

sich prograde helle Phyllite, die als Landeck-Phyllit (Komplex) abgetrennt und als metamorphes Paläozoikum angesehen werden.

In so gut wie allen Bearbeitungen der letzten Jahre wird ein primär sedimentärer Verband der Silvretta-Decke zu der im Norden anschließenden Lechtal-Decke postuliert (NOWOTNY et al., 1992; NAGEL, 2006; ORTNER et al., 2006) (s. auch Kapitel 5.2.2.). Die Lechtal-Decke ist ebenso wie die unterlagernde Allgäu-Decke Teil des Bajuvarischen Deckensystems, während die überlagernde Inntal-Decke zum Tirolischen Deckensystem gehört (TOLLMANN, 1963, 1976, 1985; OBERHAUSER & RATAJ, 1998). Alle diese Decken werden aus Sedimenten aufgebaut, deren Schichtumfang vom Ober-Karbon bis in die Unter-Kreide reicht. Ganz im Nordosten reichen die oberkretazischen Sedimente der „Muttekopf-Gosau“ (Gosau-Gruppe) in das Kartenblatt hinein.

Während der kaltzeitlichen Vergletscherungen des Pleistozäns lag das dargestellte Gebiet mehrmals unter weitestgehender Bedeckung von Gletschern. Der überwiegende Teil hiervon gehörte zum System des Inngletschers, ein kleiner Teil im Norden zu jenem des Lechgletschers. Weit verbreitet sind daher glazigene Sedimente und Landschaftsformen. Nach dem Eiszerfall, im frühen Spätglazial, entstanden große Massenbewegungen wie die Gleitmasse vom Perfuchsberg und vom Zintlwald, welche bis heute aktiv sind (Kapitel 9.1.1.).

4. Erforschungsgeschichte

SCHUSTER, R., GRUBER, A. & NOWOTNY, A.

Die Erforschungsgeschichte des Kartenblattes GÖK 144 Landeck ist in mehrere thematische Abschnitte gegliedert, welche sich manchmal zeitlich überschneiden. Der Erstellung des Kartenblattes und der Erforschung der nutzbaren Rohstoffe ist jeweils ein eigenes Kapitel gewidmet.

Pionierzeit (19. Jahrhundert)

Die geologische Erforschung der „Silvrettamasse“ begann bereits im frühen 19. Jahrhundert, zuerst von der Schweiz aus, später auch von österreichischer Seite. Von Österreich aus waren die Mitglieder des „Geognostisch-Montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg“ aktiv. Bereits 1831 erschien die erste „Geognostische Generalkarte der gefürsteten Grafschaft Tyrol nebst Vorarlberg und dem souverainen Fürstenthume Liechtenstein“. Eine weitere „Geognostische Karte Tirols, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des Geognostisch-Montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg“ erschien 1849. Eine von PICHLER ver-

OSTALPIN

Oberostalpin

-  Gosau-Gruppe ("Muttekopf-Gosau", Gosau NE von Grins, Ober-Kreide)
-  Inntal-Decke (Tirolikum)
-  Lechtal-Decke (Bajuvarikum)
-  Silvretta-Decke (Silvretta-Seckau-Deckensystem)
-  Zone von Puschlin
-  Schlingenbau im Bereich der zentralen Silvretta-Decke

Unterostalpin

-  Subsilvrettide Schollen

PENNINIKUM

(Unterengadiner Fenster)

-  Obere Penninische Decken: Bürkelkopf- und Flimspitz-Schuppen
-  Mittlere Penninische Decken: Fimber-Zone (inkl. Zone von Prutz)
-  Untere Penninische Decken: Pfundser Zone und Zone von Roz-Champatsch-Pezid
-  Störung (gesichert, vermutet)
-  Deckengrenze
-  Schuppengrenze

fasste Beschreibung der „Silvretta-Masse“ und „Ötzthaler Masse“ ist in STOTTER (1858) publiziert. In der detailreichen Schilderung werden zum Beispiel „Die Ketten am nordöstlichen Keilende“ der Silvrettamasse beschrieben. Weiters schildert der Autor ausführlich die Übergänge von Glimmerschiefer in „Thonglimmerschiefer“ im nördlichen Randbereich des Silvretta-Kristallins und gibt Auskunft über Art und Lage von Erzvorkommen und Bergbauen. Eine erste Beschreibung des Schweizer Anteils des Silvretta-Kristallins erfolgte durch ESCHER VON DER LINTH & STUDER (1839). Von THEOBALD (1864) existieren dazu eine geologische Karte und ein begleitender Bericht.

Die erste geologische Bearbeitung des Gebietes der Lechtaler Alpen stammt von SANDER (1840–1841). Die Ergebnisse sind in Form von „Geologischen Tagebüchern“ erhalten geblieben (Museum Ferdinandeum, Innsbruck). ESCHER VON DER LINTH (1853) beobachtete viele Details in den Lechtaler Alpen, er ließ aber die Tektonik völlig beiseite. In der Karte von GIMBERNATH (1890) ist lediglich „Alpenkalk“ ausgeschieden und die „Geognostische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie“ (HAIDINGER, 1845) stellte die gesamten Lechtaler Alpen in den Jura. Hingegen unterschieden die Geologen STUDER & ESCHER VON DER LINTH (1853) auf ihrer geologischen Karte der Schweiz, die auch Vorarlberg und den Westteil des Tiroler Oberlands einschließlich Vils, Tannheim und Landeck umfasst, bereits Verrucano, Trias (Kalk, Dolomit und Gips), Lias und Malm.

