

Die eingeschalteten Glimmerschiefer zeichnen sich durch einen hohen Glimmergehalt und das Zurücktreten des Plagioklasanteils aus. Die Foliation ist sehr gut zu erkennen, da die einzelnen Glimmerblättchen foliationsparallel angeordnet sind, was dem Gestein insgesamt einen blättrigen Ausdruck verleiht.

Innerhalb der Paragneise treten immer wieder geringmächtige Kalksilikat-Gneise auf, die intern stark verfault sind. Die in den Kalksilikat-Gneisen enthaltenen Amphibole sind foliationsparallel eingeregelt. Oftmals ist eine Zonierung dieser Gesteine zu beobachten: Die einzelnen Kalksilikat-Bänder werden stets von dunklen amphibolreichen Bereichen begrenzt, die einen hellen amphibolarmen Bereich umschließen.

Die innerhalb der Meta-Psammo-Peltischen Serie auftretenden Marmor-Bänder lassen sich nur selten über mehrere Meter verfolgen. Meist handelt es sich um stark verfaulte Marmorlinsen. Ein etwas ausgedehnter Marmorhorizont mit einer Mächtigkeit von ca. 1 m befindet sich an der Nordflanke des Grumauerbergs.

Das Top des Grumauerbergs wird aus Orthogesteinen aufgebaut. Hierbei handelt es sich um einen Mikroklin-Augengneis, der sich aus Mikroklin, Biotit, Quarz und Hellglimmer zusammensetzt. Vereinzelt sind auf den Foliationsflächen Turmaline mit einer Länge von bis zu 0,5 cm ausgebildet. Die Größe der Mikroklinaugen variiert im mm- und cm-Bereich. Im Übergangsbereich zwischen Para- und Orthogesteinen tritt am Nord-Grat des Grumauerbergs ein heller, feinkörniger Orthogneis auf, der aus Mikroklin, Quarz, Muskowit und wenig Biotit aufgebaut wird. Die Größe der Augen dieses Orthogneises bewegt sich im mm-Bereich. Ein weiteres aber nur sehr geringmächtiges Orthogneisvorkommen befindet sich im unteren Bereich des Schwarzen Grabens. Dieser Orthogneis besitzt einen sehr hohen Biotit-Anteil, der eine dunkle Färbung hervorruft, die Größe der einzelnen Augen bewegt sich im cm-Bereich.

Entlang nahezu aller Störungszonen im Kartiergebiet findet man Kataklastite, wobei es sich um feinkörnige dunkle Gesteine ohne erkennbare Foliation handelt, die teilweise eine grünliche Färbung erkennen lassen. Diese

grünliche Färbung lässt auf eine Umwandlung von Biotit zu Chlorit schließen.

Tektonik

Die Hauptfoliation ist großräumig verbreitet und tritt in nahezu allen Gesteinen des Kartiergebietes auf. Die in einer frühen Deformationsphase angelegte Foliation streicht im Kartiergebiet überwiegend in NW–SE-Richtung. Großangelegte Faltenstrukturen lassen sich nicht eindeutig erkennen.

In glimmerreichen Gesteinen sind teilweise eine ausgeprägte Scherbandfoliation und Knickbänder nachzuweisen. Des Weiteren ist häufig eine Crenulation der Foliationsflächen zu erkennen. Im Bereich des Grumauerbergs sind Futteralfalten im m-Bereich zu finden, deren Achsen in SW–NE-Richtung verlaufen. Außerdem ist noch eine auf Quarzbänder und Kalksilikat-Gneise beschränkte isoklinale Faltung zu beobachten.

Die im Kartiergebiet auftretenden Störungen können zwei annähernd senkrecht aufeinander stehenden Störungssystemen zugeordnet werden, sie sind sowohl für den Verlauf von Bächen, Gräben als auch Scharfen und damit eigentlich für die Entwicklung der gesamten Morphologie des Geländes verantwortlich. Sowohl am Käseberg als auch am Grumauerberg und am Schwarzen Graben treten einerseits NW–SE- und andererseits NE–SW-streichende Störungen auf. Der Störungsverlauf kann am besten im Bachlauf des Schwarzen Grabens beobachtet werden. Am Käseberg kommt es durch die NE–SW-verlaufenden Störungen teilweise zu der Ausbildung eines Doppelgrates.

Quartär

Die quartäre Bedeckung des Altkristallins ist in Ufernähe des Einatbachs als Talbodenalluvium ausgebildet. Die Nordwestflanke des Käsebergs und der Nordosthang des Grumauerbergs sind stark durch den stufenweisen Rückzug würmeiszeitlicher Eismassen geprägt. Einerseits spiegelt die Nordwestflanke des Käsebergs die Schulter eines von Gletschern geprägten in NE–SW-verlaufenden Trogtals wider, andererseits befinden sich senkrecht zum Hang Strukturen, die auf einen Eisrückzug von kleineren Seitengletschern schließen lassen.

179 Lienz

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Kalsertal und Iseltal auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

Zur Vervollständigung von Diplomkartierungen der Arbeitsgruppe SPAETH (RWTH Aachen) wurden Revisionsbegehungen im NW des Kartenblattes durchgeführt. Im Lesachtal der Schobergruppe und im mittleren Kalsertal, sowie im Iseltal östlich von Huben wurden die qualitativ unterschiedlichen Kristallinkartierungen auf ein einheitliches Niveau gebracht, die Bedeckung neu kartiert und die bislang fehlenden Massenbewegungen eingefügt.

Lesachtal und mittleres Kalsertal werden von hochmetamorphem Ostalpinem Kristallin aufgebaut, das in Annäherung an die Matreier Zone zunehmend retrograde Überprägung zeigt. Im Kalsertal ist nördlich Lana auch noch

die Matreier Zone aufgeschlossen. Ebenfalls Ostalpinem Kristallin schließt das Iseltal östlich von Huben auf, wobei der tiefe Taleinschnitt durch eine breite NW–SE-streichende Störungzone vorgegeben ist.

