

Geologischer Bau des Tauernfensters – Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal a.d. Drau

G. Pestal

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

- 1. Einleitung und tektonische Gliederung des Tauernfensters**
- 1.1. Tektonische Gliederung des Tauernfensters am Kartenblatt Spittal a.d. Drau
- 2. Erläuterungen zur Legende (Gesteinsarten)**
- 2.1. Zentralgneis und Altes Dach
- 2.1.1. Granitoide des Gößkerns, vorwiegend Biotitgranitgneis, mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch, untergeordnet Granodioritgneis
- 2.1.2. Granitoide des Hochalmkerns
- 2.1.2.1. Granodioritgneis und Tonalitgneis
- 2.1.2.2. Granitgneise des Hochalmkerns, vorwiegend Augengneis (mittel bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) und feinkörniger, leukokrater Granitgneis, untergeordnet mittelkörniger, leukokrater Granitgneis mit Augentextur
- 2.1.3. Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee
- 2.1.4. Aplitgneis, Aplitgranitgneis
- 2.1.5. Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis) der Sonnblicklamelle
- 2.2. Altkristallinkomplexe
- 2.2.1. Reißbeck-Komplex
- 2.2.1.1. Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit
- 2.2.1.2. Amphibolit
- 2.2.2. Storz-Komplex
 - 2.2.2.1. Paragneis, z.T. migmatisch, untergeordnet Migmatit
 - 2.2.2.2. Amphibolit
 - 2.2.2.3. Serpentin, Talkschiefer, Strahlsteinfels
 - 2.2.2.4. Quarzdioritgneis des Bartelmannes
 - 2.2.2.5. (Granat-)Glimmerschiefer im Verbands des Storz-Komplexes (Bereich Schoberspitze, Reinitzer Sonnblick und NW bzw. SE Roßkopf ?Draxel-Komplex)
- 2.2.3. Kareck-Komplex
- 2.2.3.1. Stark verschieferter, epimetamorpher Gneis und Prasinit
- 2.3. Zentrale Schieferhülle
- 2.3.1. Draxel-Komplex
- 2.3.1.1. (Granat-)Glimmerschiefer, stellenweise mit Graphitquarzit
- 2.4. Ausläufer der Silbereck-Zone (nördlich des Maltatales)
- 2.4.1. Quarzit (nordwestlich Bartelmann; Untertrias), Silbereckmarmor („Malm“) und Kalkschiefer (Kreide)
- 2.5. Periphere Schieferhülle
- 2.5.1. Murtörl-Formation (Jungpaläozoikum)

Schwarzphyllit, dunkle Albit- und Biotitblastenschiefer z.T. mit gradierter Schichtung und Lagen von Metavulkaniten, Graphitquarzit
- 2.5.2. Plagioklasblastenschiefer und heller Granatglimmerschiefer, z.T. Staurolith führend, heller Chloritoidphyllit

- 2.5.3. Schrovvin-Gruppe (Perm und Trias)
- 2.5.3.1. Wustkogel-Formation (Perm bis Untertrias)
Albitblastenschiefer, Arkosegneis bzw. Arkosequarzit, und dünnplattiger, blassgrüner Quarzit (Perm und Untertrias)
- 2.5.3.2. Seidlwinkl-Formation (Mitteltrias bis Obertrias)
Rauwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor
- 2.5.4. Bündnerschiefer-Gruppe (Jura und Kreide)
- 2.5.4.1. Dolomitbrekzie (Taborgraben; ? „Dogger“)
- 2.5.4.2. Grünschiefer, Amphibolit (Unterkreide)
- 2.5.4.3. Kalkglimmerschiefer (Glimmermarmor und Kalkschiefer mit vereinzelt, dünnen Lagen von dunklem Phyllit), untergeordnet Karbonatquarzit (Kreide)
- 2.5.4.4. Dunkler Phyllit, untergeordnet Schwarzschiefer und chloritreiche Phyllite (Kreide)
- 2.6. Schuppen der Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unterostalpinen Schollen (Bereich Torscharte und Ebenwald)
- 2.6.1. Perm- und Trias-Schollen
Alpiner Verrucano (Perm), Lantschfeldquarzit („Skythium“), Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor (Anisium)
- 2.6.2. Serpentin, Ultrabazit
- 2.6.3. Dunkler Phyllit
- 3. **Literatur**

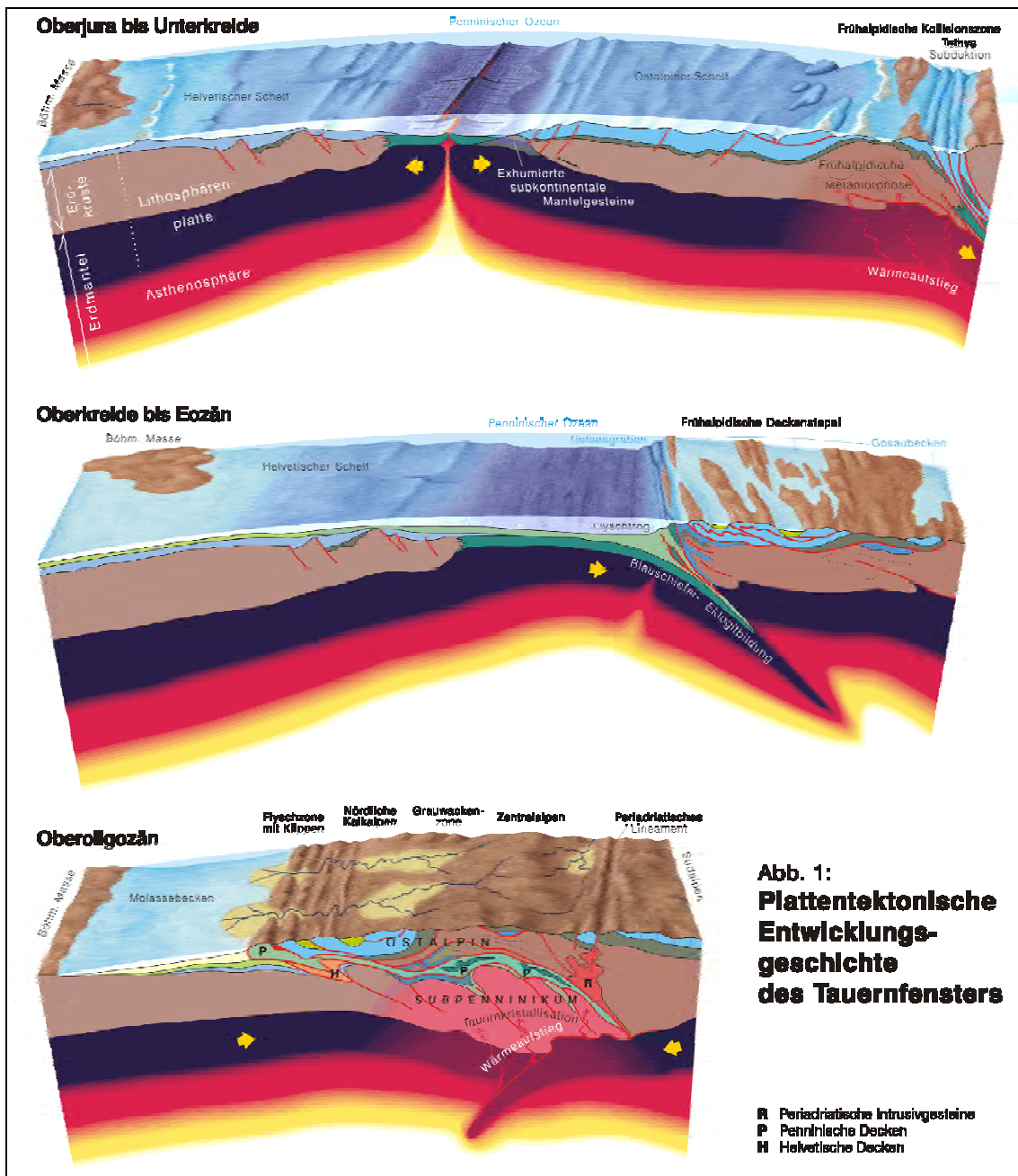
I. Einleitung und tektonische Gliederung des Tauernfensters

Das Tauernfenster ist bei weitem das größte tektonische Fenster der Ostalpen. Es erstreckt sich über etwa 160 Kilometer Länge vom Brennerpass im Westen bis zum Katschberg im Osten und umfasst die Gebirgszüge der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern. Seit P. TERMIER (1904) erkannte, dass die penninischen Gesteine der West- und der Zentralalpen in diesem Gebiet wieder unter den ostalpinen Einheiten hervortreten, wurde nicht nur die metamorphe Entwicklungsgeschichte der Gesteinseinheiten des Tauernfensters genauer erforscht, sondern auch deren tektonische Internstruktur geklärt.

Der Internbau des Tauernfensters wird von drei großtektonischen Einheiten, dem Venediger-Deckensystem nach W. FRISCH (1977), dem Glockner-Deckensystem nach R. STAUB (1924) und dem Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone bestimmt.

Das Venediger-Deckensystem ist die tektonisch tiefste Großeinheit des Tauernfensters. Neben meist geringmächtigen mesozoischen Metasedimenten finden wir hier vorrangig paläozoische Metamorphite und variszische Metagranite (die Zentralgneise). Diese Gesteinskomplexe bildeten im oberen Jura und in der Kreidezeit die kristalline Basis des südlichen europäischen Schelfs (siehe Abb. 1).

Das penninische Glockner-Deckensystem überlagert das Venediger-Deckensystem als tektonisch nächst höhere Großeinheit. Es besteht aus den metamorphen Produkten von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten, die in einem tiefen Meerestrog abgelagert wurden (den Bündnerschiefern der „Glockner- und der Fuscherfazies“ im Sinne von G. FRASL & W. FRANK, 1966), und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste des penninischen Ozeans (siehe Abb. 1).



In der Nordrahmenzone beziehungsweise in der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters werden die tektonisch höchsten penninischen Decken und Schuppenzonen zusammengefasst. Die Hauptmasse der hier auftretenden Gesteine sind wiederum Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe. Im Gegensatz zum Glockner-Deckensystem treten aber in der Matreier Zone neben den kreidezeitlichen auch etliche bereits im „Dogger“ und „Malm“ abgelagerte Teile der Bündnerschiefer auf. Die Ophiolithe spielen mengenmäßig lediglich eine untergeordnete Rolle, beinhalten aber zahlreiche, plattentektonisch überaus spektakuläre Gesteine. In jüngster Zeit wurden nämlich mehrere Fragmente Iherzolitischer Mantelgesteine (F. MELCHER et al., 2002) in der Matreier Zone bekannt. Es sind dies winzige, erhalten gebliebene

Teile eines durch Exhumation von subkontinentalen Mantelgesteinen entstandenen Ozeanbodens, der mit Primärkontakt von Radiolarit und Aptychenkalk überlagert wurde (F. KOLLER & G. PESTAL, 2003). Stratigraphisch sind dies die ältesten Bereiche des ozeanisierten Penninikums innerhalb des Tauernfensters. Weiters gibt es in der Nordrahmenzone und in der Matreier Zone zahlreiche Gesteinszüge und Großschollen von Perm-, Trias- und Lias-Gesteinen, die in ihrer Lithologie exakt Gesteinen der Radstädter Tauern gleichen. Diese werden als unterostalpine Fragmente betrachtet.