KOCH (1875, 1876a, 1877a,b) beschäftigte sich intensiv mit der Erforschung der „Silvrettamasse“. Seine Forschungsreisen führte er im Auftrag der Geologischen Reichsanstalt durch. Die südlichen und zentralen Teile der Verwallgruppe bestehen seinen Erkenntnissen nach aus „Gneissen, Hornblendeschiefern, Gneissphylliten und Glimmerschiefern“. In mehreren Arbeiten (KOCH, 1876a, 1876b, 1876c) weist er auf die Tatsache hin, dass der geologische Bau der „krystallinischen Fervallgruppe“ in vieler Hinsicht an die nördliche „Ötzalergruppe“ erinnert. Weiters stellt er fest, dass die höhermetamorphen südlichen und zentralen Anteile im Norden, besonders im Arlberggebiet, in die schwächer metamorphen „Thonglimmerschiefer mit zahlreichen Quarzbänken, Bändern und Linsen“ (KOCH, 1875a,b) übergehen. Er bezeichnet die „Thonglimmerschiefer“ in Anlehnung an THEOBALD (1864) als Casanna- oder Grauwackenschiefer. Auch die nach Norden hin zunehmende tektonische Beanspruchung des Kristallins erkennt er und drückt dies folgendermaßen aus: „Die Falten sind im südlichen Theile der Fervallgruppe groß und mächtig und es lassen sich vom Paznaun bis zum Arlberg vier fast parallele riesige Wellen erkennen, deren Antiklinalen gewöhnlich mit den im Streichen verbliebenen Kammzügen zusammenfallen. Weiter über den Arlberg hin wird die Faltung oder besser gesagt die Fältelung der Schichtkomplexe bisweilen eine sehr complicirte“. Große Aufmerksamkeit schenkte er auch der Ausscheidung der „colossalen Massen von Glacial-, Lawinen- und Gehängeschutt“. Deren ausführliche Darstellung begründet er damit, dass diese die Hauptlieferanten für Murenmaterial sind. Bereits zur damaligen Zeit weist er darauf hin, dass unkontrolliertes Abholzen in unmittelbarem Zusammenhang mit der erhöhten Zahl an Murenabgängen steht.

Die tektonische Erforschung der westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Speziellen der Lechtaler Alpen, wurde mit dem „Alpenquerschnitt“ von ROTHPLETZ (1894) und mit seiner Arbeit über die „Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse“ (ROTHPLETZ, 1902, 1905) eingeleitet. In diesen Arbeiten wurden erstmals weitreichende Überschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen erwähnt.

Der von BLAAS (1902) gestaltete Geologische Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen mit einer Geologischen Karte 1 : 500 000 rundet diese erste Forschungsperiode ab.

Erste detaillierte Kartierungen zwischen 1900 und 1935

Die inmitten der „ostalpinen Kristallinmassen“ gelegenen Schiefer im Gebiet des Unterengadins waren bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts für verschiedene Geologen schwierig zu erklären. Erst TERMIER (1904) verglich sie mit jenen des Penninikums in den Westalpen. Da die Schiefer im Liegenden der „ostalpinen Kristallinmasse“ auftreten, erkannte er damit das Unterengadiner Fenster. Etwa um die Jahrhundertwende gelangen auch die ersten Fossilfunde innerhalb des Fensters, doch blieben diese bis heute auf einzelne Gesteine und „Serien“ (Formationen) beschränkt. Speziell im nordöstlichen Fensteranteil in Tirol sind Fossilien bis zum heutigen Tag sehr selten gefunden worden. Die ersten Detailkartierungen im österreichischen Teil des Unterengadiner Fensters führte HAMMER zwischen 1907 und 1914 durch. Sie wurden zur Grundlage für die Darstellung des Fensters auf den späteren Kartenblättern Landeck und Nauders der Geologischen Spezialkarte 1 : 75 000. Die zwei Kartenausschnitte 1 : 25 000, welche der monographischen Arbeit von HAMMER (1914a) beiliegen, lassen erahnen, wie viele wertvolle Details der petrographisch hervorragenden Originalaufnahmen HAMMERS durch die Reduktion auf den Maßstab 1 : 75 000 (Geologische Spezialkarte) verloren gingen.

Ab 1908 legte der Kalkalpengeologe AMPFERER den Schwerpunkt seiner Arbeiten auf das Gebiet der Lechtaler Alpen, wobei er diese stets mit alpinistischen Erstbesteigungen verband. Die stratigraphische Einteilung, welche er dabei einführte, wurde bis heute im Wesentlichen beibehalten. Im Alpenquerschnitt von AMPFERER & HAMMER (1911) zeichneten die beiden Aufnahmsgeologen der Geologischen Reichsanstalt einen Querschnitt vom Allgäu bis zum Gardasee, der in mehrfacher Hinsicht bahnbrechend war. Es ist das erste tektonische Profil mit größerem Tiefgang durch die zentralen Lechtaler Alpen und zeigt die wichtigsten Strukturen sehr anschaulich. Man erkennt darin große tiefreichende E-W-streichende Synkinal- und Antikinalzüge, Überschiebungen, die sich aus Faltenstrukturen entwickeln, das Ende von Überschiebungen in Stirnfalten und basale Schrägzuschnitte der Schubmassen. Vom Liegenden ins Hangende sind drei große Decken ausgeschieden, die Allgäu-Decke, die Lechtal-Decke und die Inntal-Decke. AMPFERER (1914a,b) fügte diesen noch die Krabachjoch-Decke hinzu. Die Inntal-Decke bezeichnete er als große isolierte, auf der Lechtal-Decke freischwimmende Scholle, die an den Rändern steil aufgebogen ist. Die Überschiebungsbahn der Inntal-Decke steigt nach AMPFERER von Schwaz bis in die westlichen Lechtaler Alpen kontinuierlich an und löst sich dort in Teilüberschiebungen mit W-fallenden Stirnfalten und in einzelne Klippen auf. Das geschlossene W-Ende der Inntal-Decke zeigt von der Ruitelspitze im N (auf ÖK 114 Holzgau) bis in das Zammer Loch im S einen kurvigen Verlauf mit Halbklippen und -fenstern, die er mit nachträglicher Verfaltung der Deckengrenze in Verbindung bringt. Am Südrand der Kalkalpen (vom Zammer Loch nach E) schließlich streicht der Deckenrand steil in die Luft aus und darunter kommt nochmals die Lechtal-Decke zum Vorschein. In einer Reihe von Spezialaufsätzen (AMPFERER, 1915, 1920, 1930b, 1931, 1934, 1939, 1943, 1945) wurden die Forschungsergebnisse vertieft.