Lesachtal und mittleres Kalsertal

Das in E–W-Richtung verlaufende Lesachtal mündet ins mittlere Kalsertal und wird im E und S durch den Kamm Böses Weibl – Roter Knopf – Südliche Talleitenspitze – Glödis – Hochschober – Winkelegg begrenzt. Gegen SW wurde das Kartierungsgebiet auf das Falwindestal ausgedehnt, ein kleines Hochtal, das direkt ins Kalsertal mündet. Im Norden wurde über das Lesachtal hinaus bis zur nördlichen Blattgrenze kartiert, wodurch die nördlichen Abhänge des Kammes Lesacher Riegel – Schönleitenspitze – Tschadinhorn und Teile der Tschadinalm erfasst wurden. Das Kalsertal wurde von der nördlichen Blattgrenze bis zur Linie Jansalm – Haslach – Mullitzgraben kartiert. Als Grundlage für die genannten Gebiete

dienten die geologischen Diplomkartierungen von R. BRÜCKNER (1994), A. BÜCKSTEEG (1994), G. HOUBEN (1994) und R. TSCHERNOSTER (1994), sowie die geomorphologischen Kartierungen von H.W. BUCHENAUER (1990) und H. VEIT (1988).

Lithologie

Ein mehr als 700 Meter mächtiger Zug aus Amphibolit und saurem Orthogneis dominiert das Ostalpine Kristallin südlich des Lesachbaches. Von der Glödis kommend streicht dieser Orthogesteinszug zwischen Ganot und Kögerl ins Ralfstal und weiter in E-W-Richtung über Lärchetberg, Spinal und Gollspitze ins Fallwindestal und quert dann bei Arnig das Kalsertal. Der Anteil an sauren Orthogneisen nimmt dabei von etwa 10 % (Glödis – Ralfstal) und 30 % (Falwindes) auf nahezu 50 % (W Arnig) zu.

Die Modalgehalte an Amphibol, Plagioklas und Quarz können in den Amphiboliten stark schwanken, wodurch auch die verbreitete Bänderung in Millimeter- bis Meter-Dimension bedingt ist. Biotit tritt in den Amphiboliten wiederholt auf und auch Hellglimmer kann vorkommen. Granat ist selten. Feinkörnige, blassgrünliche Symplektite, die im Ostalpinen Kristallin der südlichen Schobergruppe eine Hochdruckmetamorphose belegen, fehlen in diesem ausgedehnten Metabasitvorkommen des Lesachtales völlig.

Überwiegen Plagioklas und Quarz modal gegenüber Amphibol, so sind die Gesteine als Amphibolgneise anzusprechen. Diese helleren Gneise wechsellagern in Dezimeter- bis Meter-Dimension mit Amphiboliten und scheinen mit diesen genetisch verknüpft zu sein. In der chemischen Zusammensetzung intermediär, sind die Amphibolgneise mineralogisch einformig und in Verwitterung und Bruch massig. Regional nimmt der Anteil der Amphibolgneise im Amphibolit-Orthogneiszug gegen W hin zu, sodass sie in den Metabasiten westlich des Kalserbaches die dominierende Lithologie stellen.

Die sauren Orthogneise treten als wenige Meter bis 150 Meter mächtige Gesteinszüge bevorzugt an Liegend- und Hangendgrenze der Amphibolite auf. Dies auch im Abschnitt zwischen Ralfstal und Falwindes, in dem Paragesteine den Amphibolitzug zerteilen und vier Orthogneiszüge aufgeschlossen sind. Westlich des Kalserbaches treten die sauren Orthogneise mehrere hundert Meter mächtig und auch als Einlagerung in den Amphiboliten auf.

Verbreitet zeigen sich die Orthogneise als mittel- bis grobkörnige Zweiglimmeraugengneise, wobei Hellglimmer meist überwiegt. Augengneise mit feinkörniger Matrix und kleineren Feldspatäugen weisen einen massigen Habitus auf. Hellglimmerreichen leukokraten Orthogneisen fehlt neben Biotit mitunter auch die Augentextur. Vereinzelt kann aber auch Biotit dominieren. Granat führen die gebändert-feinkörnigen Orthogneise im oberen Falwindestal. Dort finden sich häufig auch dünne Amphibolitlagen in den sauren Orthogneisen.

Die Lithologie der Paragesteine, welche den Amphibolit-Orthogneiszug südlich des Lesachbaches umgeben, entfaltet ein breites Spektrum an Metasedimenten. Von Paragneis über Schiefergneis zum Glimmerschiefer finden sich alle Übergänge mit variierendem Modalgehalt an Feldspat und Glimmer. Ein höherer Quarzgehalt vermittelt zu quarzitischen Paragesteinen. Gebänderte Paragneise treten bevorzugt im Liegenden und innerhalb des Amphibolit-Orthogneiszuges auf. Granat ist in den Metasedimenten in fein- bis mittelkörniger Ausbildung wiederholt anzutreffen.

Das Ostalpine Kristallin nördlich des Lesachbaches sowie im Kalsertal nördlich der Knopfbrücke, setzt sich vornehmlich aus Paragesteinen zusammen. Dabei spiegeln Glimmerschiefer mit ihrem gegen N zunehmend phyllitischen Charakter die jungalpidische retrograde Überprägung am besten wider. Eine dynamische Rekristallisation der Hellglimmer und Chloritisierung von Biotit und Granat bewirken dabei eine typisch graugrüne Gesteinsfarbe, auch bei den retrograd beeinflussten Schiefer- und Paragneisen. Auf angewitterten Flächen lassen die Gneise weiß getrübbten Plagioklas erkennen, eine Rekristallisation, die ebenfalls auf die retrograde Überprägung zurückgeht. Letztlich brechen und verwittern die phyllitischen Paragesteine deutlich feinplattiger. Zu erwähnen sind noch schwarzgraue phyllitische Glimmerschiefer, die im Bereich Ruisbach vergesellschaftet mit ebenfalls dunkel pigmentierten Quarzitlagen auftreten.