Etliche geochronologische Daten belegen, dass der Deckenbau, die Deformation und die Metamorphose des Tauernfensters, deren Ergebnisse wir heute beobachten können, hauptsächlich im Alttertiär stattfanden (R. ZIMMERMANN et al., 1994; L. RATSCHBACHER et al., 2005). Die Einengung des penninischen Meerestrogos setzte allerdings schon viel früher, etwa in der mittleren Oberkreide, mit der Subduktion von ozeanischer Kruste ein. Das Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone und das Glockner-Deckensystem wurden dabei von ihrer ehemaligen Basis abgeschert und vorerst weit nach Nordwesten bzw. ab dem Paleozän nach Norden auf das Venediger-Deckensystem überschoben. Beide (Matreier Zone-Nordrahmenzone und Glockner-Deckensystem) bilden heute große, wurzellose Deckenkörper (siehe Abb. 1 und Abb. 2). Ihre basalen Anteile, der Großteil der ozeanischen Kruste und Teile der darauf abgelagerten Sedimente wurden subduziert und gingen für immer verloren. Nur ein kleiner Teil der subduzierten Gesteine wurde wieder obduziert. Wir können jene noch heute z.B. in der Eklogitzone des Südvenedigergebietes studieren und wissen daher recht gut über ihre Bildungsbedingungen während einer Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose bescheid. Abschließend etwa ab dem mittleren Eozän wurden die drei bereits übereinander gestapelten Deckensysteme des Tauernfensters, die zu dieser Zeit tief unter den ostalpinen Decken begraben waren, von einer Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) überprägt. Sie erreichte in den peripheren Teilen des Tauernfensters Bedingungen der Grünschieferfazies, in den zentralen Teilen Amphibolitfazies.

1.1. Tektonische Gliederung des Tauernfensters am Kartenblatt Spittal a.d. Drau

Das Tauernfenster ist seit langer Zeit ein klassisches Gebiet geologischer Forschung. Daher basiert die tektonische Gliederung wie auch die Lithostratigraphie der geologischen Einheiten des Tauernfensters auf einer Vielzahl historischer, seit langer Zeit gebräuchlicher Begriffe. Viele sind weiterhin aktuell, einige wie z.B. Untere und Obere Schieferhülle können nur mit etlichen Schwierigkeiten in unser heutiges, auf plattentektonischen Überlegungen basierendes Gliederungsprinzip übernommen werden. Ähnliches gilt auch für den Begriff der Peripheren Schieferhülle, der seit vielen Jahren ein wichtiges Ordnungsprinzip für die Erläuterung des tektonischen Baues der östlichen Hohen Tauern ist. Die Hierarchie der Legenden der geologischen Karten 156 Muhr, 157 Tamsweg und auch der aktuellen Karte 182 Spittal a.d. Drau basieren auf jenem. In einem zusammenhängenden Kartenwerk, dessen Erstellung etliche Jahrzehnte in Anspruch nimmt, darf man auf eine gewisse Kontinuität nicht verzichten. Daher wurde der Begriff der Peripheren Schieferhülle weiterhin verwendet. Trotzdem wird nun im Folgenden der Versuch unternommen, die in der Einleitung auf Grund plattentektonischer Überlegungen beschriebene große Teilung des Tauernfensters in drei tektonisch selbständige Deckensysteme auf die am Kartenblatt Spittal a.d. Drau gebräuchliche tektonische Nomenklatur zu übertragen (siehe Karte 2 in Beitrag von R. SCHUSTER: Geographischer und Geologischer Überblick). Die daraus folgenden, tektonischen Zuordnungen lauten:

- 1) Das Venediger-Deckensystem umfasst den Gößkern, den Hochalmkern, die Sonnblicklamelle sowie die Altkristallinkomplexe, die das jeweilig zugehörige Alte Dach dieser Zentralgneiskörper bilden. Weitere Elemente des Venediger-Deckensystems sind die Zentrale Schieferhülle, die Silbereck-Zone und die Storz-Decke.
- 2) Der Hauptteil der Peripheren Schieferhülle entspricht dem Glockner-Deckensystem. Lediglich die Fragmente der Rote-Wand-Modereck-Decke und die an der Basis der Peripheren Schieferhülle auftretenden Murtörl- und Schrovlin-Schuppen müssen der Schuppenzone zwischen Glockner- und Venediger-Deckensystem zugeordnet werden. Es handelt sich dabei um Fragmente des externen europäischen Schelfs, die mit der Basis der Glockner-Decke verschuppt weiter nach Norden transportiert wurden.
- 3) Die penninische Nordrahmenzone wurde von der unterostalpinen Katschbergzone abgetrennt und tritt am gegenständlichen Kartenblatt in zwei kleinen tektonischen Schuppen in Erscheinung.

2. Erläuterungen zur Legende (Gesteinsarten)

2.1. Zentralgneis und Altes Dach

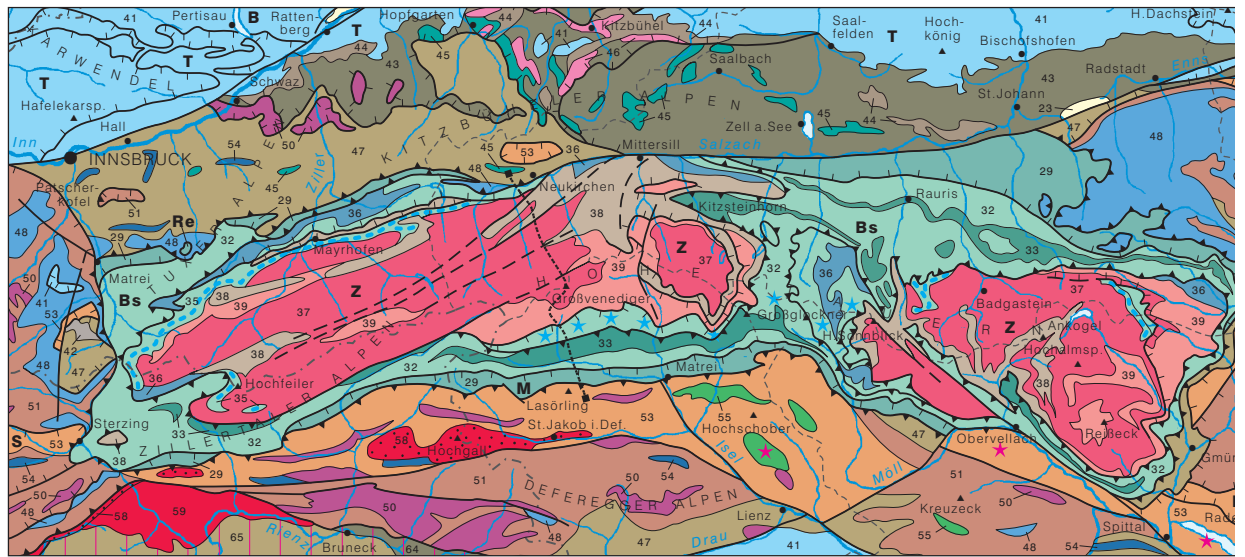
Der übergeordnete Sammelbegriff Zentralgneis ist seit den Anfängen der geologischen Erforschung der Hohen Tauern eingeführt. Diese Bezeichnung wird für alle sauren bis intermediären, metamorphen, mehr oder weniger deformierten bzw. geschieferten plutonischen Gesteine verwendet. Nach heutigem Kenntnisstand handelt es sich um variszische, multiple Intrusionen, die in einigen Fällen bereits variszisch metamorph und tektonisch deformiert wurden. Alle Zentralgneise wurden während der alpinen Gebirgsbildung wiederum metamorph überprägt (Tauernkristallisation) und mehr oder weniger intensiv tektonisch deformiert. Es sind Zentralgneise mit aplitischer, granitischer, granodioritischer, tonalitischer und granosyenitischer Zusammensetzung bekannt.

Die größeren, regional zusammenhängenden Vorkommen werden als Zentralgneis-„Kerne“ bezeichnet. Bekannte Beispiele aus den östlichen Hohen Tauern sind der Gößkern, der Hochalmkern und der Hölltor-Rotgüldenkerne. Wenn man die äußere Form oder besser das Erscheinungsbild der Zentralgneiskerne in der geologischen Karte betrachtet, dann zeigen manche von ihnen unregelmäßige Fortsätze. Diese werden „Lappen“ oder „Zungen“ genannt (z.B. Venedigerlappen und Habachzunge in den mittleren Hohen Tauern). Extrem tektonisch deformierte und dabei in die Länge gezogene Teile werden als „Lamellen“ bezeichnet (z.B. Sonnblicklamelle). Die Zentralgneiskerne sind, beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen, die tektonisch tiefsten Anteile der Ostalpen.

Die Zentralgneisvorkommen am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau werden in ihrer überwiegenden Mehrheit entweder dem Gößkern oder dem Hochalmkern zugeordnet. Am Südrand des Tauernfensters unmittelbar an der westlichen Blattschnittgrenze bei Mühlendorf im Mölltal befinden sich noch einige wenige Aufschlüsse mit Augengneisen, die zur Sonnblicklamelle gehören.

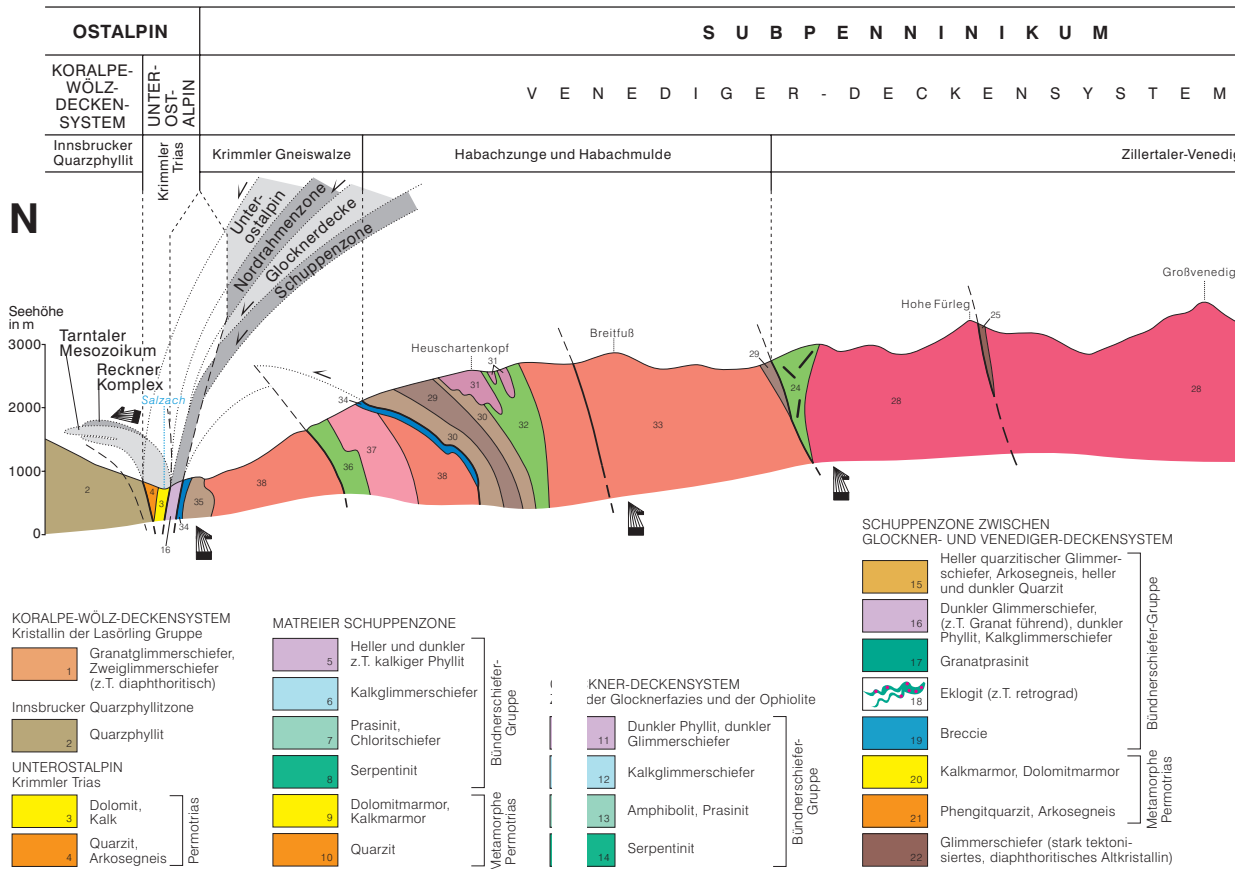
Die plutonischen Edukte der Zentralgneise intrudierten, in Metasediment- und Metavulkanitformationen. Diese Gesteine liegen uns heute als Migmatite bzw. als polymetamorphe Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite vor. Ihr Alter ist meist altpaläozoisch, sie wurden aber mit Sicherheit vor dem Oberkarbon abgelagert. Jene Teile dieser Gesteinsformationen, in denen man noch heute, deutliche, primäre Intrusionskontakte mit Zentralgneisen erkennt, werden als Altes Dach bezeichnet.