BLAAS (1908) stellte die überkippte Lagerung der Gesteine im vorderen Pitztal (auf Blatt ÖK 145 Imst) fest, wo der Südrand der Lechtal-Decke von dem im Süden anschließenden Landecker Quarzphyllit und den „altkristallinen Gesteinen“ (Ötztal-Kristallin) überschoben wird. Unter dem Titel „Die Phyllitzone von Landeck (Tirol)“ präsentierte HAMMER (1919) eine erste ausführliche Beschreibung des nördlichen Silvretta-Kristallins. HAMMER unterschied in der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone folgende Gesteine: „Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer“, „Feldspatknötchengneis“, „Quarzfeldspatlagenphyllit“ sowie die Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großgfall. Wie bereits KOCH betont auch HAMMER,

dass diese Gesteine nur schwer gegeneinander abzugrenzen sind und meist allmählich ineinander übergehen. Weiters ist den Ausführungen zu entnehmen, dass auch die Abgrenzung gegen das Silvretta-Kristallin zum Teil nur mit großer Unsicherheit durchgeführt werden konnte. Die gleiche Meinung vertritt REITHOFER (1931), der dezidiert schreibt, dass schon auf der linken Seite des Malfonbaches (südlich Pettneu) von einer Störung zwischen Silvretta-Kristallin und Phyllitgneiszone nichts mehr zu sehen sei. Die „Phyllitgneise“ und das Silvretta-Kristallin liegen konkordant übereinander und gehen allmählich ineinander über. Eine tektonische Linie beschreibt REITHOFER (1931) erst wieder ab Klösterle gegen Westen hin.

Die Kartierungsergebnisse von AMPFERER und HAMMER wurden schließlich in Blatt Landeck der Geologischen Spezialkarte 1 : 75 000 der Geologischen Reichsanstalt (AMPFERER & HAMMER, 1922; 1924) dokumentiert. AMPFERERS Jahrzehnte währende Aufnahmen in den Lechtaler Alpen wurden mit der Herausgabe der vier Kartenblätter 1 : 25 000 der „Geologie der Lechtaler Alpen“ (AV-Blätter Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitze und Muttekopf-Heiterwand [AMPFERER, 1932]) gekrönt.

Bearbeitungen des Unterengadiner Fensters nach 1945

Die Aufnahmen von MEDWENITSCH (1953, 1954) und MÜLLER (1953) im nordöstlichen Teil des Unterengadiner Fensters brachten im Detail keine Neuigkeiten, wesentlich ist aber der erstmalige Versuch MEDWENITSCH's, den Fensterinhalt in Anlehnung an die inzwischen erfolgten Arbeiten der Schweizer Geologen tektonisch modern zu gliedern. In den Jahren 1962–1964 folgten Dissertationsarbeiten mit Detailkartierungen (1 : 10 000) im Tiroler Anteil des Fensters durch THUM (1966) und UCÍK (1966) sowie Kartierungen im Zuge der geologischen Landesaufnahme durch OBERHAUSER (1983). Für die Gliederung des Unterengadiner Fensters waren immer die inmitten der mächtigen Schieferabfolgen exotisch anmutenden und sehr unterschiedlich großen Vorkommen von Kalken, Dolomiten, Tonschiefern, Quarziten, Quarzphylliten und Kristallin (z. B. Tasna-Granit) von großer Bedeutung. Meist wurden sie als tektonische Deckenscheider angesehen, von einzelnen Autoren aber auch als eingegliederte Olistolithe mit zum Teil riesigen Komponenten gedeutet (FRISCH, 1982). Heute werden sie vielfach als abgescherte Späne und Schürflinge angesehen, die ihre jetzige Position während des Deckenbaues erhielten. Je nach Interpretation und Gewichtung des in den einzelnen „Zonen“ vorhandenen exotischen Materials entstanden auch sehr unterschiedliche und oft nur schwer miteinander parallelisierbare tektonische Gliederungsschemata für den Inhalt des Fensters (MEDWENITSCH, 1954; UCÍK, 1966; CADISCH, 1968; OBERHAUSER, 1980).

Wesentliche neue Gesichtspunkte zur paläogeographischen Herkunft der Einheiten des Unterengadiner Fensters wurden von FLORINETH & FROITZHEIM (1994) aus dem Schweizer Anteil des Fensters gewonnen. Die Autoren konnten zeigen, dass in den Mittleren Penninischen Decken ein Kontinent-Ozean-Übergang (vom Briançonnais-Mikrokontinent zum Valais-Ozean) erhalten ist. Der Idalpe-Ophiolith erhielt eine detaillierte Bearbeitung hinsichtlich Geochemie und Metamorphose durch HÖCK & KOLLER (1986), wobei erstmals eine druckbetonte, blauschieferfaziente Metamorphoseprägung festgestellt werden konnte. In weiterer Folge wurde auch in den tektonisch tiefsten Teilen des Unterengadiner Fensters eine niedriggradige Ultrahochdruckmetamorphose mit dem Auftreten des Indexminerals Mg-Karpholith dokumentiert (BOUSQUET et al., 1998; BERTLE, 2000). In den Arbeiten von BERTLE (1999, 2002, 2004a) sind Fossilfunde aus dem Unterengadiner Fenster beschrieben, in BERTLE (2004b) wird auch eine Korrelation mit den Bündner-schiefern des Tauernfensters herausgearbeitet.