Die Korngröße von oft stark chloritisiertem Granat erreicht in den Paragesteinen nördlich des Lesachbaches bisweilen 5 Millimeter. Zwei Vorkommen von gut erhaltenem Granat sind hervorzuheben: Östlich der Lesacher-Riegel-Hütte sind Glimmerschiefer besonders reich an Granat und östlich von Oberlesach finden sich bis 2 Zentimeter große Granate in Glimmerschiefern.

Mehrere Zehnermeter mächtige Amphibolitzüge sind am Kamm Lesacher Riegel – Schönleitenspitze – Tschadinhorn und in der Nördlichen Mörbetzspitze aufgeschlossen. Die Lithologie dieser amphiboldominierten Metabasite weist ebenfalls auf ein grünschieferfaziell überprägtes amphibolitfazielles Kristallin. Charakteristisch sind Amphibolite mit mittelkörnigen Amphibolporphyroklasten eingebettet in feinkörniger gelbgrüner Matrix mit feinschuppigem Hellglimmer auf den Schieferungsflächen. Eine feine Bänderung und ein höherer Karbonatgehalt, konzentriert in Linsen und Lagen, sind weitere Merkmale dieser Amphibolite.

Biotit oder Granat sind bevorzugt in geringmächtigen Amphibolitlagen anzutreffen. Diese oft boudinierten Lagen sind besonders im Gebiet Böses Weibl – Roter Knopf – Talleitenspitzen – Ruisbach verbreitet. Dabei weisen mittelkörnige Granatamphibolite und hellere Amphibolgneise, die teilweise als Garbengneise ausgebildet sind, einen höheren Plagioklasgehalt auf. Biotitamphibolite können auch Karbonat führen.

Wenige saure Orthogneise sind im nördlichsten Abschnitt des Ostalpinen Kristallins in der Umgebung von Tschadinalm und Figeralm aufgeschlossen. Sie zeigen sich relativ einformig als hellglimmerdominierte mittelkörnige Orthogneise, durch retrograde Überprägung teilweise blassgrünlich und dünnplattig brechend.

Gesteine der Matreier Zone sind in den Hängen des Kalsertales von Lana bis zur nördlichen Blattgrenze aufgeschlossen. Es dominieren blassgrünliche Quarz-Serizit-Schiefer, Quarzitschiefer sowie grünliche und weiße Quarzite, wobei Serizit und Chlorit die Schieferungsflächen belegen. Als weitere Lithologien finden sich Chlorit-Serizit-Phyllite, Arkoseschiefer mit detritärem Hellglimmer und weiße bis graue Kalkmarmorlagen. Für das Ausgangsmaterial dieser Metasedimente ist ein permomesozoisches Alter anzunehmen.

Die Vorkommen von unverschiefert, jungalpidischen Ganggesteinen konzentrieren sich auf das obere Falwindestal zwischen Spinal – Lärchetberg – Kreuzegg. Die hellen tonalitischen Gesteine aus mittelkörnigem Plagioklas, Quarz, Amphibol und Biotit sind durch maximal 1 cm große Granate und feinkörnige, graue Enklaven gekennzeichnet. Untergeordnet sind feinkörnige hell-

graue Ganggesteine, die durch mittelkörnigen Plagioklas und Amphibol leicht porphyrisch erscheinen. In den Felschroffen nördlich des Lärchetberges sind basaltische Ganggesteine aufgeschlossen; porphyrische Amphibole und zahlreiche gefüllte Blasen Hohlräume (Durchmesser bis 5 mm) sind in einer feinstkörnigen, dunkelgrüngrauen Matrix eingebettet.

Strukturen

Der Gebirgsbau im Lesachtal und mittleren Kalsertal zeigt regionales W-E-Streichen und mittelsteiles Einfallen in südliche Richtung. Das Ostalpine Kristallin überlagert die nördlich anschließende Matreier Zone konkordant, wobei vergleichbare Strukturen eine teilweise gemeinsame Deformationsentwicklung belegen. Im Ostalpinen Kristallin sind gegen das Hangende zusätzliche duktile Strukturelemente erhalten. Die jüngsten Strukturen bilden im gesamten Gebiet NW-SE-streichende Störungen, die geomorphologisch deutlich erkennbar sind.

Die Grenzfläche zwischen Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin fällt flach bis mittelsteil gegen S bis SSW ein. Sie streicht durch den NW-Hang des Lesacher Riegels, durchquert bei Lana den Talboden und setzt sich ungestört gegen W in den Osthang des Kalsertales fort. An dieser Grenze ändern sich sowohl Lithologie wie Metamorphoseentwicklung der Gesteine.

Die permomesozoischen Gesteine der Matreier Zone zeigen eine einphasige grünschieferfazielle Metamorphose jungalpidischen Alters, die sich im amphibolitfaziellen Ostalpinen Kristallin als retrograde Metamorphose auswirkt. Die Intensität der retrograden Überprägung nimmt im Ostalpinen Kristallin gegen das Hangende hin ab. Bei einem wahrscheinlich frühalpidischen Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose ist die Grenze zwischen Ostalpinem Kristallin und Matreier Zone als tektonisch, gebildet unter grünschieferfaziellen Bedingungen, zu sehen.