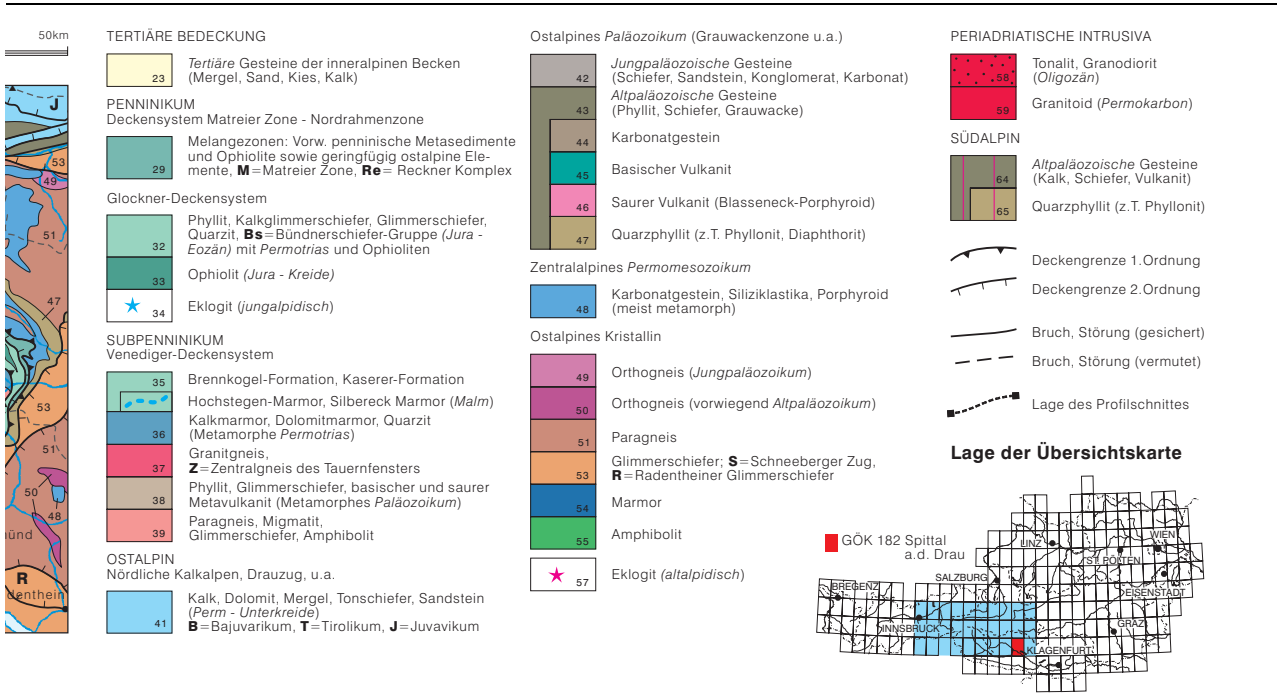
Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters



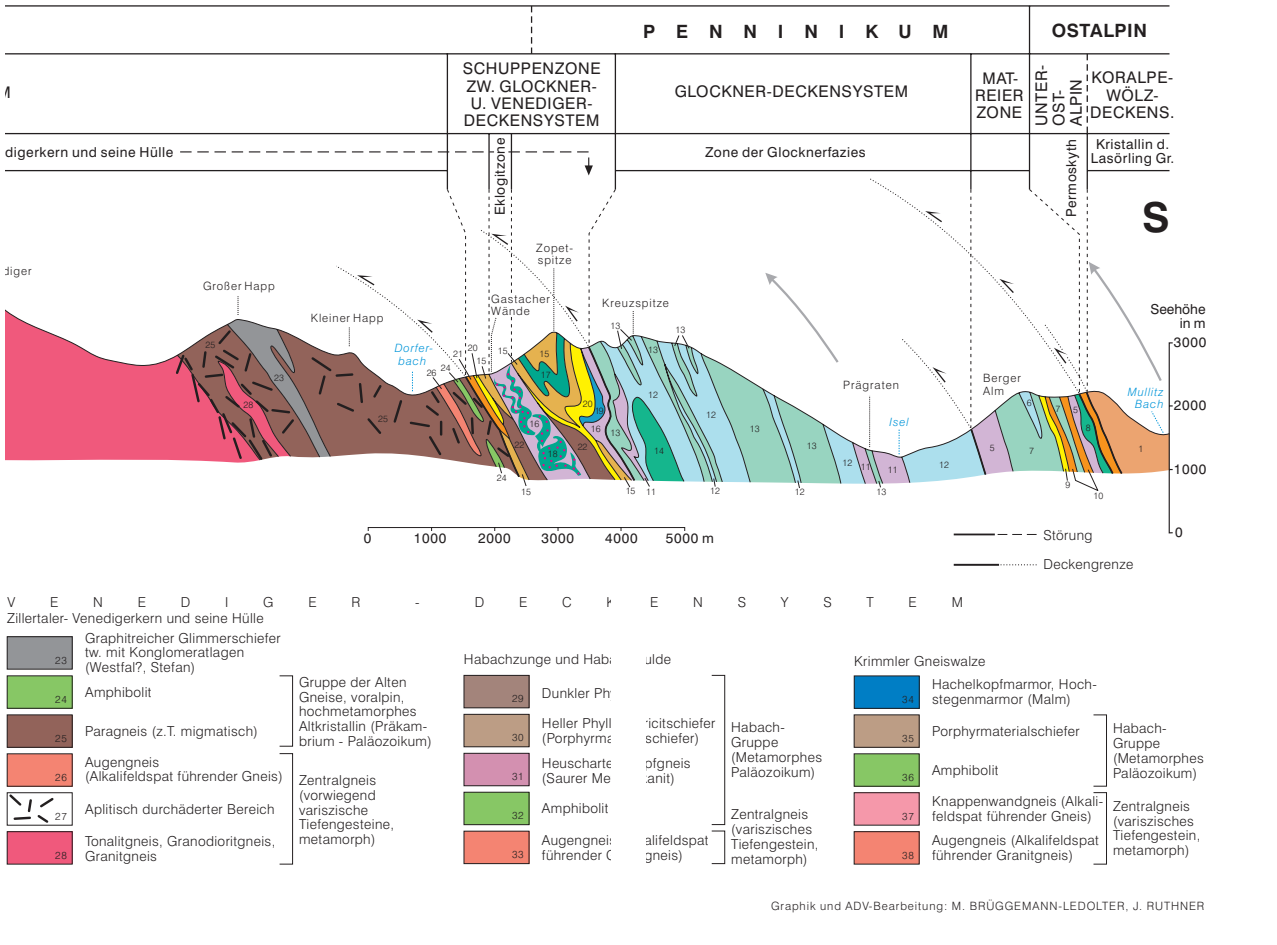
Ausschnitt aus der "Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1: 1 500 000 (ohne Quartär)", herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1999
 - maßstäblich verändert und ergänzt. Topographie nach der OK 500 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien.

Profil durch die Venedigergruppe





G. Pestal nach Aufnahmen von H.P. CORNELIUS, W. FRANK, G. FRASL, F. KARL, Ch. MILLER, G. PESTAL und O. SCHMIDEGG



Die plutonischen Edukte der Zentralgneise intrudierten, in Metasediment- und Metavulkanitformationen. Diese Gesteine liegen uns heute als Migmatite bzw. als polymetamorphe Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite vor. Ihr Alter ist meist altpaläozoisch, sie wurden aber mit Sicherheit vor dem Oberkarbon abgelagert. Jene Teile dieser Gesteinsformationen, in denen man noch heute, deutliche, primäre Intrusionskontakte mit Zentralgneisen erkennt, werden als Altes Dach bezeichnet.

Teile einzelner Zentralgneiskerne, aber auch Teile des Alten Daches mit Zentralgneisapophysen wurden von der alpinen Tektonik stärker erfasst und von den Hauptkörpern abgeschert. Solche Gneisdecken wurden oft kilometerweit über benachbarte Zentralgneiskerne oder auf Schieferhüllgesteine aufgeschoben. Dies trifft in den mittleren Hohen Tauern z.B. für die Riffel-Decke (H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1935, 1939) zu. Als bekannte Beispiele der östlichen Hohen Tauern sind die Mureckgneis-Decke und die Storz-Decke (Ch. EXNER, 1971a) zu nennen. Letztgenannte finden wir auch am hiesigen Kartenblatt nördlich von Malta, wo die Storz-Decke auf die mesozoischen Gesteine der Silbereck-Zone überschoben wurde.

2.1.1. Granitoide des Gößkerns, vorwiegend Biotitgranitgneis, mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch, untergeordnet Granodioritgneis

Das tief eingeschnittene Tal des Radlbachs und der Gößgraben zeigen eindrücklich die Ausmaße der Granitoide des Gößkerns (aufgeschlossene Mächtigkeit mehr als 1500 m). Der Gneisdom des Gößkerns, ein alpin metamorpher, variszischer Pluton ist – beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen – die tektonisch tiefste Einheit der südöstlichen Hohen Tauern. Dieser große Orthogneiskörper ist petrologisch nicht einheitlich aufgebaut. Grob charakterisiert besitzt er einen granitischen Innenbereich und einen granodioritischen Rand. Ch. EXNER (1980) erkannte und dokumentierte diese durch magmatische Differenziation verursachte Zonierung. Der genannte Autor entwickelte und beschrieb auch die entscheidenden Erkenntnisse über die relativen Altersbeziehungen der Gößgranitoide.

Das älteste Gestein der Gößgranitoide ist der Granodioritgneis. Er tritt unter anderem im nordöstlichen peripheren Teil des Gößkerns auf und enthält hier zahlreiche Septen des Alten Daches (migmatischen Bändergneis, Biotit-Hornblendegneis und Amphibolit des Reißbeck-Komplexes). Die Grenzen zwischen den Gesteinen des Reißbeck-Komplexes und dem Granodioritgneis sind oft unscharf. Schollen von Bändergneis und Amphibolit schwimmen in den Granitoiden des Gößkerns und zeigen migmatische Auflösungserscheinungen zu basischen Fischen und zu Nebulit.

Im Granodioritgneis überwiegt der Plagioklas deutlich gegenüber dem Alkalifeldspat. Der Alkalifeldspat kann lokal als hypidiomorpher, gedrungener, prismatischer Kristall Größen bis 3 cm erreichen. Ansonst ist dieser graue Gneis mittelkörnig und recht einheitlich beschaffen. Der Granodioritgneis führt merklich mehr Biotit als der Biotitgranitgneis und ist schon im Gelände durch seine dunklere Farbe von Letztgenanntem zu unterscheiden. Detaillierte mikroskopische Beschreibungen finden sich bei Ch. EXNER (1980) und bei R. MARSCHALLINGER (1987).

Der Granodioritgneis ist vorzüglich im Bereich der Steinbrüche im Maltatal (Koschach, Pflüghof, Molzinger), längs der Gößfälle und an der Gößstraße 1 km östlich Oberer Thomanbauerhütte aufgeschlossen. Er steht auch im Gößstollen zwischen Stollenmeter 3760 und dem Nordportal an (Ch. EXNER, 1980). Hier wurde er auch von R.A. CLIFF (1981) beprobt und geochronologisch untersucht. Diese Zirkondatierungen erbrachten ein Intrusionsalter von 313 ± 10 Millionen Jahre.

In einigen wenigen Bereichen nimmt der Kalifeldspatgehalt extrem ab, sodass diese Proben in der Einstufung nach A. STRECKEISEN (1967, 1973) in das Feld der Tonalite fallen. R. MARSCHALLINGER (1987) beschreibt aus dem Bereich der Gößfälle ein solches Vorkommen „tonalitischer Varietäten des Granodioritgneises“.

