

Tektonite, welche randlich zum Silvrettakristallin beobachtet werden konnten, wird erst nach eingehender petrographischer Untersuchung möglich sein.

Quartäre Ablagerung in Form von Moräne finden sich im W des kartierten Gebietes auf Grund der äußerst steilabfallenden Talkflanken zur Trisanna lediglich in den höheren Talbereichen. Gegen E treten Glazialablagerungen häufig mit Hangschutt auch in den tiefergelegenen Abhängen zur Trisanna auf.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 144 Landeck*

Von CHRISTOPH SPÖTL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Kartenaufnahme im Bereich der SE-Ecke des Kartenblattes 144 begonnen (Zammerloch – Silbersattel). Das Gebiet stellt den Südrand der Lechtal-Decke N Landeck dar, die mit einer steil S-fallenden Bewegungsbahn an den Landecker Quarzphyllit stößt. Diese Grenzfläche wurde jüngst beim Bau des Perjen-Autobahntunnels durchörtert (vgl. KÖHLER, 1983, Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.).

Im Südrand-Abschnitt zwischen Gasillbach und Stanzer Tobel konnte die Permoskyth-Gliederung von MOSTLER, KRAINER & STINGL bestätigt werden.

Veränderungen betreffen die Brandjöchel-Scholle, die nicht aus Wettersteindolomit, sondern aus Hauptdolomit aufgebaut ist. Die vermeintliche tektonische Grenzfläche im sogenannten Ersten Tal entpuppte sich als untergeordnete Störung innerhalb des Hauptdolomits. Auch können die angeblichen Raibler Schichten (lt. AMPFERER) in deren westlicher Fortsetzung im hintersten Eibental nicht bestätigt werden. Das selbe gilt für den Span unterhalb der Ochsen Alm, der ebenfalls nicht vorhanden ist. SE Ruine Schrofenstein wurden helle, gut geschichtete bis gebänderte Kalke angetroffen, die zwei auffallende Zacken im Wald bilden. An der Grenze zum Hauptdolomit sind schwarze kalkige Schiefertone eingequetscht, die in Analogie zu den Verhältnissen weiter westlich (s. u.) als Partnach Schichten angesprochen wurden. Die hellen, vollkommen umkristallisierten Kalke dürften wohl dem Wettersteinkalk zuzurechnen sein, der in der direkten Fortsetzung nach Osten (jenseits des Inn) bis südlich der Ruine Kronburg eingeschaltet ist.

Reste von Partnach Schichten wurden auch im Stanzer Tobel gefunden und erreichen im unteren Abschnitt des Eibentales ihre größte Mächtigkeit. Dort liegt die gesamte Schichtfolge in dolomitisierter Ausbildung vor, die sich lateral innerhalb weniger hundert Meter in die normale kalkige Entwicklung verfolgen läßt.

Das kleine Vorkommen von Gosau Schichten im östlichen Teil des Dorfwaldes liegt transgressiv auf Hauptdolomit. Aufgeschlossen sind wenige Meter mächtige Hauptdolomitbrekzien, deren dm-große Komponenten in einer sandig-kalkigen Matrix vorliegen.

Das gesamte Zammerloch verläuft demnach in Hauptdolomit, der im obersten Abschnitt stellenweise Lofertlagen aufweist. Der Plattenkalk zeigt eine Mächtigkeit von wenigen Dekametern und wird am Eingang des Schaftales von Kössener Schichten überlagert. Der Oberrhätalk liegt als Thecosmilien- und Conchodus-führender heller, massiger Kalk vor, der als kompeten-

ter Körper zwischen Kössener und Allgäu Schichten zerbrochen „schwimmt“.

Der Inhalt dieser hier beginnenden Almajur-Synklinale reicht bis zu den malmischen Aptychen-Schichten (Ammergauer Schichten), die im Silbertobel scharf von Raibler Schichten und Hauptdolomit der Sonnenpleis-Schuppe abgeschnitten werden. Diese Grenze läßt sich nach Osten über den Silbersattel bis südlich der Silberhütte verfolgen, wo sie das Kartenblatt verläßt (Starkenbach-Linie).

In letzterem Gebiet konnten die tektonischen Verhältnisse noch nicht endgültig geklärt werden. Hier weisen die Allgäu Schichten lokal eine dolomitische Entwicklung auf, die eine Unterscheidung vom Hauptdolomit sehr erschwert.