Beginnend mit den relativ jüngeren werden nun die duktilen Deformationsphasen im Einzelnen beschrieben und diskutiert. Knickbänder (kink bands) betreffen plattige Lithologien von Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin in gleicher Weise. Die konjugierten Knickbänder zeigen einheitlich mittelsteiles Einfallen nach SW und lassen auf eine späte laterale NW-SE-Einengung (D_3) schließen.

Die Schieferungsflächen (S_2) sind in den Gesteinen liegend und hangend der tektonischen Grenze zwischen Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin zueinander parallel und fallen flach bis mittelsteil in südliche Richtung. Das Einfallen der Schieferung versteht sich im Ostalpinen Kristallin gegen S und zeigt sich im Südhang des Lesachtales und südlich der Figeralm als mittelsteil bis steil gegen Süden. Mit der Ausbildung von S_2 geht im Ostalpinen Kristallin die retrograde grünschieferfazielle Metamorphose einher, die an der Chloritisierung von Granat und Biotit augenscheinlich ist.

Offene Falten als Überprägung von D_2 nach D_1 sind in Quarzglimmerschiefern im Schönleitenkar entwickelt, deren Achsen flach gegen Osten einfallen. Weiter südlich kann D_2 als Feinfältelung (Crenulation) mit steilstehenden Axialebenen beobachtet werden. Die Faltenachsen dieser Crenulation fallen flach gegen Osten.

Die ältere Schieferung (S_1) weist nahe der Grenze zur Matreier Zone steileres Südfallen als die dominierende Schieferung (S_2) auf. Im Bereich Lesachbach erscheinen die beiden Schieferungen subparallel. Da nun ältere Strukturen gegen S zunehmend besser erhalten sind und Überprägungsbeziehungen meist fehlen, können im Be-

reich Lesachbach die Schieferungsflächen nicht immer eindeutig zugeordnet werden.

Die älteren duktilen Deformationsphasen (D_1 , D_0) bestimmen die Strukturen im Ostalpinen Kristallin südlich des Lesachbaches. S_1 bildet die dominierende Schieferung im Amphibolit-Orthogneiszug, wobei mittelsteiles Einfallen nach S bis SE vorherrscht. Sie stellt die Axialebenenschieferung eines Faltenbaues in Hundertmeter-Dimension dar, der in den NE-Wänden von Ralfkopf und Ganot aufgeschlossen ist. An eine Antiform im Ralfkopf schließt sich eine ebenfalls offene Synform zwischen Ralfkopf und Ganot an. Die ungefähr horizontalen Faltenachsen dieser Großfalten streichen E-W und die Axialebenen fallen mittelsteil gegen S. Eine Z-förmige Falte im Liegendschenkel der Antiform weist auf nordgerichteten Faltenbau. Weiters zeigen diese Verfaltungen einen komplizierteren internen Faltenbau des Amphibolit-Orthogneiszuges als die von BEHRMANN (1990) vorgeschlagene einfache große Synform an. Die Einlagerung von Paragesteinen im Amphibolit-Orthogneiszug nördlich des Kögerl und die Zerteilung durch Paragesteine zwischen Ralftal und Falwindes könnte ebenfalls durch eine nordgerichtete Verfaltung der Orthogesteine mit umgebenden Paragesteinen verursacht sein.

Die Deformationsphase D_0 zeichnet sich durch eine penetrative, flach bis mittelsteil gegen SE einfallende Schieferung (S_0) und eine in Amphiboliten und sauren Orthogneisen deutliche, flach nach E einfallende Streckungslinierung aus. Gletscherschliffe des Kalser Keeses schließen dm-mächtige Amphibolitlagen in Paragneisen auf. Verschiedene Schersinnindikatoren wie rückrotierte Boudins, rotierte gefüllte Klüfte und Scherbänder zeigen eine Top gegen W gerichtete Bewegung während D_0 an. Im Amphibolit-Orthogneiszug westlich des Kalser Baches erscheint die Überprägung von D_0 durch D_1 als Crenulation mit flach bis mittelsteil gegen WSW gerichteten Faltenachsen und Axialflächen flach bis mittelsteil gegen S einfallend.

Abschließend werden die jüngsten Strukturen im Untersuchungsgebiet, die spröden Bruchsysteme, beschrieben. Dominierend sind NW-SE-streichende, saigere Störungszonen, die südlich des Lesachbaches die Richtung von Falwindestal, Ralftal und Kalser-Kees-Kar bewirken. Auch die Talzuschübe im nördlichen Lesachtal und das Zergleiten des Lesacher Riegel könnten durch die Trennflächen der NW-SE-streichenden Störungszonen begünstigt sein. Darauf weist auch eine in gleicher Richtung streichende Störung nordwestlich des Lesacher Riegel, die die tektonische Grenze zwischen Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin dextral versetzt. Dass die Versetzungsbeträge entlang der dextralen Störungszonen Zehnermeter bis wenige hundert Meter kaum übersteigen, lässt sich am relativ ungestörten Durchziehen des Amphibolit-Orthogneiszuges erkennen. Untergeordnete NW-SE-Störungen finden sich zwischen den Mörbetzspitzen, südwestlich Roter Knopf und am Glödistörl. Nur vereinzelt treten Brüche in E-W- und N-S-Streichrichtung auf.

Harnischflächen der Aufschlüsse an der Almstraße zwischen Tschamperalm und Lesachhütte fallen steil südwestlich oder nordöstlich ein. Die Strömungen streichen annähernd horizontal NW-SE und markieren dextralen Versatz. Harnische am Ausgang des Falwindestales zeigen ein vergleichbares Bild. Zum sogenannten Knappenloch am Ausgang des Falwindestales, auf der topographischen Karte als aufgelassenes Bergwerk verzeichnet, ist Folgendes anzumerken. Es handelt sich um einen er-

folglosen Schurf im oberen Teil einer Felswand. Der Schurf folgte vermutlich grauschwarzen Kataklasten, wie sie noch am Eingang zum Knappenloch an einer mittelsteil nach E einfallenden Störung aufgeschlossen sind.