Der im Vergleich zum Granodioritgneis etwas jüngere Biotitgranitgneis baut im nordöstlichen Teil des Gößkerns die zentralen Bereiche, das mittlere Gößtal und das obere Radltal auf. Weiters bestehen große Areale im Südwesten des Gößkerns, zwischen den Mühdorfer Seen und dem Maißbachtal aus diesem Gesteinstyp. Mengenmäßig betrachtet ist der mittel- bis grobkörnige Biotitgranitgneis das Hauptgestein der Gößgranitoide. Er ist zwar merklich heller als der eingangs beschriebene Granodioritgneis, führt aber trotz allem noch reichlich Biotit. Der Biotitgranitgneis des Gößkerns ist jedenfalls biotitreicher und daher dunkler als die Granitgneise des Hölltor-Rotgülden- und des Sonnblickkerns.

Aufgrund zahlreicher Dünnschliffuntersuchungen gibt Ch. EXNER (1980) für den Biotitgranitgneis folgende Hauptgemengteile an: Der dominierende Glimmer ist hellgelber bis braungrüner Biotit, der mitunter pleochroitische Höfe zeigt. Der Alkalifeldspat ist im Biotitgranitgneis der vorherrschende Feldspat. Er bildet in der Grundmasse meist kleine xenomorphe Körner oder porphyrische \pm idiomorphe bis 3 cm große Kristalle, z.T. Karlsbader Zwillinge. Die Mikroklingitterung ist zumeist flau, selten hart. Aderpertit ist nur manchmal zu beobachten, lokal an Störungszonen auch Fleckenpertit. Der Plagioklas ist meist klein, selten bis 1 cm. Meist zeigen sich xenomorphe, selten hypidiomorphe kurzprismatische Formen. Die Kernbereiche der Plagioklase sind häufig polysynthetisch verzwilligt. Quarz bildet in der Grundmasse meist xenomorphe Körner, mitunter auch kleine rundliche „Tropfen“ im Plagioklas und Alkalifeldspat. Myrmekit ist meist vorhanden. Hellglimmer tritt nur sehr selten als Hauptgemengteil, und zwar in Form selbständiger Glimmerscheiter neben Biotit am Rande der Alkalifeldspat-Augen auf. Meist ist der Hellglimmer nur sekundär an Spaltrissen der Feldspate oder als Mikrolith im Plagioklas. Ferner waren noch Chlorit, sekundär nach Biotit, Titanit, Apatit, und Orthit zu beobachten. Fallweise treten auch Epidot, Granat, Opakerz, Zirkon, Hämatit und Karbonat auf.

Die jüngsten Gesteine der Gößgranitoide sind Aplit- und Pegmatitgneise. Einige von diesen sind Granat führend. Dieses junge Ganggefüge durchschlägt teils als Lagergänge teils als diskordante Gänge die eingangs beschriebenen Gößgranitoide und die Gesteine des Alten Daches.

2.1.2. Granitoide des Hochalmkerns

Der Hochalmkern erstreckt sich über ein weites auf den Kartenblättern 155 Bad Hofgastein, 156 Muhr, 181 Obervellach und 182 Spittal a.d. Drau gelegenes Gebiet. Seine äußere Form ist über diesen großen Bereich bogenförmig in N-SSE-Richtung in die Länge gezogen. Die Abgrenzung des Hochalmkerns von den Gößgranitoiden erfolgt am Nordrand des Gößkerns, gestützt auf die Kartierungen von Ch. EXNER (1939a, 1939b, 1971b 1972, 1979 und 1980) sowie von F. ANGEL & R. STABER (1942 und 1952), durch den Glimmerschieferzug des Draxel-Komplexes. Dieser wichtige Leithorizont fehlt aber über weite Strecken an der Südabdachung des Gößkerns. Wie hier das aktuelle Kartenbild der GÖK 182 Spittal a.d. Drau zeigt, intrudierten die Edukte der Granitgneise des Hochalmkerns großflächig in die Gesteine des Reißbeck-Komplexes. Daher ist am Südrand des Gößkerns der Reißbeck-Komplex nicht nur als Altes Dach des Gößkerns zu definieren, sondern auch als jenes des Hochalmkerns. Die Gesteinszüge des Reißbeck-Komplexes bilden hier eine großräumige Zone, die über weite Strecken den Gößkern vom Hochalmkern trennt. Das Kartenbild zeigt weiters recht anschaulich, dass die Granitgneise des Hochalmkerns gemeinsam mit den Gesteinen des Reißbeck-Komplexes den Gößkern überlagern. Diese zusammenhängende Großstruktur besteht regional betrachtet aus einer südwestlich des Gößkerns gelegenen Wurzelzone und aus in nordöstlicher Richtung über den Gößkern geschobenen Schuppen und Gneislamellen. Die nördlich und westlich des Gößkerns gelegene Hauptmasse des Hochalmkerns wurzelt in tiefen Grundgebirgsstrukturen und nimmt in Relation zum Gößkern eine autochthone Position ein. Lediglich die lang gezogenen Gneislamellen, die sich von der Südspitze des Hochalmkerns vom Seebachtal weiter nach Osten über

den Bergrücken des Hochecks in das Reinitzbachtal und weiter bis über das Gmeineck hinaus erstrecken, haben die Form von Antiklinalen, die z.T. dem Gößkern aufgeschoben sind. Ihre nordöstliche Fortsetzung, die Zentralgneis-Lamellen des Roten Nocks und der Gspitzten Wand, die dann bei Malta und Feistritz das Maltatal queren, nehmen eine eindeutig allochthone Position bezogen auf den Gößkern ein.

Lithologisch setzt sich der Hochalmkern aus zahlreichen unterschiedlichen Granitgneisen, sowie aus Granodiorit- und Tonalitgneisen zusammen. Geschonte, nur geringfügig deformierte Zentralgneistypen mit primären Strukturen und Texturen sind im zentralen Teil des Hochalmkerns, im obersten Maltatal und zwischen der Hochalmspitze und der Großelendscharte weit verbreitet (dieser Bereich befindet sich auf den Kartenblättern 155 Bad Hofgastein und 156 Muhr). Auch musterhaft erhaltene Intrusionskontakte sind aus diesem Gebiet bekannt. B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) gelang es hier, eine in sich konsistente Intrusionsfolge der variszischen Granitoide des Hochalmkerns zu erstellen, die sie wie folgt trefflich beschrieben: *„Das älteste Orthogestein, der innerhalb der Zentralgneise beobachteten Intrusionsabfolge stellt der zwischen Großelendscharte und Kärlspitz (Kartenblatt 155 Bad Hofgastein) verbreitete Großelendflasergranit dar. Dieser wurde erst nach einer kräftigen Deformation vom Maltatonalit* intrudiert. Beim flach lagernden Maltatonalit handelt es sich um eine syntektonische Intrusion, die beim konkordanten Eindringen in die altkristallinen Migmatite durch Assimilation dieser Nebengesteine besonders im Randbereich schlierig wurde. Im Zuge der nachfolgenden spättektonischen Platznahme des Hochalmporphyrgranits kam es im Kontaktbereich zum Maltatonalit zur Ausbildung einer breiten Schlieren- und Schollenmigmatitzone (Brunnkarmigmatit). Der bereits posttektonische Kölnbreinleukogranit durchschlägt in mehreren Schüben die älteren Zentralgneise und ist mit seinen primär steil stehenden Kontakten ebenso wie der Hochalmporphyrgranit als mächtige stockförmige Intrusion anzusehen. Charakteristisch für diese Intrusionsabfolge ist die ausgeprägte Kontamination der Granitoide durch ältere Nebengesteine. Den Abschluss des variszischen Magmatismus im östlichen Tauernfenster bilden meist geringmächtige Intrusionen zweiglimmeriger Leukogranite bzw. seltene Lamprophyre.“* Diese Studien dokumentieren unter anderem die relativen Altersbeziehungen der Granitoide des Hochalmkerns. Von R.A. CLIFF (1981) durchgeführte geochronologische Untersuchungen (Zirkondatierungen) erbrachten ein Intrusionsalter von 314 ± 7 Millionen Jahren für den Maltatonalit. Dadurch zeigte dieser Autor, dass die älteren Teile der Granitoide des Hochalmkerns ähnliche absolute Alterswerte besitzen wie die Granitoide des Gößkerns.

2.1.2.1. Granodioritgneis und Tonalitgneis

Wenn man das Kartenblatt Spittal a.d. Drau betrachtet, erkennt man, dass der aus Granodiorit- und Tonalitgneis bestehende Gesteinskörper in vier Gebieten auftritt. Ein Vorkommen ist an der Ostseite des Maltatals verzeichnet. Zwei weitere Vorkommen befinden sich nördlich des Gößgrabens, unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze, westlich des Höhennocks und nördlich der Winterleiten. Mehrere kleine Aufschlüsse wurden unmittelbar an der westlichen Blattschnittgrenze, im oberen Riekental, im Bereich südlich der Unteren Mooshütte und nördlich der Schoberspitze verzeichnet. Insgesamt stellen die erwähnten vier Vorkommen Teile eines größeren, zusammenhängenden, flach lagernden Intrusivkörpers dar. Seine weitläufige, sichelförmige Form erkennt man erst, wenn man die auf den Kartenblättern 156 Muhr und 181 Obervellach befindlichen Anteile gemeinsam mit jenen auf unserem Kartenblatt betrachtet.

* Der „Maltatonalit“ nach B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) wird am Kartenblatt 156 Muhr „Tonalitgneis“ und am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau Granodioritgneis und Tonalitgneis genannt.

Der Granodioritgneis und der Tonalitgneis sind mittelkörnige, schwarz-weiß gesprenkelte Gesteine. Biotit, Feldspate, Quarz, gelbgrüner Epidot und lokal bis millimetergroße, braune Titanite sind mit freiem Auge erkennbar. Deutliche Schieferung und Lineation (Elongation des Biotits und Zeilenbau) sind meist vorhanden. Dieser Gesteinstyp führt eine schwarmartig auftretende Generation zentimeter- bis zehnermetergroßer dioritischer Schollen, die in Richtung der Lineation gelängte Umrisse zeigt. Eine bereichsweise entwickelte Schlierigkeit wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Zweiglimmergneise verursacht. Ein dichtes Gangnetz konkordanter und diskordanter Aplit- und Pegmatitgneise durchzieht in einigen Bereichen den Granodioritgneis und den Tonalitgneis.

Der mikroskopischen Beschreibung von Ch. EXNER (1980) ist Folgendes zu entnehmen: In allen untersuchten Proben war der Plagioklas der vorherrschende Feldspat. Die Plagioklase sind polysynthetisch verzwilligte, leistenförmige Oligoklase (21–31% An) mit dichter, prächtig entwickelter und meist zonar angeordneter Mikrolithenfülle. Ihr primärer, magmatischer Chemismus hat sich weitgehend den Bedingungen der alpinen, amphibolitfaziellen Überprägung angepasst. Eine jüngere Plagioklasgeneration baut das feinkörnige Mörtelgefüge am Rande der großen Plagioklasleisten auf. Es handelt sich um xenomorphe, kaum oder nicht verzwilligte, ungefüllte oder schwach gefüllte Körner. In den stark deformierten Teilen dieser Orthogneise erfolgte eine komplette Neubildung der Plagioklase. Sie bilden dort rundliche Blasten niedrigen Anorthitgehaltes (häufig Albit) mit fehlender oder schwacher Mikrolithenfüllung und mit helifitischen Einschlusszügen der übrigen Gemengteile. Nur in diesen Neubildungen ist ein einfacher, inverser Zonarbau zu beobachten, während ein solcher dem gesunden Orthogneis fehlt.