Kristallingeologische Untersuchungen der Silvretta-Decke (1945–2007)

Anlässlich des Baues des Wasserkraftwerkes Prutz – Imst wurde in den Jahren 1953–1954 das östliche Venetgebiet (östlich Landeck) zwischen dem Inn- und dem Pitztal bis etwa südlich der Pontlatzer Brücke von SCHMIDEGG (1959) neu aufgenommen. Er beschäftigte sich eingehend mit der Struktur des Venets und fasste den zentralen Teil als Mulde auf, deren Nordrand steil aufgebogen ist. Den „Phyllitgneis“ beschreibt er als ca. 1 km dicke Platte, die den Phylliten der Landecker Quarzphyllitzone aufliegt und die nach Süden rückgefaltet ist. Die Südgrenze der Phyllitgneiszone gegen das Silvretta- und Ötztal-Kristallin bilden die permomesozoischen Metasedimente der Zone von Puschlin.

Die ersten Altersbestimmungen aus dem Silvretta-Kristallin stammen von JÄGER et al. (1961) und JÄGER (1962). Zwei Glimmerproben und eine Gesamtgesteinssprobe eines Muskositgranitgneises wurden datiert. Die Alter ließen sich der variszischen Orogenese zuordnen. PASTEELS (1964) datierte mittels der U-Pb-Methode Zirkone und errechnete Kristallisationsalter zwischen 1550 und 1910 Millionen Jahren (Ma). STRECKEISEN (1966) gab einen Überblick über den Schweizer Anteil des Silvretta-Kristallins. Er schreibt, dass das Kristallin im Gesamten als „starre Grundgebirgsplatte“ vom alpidischen Deckenschub erfasst wurde. Nur an der Basis, an Stirn- und Rückenteilen und einigen internen Scherflächen wurde es durch alpidische Deformation überprägt. GRAUERT (1969) wandte die Rb-Sr- und U-Pb-Methode an Gesteinen des Silvretta-Kristallins an und erarbeitete ein Entwicklungsmodell des Kristallins.

Als Produkt der retrograden alpidischen Metamorphose deuten HOERNES & PURTSCHELLER (1970) den „Phyllitgneis“, der infolge der intensiven Deformation als Phyllonit bezeichnet wird. Abzuleiten ist dieser von Gesteinen der „Ötztal-Silvrettamasse“. Diese Meinung wird durch die zahlreichen Einlagerungen von Muskositgranitgneisen, Augengneisen, Amphiboliten und Diabasen bekräftigt, da sie in gleicher Weise in beiden Einheiten auftreten. HOERNES (1971) untersuchte die regionale Verteilung von Staurolith, Andalusit, Disthen und Sillimanit im österreichischen Anteil des Silvretta-Kristallins und fand Mineralzonen, die sich zum Teil diskordant überschneiden. Die Disthenzone interpretierte er als Relikt der druckbetonten kaledonischen Metamorphose, die Ausbildung der Sillimanitzone wird dagegen der variszischen Metamorphose zugeschrieben.

Zahlreiche geochronologische Daten aus dem westlichen Teil des Ostalpinen Kristallins wurden von THÖNI (1981) publiziert. Sie zeigten erstmals die Verbreitung der eopalidischen Metamorphose in diesem Bereich und bestätigen die älteren Daten, welche eine vornehmlich variszische Prägung des Silvretta-Kristallins ergaben. Mit KRECY (1981) kam es erneut zur Bearbeitung des Grenzbereiches zwischen Phyllitgneiszone und Silvretta-Kristallin, diesmal im Gebiet südwestlich von Landeck, wobei hierzu auch erstmals K-Ar-Glimmerdatierungen eingesetzt wurden. Er erkannte, dass das schwach metamorphe Permomesozoikum der Thialspitze keine Primärauflagerung auf dem Silvretta-Kristallin darstellt, sondern von diesem überschoben ist (KRECY & FRANK, 1981). Vielmehr zeigt das Permomesozoikum der Zone von Puschlin Hinweise auf einen Primärverband mit der Phyllitgneiszone. Der östlich anschließende Bereich um den Venet wurde zuletzt von ROCKENSHAUB et al. (1983) und ROCKENSHAUB & THEINER (1984) kartiert und beschrieben. Es wurde gezeigt, dass die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone im Bereich des Venetberges eine großräumige Antiform mit ca. W-E-streichender Faltenachse bildet. Die alteingeführte Zweiteilung in Quarzphyllit und Phyllitgneis wurde in diesen Arbeiten aufgegeben und die Gliederung

dieses Bereichs erfolgte nach neuen lithologischen Kriterien. Die präalpidische Metamorphose dieses Kristallin-Komplexes erreichte diesen Arbeiten zufolge die schwach bis höhergradig temperierte Grünschieferfazies. Im Kernbereich der Antiform kommen Granat-Glimmerschiefer vor, die Chloritoid und Pseudomorphosen vermutlich nach Staurolith führen. Die grünschieferfaziellen Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone östlich des Arlbergs wurden als die schon primär schwächer metamorphe Stirn des amphibolitfaziellen Silvretta-Kristallins sensu stricto angesehen, welche zum Teil intensiv in die eopalpidische Tektonik einbezogen wurde. Die östlich des Paznauntales gelegenen Anteile wurden abgeschert und die permomesozoischen Sedimente („Zone Puschlin–Thialspitze“) eingeschuppt, sodass in diesem Abschnitt grünschieferfaziell metamorphe Gesteine tektonisch an amphibolitfaziell geprägte Gesteine grenzen.

AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvretta-Kristallins, einschließlich Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone auseinander, wobei auch er geochronologische Methoden einsetzte. Er fand, dass Silvretta-Kristallin und Phyllitgneiszone in Vorarlberg in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht identisch sind. Eine tektonische Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, dass in der Phyllitgneiszone alpidische Scherhorizonte auftreten, die sich östlich des Arlberges häufen. Die in lithologischer Hinsicht gleichen Gesteine unterliegen hier einer stärkeren Phyllonitisierung und einer alpidisch retrograden Metamorphose. Eine alpidische Fernüberschiebung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone samt transgressiv auflagernden Nördlichen Kalkalpen über das Silvretta-Kristallin hält er für nicht gegeben. Er nimmt an, dass das Silvretta-Kristallin eine Rotation im Uhrzeigersinn um einen im Westen gelegenen Punkt vollführte, wodurch die östlichen Bereiche stärker eingeengt wurden. Auch eine N-S-gerichtete Einengung könnte diese Rotation erzeugt haben, da die Gesteine im Osten glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind. Auch AMANN schließt nicht aus, dass der Landecker Quarzphyllit ein ursprünglich schon schwächer metamorpher Anteil des Silvretta-Kristallins war.

