangschutt), der noch näher untersucht werden sollte.

S Urky, N St. Pongratzen, in ca. 620 m SH, steckte im senkrecht aufgestellten Radlblockschutt neben Kristallingeröllen ein stark inkohlter Baumstamm (1,15 m lang, ca. 15–20 cm Durchmesser), dessen hohles Inneres mit Feinsand ausgefüllt war; eine ca. 15–20 mm dicke Kohleschicht umhüllte den Sand.

Ein kleines Stück dieser Kohle befindet sich im Museum der Geologischen Bundesanstalt; R. SACHSENHOFER untersuchte sie dankenswerterweise und stufte sie metamorphosemäßig am Übergang zwischen Braun- und Schwarzkohle ein.