Der Alkalifeldspat steht dem Orthoklas nahe (fehlende oder flauere Mikroklingitterung, fehlende oder schwache Entmischung). Er ist jünger als die Plagioklasleisten, umschließt oder verdrängt sie. Fehlt Alkalifeldspat dem Gestein, so handelt es sich um die quarzdioritische Variante des Gneises. Sie ist megaskopisch ziemlich dunkel. Der Tonalitgneis weist meist recht geringe Alkalifeldspatgehalte auf. Durch kontinuierliche Übergänge geht dieser in den helleren Granodioritgneis über. Jener ist zwar auch durch die volumetrische Vormacht des Plagioklases gekennzeichnet, doch tritt Alkalifeldspat in ihm mit bis zu 20 Vol.% auf und bildet bis 2 cm große Leisten mit Karlsbader Zwillingen. Im Gelände ist eine Unterteilung dieses Gesteinskörpers nach quarzdioritischem, tonalitischem und granodioritischem Mineralbestand nicht sinnvoll. Die Untereinheiten gehen nämlich stets unregelmäßig ineinander über und sind nur schwer voneinander abgrenzbar.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün (seltener rehbraun). Pleochroistische Höfe um Einschlüsse sind selten. Idiomorphe Apatit, geregelt und auch unregelmäßig, findet man häufig als ursprünglich magmatischen Einschluss im Biotit. Ferner treten Titanit und Sagenit, die bekannten Entmischungen des Biotits auf. Hornblende fehlt stets. Quarz der normalen Generation zeigt Einschlüsse von Rutilnadelchen. Die ältere Generation bildet Tropfenquarze im Plagioklas und Alkalifeldspat. Myrmekit ist in den Alkalifeldspat führenden Proben meist reichlich vorhanden.

Unter den Akzessoria ist das Fehlen von Granat bemerkenswert. Reichlich und mitunter millimetergroß sind Orthit, Epidot, Titanit und Apatit vorhanden. Zirkon tritt nur untergeordnet auf. Opakes Erz fehlt häufig. Chlorit (sekundär nach Biotit) kommt in geringen Mengen vor.

2.1.2.2. Granitgneise des Hochalmkerns, vorwiegend Augengneis (mittel- bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) und feinkörniger, leukokrater Granitgneis, untergeordnet mittelkörniger, leukokrater Granitgneis mit Augentextur

Die nachfolgende lithologische Beschreibung der Granitgneise des Hochalmkerns stützt sich einerseits auf die Arbeit von R.A. CLIFF, R.J. NORRIS, E.R. OXBURGH & R.C. WRIGHT (1971) und andererseits auf die Publikationen von Ch. EXNER (1980, 1984). Der überwiegende Teil der am Kartenblatt Spittal a.d. Drau vorkommenden Granitgneise des Hochalmkerns wurde tektonisch stark überprägt. Vor allem die alpine Deformation war hier, am Südrand des Hochalmkerns, wenn man sie mit jener in seinem zentralen Bereich um die Hochalmspitze vergleicht, bedeutend intensiver. Dabei veränderten sich viele der ursprünglich granitischen Texturen. Die Zentralgneisvarietäten liegen uns daher heute hauptsächlich als Augengneis (mittelkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) oder als deutlich geschieferter, feinkörniger, leukokrater Granitgneis vor.

Im Gebiet, das sich von der Grübelwand über die Schoberspitze, den mittleren Mühldorfer Graben zum Bergkamm Gurglitzten – Hocheck – Kleine Leier und weiter nach Osten bis in den Bereich Gmeineck – Schwalbenfeld erstreckt, treten überwiegend Augengneise auf. Es handelt sich um die schon eingangs genannten Biotitgranitgneise mit Augentextur, die verbreitet mittelkörnig selten grobkörnig entwickelt sind. Der Durchmesser ihrer Kalifeldspatauge beträgt meist ca. 1 cm (in den seltenen grobkörnigen Partien bis 3,5 cm). Der Biotit ist in der Matrix meist gleichmäßig verteilt. In vielen Vorkommen sind auch große Hellglimmer zu beobachten, die als sekundäre Bildungen die Kalifeldspatauge umhüllen. R.A. CLIFF et al. (1971) berichteten von graduellen Übergängen der mittelkörnigen, biotitreichen Augengneise in porphyrische Granitgneise, die sie unter anderem südlich der Kleinen Gößspitze erkannten. Diese Beobachtungen geben einen wichtigen Hinweis, der uns die Einbindung dieser „Augengneise“ in die neuere, auf den Studien von B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989, 1990) basierende Granitgneistypologie und Intrusionsabfolge des Hochalmkerns ermöglicht. Vermutlich entspricht ein großer Teil der mittelkörnigen, biotitreichen Augengneise dem „Hochalmporphyrgranit“, der von den beiden bereits zuvor genannten Autoren vortrefflich charakterisiert wurde. Ch. EXNER (1983) bezeichnete dieses Gestein am Kartenblatt 156 Muhr als „grobkörnigen Granitgneis des Hochalm-Kerns“ bzw. als „mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises“ und lieferte in seiner Arbeit über die Geologie der zentralen Hafnergruppe (Ch. EXNER, 1982) eine genaue Dünnschliffbeschreibung dieser Zentralgneisvarietät.

Das in der geologischen Karte dargestellte Augengneisareal ist, wie R.A. CLIFF et al. (1971) weiters berichteten, im Ganzen recht inhomogen zusammengesetzt. Eine Beteiligung der älteren „Flasergneisgeneration“ (Großelendflasergranit nach B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER, 1989, 1990) am Aufbau von Teilen des Augengneisareals erscheint recht wahrscheinlich, kann aber nicht mit Sicherheit bestätigt werden. Die mittelkörnigen, biotitreichen Augengneise enthalten bereichsweise zahlreiche Einschlüsse der migmatischen Bändergneise des Reißbeck-Komplexes, und im oberen Teil des Mühldorfer Grabens konnten R.A. CLIFF et al. (1971) zahlreiche tonalitische Xenolithe in diesem Gestein beobachten.

Die Augengneise (Biotitgranitgneise mit Augentextur) werden von jüngeren, feinkörnigen, leukokraten Granitgneisen durchschlagen. Dies ist z.B. im Bereich Schoberboden – Schoberspitze an der westlichen Blattschnittgrenze des gegenständlichen Kartenblattes in prächtigen Aufschlüssen zu sehen. Die Hauptmasse der leukokraten, feinkörnigen Granitgneise bildet im Gebiet zwischen Zaubernock, Reißbeck und Kammwand mehrere Intrusivkörper im Reißbeck-Komplex. Diese haben die Form kleinerer lakkolitischer Körper oder mächtigerer Lagergänge. Die Kontakte zu den anderen Zentralgneisvarietäten des Hochalmkerns und zu den Gesteinen des Alten Daches sind meist scharf und diskordant. Der feinkörnige, leukokrate Granitgneis führt oft Schollen älterer Nebengesteine bzw. ist von solchen merklich kontaminiert.

Die Farbe des leukokraten Granitgneises variiert je nach Biotitgehalt von hellgrau bis mittelgrau. Seine meist deutliche Schieferung und Lineation zeigt sich in der Elongation der Biotite und einer z.T. zeilenförmigen Anordnung der Quarze und der Feldspate. Sein Mineralbestand kann mit vorrangig Plagioklas sowie weiters mit Kalifeldspat und Quarz in annähernd gleicher Menge angegeben werden. Biotit kann bis etwa 5 Vol.% erreichen. Im STRECKEISEN-Diagramm belegt er ein Feld granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Weiters sind Hellglimmer, Epidotminerale, Chlorit, Granat, Titanit sowie Zirkon, Apatit und Monazit im Dünnschliff zu beobachten. Der Hellglimmergehalt hängt stark vom Deformationsgrad des Gesteins ab, ist aber meist deutlich unter 5 Vol.%.

Im Gebiet um den Riekerer Sonnblick beobachteten R.A. CLIFF et al. (1971), dass die leukokraten, feinkörnigen Granitgneise im Hangenden von mittelkörnigen leukokraten Augengneisen überlagert werden. Es waren keine scharfen Kontakte zu erkennen. Der Übergangsbereich der beiden Orthogneise war eher durch eine Wechsellagerung im Dezimeter- bis Meterbereich beider Varietäten gekennzeichnet. An einigen Stellen konnten Sie nur durch das Vorkommen von Kalifeldspat-Augen und von augenfreien Lithologien unterschieden werden. Obwohl natürlich der leukokrate Augengneis eine mittelkörnige Matrix besitzt. Die Lokalbearbeiter hatten aber im Generellen den Eindruck, dass die Verbandsverhältnisse intrusiv sind, wobei der Augengneis der relativ ältere Zentralgneistyp ist.

2.1.3. Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee

Eine Sonderstellung unter den Zentralgneisen der östlichen Hohen Tauern nimmt der Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee ein, der südlich des Stapniksees mit einer Apophyse das Kartenblatt Spittal a.d. Drau erreicht. Von diesem speziellen Orthogneis ist nämlich bekannt, dass er sowohl die Gößgranitoide wie auch die Granitoide des Hochalmkerns durchschlägt. Ch. EXNER (1980) berichtete über den Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee Folgendes. „Diese eigentümliche Varietät des Tauern-Zentralgranitgneises wurde von DEMMER anlässlich seiner Kartierung des Schönangerkares entdeckt. DEMMER fand ihn auch im Gößstollen sowie nördlich und südlich des Gößkar-Speichersees. Er erkannte diskordante Kontakte zum Nebengestein.“

Der kompakte helle, homogen zusammengesetzte Granitgneis bildet pralle Felswände, gehorcht einer Querfaltung um N-S-Achse und stößt stellenweise diskordant gegen die eher bildsamen Bändergneise der Hülle des Gößkerns. Die Aufschlüsse sind diesbezüglich besonders instruktiv in den Karwänden südlich des Schönangersees (feinkörniger heller Granitgneis in W. DEMMER [1967, p. 409]). R.A. CLIFF et al. [1971, geologische Karte und Beschreibung] haben das Gestein in ihren viel weiter gefassten Begriff (leukokrater Granitgneis) eingeordnet, ohne die Individualität des sehr charakteristischen, N-S-streichenden Gesteinszuges bei dem Schönangersee eigens herauszuarbeiten.

Die Korngröße der Hauptgemengteile beträgt zumeist 1 bis 3 mm, sodass das Gestein als mittelkörnig in der Begriffsfassung von P. NIGGLI (1948, p. 150) bezeichnet werden kann. Auffallend ist die sehr gleichmäßige Zusammensetzung, wobei Biotit und Hellglimmer selbständige und gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Im Gegensatz zu den meisten Hellglimmer-Vorkommen in den Tauern-Zentralgneisen ist der Hellglimmer hier nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspaten etc. (Füllungsmikrolithe, lidförmige Scheiter um Feldspat-Augen) zustande gekommene Bildung erkennbar, sondern als selbständiger Gemengteil. Dieser megaskopische Eindruck wird auch durch das mikroskopische Bild bestätigt (gut abgegrenzte, kaum deformierte Hellglimmerleisten mit Einschlüssen von Quarz, Apatit und Epidot). Grauer Quarz und farbloser Feldspat bilden die übrigen Hauptgemengteile des recht hellen Granitgneises, der in den von mir gesammelten Proben stets flächiges und lineares (Elongation beider Glimmer) Parallelgefüge erkennen lässt.“

Einige Jahre nach den von DEMMER und EXNER durchgeführten Arbeiten kartierten B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt das Gebiet des Hohen Gößkars nahe der Gießener Hütte. Diese Lokalbearbeiter erkannten, dass der Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee hier den Tonalitgneis und den Hochalm-Porphyrgranit mit scharfen diskordanten Kontakten durchschlägt.

Das ganze Erscheinungsbild des Schönangergranitgneises weist sowohl in feldgeologischer wie auch in mikrostruktureller Hinsicht auf einen ursprünglichen spätvariszischen Zweiglimmergranit-Stock hin. Auch für das tektonische Verständnis des Zentralgneisareals, welches vom Hochalmkern und vom Gößkern gebildet wird, erwiesen sich die zuvor beschriebenen Beobachtungen als recht wertvoll. Sie belegen nämlich, dass der Hochalmkern und der Gößkern bereits variszisch eng benachbart waren und auch heute in diesem Abschnitt noch in relativer Autochthonie positioniert sind.