Massenbewegungen

Die räumliche Verteilung der Massenbewegungen zeigt eine deutliche Korrelation zu Lithologie und Talmorphologie. In den Gesteinen der Matreier Zone sowie den phyllitischen Glimmerschiefern des Ostalpinen Kristallins nördlich des Lesachbaches sind die Hänge weitaus instabiler und dies noch verstärkt in den Talflanken des tieferen Kalsertales.

In Bewegung befindet sich der gesamte Lesachtalsüdhang zwischen Tschamperalm und Oberlesach, wobei sich Teilbereiche untergliedern lassen. Großflächige Talzuschübe sind im Bereich Tschamperalm und bei der Kreuzung der Almwege bei 1773 m aktiv. Gut zu erkennen sind Abrisskanten, Verflachungen und stark vorgewölbte, aufgelockerte Stirnbereiche. Gegen W schließen sich entwickelte Zerrstrukturen an, die breite Gräben und einen aus dem Hang ragenden Felshorst nordwestlich Rubisoi bedingen. Auch die weitgehende Hangauflockerung um Rubisoi und die flachgründigen Rutschungen in den Eisrandsedimenten östlich davon können als Begleiterscheinungen dieser Zerrungen gesehen werden. Als bevorzugte Trennflächen für die tiefgreifenden Massenbewegungen im unteren Lesachtal kommen die NW-SE-streichenden, spröden Störungen (siehe Strukturen) in Betracht.

Der Lesacher Riegel, nördlich der beschriebenen Massenbewegungen, ist von einer Verflachung bei 2350 m gegen W ein breiter Rücken. Er ist von dreiseitiger Zergleitung erfasst und durch unterirdische Entwässerung charakterisiert. Am Südhang sind um die Lesacher-Riegel-Hütte Rutschstrukturen entwickelt. Die übersteilten Hänge ins Kalser- und Ködnitztal sind durch ein talseitiges Kippen der Felsmassen unter Ausbildung von zahlreichen Antitheterflächen charakterisiert. Dabei bilden sich scharfkantige und geradlinige Wallformen aus. Vergleichbare Formen finden sich auch westlich des Kalserbaches in den Bereichen östlich von Figer- und Gornalm.

Im oberen Lesachtal finden sich nur am Südhang der Südlichen Mörbetzspitze und am Nordhang des Kögerl kleine Rutschungen mit Abrisskante und aufgelockertem Stirnbereich. Bei Ersterer konnten sich Blockgletscher im Bereich der Verflachung entwickeln. Im Ralftal bildete sich in den Paragesteinen östlich der Südlichen Wasserfallspitze eine größere Rutschmasse, die sich nach NE ins Tal verbaut und den Hang weitgehend in Schutt auflockert.

Außergewöhnlich erscheint ein größerer Felssturz im unteren Falwindestal. Eine grobe Blockhalde erstreckt sich von der Gollspitze hinunter zum Falwindesbach. Die Lithologie der Blockhalde, die ausschließlich aus Orthogneisblöcken besteht, legt ein Abbrechen eines Teils der Orthogneisfelswände südlich der Gollspitze nahe.

Das mittlere Kalsertal verengt und versteilt sich südlich von Unterlesach. Während der Westhang durchgehend stabil erscheint, zeichnet sich der Osthang bei Arnig durch weitgehend aufgelockerten Felsgrund und ungewöhnlich große Schuttkörper aus. Letztere reichen relativ weit, also bis etwa 1700 m den Hang hinauf. Da ein höher gelegenes Liefergebiet nicht ersichtlich ist, könnten Auflockerung und Schuttkörper von einer weitgehend abgetragenen Massenbewegung herrühren.

Quartär

Bei der Bedeckung lassen sich drei Gebiete unterscheiden: Mittleres und oberes Lesachtal, Falwindestal und Tschadinalm sind bedeckt mit Moränen und Blockgletschern, unteres Lesachtal mit Eisrandsedimenten und mittleres Kalsertal mit reifen Eisrandsedimenten und spät- bis postglazialen Terrassen und Schwemmfächern. Schutthalden und Schwemmfächer finden sich im gesamten Gebiet in unterschiedlichem Umfang.

Zahlreiche Karstufen charakterisieren das verzweigte obere Lesachtal und auch Ralftal, Schönleitenkar und Falwindestal sind in Karstufen gegliedert. Die Kare nordwestlich des Kammes Hochschober – Glödis – Talleitenspitze sind durch Schober-, Kalser- und Glödiskees ausgeformt, wobei diese in den vergangenen Jahren bis auf weitgehend inaktive Reste abgeschmolzen sind. Dementsprechend ausgedehnt ist die Moränenbedeckung dieser lokalen Vergletscherung.

Der Stand von 1850 und jüngere Stände des Schoberkees haben im Ralftal End- und Seitenmoränen hinterlassen, die bis zur Mitte des langgestreckten Tales reichen. Talaustritt und westlich der Lesachhütte sind mehrere Moränenwälle spätglazialer Vergletscherung erhalten. Sehr mächtige junge Endmoränen bildeten Kalser- und Glödiskees, wobei wiederholte postglaziale Vorstöße mit einer Ausdehnung vergleichbar dem Stand von 1850 für diese Anhäufung verantwortlich sein könnten. Jedenfalls unterliegen diese Moränen aufgrund ihrer Lage an Karschwellen starker fluvialer Erosion. Sehr gut erhalten sind jüngere End- und Seitenmoränen innerhalb des 1850er Standes.