SPIESS (1985, 1987) führte Untersuchungen zur Kristallisations- und Deformationsgeschichte der Phyllitgneiszone im Montafon durch. Mit Rb-Sr-Biotit-Datierung erfasste er die Grenze des Bereiches mit typisch variszischen Abkühlaltern (>290 Ma) gegenüber solchen, die jüngere Alterswerte zeigen. Die jüngeren Alter wurden von ihm als alpidisch verjüngt interpretiert. Sie finden sich nur östlich der SW-NE-verlaufenden Linie Riffler (Malfrontal) – Schneidjöchl (Moostal).

Über die Entstehung der alpidischen Mylonite und Pseudotachylite, welche vor allem an der Basis der Silvretta-Decke auftreten, liegen Arbeiten von MASCH (1970, 1974) und KOCH & MASCH (1992) vor. THÖNI (1988) datierte zwei Pseudotachylitproben mittels Rb-Sr-Kleinbereichsisochronen auf 79 und 73 Ma.

Mit der Geochemie und dem plattentektonischen Environment der Metabasite beschäftigten sich die Untersuchungen von MAGETTI & GALETTI (1984) und MAGETTI et al. (1987). Die Eklogite und Amphibolite weisen diesen Arbeiten zufolge tholeiitische Chemismen auf, die eher einem Inselbogen als einem Riftsystem zuzuordnen sind. Sie werden daher als Bildungen in einem kambro-ordovizischen Ozeanbecken am Rande des Gondwana-Kontinents angesehen. Rund ein Jahrzehnt danach befassten sich SCHWEINEHAGE & MASSONNE (1999) wiederum ausführlich mit den Metabasiten der Silvretta-Decke. Die metamorphe Entwicklung der Amphibolite und die variszische Hochdruckmetamorphose der Eklogite sowie ihre Geochemie und ihr plattentektonisches Environment waren die Ziele dieser Studien.

FLISCH (1986) und HURFORD et al. (1989) versuchten unter anderem die thermotektonische Geschichte des Silvretta-Kristallins anhand von Glimmerdatierungen und Fission-track-Analysen zu enträtseln. Es ließen sich drei signifikante Phasen der Hebung feststellen: Ein Aufdomen der Silvretta-Decke in der Zeit zwischen 110–35 Ma, eine homogene Exhumation zwischen ca. 35 und 2 Ma und schließlich ein Kippen der Silvretta-Decke gegen Osten ab ca. 2 Ma. Radiometrische Altersbestimmungen von POLLER (1994, 1997), POLLER et al. (1997), LIEBETRAU (1996), LIEBETRAU et al. (1996), MÜLLER et al. (1995, 1996), SCHALTEGGGER et al. (1997), LADENHAUF et al. (2001) sowie LADENHAUF (2002) lieferten in den vergangenen zwei Jahrzehnten schrittweise wichtige Bausteine zur Entschlüsselung der präalpidischen magmatischen und metamorphen Entwicklungsgeschichte zahlreicher Gesteinskomplexe des Silvretta-Kristallins. Eine umfassende petrologische und geochemische Untersuchung der Metamorphite der Silvretta-Decke jüngeren Datums stammt von SCHWEINEHAGE (2000), der unter anderem wichtige Daten zur thermobarometrischen Analyse ihrer präalpidischen Entwicklung liefern konnte. Aufgrund einer Zusammenstellung aller geochronologischer Daten aus dem Bereich der Silvretta-Decke und des Vergleichs mit anderen ostalpinen Einheiten schlossen SCHUSTER et al. (2001), dass die Sillimanitzone im Rahmen des Unterengadiner Fensters, die damit verbundenen Pegmatite und die in diesem Bereich auftretenden Altersdaten auf eine permische Metamorphose zurückzuführen seien.

Untersuchungen aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen seit 1936

Ab den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts wurden die Lechtaler Alpen von Arbeitsgruppen aus Berlin, Marburg und München systematisch kartiert und erforscht, wobei wesentliche neue stratigraphische Erkenntnisse erzielt wurden. Zuerst KRAUS (1936), dann aber auch BEURLEN (1943) stellten daraufhin die Abgrenzung der Inntal-Decke zur Lechtal-Decke in Frage. Der verwirrende Falten- und Schuppenbau, das plötzliche Abtauchen von Faltenelementen der Inntal-Decke unter jene der Lechtal-Decke und das zufällige Nebeneinander von gleichen Schichtgliedern und Strukturen beider Decken, führte sie zu der Annahme, dass keine durchgehende Deckengrenze vorhanden sei. BEURLEN (1943) interpretierte die Inntal-Decke (im Sinne AMPFERERS) daraufhin als ein Verschuppungs- und Überschiebungssystem innerhalb der „Lechtaleinheit“, als Folge eines horizontalen Zusammenschubs. Somit wurden die strukturengeo logischen Erkenntnisse AMPFERERS von den deutschen Arbeitsgruppen weitgehend abgelehnt, der Deckenbau wurde verworfen und an dessen Stelle trat die „gebundene Tektonik“, wobei KOCKEL (1956) einer der heftigsten Verfechter dieser Theorie war. Die Decken und Klippen wurden als parautochthone, zumeist vor Ort aus dem Untergrund ausgepresste oder pilzförmig hochgefaltete und allseitig abgeklemmte Gebilde gesehen, die Klippen vortäuschten, während Fenster und Halbfenster als allseitig zugeschobene sogenannte „Beutelmulden“ gesehen wurden (HUCKRIEDE & JAKOBSHAGEN, 1958; RICHTER & SCHÖNENBERG 1954; SCHÖNENBERG, 1959).