2.1.4. Aplitgneis, Aplitgranitgneis

Aplitgneisgänge findet man praktisch in allen kleineren und größeren Orthogneiskörpern unseres Kartenblattes. Sie können lokal z.T. in großer Zahl auftreten. Die Mächtigkeit der Gänge reicht vom Zentimeter- bis in den Zehnermeter-Bereich. Das aplitische Ganggefüge ist aber ein integrativer Bestandteil des jeweiligen Orthogneisvorkommens und wurde in der aktuellen geologischen Karte nicht eigens dargestellt. Sinngemäß gilt dies auch für die Pegmatitgneise.

Die in der GÖK 182 dargestellten Aplitgneise und Aplitgranitgneise befinden sich nahezu ausschließlich* im Verband mit den Altkristallinkomplexen. Ihre weiteste Verbreitung zeigen diese leukokraten, feinkörnigen Orthogesteine im Reißbeck-Komplex. Sie sind hier innerhalb der migmatischen Bändergneise und der Migmatite recht typisch ausgebildet und repräsentieren die Neosome dieser Gesteine. Ihre genaue Beschreibung erfolgt daher gemeinsam mit den übrigen Gesteinseinheiten des Reißbeck-Komplexes (siehe Beschreibung des Bändergneises im Reißbeck-Komplex).

2.1.5. Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis) der Sonnblicklamelle

Die Orthogneise des Sonnblickkerns werden in der Mallnitzerschlucht tektonisch zu einer geringmächtigen Gneislamelle reduziert. Die Sonnblicklamelle kann als dünne maximal 300 m mächtige Fortsetzung des Sonnblickkerns über Obervellach hinaus, 16 km weiter in südöstlicher Richtung, parallel zur Mölltallinie bis in den Bereich von Mühlendorf verfolgt werden. Das Auskeilen der im Mühlendorfertal am Fuße der Klinzerschlucht noch einige Zehnermeter mächtigen Sonnblickgneislamelle erfolgt dann unter der Moräne im Gebiet zwischen Mühlendorfertal und Taborgraben (Ch. EXNER, 1962).

Am gegenständlichen Kartenblatt findet man in einem lokal eng begrenzten Gebiet, zwischen dem Mündungsbereich des Mühlendorfer Grabens und der westlichen Blattschnittgrenze den Augengneis der Sonnblicklamelle. In einigen Aufschlüssen liegt er in grobkörniger, biotitreicher Ausbildung vor und führt bis 2 cm große Kalifeldspataugen. Die meist länglichen Alkalifeldspataugen sind teils eckig, teils sind sie zerschert oder gerollt. Manchmal sind sie auch zu dünnen Plättchen ausgewalzt. Kleinkörnige Quarz-Feldspatzeilen und Biotit-Muskovitfasern sind oft ringförmig um die Alkalifeldspate angeordnet. Stark phyllonitisierte Bereiche des Orthogneises sind hellglimmerreich und feinschiefrig entwickelt.

* Lediglich ein Aplitgneisvorkommen ist auch im Draxel-Komplex im Bereich des Höhennocks verzeichnet.

Die Hauptgemengteile des Augengneises sind: Alkalifeldspat, Quarz, Plagioklas (Albit), Biotit und in einigen Dünnschliffen auch Muskovit. Ferner: Titanit, Klinozoisit, Orthit mit Klinozoisitrand, Chlorit sekundär aus Biotit, Apatit, Zirkon und Karbonat. Der Alkalifeldspat bildet einerseits große, eckig zerbrochene oder eiförmig abgerundete Individuen von Mikroklin-Aderpertit mit Einschlüssen von gefülltem Plagioklas. Fleckenpertit und Schachbrettalbit erkennt man in kleinen Körnern des Grundgewebes. Die polysynthetischen Zwillingslamellen der Plagioklase sind häufig verbogen. Quarz ist bereichsweise postkristallin stark deformiert. Das Gestein ist bezüglich der Feldspate und eines Teils der Glimmer und Quarze postkristallin deformiert. Ein anderer Teil der Glimmer und Quarze ist nach der Durchbewegung rekristallisiert (Ch. EXNER, 1962).

2.2. Altkristallinkomplexe

Als „Altkristallin“ werden im Tauernfenster jene Gesteinskomplexe bezeichnet, die einer starken, zumindest amphibolitfaziellen, vormesozoischen Metamorphose unterworfen waren und die trotz der nachfolgenden intensiven alpinen Überprägung (Tauernkristallisation) noch gesichert nachweisbare Relikte dieser voralpinen Metamorphose aufweisen. Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau werden drei Altkristallinkomplexe, der Kareck-Komplex, der Storz-Komplex und der Reißbeck-Komplex dargestellt.

2.2.1. Reißbeck-Komplex

Im oberen Gößgraben oder vom Radlbachtal aus sieht man recht deutlich über den gewaltigen, hellen Steilwänden der Gößgranitoide, hoch oben, in dunklen Felswänden weithin ausgebreitet, die Gesteine des Reißbeck-Komplexes. Der Name Reißbeck-Komplex geht auf die Bezeichnung „Reißbeckmulde“ zurück, welche sich bei Ch. EXNER (1954) findet. EXNER definierte diesen Gesteinskomplex in späteren Arbeiten (Ch. EXNER, 1980) als Altes Dach des Gößkerns. EXNERS Auffassung ist vor allem an der Nordgrenze des Reißbeck-Komplexes gut begründet. Hier erkannte dieser Autor den Draxel-Komplex als perfekt kartierbaren Leithorizont, der den Reißbeck-Komplex vom Tonalitgneis trennt. Hingegen an der Südgrenze des Reißbeck-Komplexes fehlt der Draxel-Komplex über weite Strecken. Hier dokumentierten R.A. CLIFF et al. (1971) in ihrer geologischen Karte der Reißbeck- und der südlichen Ankogelgruppe, dass auch die Edukte der zum Hochalmkern gehörenden Granitgneise und der Tonalitgneis in die Gesteine des Reißbeck-Komplexes intrudierten. Diese Darstellung wurde auch in das aktuelle Kartenbild der GÖK 182 Spittal a.d. Drau übernommen. Daher ist der Reißbeck-Komplex nicht nur als Altes Dach des Gößkerns zu definieren, sondern auch als jenes des Hochalmkerns.

2.2.1.1. Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit

Die Gesteine des Reißbeck-Komplexes bestehen verbreitet aus migmatischen Bändergneisen, und Migmatiten. In den Bändergneisen wechsellagern dunkle und helle Lagen im Zentimeter- bis Meterbereich. Handstücke aus den dunklen Lagen sind als Biotitschiefer und Biotit-Hornblendegneise anzusprechen. Die konkordanten, hellen Lagen sind meist als Aplitgneise entwickelt. Ihnen fehlt meist der Kalifeldspat. Der Plagioklas ist durchwegs als Oligoklas ausgebildet. Mit freiem Auge erkennt man Biotit, fallweise Hornblende, farblose Quarz-Feldspat-Anreicherungen, mitunter gelbgrüne Epidotlagen, Granat und verhältnismäßig selten Hellglimmer. Die Korngröße erreicht nur wenige Millimeter. Selten und nur stellenweise treten in den Bändergneisen Kalifeldspat führende Aplitgranitgneise und Granodioritgneise auf. Die Bändergneise zeigen oft prächtige Falten. Die Elongation von Biotit und Hornblende verläuft parallel zur Faltenachse (Ch. EXNER, 1980).

Zum Reißbeck-Komplex gehören auch große Mengen leukokrater Mobilisate (Aplitgneise und Aplitgranitgneise), die das Neosom der Migmatite darstellen. Sie bestehen mineralogisch und texturell aus dem exakt gleichen Material wie die hellen Lagen der Bändergneise. Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt bereichsweise zu quarzdioritischen Nebuliten (Quarzdioritgneisen). Es wird angenommen, dass die Stoffmobilisation der leukokraten Neosome und die Bildung der Migmatite zeitlich eng mit der Intrusion des Gößplutons und der variszischen Regionalmetamorphose verbunden waren.

Auch kleinere Intrusivkörper von Aplitgranit- und von Aplitgneisen sind als 10 Meter dicke Lagen den Bändergneisen konkordant eingeschaltet. Daneben trifft man nahezu überall im Reißbeck-Komplex auf Aplitgranit- und Aplitgneise sowie auf metamorphe Pegmatite, die ältere Strukturen diskordant durchschlagen.

2.2.1.2. Amphibolit

Im Gebiet Zaubernock – Reißbeck treten innerhalb der Bändergneise meter- bis zehnermetermächtige lagenförmige Amphiboliteinschaltungen auf. In einigen Bereichen entwickelt sich eine Gneis-Amphibolit-Wechselfolge, die durchaus bis zu 50% aus Amphibolit bestehen kann. Aber auch mehrere Zehnermeter z.T. über hundert Meter mächtige Amphibolitkörper sind innerhalb des Reißbeck-Komplexes keine Seltenheit. Die Amphibolite sind teils dunkelgrün und feinkörnig teils grün weiß gesprenkelt mit deutlich erkennbaren Feldspatkörnern und gabbroider Struktur. Auch feinkörnige reichlich Feldspat und Biotit führende Amphibolite sind öfters zu beobachten. Der größte dieser Biotitamphibolitkörper befindet sich zwischen Stapniksee und RieKentörl. Charakteristisch für den überwiegenden Teil der Amphibolite sind gelblich bis grüne Hornblende, Plagioklas, Minerale der Epidotreihe (Pistazit – Klinozoisit), ferner Chlorit, \pm Quarz, z.T. Biotit, untergeordnet Karbonat, Titanit und Opakes sowie vereinzelt Granat. Da die alpine Metamorphose (Tauernkristallisation) amphibolitfazielle Bedingungen erreichte, wurde der ursprüngliche variszische Mineralbestand zur Gänze überprägt.

2.2.2. Storz-Komplex

Der Storz-Komplex (= Storzserie bei Ch. EXNER [1971]) ist ein Teil jenes Alten Dachs der Zentralgneise, in den die ursprünglich südlichsten Teile des Hochalm- und des Hölltor-Rotgüldenkerens intrudierten. Bei diesen Gesteinen handelt es sich hauptsächlich um verschiedene z.T. migmatische Biotit-Plagioklasgneise, daneben kommen aber auch Hornblendegneise, Amphibolite und Glimmerschiefer vor. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden Teile dieses Alten Daches vom Hauptkörper abgeschert und nach Nordosten geschoben. Als Storz-Decke überlagert ein Teil des Storz-Komplexes nun die mesozoischen Gesteine der Silbereckzone. Der größte Teil der Storz-Decke befindet sich am Kartenblatt 156 Muhr. Am gegenständlichen Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau kann sie von der nördlichen Blattschnittgrenze bis ins Maltatal verfolgt werden. Weiter nach Süden fehlen die mesozoischen Deckenscheider (Silbereck-Zone). Lediglich am Grat zwischen dem westlichen Bartelmann und dem Roten Nock kartierte Ch. EXNER (1980) in der geometrischen Fortsetzung der Silbereck-Zone einen geringmächtigen Quarzit, den er als „dem Lantschfeldquarzit ähnlich“ klassifizierte. Letztlich endet hier die gesicherte Großstruktur der Storz-Decke. Im südlich und danach im westlich anschließenden Bereich Radlbachtal – Roßkopf – Reinitzer Sonnblick bzw. Gmeineck – Böse Nase – mittleres Mühlbachtal bilden die Gesteine des Storz-Komplexes einen Verband mit den Zentralgneislamellen des Hochalmkerns.

2.2.2.1. Paragneis, z.T. migmatisch, untergeordnet Migmatit

Der meist feinkörnige Paragneis ist verbreitet deutlich geschiefert. Entsprechend der Intensität der Deformation ist er im Meter- bis Zehnermeter-Bereich gebankt oder im Zentimeter-Bereich dünnplattig entwickelt. Unter den Paragneisen sind Biotit-Plagioklasgneise und epidotreiche Plagioklasgneise mit Biotit und/oder Chlorit hervorzuheben. Es handelt sich vorrangig um helle, z.T. gelblich bräunliche, leicht grünliche, fein bis mittelkörnige Gesteine. Der jeweilige Farbeindruck wird stark von den Mineralen Albit bzw. Oligoklas, Biotit, Quarz, Epidot, Chlorit und Muskovit bestimmt. Unterschiedliche Prozentsätze der genannten Minerale als Haupt- und Nebengemengteile bestimmen auch den genauen petrologischen Namen der jeweils untersuchten Probe dieser Gesteine. Bereiche mit Hornblende führenden Lagen ergänzen diesen vielfältigen Gneistyp. Die Hornblendegneise sind meist durch ansehnliche Hornblende- und Biotitgehalte dunkelgrün-weiß oder schwarzgrün-weiß gesprenkelt. Damit kommen sie im Farbeindruck den Amphiboliten recht nahe, sind aber von jenen durch ihren beachtlichen bereits mit der Lupe deutlich erkennbaren Quarzgehalt gut zu unterscheiden.