SE Silberspitze konnte eine NW–SE-streichende Störung in steilem Gelände auskartiert werden, die die Schichtfolge linksseitig um maximal 200 m versetzt. Die Kössener Schichten zeigen dort schöne Schleppungen und steile Faltenachsen.

Als wenige Meter mächtiges blaßrotes Band lassen sich die Adneter Kalke und Mergel im Hangenden des Oberrhätischen Riffkalkes verfolgen. Es handelt sich vielfach um debris flow-Sedimente, die allmählich in die Graufazies der tieferen Allgäu-Schichten überleiten (vgl. ACHTNICH, 1982, Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.). Letztere führen im oberliassischen Anteil die charakteristischen Fe/Mn-Oxid-Vererzungen (z. B. unterhalb des Tajaköpfls).

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck* und 145 Imst

Von FRIEDRICH HANS UCİK (auswärtiger Mitarbeiter)

In den wenigen in diesem Jahr zur Verfügung gestandenen Geländetagen wurde neben verschiedenen Ergänzungen im Fensterinneren und am N-Ende des Fensteraufbruches bei Asters vor allem die Kartierung am W-Rand des Fensters NW bis W der Komperdellalm sowie am Lazidrücken vorangetrieben. Besonders im zuletzt genannten Bereich konnten gegenüber der Kartierung von HAMMER wesentliche Ergänzungen und Verbesserungen erzielt werden.

Der maximal 5–8 m mächtige Dolomit E Unt. Asters bzw. W Kote 862 ist in mehreren Aufschlüssen gut zu beobachten; er ist hell, i. a. massig und nicht gebankt, vielfach durchädert, zerklüftet und zerhackt, z. T. extrem stark am unmittelbaren Kontakt zum überschobenen Kristallin, der mehrfach gut aufgeschlossen ist. Das Kristallin ist hier durchwegs stark verschiefert und oft ±vergrünt und im Gelände bzw. im Handstück nicht immer leicht vom paläozoischen Quarzphyllit zu unterscheiden. In einem Aufschluß ist deutlich zu sehen, daß der Überschiebungsrand zwischen hangendem Gneis und liegendem Dolomit deutlich diskordant zur Hauptschieferung im Gneis verläuft. Im Gegensatz zur Kartendarstellung HAMMERS (1914) möchte ich diese Dolomitscholle nicht mit der großen Dolomitscholle 300–400 m S Unt. Asters verbinden, sondern gegen W mit den Dolomitaufschlüssen unmittelbar im Liegenden des Kristallinrandes bei Mitter- und Ob. Asters.

Beim oben bereits genannten Triaskomplex S Unt. Asters haben die Aufschlüsse an einer neuen Fahrstra-

Be ganz deutlich erkennen lassen, daß es sich hier nicht um eine geschlossene Masse von Dolomit und Kalk handelt, sondern daß auch Verschuppungen mit eingeschleppten Neokom- oder bunten höheren Schiefern vorhanden sind.

Mehrere teilweise wesentliche Veränderungen gegenüber dem Kartenbild der von HAMMER aufgenommenen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Landeck ergab die Neukartierung im Gebiet W der Komperdellalm – Lausbach – Lazidrücken.

Am Kadratschrücken NW des Kölner Hauses ist zwischen liegenden grauen Bündnerschiefern und dem hangenden Quarzphyllit-Ladiser Quarzit-Zug an der Basis der Prutzer Serie eine etwa 150 m breite Zone typischer bunter Bündnerschiefer sicher anstehend aufgeschlossen – sie fehlt in der Spezialkarte völlig. Weiters handelt es sich bei den im Liegenden der Eisendolomitscholle des Rotenstein aufgeschlossenen „Verrucano“-Gesteinen nach HAMMER in Wirklichkeit zum größten Teil um typische Gesteine der bunten Bündnerschiefer (fehlen in der Spezialkarte hier völlig!), die in guten Aufschlüssen am rechten Ufer des Lausbaches auf etwa 100 m Länge studiert werden können: sandige, z. T. massige und grobsandige Schiefer sowie reichlich graue bis blaßbunte, aber nur selten grüne Phyllite. Eine etwa 10–15 m mächtige Wechselfolge von Quarzphyllit und Ladiser Quarzit tritt erst im Hangenden der bunten Bündnerschiefer auf, ehe die gegen 100 m mächtige und an die 400 m lange Eisendolomit-Riesenscholle des Rotenstein (= Erzköpf) folgt, die größte im gesamten Unterengadiner Fenster. Die alten Stollen und Abbaue sind vielfach noch befahrbar, wenn auch teilweise nur mit technischen Hilfsmitteln; die Vererzung ist mehrfach anstehend zu beobachten.