Zu den Anhängern des Deckenbaus zählten SPENGLER (1951, 1953, 1957, 1959), REITHOFER (1956, 1957), HEISSEL (1958) und vor allem TOLLMANN (s. unten). Jedoch konnten kritische Stellen wie z. B. das Westende der Ruitelspitzen vorerst nicht restlos geklärt werden. SPENGLER (1951, 1959) weitete etwa die Inntal-Decke nach W bis ins Rätikon aus und ließ sie in der Vorderseespitze einwurzeln. SARNTHEIN (1962) konnte in einer sehr akribischen Strukturanalyse der Inntal-Decke zwischen Alblital und Zammer Loch viele stratigraphische

und tektonische Ungereimtheiten klarstellen: Z. B. ermittelte er aufrechte und inverse Lagerung mittels Geopetalgefügen, unterschied sorgfältig zwischen bituminösem Hauptdolomit und Kössen-Formation und schied einen Teil von AMPFERERS Raibler Rauwacken als tektonische Brekzien aus. Schließlich brachten TOLLMANNS „Kontrollbegehungen“ zumeist eine Klarstellung der strittigen Stellen zugunsten des Deckenbaues. Er betonte, dass eine mehrphasige tektonische Überprägung den komplexen Gebirgsbau verursachte und daher erst nach Erkennen der einzelnen Phasen eine Zuordnung zu der einen oder anderen Decke vorgenommen werden könne. Seine Forschungen fanden in mehreren Aufsätzen und Büchern (TOLLMANN 1970a, 1970c, 1971b, 1971c, 1973a, 1973b, 1976a, 1976b, 1985) und in einer sehr detaillierten, tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen (Maßstab 1 : 100 000, Blatt 5, TOLLMANN 1970a) ihren Ausdruck. Die Deckengliederung umfasst vom Liegenden gegen das Hangende das Tiefbauvarikum (Allgäu-Decke), Hochbauvarikum (Lechtal-Decke) und Tirolikum (Inntal- und Krabachjoch-Decke).

Wesentliche neue tektonische Erkenntnisse brachte auch die Arbeit über den Kalkpensüdrand von WESTRUP (1970): Er beschrieb systematisch die größeren Synkinal- und Antikinalstrukturen und unterstrich die Bedeutung großer S-vergenter Rücküberschiebungen in der Lechtal-Decke wie z. B. die Starkenbach-Linie. Er erkannte viele bis dahin als steile Überschiebungen interpretierte Strukturen als dextrale NW-SE- und sinistrale NE-SW-streichende Blattverschiebungen, welche die Faltenzüge und partiell auch die Deckengrenzen versetzten (Querstörungen von AMPFERER, 1915, 1930b).

Daraufhin konzentrierte sich die Forschung im Bereich der Kalkalpen auf stratigraphische Fragen. So ermöglichten mikrofazielle Bearbeitungen des Hauptdolomits durch MÜLLER-JUNGBLUTH (1968a, 1968b) und SCHERREIKS (1971) lokal eine Dreigliederung dieses Schichtgliedes. Mit den postvariszischen Transgressionsserien am Südrand der Nördlichen Kalkalpen bzw. mit deren Relikten befassten sich MOSTLER (1972), KRAINER (1981; 1982), STINGL (1981, 1984), AMEROM et al. (1982) sowie KRAINER & STINGL (1982). AMEROM et al. (1982) beschrieben die Sedimente detailliert und stuften die Basisschichten (Kristbergschichten), welche am westlich anschließenden Kartenblatt ÖK 143 St. Anton am Arlberg auftreten, in das Karbon (Stefan bis Autun) ein. KRAINER & STINGL (1982) bearbeiteten die Erzlagerstätten in den postvariszischen Transgressionsserien zwischen Arlberg und Landeck. Die permischen bis untertriassischen Sedimentserien wurden in drei Einheiten gegliedert und die darin enthaltenen Vererzungen als hydrothermal gedeutet. In zahlreichen Profilen stellt STINGL (1984a) die komplizierten Lagerungsverhältnisse des „Permoskyths“ im Stanzertal dar.

Neuere Untersuchungen mittels Paläostressstratigraphie, Störungsflächenanalyse und die geologische Auswertung tiefenseismischer Profile wurden Ende der 80er und in den 90er Jahren durchgeführt. Weiters gelang es, durch genaue Fazies-, sedimentpetrographische und Strukturanalysen der klastischen synogenen Sedimente der Kreide (Tannheim-Formation, Losenstein-Formation, Brandfleck-Formation, Lech-Formation [Kreideschiefer] und Muttekopf-Gosau) eine zeitliche Folge der regionalen Deformationsphasen zu erstellen und diese mit überregionalen orogenen Prozessen zu vergleichen (EISBACHER et al., 1990; EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; v. EYNATTEN & GAUPP, 1997, 1998; LEISS, 1988; LINZER et al., 1995; GAUPP, 1980, 1982; GAUPP et al., 1997; MAY, 1998; MAY & EISBACHER, 1999; ORTNER, 1994, 2001a, 2001b, 2003; ORTNER & GAUPP, 2007; WINKLER, 1988).

Die Beziehung der Silvretta-Decke zur Lechtal-Decke (1950–1976)

Ab Mitte der 50er Jahre des 20. Jahrhunderts kam es zu grundlegenden Diskussionen über das Ausmaß des alpidischen Deckenbaues in den Ostalpen und über die interne Gliederung des Ostalpins. Eines der Schlüsselgebiete zur Klärung dieser Frage liegt zum Teil auf dem Kartenblatt ÖK 144 Landeck und betrifft die Beziehung zwischen Silvretta-Decke, Phyllitgneiszone und Lechtal-Decke. Die Diskussionen entzündeten sich am Konzept von TOLLMANN (1959, 1963, 1977, 1985). In diesem ist die Silvretta-Decke Teil eines mittelostalpinen Deckenstockwerkes, während die Decken der Nördlichen Kalkalpen dem oberostalpinen Deckenstockwerk angehören. Mittel- und Oberostalpin sollen durch eine Deckengrenze mit bedeutendem Versatz getrennt sein, wobei die Deckengrenze im Bereich der „Phyllitgneiszone“ liegen soll.