Moränenwälle am Rücken östlich der Wegkreuzung bei 2176 m belegen eine spätglaziale Vergletscherung des Kares westlich Roter Knopf in Verbindung mit dem Glödiskees. Weitere Moränenwälle spätglazialer Vorgänger von Kalser Kees und Glödiskees liegen im Lesachtal zwischen 1900 und 2200 m. Eine relativ ältere und noch stärkere Vergletscherung ist durch eine Staffel postglazialer Moränenwälle zwischen Lesachhütte und den östlichsten Almhütten der Lesachalm belegt. Das zugehörige Nährgebiet umfasste das gesamte obere Lesachtal vom Bösen Weibl bis zum Ralfkopf.

Jüngere spätglaziale Gletscher hinterließen am Südhang des oberen Lesachtals und im Schönleitenkar zahlreiche kleinere Moränenwälle und dokumentieren eine wechselvolle spätglaziale Vergletscherung. Spuren postglazialer Vergletscherung sind nicht vorhanden. Diese treten erst nördlich des Kammes Tschadinhorn – Böses Weibl in NW-exponierten Hochkaren auf. Im Bereich der tiefer gelegenen Tschadinalm weist Moränenbedeckung auf wiederum ausgedehnte spätglaziale Vereisung.

Im oberen Falwindestal konnten sich trotz NW-Exponierung keine postglazialen Gletscher entwickeln. Die Ursache liegt in der geringeren Höhe der umgebenden Bergkämme. Mächtige spätglaziale Ablagerungen finden sich zwischen 1800 m und 2230 m, wobei in der Verflachung oberhalb 2200 m mehrere überformte Wälle erhalten sind. Unterbrochen durch Blockgletscher setzt sich die rechte Seitenmoräne bis 2500 m hinauf fort. Im steilen unteren Falwindestal konnte sich ebenfalls auf der orographisch rechten Talseite ein stirnnaher Moränenrest eines älteren Spätglazialgletschers erhalten.

Blockgletscher entwickelten sich in Bereichen geringerer postglazialer Vergletscherung stärker. Zahlreiche und mächtige Blockgletscher mit meist polyphaser Genese finden sich daher im Schönleitenkar, Ruisbachgebiet und

oberen Falwindestal. Weitere teilweise noch aktive Blockgletscher bildeten sich nördlich des Tschadinhorn und auf den NW-Spornen von Ganot und Glödis. Vornehmlich von Schutthalden aber auch von Moränenmaterial wurden und werden die Blockgletscher gespeist. Schuttkörper und Schwemm- beziehungsweise Murenfächer sind auf den Nordhängen des oberen Lesachtales deutlich stärker ausgebildet als auf den Südhängen. Dies lässt sich unmittelbar korrelieren mit der steileren Morphologie und intensiveren Verwitterung der Nordhänge.

Während die Bedeckung am Südhang des unteren Lesachtales durch Eisrandsedimente gekennzeichnet ist, sind durchgehende Schutthalden am Fuß des steileren Nordhanges typisch. Die Eisrandsedimente bedecken den Bereich Tschamperalm und die Almen westlich der Wegkreuzung bei 1773 m Seehöhe. Dabei handelt es sich um mäßig gerundetes Moränenmaterial und wenig gerundeten Lokalschutt in einer siltig bis sandigen gelblichen Matrix mit reichlich Hellglimmer. Die Sortierung ist sehr schlecht, wobei die groben Komponenten einen Durchmesser von cm bis 0,5 m aufweisen. Diese Sedimentparameter weisen die Eisrandsedimente als lokalen Staukörper eines spätglazialen Lesachgletschers aus. Die verschiedenen Massenbewegungen lockern diese Staukörper teilweise auf.

Den Talboden des mittleren Kalsertales erfüllen Eisrandsedimente, spätglaziale Terrassen des Kalser Baches und mehrphasige spät- bis postglaziale Schwemm- fächer. Bei Oberlesach sind zwei Eisrandterrassen erhalten, wobei die östliche höhere Terrasse einer Grundmoräne auflagert. Letztere zeigt sich sehr gut verfestigt und matrixgestützt. Die fein- bis mittelkörnigen Geschiebe sind mittel bis gut gerundet und wenige Geschiebe erreichen 1 Dezimeter Durchmesser.

Bei der Kehre der Straße von Unter- nach Oberlesach ist die tiefer liegende Terrasse an ihrer Oberkante aufgeschlossen. Sehr gut gerundete bis 0,5 Meter große Gerölle bilden ein korngestütztes Gefüge in teilweise horizontaler Schichtung. Die siltige Matrix erscheint beige. Bei den Eisrandsedimenten des südlichen Lesachbaches sind keine Terrassenformen mehr erkennbar. Sie sind teilweise erodiert, umgelagert und von Schutthalden überdeckt. Auch hier bestehen die Eisrandsedimente aus sehr gut gerundeten Geröllen in einer siltig bis sandigen Matrix. Die Lithologie der Blöcke mit bis zu 2 Meter Durchmesser belegt die Herkunft aus dem Lesachtal.

Im Talboden des Kalsertales sind an der Bundesstraße zwischen Arnig und Haslach weitere Eisrandsedimente aufgeschlossen. Im Vergleich zu den Eisrandterrassen am Ausgang des Lesachtales haben sich hier deutlich reifere Sedimente entwickelt. Es sind dies fein- bis mittelkörnige, sehr gut gerundete Kiese mit deutlicher horizontaler Schichtung. Eine partielle Verstellung dieser Schichtung wird von VEIT (1988) als Sackung über abschmelzendem Toteis interpretiert.

Diese Eisrandsedimente werden südlich von Arnig von einem mehr als hundert Meter mächtigen, asymmetrischen Schwemmfächer überlagert. Der Schwemmfächer zeigt eine zweiphasige spät- und postglaziale Entwicklung, wobei der ältere Anteil mit einer nördlich anschließenden spätglazialen Terrasse verzahnt erscheint. Postglazial hat sich der Bach südlich Arnig in diesen älteren Schwemmfächer eingetieft und einen sehr kleinen sekundären Fächer im Mündungsbereich gebildet. Schwemmfächer und Terrasse von Arnig weisen eine signifikant höhere Geländestufe zum Kalserbach auf als der nördlich anschließende Schwemmfächer des Holzschnitzbaches.