Die von HAMMER angenommene Zweiteilung des Verrucanozuges W des Rotenstein (1914, S. 523 bzw. Spezialkarte, Bl. Landeck) existiert nicht in dieser Form. W der großen Rotensteinsholle verläuft eine Querstörung etwa N–S, entlang welcher die westliche Fortsetzung des „Verrucano“-Zuges um etwa 250–300 m gegen N versetzt wurde. Bei Verfolgung der aus Quarzphyllit, zahlreichen Fe-Dolomitschollen und Ladiser Quarzit bestehenden Basis der Prutzer Serie gegen SW bis zur Höhe der Scheid (2.429) am W-Ende des Lazid-Rückens finden sich immer wieder anstehend oder als Schutt typische bunte Bündnerschiefer, begleitet von einigen Dolomitblöcken als Grobeinstreuungen, unmittelbar im Liegenden der genannten Basis. Die auf der Scheid über 50 m breite Zone bunte Bündnerschiefer im Liegenden des Ladiser Quarzites + Quarzphyllites fehlt in der alten Spezialkarte. HAMMER hat am Lazidrücken hingegen weiter gegen das Liegende 2 Zonen b. B. sch. eingezeichnet, von welchen die tiefergelegene mit typischen Gesteinen in einer Breite von 200–250 m am E-Abfall des Rückens bestätigt werden konnte. Von der höher gelegenen Zone, die nach HAMMER im Bereich der Kote 2364 = Lazid der alten Karte den Rücken quert, fand ich hingegen nur einige schmale Streifen und Schuppen (mit eingestreuten Kalkblöcken) 350–750 m W der Kote 2346 = Lazidkopf der neuen ÖK 1 : 50.000 = P. 2.351 der alten Karte (hier unterscheiden sich alte und neue Karte in verwirrender Weise). Das fast völlige Fehlen von Aufschlüssen auf den von ausgedehnten Schutthalde bedeckten Nordabhängen des Lazidrückens lassen nicht mit Sicherheit erkennen, ob hier in der höheren Pezidserie tatsächlich 2 Zonen bunte Bündnerschiefer vorhanden

sind oder eine scheinbare Verdoppelung durch Querwerfung vorliegt.

Eine kleine N–S-Verwerfung durchzieht offenbar die Basis der Prutzer Serie ca. 500 m NNE Kote 2.413, wobei hier allerdings der W der Verwerfung gelegene Teil um ca. 100–150 m gegen S versetzt wurde.

Eine weitere Querwerfung ist am Fensterrand SE des Plankopf angedeutet. Die mehr als 200 m lange und mindestens 25–30 m mächtige Dolomitlinse etwa 1100 m E des Plankopfes liegt knapp unterhalb des aufgeschlossenen Kristallinrandes, doch finden sich zwischen diesem und dem Oberrand des Dolomitklotzes noch zahlreiche Splitter von paläozoischem Quarzphyllit und selten von Ladiser Quarzit. Der Dolomit dürfte sich noch in bedeutender Erstreckung unter das Kristallin hineinziehen, da im Graben am Hang unterhalb des Dolomits eine ausgedehnte, mindestens 1–1,5 m starke Platte von rotbraun verfärbtem Sinter auf eine bedeutende Karstquelle hinweist, die heute freilich zur Gänze gefaßt ist. Am Oberende des Kadratschrückens SE des Plankopf steht oberhalb der Bergstation des Doppelsesselliftes unmittelbar am Kristallinrand typischer Ladiser Quarzit ca. 10 m mächtig an.

S des Plankopf steht im westlichen von 2 eng benachbarten Aufschlüssen unmittelbar im Liegenden der Überschiebung ein massiger, dunkler, brecciöser Dolomit an, in den als 2–3 m mächtige Lage ein heller, grobkörniger Quarzit vom Typus Ladiser Quarzit eingeschaltet ist; an einer Stelle findet sich im Kontakt mit diesem Quarzit ein mürber, rotbrauner Kalksandstein mit eingeschlossenen Splintern von Ladiser Quarzit – dieses Gestein ist vielleicht als Mylonit oder Rauhwacke zu deuten. Im Liegenden dieses Dolomits steht ebenfalls heller, geschieferter Quarzit an.