Mit dem Südrand der Nördlichen Kalkalpen und deren Kontakt zum Silvretta-Kristallin setzte sich OBERHAUSER (1970) auseinander. Er beschrieb darin die Überkippung des Kalkpensüdrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. Aus den basalen Konglomeraten der postvariszischen Transgressionsserie beschreibt MOSTLER (1972) diaphthoritische Gerölle, welche dem darunterliegenden Kristallin entsprechen. Er sieht darin einen Beleg für eine variszische Diaphthorese des nördlichen Silvretta-Kristallins und einen ehemals transgressiven Verband zwischen der Lechtal-Decke und der „Phyllitgneiszone“. In zahlreichen Profilen stellt STINGL (1984a) die komplizierten Lagerungsverhältnisse des „Permoskyths“ im Stanzertal dar. Er betrachtet die im Liegenden des „Permoskyths“ auftretenden „silbernen Phyllite“ als Teil der „Landecker Quarzphyllitzone“ und sieht diese als mit dem Permoskyth der Lechtal-Decke transgressiv verbunden, auch wenn der primäre Kontakt durch die alpidische Tektonik gestört ist.

AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvretta-Kristallins, einschließlich „Landecker Quarzphyllitzone“ und „Phyllitgneiszone“ auseinander, wobei er geochronologische Methoden einsetzte. Er fand, dass die „Phyllitgneiszone“ und das Silvretta-Kristallin in Vorarlberg in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht identisch sind. Eine Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, als in der Phyllitgneiszone alpidische Scherhorizonte auftreten. Östlich des Arlberges häufen sich die Scherhorizonte, und die Gesteine der Phyllitgneiszone unterliegen einer stärkeren Phyllonitisierung und einer zunehmenden alpidischen Metamorphose. Weiters schließt er nicht aus, dass der „Landecker Quarzphyllit“ ein ursprünglich schon schwächer metamorpher Anteil des Silvretta-Kristallins war. Eine alpidische Fernüberschiebung der „Landecker Quarzphyllitzone“ und „Phyllitgneiszone“ samt transgressiv auflagernden Nördlichen Kalkalpen über das Silvretta-Kristallin hält er für nicht gegeben. AMANN (1985) nimmt an, dass das Silvretta-Kristallin eine Rotation im Uhrzeigersinn um einen im Westen gelegenen Punkt vollführt hat, wodurch die östlichen Bereiche stärker eingeengt wurden. Diese Rotation könnte durch eine reine N-S-Einengung ausgelöst sein, da die Gesteine im Osten glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind.

Im Zuge ihrer Neukartierung des nördlichen Silvretta-Kristallins auf Blatt 144 Landeck gelangen auch ROCKENSCHAUB (1990) und NOWOTNY et al. (1993) zu der Ansicht, dass das Silvretta-Kristallin und die „Phyllitgneiszone“ nicht durch eine wesentliche Deckenbahn voneinander getrennt sind. Zum gleichen Ergebnis kamen auch ORTNER et al. (2006), welche mit unterschiedlichen geochronologischen Methoden keinen Unterschied in der Abkühlgeschichte über die postulierte Deckenbahn fanden. Schließlich meint auch NAGEL (2006) nach der Untersuchung

der tektonischen Verhältnisse im Rätikon, dass die Lechtal-Decke und die Silvretta-Decke bereits präalpidisch verbunden gewesen sein müssen.

Schritte zur Erstellung des vorliegenden Kartenblattes

Die Erstellung des Kartenblattes GÖK 144 Landeck (1 : 50 000) und der dazu gehörigen Erläuterungen hat sich über viele Jahre erstreckt. Die ersten Schritte zur Neuaufnahme des Blattes begannen mit den Kartierungen von KRAINER (1981, 1982) und STINGL (1981, 1982), im Stanzertal und Arlberggebiet. Kurz danach konnte KRAINER (1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991 und 1992) durch seine systematischen Kartierungen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen dem Stanzertal und dem Madautal die Arbeiten zur Neuaufnahme entscheidend vorantreiben und wichtige stratigraphische und tektonische Erkenntnisse gewinnen. Zeitgleich erfolgten Kartierungen durch die Arbeitsgruppe HENRICH (Univ. Kiel), welche sich auch auf das im Norden anschließende Kartenblatt ÖK 114 Holzgau erstreckten. Dabei entstanden Detailkartierungen und strukturgeologische Beiträge im Madautal (KUHLEMANN, 1990, 1991; KUHLEMANN & HENRICH, 1993; ANDRULEIT, 1991a,b; MEGGERS, 1991, 1992; WIEGER, 1989; NEUBOURG, 1990, 1991; GEHRING, 1989a,b und GLAHN, 1989a,b). Ebenso konnte HAUSER durch in den späten achtziger und frühen neunziger Jahren im NE-Teil des Kartenblattes durchgeführte Untersuchungen Verbesserungen der bisherigen geologischen Karten erzielen. Schließlich wurde der Kalkpensüdrand durch SPÖTL (1987) im Gebiet zwischen Stanz und dem Zammer Loch sowie durch WIESER (1995) im Abschnitt zwischen Stanz und Flirsch neu aufgenommen.

Seit 1985 wurde auch das Silvretta-Kristallin neu kartiert. Diesbezüglich liegen Berichte von AMANN et al. (1984), HEJL (1986), ROUSSELANGE (1987, 1988), NOWOTNY (1990, 1991, 1992), NOWOTNY & PESTAL (1986, 1987, 1988, 1989), PESTAL (1991, 1992) und ROCKENSHAUB (1989, 1991, 1992) vor.