Gneise mit Augentextur und diverse migmatische Gneise bzw. Migmatite sind ein weiterer wichtiger Bestandteil des Storz-Komplexes. Das Paläosom der migmatischen Gneise besteht aus Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Gneis, das Neosom aus Aplitgneis. Auch Bändergneise sind eine Folge der Migmatisierung, aber bei weitem nicht so häufig anzutreffen wie im Reißbeck-Komplex. Daneben ist noch eine bereichsweise starke diskordante aplitische Durchaderung zu erwähnen.

2.2.2.2. Amphibolit

Nördlich des Maltatals ziehen Amphibolite von der Faschaunleiten durch das Faschaunertal zum Ballonwald und zum nördlichen Wandfuß des Maltatals zwischen Feistritz und Malta. Es handelt sich um die südliche Fortsetzung der grobkörnigen Albit-Epidotamphibolite, die am Kartenblatt Muhr einen wichtigen Leithorizont bilden (Ch. EXNER, 1980). Das grünweiß gesprenkelte Gestein ist massig bis schiefrig entwickelt. Grüne Hornblenden von 0,5 bis 5 cm Länge wechseln intersertal mit leistenförmigen, gelblich grünen Gesteinspartien, welche in massigen Bereichen noch Formen der ursprünglichen Feldspate erkennen lassen. Unter dem Mikroskop können jedoch keine Relikte der ursprünglichen Feldspate mehr erkannt werden. Sie wurden zur Gänze in feinkörnigen xenomorphen Plagioklas und feinkörnigen Epidot umgewandelt. Die Hornblende ist farblos bis hellgrün bzw. hellgelb bis grün und häufig staubförmig pigmentiert (entmischt nach einer ursprünglichen Fe/Ti-reicheren Hornblende). Weiters sind Epidot, Biotit, Chlorit (sekundär nach Hornblende und Biotit), Muskovit (als Neubildung meist undeformiert) und selten Quarz sowie Illmenit, Pyrit, Titanit und Karbonat zu erkennen.

Feinkörnige und grobkörnige, feldspatarme Epidotamphibolite wurden von J. MEYER (1977) aus dem Bereich des Stoders beschrieben. Ch. EXNER (1980) berichtete über im Bereich der Bösen Nase auftretende Granatamphibolite. Weiters beschrieb er im Gebiet des Roßkopfes feinkörnigen, dunkelgrünen Amphibolit und dünne Biotitamphibolitbänder.

2.2.2.3. Serpentin, Talkschiefer, Strahlsteinfels

Am Roßkopf, in der Stoder-N-Wand und südöstlich des Reinitzer Sonnlickes wurden kleinere Vorkommen von Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen kartiert. Diese treten im Verband mit Amphibolit oder als Linsen im Glimmerschiefer bzw. im Paragneis auf. Der Serpentin ist ein massiges, schwarz-grün gesprenkeltes Gestein. Unter dem Mikroskop sind hauptsächlich Antigorit, untergeordnet Talk und Tremolith sowie ferner auch Karbonat, Chlorit und Opa-kerz zu erkennen. Bei den Serpentinbegleitgesteinen handelt es sich um Talkschiefer, Talk-Ankeritschiefer, und recht massig ausgebildete Tremolith-Chloritfelse. Letztgenannte führen bis 3 Zentimeter großen Tremolith und bis zu 5 mm große Magnetitaggregate (Ch. EXNER, 1980).

2.2.2.4. Quarzdioritgneis des Bartelmannes

Der Quarzdioritgneis des Bartelmannes, ein schwarz-weiß gesprenkeltes, mittelkörniges Gestein mit flächigem Parallelgefüge wurde von Ch. EXNER (1980) wegen seiner homogenen Beschaffenheit als Orthogneis interpretiert. Im Handstück zeigen die millimetergroßen Feldspatäugen (Oligoklas) eine deutliche Elongation. Die Lineation wird durch die zeilenförmige Anordnung von hellen und dunklen Gemengteilen verstärkt. Im Dünnschliff können neben Oligoklas, Quarz, Hornblende, Biotit noch Chlorit und Epidot sowie akzessorisch Titanit, Orthit, Hellglimmer, Opakerz, Apatit und Zirkon erkannt werden.

Der Quarzdioritgneis, wie ihn EXNER in seiner Kartierung erfasste, unterscheidet sich vom Tonalitgneis durch einen höheren Anteil mafischer Gemengteile und durch das Fehlen von Alkalifeldspat. Von den typischen Amphiboliten unterscheiden ihn das schwarz-weiß gesprenkelte dioritische Aussehen und der beträchtliche bereits mit der Lupe erkennbare Quarzgehalt.

2.2.2.5. (Granat-)Glimmerschiefer im Verbands des Storz-Komplexes (Bereich Schoberspitze, Reinitzer Sonnblick und NW bzw. SE Roßkopf? Draxel-Komplex)

(Granat-)Glimmerschiefer, die lithologisch* exakt jenen des Draxel-Komplexes entsprechen, kartierte Ch. EXNER (1980) in seinen Profilen vom Reinitzer Sonnblick und vom Roßkopf. Sie beinhalten zwei Einschaltungen von Aplitgneisen und bilden hier einen Verband mit Paragneis, Amphibolit und Serpentin des Storz-Komplexes.

2.2.3. Kareck-Komplex

Der Kareck-Komplex tritt im Hangenden des Storz-Komplexes auf, ist gegen diesen unscharf begrenzt und besteht im Blattbereich Spittal a.d. Drau aus phyllonitischem Gneis und Prasinit. Die Bezeichnung Kareck-Komplex geht auf Ch. EXNER (1971) zurück, der diese Gesteine „nach dem schönen, westlich des Katschberges gelegenen Aussichtsgipfel“ „Kareckserie“ nannte. EXNER vermutete, dass diese Gesteine aus regressiv metamorphen, stark tektonisierten (ehemals alkristallinen) Gesteinen des Storz-Komplexes entstanden, schließt aber die Beteiligung von paläozoischen Schieferen und Prasiniten, „der Habach-Gruppe G. FRASLS (1958) vergleichbar“, nicht aus.

2.2.3.1. Stark verschieferter, epimetamorpher Gneis und Prasinit

Der am Blatt Spittal a.d. Drau maximal 200 m mächtige Kareck-Komplex besteht hauptsächlich aus phyllonisiertem Gneis und Prasinit mit Resten von Paragneis, Migmatit und Amphibolit. In den postkristallin deformierten (phyllonisierten) Gesteinen sind die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit unter schwach metamorphen Bedingungen teilweise rekristallisiert (Ch. EXNER, 1980). Dieses nun in einigen Bereichen millimetergroße Albitblasten führende Gestein ist petrologisch als Albitgneis, Epidot-Albitgneis oder Chlorit-Serizit-Albitschiefer zu bezeichnen. Daneben treten auch Serizit-Quarzschiefer und Chloritschiefer auf. Die Prasinite und Chlorit-Prasinite führen neben Albit, Epidot und Chlorit noch beachtliche Mengen von Hornblende und teilweise auch Biotit.

* Daher siehe auch lithologische Beschreibung des Draxel-Komplexes.

Als Mobilisate der Phyllonitisation werden die goldhaltigen, kiesführenden Quarz-Lagergänge der ehemaligen Bergbaue vom Typus Schellgaden betrachtet (Ch. EXNER, 1980). Der genannte Autor beschreibt in jener Arbeit auch die genaue Lage der alten Bergbaue „Millionenloch“ und „Silberloch“ im Bereich Feistritzbach – Ballonwald, des alten Goldbergbaues bei Dornbach sowie der Bergbaue im Radlgraben.

2.3. Zentrale Schieferhülle

Der Begriff „Zentrale Schieferhülle“ wird von Ch. EXNER (1983) verwendet, um diese tektonisch tiefer liegenden Schiefer der *Peripheren Schieferhülle* gegenüber zu stellen. Die Zentrale Schieferhülle besteht nur aus den Gesteinen des Draxel-Komplexes.

2.3.1. Draxel-Komplex

Die Bezeichnung Draxel-Komplex geht auf Ch. EXNER (1971) zurück, der diese Schiefer aufgrund ihrer typischen Ausbildung im Kammbereich Draxelnock – Klampfererköpfel (am Nordrand des Kartenblattes Spittal a.d. Drau gelegen) „Draxel-Serie“ nannte. Entdeckt wurde diese Glimmerschieferzone von F. ANGEL (1939). F. ANGEL & R. STABER (1942, 1952) kartierten sie vom Hohen Gößkar bis zum Klampfererköpfel und auf Kartenblatt 156 Muhr an der W-Flanke des Maltatales bis zur Oberen Aichholzer Alm. Ch. EXNER (1980) fand ihre Fortsetzung an der E-Flanke des Maltatales (Blatt 156 Muhr) und am gegenständlichen Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau bei der Schlüsselhütte, im Kohlschlagwald, am Gipfel der Tandlspitze, am Tandlspitze-NE- und am Tandlspitze-SE-Grat. In der Reißbeckgruppe wurde der Draxel-Komplex im obersten Riekental nahe der westlichen Blattschnittgrenze von R.A. CLIFF et al. (1971) kartiert. Ch. EXNER (1982) interpretiert den Draxel-Komplex als Metapelit-Metapsammit-Wechselfolge mit vermutlich jungpaläozoischem Eduktalter.

2.3.1.1. (Granat-)Glimmerschiefer, stellenweise mit Graphitquarzit

Der Draxel-Komplex besteht aus (Granat-)Glimmerschiefern mit wechselnden Quarz- und Feldspatgehalten. Bereichsweise sind geringmächtige (zentimeter- bis dezimeterdünne) Lagen von Graphitquarzit eingeschaltet. Die ca. 800 Meter östlich der Winterleiten in der Karte verzeichneten Graphitquarzitbänke im Granatglimmerschiefer sind stark gefaltet und erreichen maximal 3 Meter Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der Granatglimmerschiefer beträgt meist einige Zehnermeter, kann aber infolge tektonischer Anschoppung maximal 250 m erreichen. Sie führen Porphyroblasten von Granat (3 mm bis max. 4 cm und stets idiomorph ausgebildet), Biotit, Hellglimmer, Albit/Oligoklas/Andesin und Chlorit (Ch. EXNER, 1980). Der Hellglimmer ist oft mit Biotit parallelverwachsen. Wenn der Granat und der Hellglimmer mengenmäßig im Gestein zurücktreten, kommt es zur Ausbildung von Biotitschiefern. Der genannte Autor vergleicht sie mit den „*lithologisch weitgehend übereinstimmenden Seebach- und Woiskenschiefern*“ des Gasteiner Raumes. Die (Granat-)Glimmerschiefer weisen nur stellenweise aplitische Injektionen (z.B. westlich Höhennock) und ganz vereinzelt Migmatite auf.

2.4. Ausläufer der Silbereck-Zone (nördlich des Maltatales)

Die Silbereck-Zone besteht aus post-variszischen Metasedimenten, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Granitpluton des Hölltor-Rotgüldenkerens (bzw. mit ihren südlichsten Ausläufern dem Hochalmkern) auflagern. Sie wird tektonisch von der Mureckgneis-Decke und von der Storz-Decke überlagert.