Dieser erodierte auch teilweise die Terrasse, womit sein relativ jüngeres Alter belegt ist.

Einen mehrphasigen Schwemmfächer bildete der Lesachbach. Die postglaziale Aufschüttung, die ins Niveau des Kalserbaches mündet, ist in die älteren Teile des Schwemmfächers eingetieft. Der nördliche Teil des Lesachfächers besteht aus drei terrassenförmig abgesetzten Anteilen, wobei sich das höchste Niveau mit einer nördlich anschließenden Terrasse verzahnt. Der südliche Teil des Lesachfächers besteht nur aus dem ältesten und höchsten Anteil, der bei Elleparte mit dem Schwemmfächer des Falwindesbaches verzahnt ist. In Letzteren hat sich der Falwindesbach schluchtartig eingetieft. Insgesamt kann für den Schwemmfächer des Falwindesbaches, die höheren Anteile des Lesachfächers und die nördlich anschließende Terrasse spätglaziales Alter angenommen werden.

Weitere Reste spätglazialer Terrassen befinden sich bei Pradell und nördlich davon. Auf der orographisch rechten Talseite sind südlich Arzl zwei spätglaziale Terrassenniveaus erhalten. Diese werden aus nördlicher Richtung vom ausgedehnten Raseckbachschwemmfächer überlagert. Letzterer wird an der Stirn vom Kalserbach erodiert und weist zwei sekundäre postglaziale Schwemmkegel auf. Abschließend sei auf die Schutthalden und Murenfächer am Hangfuß verwiesen, die im mittleren Kalsertal auf der orographisch rechten Seite stärker entwickelt sind. Die größeren Schuttkörper westlich Arnig könnten, wie bereits erwähnt, auf eine weitgehend abgetragene Massenbewegung zurückgehen.

Iseltal

Kartiert wurde das Iseltal östlich von Huben, von der westlichen Blattgrenze in südöstliche Richtung. Nordöstlich vom Talboden wurde das Gebiet zwischen Kalser Bach und westlicher Blattgrenze, das den Bereich um Unter- und Oberpeischlach und den Peischlachberg umfasst, aufgenommen. Zwischen westlicher Blattgrenze und Gossenbach wurden die Waldflanken des Iseltales kartiert und weiter südöstlich der Bereich um die Ortschaft Michelbach. Dabei wurden die Ergebnisse der Diplomkartierungen von S. EWALD (1991) und R. GERRESSEN (1994) und die geomorphologische Kartierung von H. VEIT (1988) in die Kartierung eingearbeitet.

Lithologie

Ostalpines Kristallin setzt sich zu beiden Seiten des Iseltales aus einformigen Paragesteinen zusammen. Pegmatitgneise sind zwischen Ober- und Unterpeischlach und im Gebiet Gossenbach – Michelbach häufig, jungalpidische Tonalitintrusionen zwischen Falter und Michelbach.

Vorzugsweise Quarzglimmerschiefer bauen den Peischlachberg und die Hänge ins Iseltal auf. Schiefergneise und Paragneise zeigen sich ebenfalls reich an Quarz und mitunter treten Quarzitgneise bis Quarzite auf. Es können sowohl Übergänge zwischen den verschiedenen Paragesteinen als auch diskrete Wechsellagerungen von dm- bis m-mächtigen Lagen beobachtet werden. Mineralogisch sind einzig Granat-Staurolith-Glimmerschiefer mit höherem Hellglimmer- und Plagioklasgehalt auffällig.

Die mittelkörnigen Pegmatitgneise führen Turmalin oder Granat und treten südwestlich Oberpeischlach als konkordante Lagen in dm- bis mehrere m Mächtigkeit auf. Turmalin kann in Form eines Salbandes am Kontakt zum Glimmerschiefer angereichert sein und Granat bis 5 mm Korngröße erreichen oder Aggregate bilden. Westlich von

von Oberpeischlach finden sich wenige Amphibolite aufgeschlossen. Die dm-mächtigen Lagen sind feinkörnig und -gebändert und führen fallweise Biotit.

Bei den Paragesteinen des Iseltalanges zwischen westlicher Blattgrenze und Michelbach überwiegen Schiefergneise, gleichwohl sind Glimmerschiefer und Paragneise als glimmer- beziehungsweise feldspatreichere Paragesteine vorhanden. Die unterschiedlichen Gehalte der Hauptgemengteile ergeben ein wechselvolles Aufschlussbild in diesen insgesamt einförmigen Metasedimenten. Diese sind mineralogisch durch geringe Granatgehalte und verbreitete Chloritführung gekennzeichnet.

Konkordante Pegmatitgneise sind im Gossenbachgraben und um Michelbach und Kienburg verbreitet. Die mittelkörnigen Lagen, dm- bis m-mächtig, können Turmalin und Muskovitpakete führen und teilweise gering deformiert erscheinen. Südlich Kienburg sind Dezimeter große Aggregate aus Muskovitpaketen erhalten.

Gangförmige Tonalitkörper im Gebiet Michelbach – Gossenbach erstrecken sich mit einer Mächtigkeit von wenigen m bis 75 m über eine Distanz von Zehnermetern bis wenige Hundertmeter. Die Kontakte zu den Nebengesteinen sind geradlinig und scharf und die Körper in sich homogen. Sie bestehen aus hellem mittelkörnigem Tonalit mit cm-großem Granat und dioritischen Enklaven.