Im östlichen der beiden Aufschlüsse finden sich unmittelbar im Liegenden des Kristallins helle, meist blaßbunte bis grünliche, serizitische, spätige Kalkschiefer, wie sie in der Nähe des Überschiebungsrandes schon mehrfach zusammen mit den grauen Neokomschiefern angetroffen wurden und als fragliche Couches Rouges angesehen werden; im Liegenden dieser Couches Rouges folgen typische höhere Schiefer der Prutzer Serie.

Bei der Steiggabelung ca. 400 m NE der Kerbhütte finden sich in ansonsten aufschlußloser und von Kristallinblockwerk überstreuter Umgebung in mehreren nicht sehr großen, blockartigen Aufschlüssen der gleiche dunkle Dolomit und das rotbraune, mürbsandige Gestein wie im westlichen Aufschluß S Plankopf, aber um mehr als 100 Höhenmeter tiefer als der Überschiebungsrand am Kadratschrücken. Falls die Blöcke tatsächlich anstehen, müßte hier an einer Querstörung der W derselben gelegene Teil um wenigstens 200 m gegen S verworfen worden sein.

Solche mehr oder minder schräg zum Fensterrand verlaufende Querstörungen drücken sich auch in der Kleintektonik aus: während die Hauptschieferung in diesem Bereich meist mehr oder weniger gut eingeregelt etwa parallel zum Fensterrand verläuft, sind lokal davon stark abweichende und ±schräg zum Überschiebungsrand verlaufende Lagerungsverhältnisse zu beobachten.

Dank der Unterstützung von Herrn HR SCHROLL (Geotechnisches Institut Arsenal) konnten 1986 vier Gipsproben aus unterschiedlichen tektonischen und anscheinend auch stratigraphischen Positionen einer S-Isotopenuntersuchung zugeführt werden. In gewisser

Hinsicht etwas unterwartet ergaben alle vier Proben recht einheitlich ein Mittel- bis Obertrias-Alter.

Dank dem Entgegenkommen von Koll. E. TENTSCHERT (TIWAG) stand mir auch eine Reihe von Luftbildern zur stereoskopischen Auswertung zur Verfügung. Auf diese Weise konnte das gesamte Quartär des Inntalbodens – Terrassen und seitliche Schwemmkegel – zwischen Außergufer im N und Tschupbach im S flächenhaft ausgedehnt werden; bei den Innalluvionen konnten dabei 3 Hauptniveaus unterschieden werden.

Die Mulde des Edel- und des Hinterkreithbaches WNW Serfaus wird von mächtigen Quartärsedimenten erfüllt, deren Aufbau in einem großen, 20–30 m hohen Anriß unmittelbar NW der Talstationen der auf die Komperdellalm führenden Gondelbahnen sehr gut zu erkennen ist: liegend eine mächtige graue, feinkörnige Grundmoräne, etwa ab halber Höhe gegen das Hangende ist eine Schichtung zu erkennen, zuhächst sind deutlich geschichtete, fluviatile Ablagerungen mit eingeschaltetem gröberem (kies-reichem) Material aufgeschlossen. Insgesamt handelt es sich hier um eine Verfüllung eines alten Tales mit Grundmoräne, die gegen das Hangende in fluvioglaziale Sedimente übergeht. Im Luftbild ist diese alte Talplombe, in die sich die beiden genannten Bäche wieder eingeschnitten haben, talaufwärts bis zur Komperdellalm hin zu verfolgen; ebenso ist deutlich zu erkennen, daß auch die Umgebung von St. Zeno rechts des Argebaches einen noch nicht erodierten Rest dieser alten Talverfüllung darstellt.

Schließlich ließ die Luftbildauswertung auch deutlich erkennen, daß der große Dolomitzklotz mit Kote 1516 W unterhalb des Mairerbühels bzw. der Straße Kaunerberg-Puschlin eine Gleitscholle ist, die Abrißnische unmittelbar unterhalb des Mairerbühels ist im Luftbild deutlich zu erkennen.