Im Jahre 1993 wurde die Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt in Mieining abgehalten und ein einschlägiger Tagungsband wurde veröffentlicht (HAUSER & NOWOTNY, 1993). Bis zum Druck des Kartenblattes im Jahr 2004 wurden noch Teile in den Nördlichen Kalkalpen adaptiert, zusätzliche Massenbewegungen eingezeichnet und versucht, die bis dahin fehlenden Blockgletscherablagerungen mittels Luftbildauswertungen nachzutragen.

In den jüngeren Kartenwerken der Geologischen Bundesanstalt erschienen vier geologische Karten der Geologischen Bundesanstalt, welche Nachbargebiete des Kartenblattes GÖK 144 Landeck behandeln:

Die geologische Karte des Rätikon (1 : 25 000) wurde von HEISSEL et al. (1965) erstellt. 1980 erschien das Kartenblatt GÖK 169 Partenen West und Ost (Maßstab 1 : 25 000) (FUCHS & PIRKL, 1980) mit Erläuterungen von FUCHS (1984). Die im Maßstab 1 : 50 000 gedruckten Kartenblätter GÖK 170 Galtür (FUCHS & OBERHAUSER, 1990) und GÖK 113 Mittelberg (ZACHER, 1990) grenzen in der SW- bzw. in der NW-Ecke unmittelbar an das gegenständliche Kartenblatt, wurden aber bislang noch nicht erläutert.

Rohstoffforschung und angewandte Geologie

Viele Hinweise auf Vererzungen finden sich in KOCH (1875; 1876a; 1876b; 1876c) und in der Geognostischen Karte Tirols (1849). Eine erste Aufstellung der Montanwerke und Schurfbäume Tirols verfasste ISSEK-GAUDENTENTHURM (1888). Beschreibungen von Erzvorkommen aus dem hier besprochenen Gebiete geben GASSER (1913) und KRAUS (1916a; 1916b). Weitere Arbeiten betreffend Tirol und Vorarlberg finden sich bei SRBIK (1929) und VOHRYZKA (1968).

In neuerer Zeit erfolgte eine systematische Erfassung und Beurteilung der Rohstoffvorkommen im Gebiet zwischen Imst und Arlberg unter der Leitung von MOSTLER. Das Projekt beschäftigte sich mit Erzlagerstätten, Natursteinen, Lockergesteinen und Baurohstoffen (MOSTLER et al., 1988). Über Bruchsteine für das Bauwesen existiert eine ähnliche Arbeit von HEINRICH (1989). In dieser sind die Vorkommen, die Abbaubetriebe und deren Produktion sowie der Verbrauch der Bundesländer Vorarlberg und Tirol erhoben.

Arbeiten aus dem Gebiet der angewandten Geologie entstanden im Zuge des Straßenbaus (KÖHLER, 1977, 1983; KAISER, 1981; VILANEK, 1991). Diese Arbeiten enthalten interessante Aussagen zur Geologie aus der Sicht des Tunnelbaues.

5. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Einheiten

PESTAL, G. & BERTLE, R.J. (Penninikum)

PESTAL, G. & SCHUSTER, R. (Ostalpin ohne Nördliche Kalkalpen)

GRUBER, A., ORTNER, H. & BRANDNER, R. (Nördliche Kalkalpen)

In diesem Kapitel wird einerseits die Geologie im Bereich des aktuellen Kartenblattes GÖK 144 Landeck beschrieben, andererseits sollen Hinweise auf benachbarte Gebiete gegeben werden, die für das Verständnis der regionalen Geologie hilfreich sind. Insbesondere werden die in der Kartenlegende und in den Erläuterungen verwendeten übergeordneten tektonischen und lithostratigraphischen Begriffe definiert.

Wie bereits in der Einleitung festgehalten, sind im behandelten Gebiet zwei großtektonische Einheiten an der Erdoberfläche verbreitet. Das Penninikum findet sich im Bereich des Unterengadiner Fensters, während das Ostalpin im restlichen Gebiet verbreitet ist.

5.1. Penninikum des Unterengadiner Fensters

Das klassische Penninikum umfasst Decken, die einem heterogenen paläogeographischen Bereich entstammen. Dieser beinhaltet zwei ozeanische und ein kontinentales Element. Der Piemont-Ligurische Ozean öffnete sich im Ober-Jura zwischen der Europäischen und der Apulischen Platte. Während der Kreide wurde der Iberia-Briançonnais-Mikrokontinent von Europa abgespalten und dabei entstand der Valais-Ozean. In der Ober-Kreide und im Paläogen wurde der Penninische Raum eingeengt und die ozeanischen Anteile geschlossen. Daraufhin trat die Europäische Platte in die Subduktion unter die Apulische Platte ein. Im Zuge dieses alpidischen Ereignisses wurden große Teile der ozeanischen Lithosphäre gegen Süden in den Mantel subduziert, während aus abgescherten Resten die Penninischen Decken entstanden. Diese bestehen aus oberjurassischen bis paläogenen Sedimenten der ozeanischen Becken, oberjurassischen und kretazischen Ophiolithen und Teilen des kristallinen Basements des Iberia-Briançonnais-Mikrokontinents mit Resten paläozoischer, mesozoischer und paläogener Sedimente. Weiters finden sich Schollen, die aus permotriassischem bis unterkretazischen Sedimenten des Apulischen Kontinentalrandes entstanden sind. Diese wurden entweder tektonisch eingeschuppt oder sie gelangten als Olistolithe in den Penninischen Ablagerungsraum.

In weiten Bereichen der heutigen Ostalpen werden die Penninischen Decken vom Ostalpin überlagert. Im Gebiet der Nördlichen Kalkalpen verliert das Ostalpin aber allmählich gegen Norden an Mächtigkeit und keilt schließlich aus. Daher