Strukturen

Das Iseltal folgt einer breiten NW–SE-streichenden Störungszone. Die regionale Lagerung nordöstlich und südwestlich dieser Störungszone ist unterschiedlich, die duktilen Strukturen sind jedoch vergleichbar.

Die Straße von Huben nach Oberpeischlach schließt zahlreiche Harnischflächen der Iselstörung auf. Auf steil bis saigeren Harnischflächen, in nordöstliche Richtung einfallend, belegen horizontale bis flach gegen SE gerichtete Strömungen dextrale Bewegung. Dazu kommen antithetische Harnischflächen, die steil gegen NNW einfallend eine Strömung mit sinistraler Scherrichtung aufweisen. Westlich von Oberpeischlach weisen Gräben und Rinnen auf Störungsflächen zugehörig der Iselstörungszone.

Mittel bis steiles Einfallen in nordöstliche Richtung beherrscht den Bereich Unter- bis Oberpeischlach und die Iseltalhänge westlich davon. Zwischen Peischlachberg und Staniska weist mittel bis steiles Einfallen in südwestliche Richtung. Diese Verteilung der regionalen Lagerung kann als großräumige Faltenstruktur gedeutet werden und zwar als offene Synform mit Faltenachse in NW–SE-Richtung und steiler Axialebene.

Zu dieser Großfaltung könnte eine Falten-generation im Kleinbereich gehören, deren Faltenachsen mittelsteil gegen NW bis NNW gerichtet sind. Die zugehörigen Axialflächen fallen mittelsteil gegen NE ein. Eine weitere Falten-generation ist als Feinfältelung mit flach gegen E einfallenden Faltenachsen und Axialflächen entwickelt.

Die Paragesteine südwestlich des Iseltales lagern regional mittel bis steil gegen SE bis SW und untergeordnet gegen Nordosten. Falten mit Achsen flach gegen E bis SE und Axialflächen flach gegen Osten, sowie eine Feinfältelung mit gleicher Orientierung erscheinen nicht mit dem Schwanken der regionalen Lagerung verknüpft. Die Feinfältelung könnte jener nordöstlich des Iseltales entsprechen. Zu erwähnen sind noch Mylonitzonen, die ebenfalls beidseitig des Iseltales vorkommen (nördlich Unter-

peischlach und nördlich Gsengalm) und derselben Deformationsphase angehören könnten.

Die gangförmigen Tonalitintrusionen zwischen Falter- und Michelbach weisen eine einheitliche Orientierung auf. Sie fallen mittelsteil gegen WNW und lagern somit diskordant zum regionalen Bau. Der Orientierung zufolge kann während der Intrusion mit Dehnung in W–E-Richtung gerechnet werden.

Massenbewegungen

Der kartierte Abschnitt des Iseltales erscheint trotz der Steilheit der Hänge relativ stabil. Am Peischlachberg zeigen sich tiefgreifende Zerrstrukturen parallel zur Richtung des Rückens. Zu beiden Seiten haben sich denn auch demzufolge im mittleren Hangbereich aufgelockerte Felsbereiche entwickelt.

An den Nordosthängen des Iseltales verläuft die Erosion weitgehend ohne Massenbewegungen. Lediglich nördlich von Michelbach entwickelt sich eine Rutschung in den Gossenbachgraben hinein. Die Abrisskanten lassen eine zur Zeit aktive Phase dieser Massenbewegung erkennen.

Quartär

Moränen und Rundhöcker der Würmeiszeit und spätglazialer Stadien sind verbreitet am Peischlachberg und dessen West- und Südwesthang, zwischen Unter- und Oberpeischlach, um die Gsengalm und nordwestlich dieser sowie um Michelbach. Zumindest ein Teil der Bedekung stellt gut verfestigte feinkörnige Grundmoräne dar, wie sie am Rand der Kalserbachschlucht bei Oberpeischlach aufgeschlossen ist. Weiters belegen erratische Zentralgneisblöcke am Peischlachbergsüdhang die hochglaziale Natur der Sedimente.

Die Zerrstrukturen des Peischlachberges pausen sich durch die Moränenbedeckung. Andererseits findet sich im Bereich der Rundhöcker meist nur Moränenstreu. Rundhöcker im Iseltalboden (Brunner, Kienburg) lassen die spät- und postglaziale Auffüllung des Talbodens als geringmächtig erkennen.

Die Moränenbedeckung nördlich von Staniska, mit einem stirnnahen Wall westlich vom Egger, wird einem spätglazialen Gletscher des Kalsertales zugeordnet (VEIT, 1988). Die Eisrandsedimente von Staniska und jene nordöstlich von Oberpeischlach werden wiederum auf einen Stau an einem spätglazialen Eiskörper im Iseltal zurückgeführt. Eine weitere Eisrandbildung ist im Iseltal nördlich vom Gossenbachgraben erhalten. Die sandig bis feinkie-sigen Sedimente sind gut sortiert und wenig verfestigt.

Die Schwemmfächer der Iselzuflüsse sind flach und haben geringe Ausdehnung. Dies mag auf die langen Schluchtstrecken vor der Mündung (Kalser Bach, Michelbach) oder auf ein beschränktes Einzugsgebiet (Gossenbach) zurückzuführen sein. Auch wiederholte Erosion der Schwemmfächer durch die Isel ist in Betracht zu ziehen, da diese nur postglaziale Terrassen mit geringem Niveauunterschied aufweist. Zu erwähnen sind noch zwei kleine Felsterrassen am Ansatz der Kalserbachschlucht nordöstlich von Staniska.

Schuttkörper bildeten sich entlang der Hangfüße im Iseltal und oberhalb der Verflachungen von Oberpeischlach und Staniska. Als nur kurzzeitig aktive Ablagerungen sind die künstlichen Anschüttungen in den Steinbrüchen Gossenbach und Michelbach zu nennen.