Blatt 145 Imst

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von F. H. UČIK.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von VOLKER HÖCK (auswärtiger Mitarbeiter)

Weiter im Norden wurde die Kartierung zwischen dem Stausee Moserboden und dem Griebkogel bzw. dem Hocheiser weitergeführt.

Die Felsschrofen der Heidnischen Kirche am NW-Rand des Stausees Moserboden bestehen im wesentlichen aus metamorphen sauren, untergeordnet auch intermediären Tuffen und Tuffiten. Sie liegen heute als Chlorit-Muskovit-Albitgneise bzw. Schiefer vor und sind vermutlich der Habachformation zuzurechnen. Diese Tuffe wurden von sehr hellen Aplitgranitgängen intrudiert. Gegen Süden hin folgen SW der Kote 2329 Amphibolite (metamorphe basische Tuffe, die z. T. brekziert sind). Sie werden ebenso wie die sauren Gesteine von hellen granitischen Magmen intrudiert, zum Teil

migmatisch aufgelöst und liegen in Form von Bänder- oder Schollenmigmatiten vor. Eng verbunden mit diesen migmatischen Amphiboliten finden sich südlich anschließend im Bereich des Sedigrates Augengneise, die wohl dem „Hochweißfeldgranitgneis“ bei CORNELIUS & CLAR (1939) entsprechen. Der Sedigratkopf selbst besteht wiederum aus migmatischen Amphiboliten mit Einlagerungen des Augengneises. Auch Lagen von aplitisch durchhärderten sauren Tuffen sind damit verknüpft.

Der Gipfelaufbau des Griebkogels selbst, etwa ab der Höhe 2600 m besteht aus stark deformierten Bändermigmatiten bis Nebuliten, die am besten als „Streifengneise“ bezeichnet werden könnten. Auch sie werden häufig von aplitischen Lagen z. T. diskordant zum alten Migmatitgefüge durchschlagen. Lediglich in Höhe 2680 m bis 2880 m liegt am Ostgrat des Griebkogels eine Amphibolitlage in relativ einförmige Migmatite eingeschaltet. Am N-Fuß des kleinen Griebkogels finden sich Biotit-Muskovit-führende Augengneise, die dem Scharkogelgneis entsprechen. Ihre Beziehung zu den migmatischen Streifengneisen ist zur Zeit noch unklar. Eng verbunden sind die vorher erwähnten Streifengneise des Griebkogels mit den feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneisen, die im wesentlichen den Hocheiser aufbauen.

Die s-Flächen der gesamten Gesteinsfolge fallen einheitlich mittelsteil (25–60°) nach ENE ein, die B-Achsen flach nach WNW bis NW.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von PETER NEUMAYR & THOMAS STADLMANN
(auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1986 wurde das Gebiet W vom Kaiser Tauernhaus bis zum Luckenkogel und Knappenträger bzw. E davon Richtung Aderwand, Laperwitzkees, Fruschnitzkees, Gramul und Teufelskamp und die Profile Schneewinkelkopf – Schneewinkelscharte – Romariswandkopf, Hohe Riffel – Johannisberg, Gamskopf – Obere Ödenwinkelscharte und ein kleines Gebiet am mittleren Bärenkopf kartiert. Die Hülle des Granatspitzkerns und die Riffeldecken bilden den geologischen Rahmen der Aufnahmsarbeiten (CORNELIUS & CLAR, 1939; FRASL, 1958). Am Rande des Kartierungsgebietes (Teufelskamp und Granul) wurde noch die Glocknerdecke berührt.

Die Grenze vom Zentralgneis des Granatspitzkerns zum auflagernden Biotitschiefer und Amphibolit verläuft im kartierten Bereich vom Gamskopf (2757 m) – Grat Hoher Kasten/Ödenwand (3326 m) – östlicher Rand des Kastenkeeses – Aderwand zum Talgrund des Dorfaltales.

Über dem Zentralgneis folgen in der Aderwand bzw. im Kar SW des Laperwitzkeeses mit scharfer Grenze geringmächtige (im Durchschnitt 5–8 m) Biotitschiefer bis Biotitgneise. Sie führen Feldspatblasten (\varnothing bis 3 mm), Quarz, z.T. Chlorit und Fe-reiches Karbonat. Im hinteren Ödenwinkel ist zwischen dem Zentralgneis und den Biotitschiefern bis Biotitgneisen ein sehr feinkörnig-