F. BECKE (1908) berichtete bereits über die Gesteine der „*Silbereckscholle*“. Später wurden jene von Ch. EXNER (1939b, 1940 bzw. 1982) als „*Silbereckmulde*“ bzw. „*Silbereckserie*“ bezeichnet. Namensgebend war und ist jedenfalls das südöstlich des Unteren Rotgüldensees gelegene, 2804 Meter hohe Silbereck, wo diese aus mehreren Gesteinsgruppen bzw. Gesteinsformationen bestehenden Metasedimente am vollständigsten entwickelt sind. Die Silbereck-Zone umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (? Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit, darüber kompakte Karbonatgesteine und schließlich Kalkschiefer, dunklen Phyllit, Brekzien und Karbonatquarzit. Der aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt (= „*Silbereckmarmor*“) wurde von Ch. EXNER (1982, 1983), „*da er große Dolomitkörper im geologischen Verband mit dem Kalkmarmor fand*“, als Mitteltrias interpretiert, von O. THIELE (1980) als Oberjura-Äquivalent des Hochstegenmarmors aufgefasst. Auf Grund neuer publizierter Fossilfunde (C.G. HÖFER & G. TICHY, 2005) von der Typlokalität am Silbereck ist der größte Teil des „*Silbereckmarmores*“ nun gut abgesichert als Oberjura einzustufen.

2.4.1. Quarzit (nordwestlich Bartelmann; Untertrias), Silbereckmarmor („Malm“) und Kalkschiefer (Kreide)

Das einzige Vorkommen, eine 1,5 Meter dünne Lage, dieses feinkörnigen, grünlichen Quarzits, der „*dem Lantschfeldquarzit nicht unähnlich ist*“, wurde am Grat zwischen dem westlichen Bartelmann und dem Roten Nock von Ch. EXNER (1980) kartiert. Aufgrund seiner großen tektonischen Bedeutung (Liegendgrenze der Storz-Decke) wurde der Quarzit auch in der aktuellen Geologischen Karte Blatt Spittal a.d. Drau verzeichnet.

Zwischen Feistritz im Maltatal und der nördlichen Blattschnittgrenze überlagern die Ausläufer der Silbereck-Zone den Granitgneis des Hochalmkerns. Es handelt sich um geringmächtige (0,5 bis maximal 10 Meter) tektonisch stark fragmentierte Schollen und Karbonatgesteinsbänder, die aus grauem Kalkschiefer und farblosem grobkörnigem Kalkmarmor (Silbereckmarmor) bestehen (Ch. EXNER, 1954, 1980).

2.5. Periphere Schieferhülle

Die Periphere Schieferhülle definierte Ch. EXNER (1983) als jungpaläozoische bis mesozoische „*Schiefer, die an der Peripherie der kuppelförmigen Aufwölbung der östlichen Hohen Tauern eine kontinuierliche Hülle bilden*.“ Lithologisch unterschied jener Autor folgende drei „*Serien*“ von unten nach oben innerhalb der Peripheren Schieferhülle: „*Murtörlserie, Schrovinserie und Glocknerserie*“.

Tektonisch lässt sich die Periphere Schieferhülle in die Ausläufer der Rote-Wand-Modereck-Decke, in die Murtörl-Schrovin-Schuppen, in die Marislwand-Schuppe und in die Kolm-Schuppe unterteilen. Die Fragmente der Rote-Wand-Modereck-Decke und die an der Basis der Peripheren Schieferhülle auftretenden Murtörl-Schrovin-Schuppen müssen der Schuppenzone zwischen Glockner- und Venediger-Deckensystem zugeordnet werden. Es handelt sich dabei um Fragmente des externen europäischen Schelfs, die mit der Basis der Glockner-Decke verschuppt weiter nach Norden transportiert wurden. Der Hauptteil der Peripheren Schieferhülle (die Marislwand- und die Kolm-Schuppe) entspricht dem Glockner-Deckensystem.

2.5.1. Murtörl-Formation (Jungpaläozoikum) Schwarzphyllit, dunkle Albit- und Biotitblastenschiefer z.T. mit gradierter Schichtung und Lagen von Metavulkaniten, Graphitquarzit

Das am Kartenblatt 156 Muhr gelegene Murtörl, als bekannter Übergang vom Mur- ins Großarlal, diente Ch. EXNER (1971) als namensgebende Lokalität für die „Murtörlserie“, auf die der nun gebräuchliche Begriff Murtörl-Formation zurückgeht. Am Blatt Spittal a.d. Drau ist die Murtörl-Formation lediglich 10 bis 50 Meter mächtig. Sie bildet jedoch sehr regelmäßig die Basis der peripheren Schieferhülle und zwar vom N-Rand des Kartenblattes bis zum Reinitztal, also auf ca. 16 Kilometer streichender Länge. Sie besteht vorwiegend aus Schwarzphyllit und dunklem Albitblastenschiefer mit auffälliger Albitblastese. Die Albitblasten erreichen mehrere Millimeter Durchmesser. Biotit wurde im Stoder-Ostkamm und im Gmeineck-Südostgrat nachgewiesen (J. MEYER, 1977). Der Biotit ist als Querbiotit entwickelt und neben Albit- treten hier bereits Oligoklasblasten auf. Sowohl die Albit/Oligoklas- wie auch die Biotitblasten der dunklen Schiefer sind spätkinematisch im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen. Weiters sind Graphitquarzite und die Derivate von intermediären Vulkaniten in Form von Prasiniten und Chloritschiefern am Aufbau dieser Gesteins-Formation beteiligt (Ch. EXNER, 1971, 1980).

Typisch für die Metasedimente der Murtörl-Formation sind auch zyklische Wechsellagerungen zwischen dezimeterdicken, dunklen feldspat- und quarzreichen Schiefern und den zentimeterdünnen Schwarzphyllitlagen. Durch diese Wechsellagerungen und lokal beobachtbaren Gradierungen drängt sich die Vermutung einer alternativen Korrelation dieser Metasedimente mit unterkarbonen Flysch-Formationen förmlich auf. Da in der gesamten Murtörl-Formation keine granitischen oder aplitischen Intrusionen auftreten, vermutete EXNER hingegen, dass die Sedimentation der Protolithen erst nach der variszischen Intrusion der Zentralgneise erfolgt sei, vermutlich im Oberkarbon oder im Perm. Die Diskussion, ob es sich bei den Edukten der Murtörl-Formation um oberkarbone bis permische Sedimente oder um unterkarbone Flysche handelt, ist zurzeit noch nicht abgeschlossen. Eine stratigraphische Einstufung der Formation als jungpaläozoisch ist aber in beiden Fällen zulässig.

2.5.2. Plagioklasblastenschiefer und heller Granatglimmerschiefer, z.T. Staurolith führend, heller Chloritoidphyllit

Zwischen den Orten Mühlendorf und Lehndorf am Kartenblatt Spittal a.d. Drau befinden sich im südlichsten Teil der Peripheren Schieferhülle mehrere Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen von Plagioklasblastenschiefern und mineralreichen, hellen Glimmerschiefern. Diese Gesteine wurden von Ch. EXNER (1984) kartiert und näher petrographisch bearbeitet. Örtlich beobachtete der zuvor genannte Autor Übergänge und Wechsellagerungen jener speziellen Gesteine mit dem Schwarzschiefer und interpretierte sie deswegen „teilweise als Elemente der Bündnerschiefer-Gruppe“, welche von einer amphibolitfaziellen Metamorphose geprägt wurden. Andere Teile interpretierte er jedoch als „permische oder ältere paläozoische, tektonisch in die Bündnerschiefer eingeschuppte Gesteine“. EXNER erwähnt Oligoklasblasten führende Schiefer, Granatglimmerschiefer mit bis zwei Zentimeter großen Granaten, Staurolith- Granatglimmerschiefer sowie biotit- und feldspatfreie, helle Chloritoidphyllite mit über ein Zentimeter großen Granaten und Stilpnomelan.

2.5.3. Schrovín-Gruppe (Perm und Trias)

Unter der Bezeichnung Schrovín-Gruppe werden in den östlichen Hohen Tauern innerhalb der Peripheren Schieferhülle alle Metasedimente der Perm- und Trias-Zeit zusammengefasst. Ihr Name basiert auf der Publikation von Ch. EXNER (1971), der die „Schrovineinheit“ nach dem südwestlich von Fell im Zederhaustal gelegenen weithin sichtbaren Schrovínkopf benannte. Vergleicht man nun diese lithostratigraphische Gliederung mit jener, die in den mittleren Hohen Tauern und in den Zillertaler Alpen gebräuchlich ist, dann zeigt sich, dass die Schrovín-Gruppe folgende zwei Gesteinsformationen umfasst:

1. Wustkogel-Formation (nach G. FRASL [1958]; sie umfasst die siliziklastischen Metasedimente des Perms und der Untertrias.)
2. Seidlwinkl-Formation (nach H.P. CORNELIUS & E. CLAR [1939] bzw. G. FRASL & W. FRANK [1964, 1966]; sie umfasst die Kalkmarmor-, die Dolomitmarmor-, die Rauwacke- sowie die Gips und Quartenschiefer-Vorkommen der Mittel- und der Obertrias).

2.5.3.1. Wustkogel-Formation (Perm bis Untertrias)

Albitblastenschiefer, Arkosegneis bzw. Arkosequarzit und dünnplattiger, blaugrüner Quarzit (Perm und Untertrias)

Ch. EXNER (1990) parallelisierte den Perm- und den Untertriasanteil der Schrovín-Gruppe mit der Wustkogel-Formation. Diese Gesteinsformation wurde von G. FRASL (1958) nach dem 2507 m hohen Wustkogel benannt. Dieser eher unscheinbare Berg der Glocknergruppe befindet sich im Hintergrund des Seidlwinkltales nordöstlich des Hochtores. Sein Gipfelaufbau besteht fast zur Gänze aus den siliziklastischen Metasedimenten des Perms und der Untertrias.

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau bildet die Wustkogel-Formation einen bedeutenden Leithorizont und ist über eine weite Strecke, von der nördlichen Blattschnittgrenze bis zum Reinitzbachtal, immer im Hangenden der zuvor besprochenen Murtörl-Formation zu verfolgen. Lediglich westlich des Reinitzbachtales liegt sie unmittelbar auf Amphibolit des Storz-Komplexes. Ihre Mächtigkeit schwankt dabei von 6 bis 40 Meter, lokal im Bereich zwischen der Neuschitzer Wiesen und dem Südostgrat des Gmeinecks erreicht sie durch tektonische Anschoppung bis zu maximal 500 Meter Mächtigkeit. Weitere Vorkommen von Perm- und Untertriassgesteinen findet man in zahlreichen kleinen tektonischen Schuppen einerseits in den Bündnerschiefern zwischen Burgstall und Plankogel und andererseits an der Basis der Kolm-Decke.

Die Albitblastenschiefer sind helle, grünliche bis grünlich graue, stets deutlich geschieferte Gesteine, deren Edukte Arkosen waren. Die ihren Namen bestimmenden Albitblasten sind durchschnittlich zwischen 2 und 4 mm, maximal 6 mm groß. Sie enthalten meist reichlich Phengit, der für die grünlichen Farben verantwortlich ist. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Serizit. Daneben können bereichsweise Biotit und Chlorit beobachtet werden. Akzessorien sind Kalzit, Apatit, Titanit, Zirkon, Turmalin, Hämatit und Opakes. Lokal führen die Albitblastenschiefer auch größere Mengen von Chloritoid.

Recht häufig treten auch Phengit führende Arkosegneise und Arkosequarzite auf. Es handelt sich um weiß-grünlich gesprenkelte, plattige bis grob gebankte Gesteine. Sie sind durchwegs quarzreicher und schichtsilikatärmer als die zuvor beschriebenen Albitblastenschiefer. Zudem enthalten sie massenhaft reliktsche Kalifeldspate.

Die dichten, relativ feinkörnigen, blaugrünen, dünnplattigen Quarzite werden von Ch. EXNER (1980) mit dem Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern verglichen. Sie repräsentieren den Untertriasanteil dieser Gesteinsformation. Manchmal führen sie auch Gerölle, wie EXNER im entlang der Maltabergstraße aufgenommenen Profil (Abb. 3) beobachtete. Vereinzelt treten auch dezimeterdünne Lagen von Graphitquarzit und Schürflinge von Augengneis und Prasinit im Verband mit der Wustkogel-Formation auf.

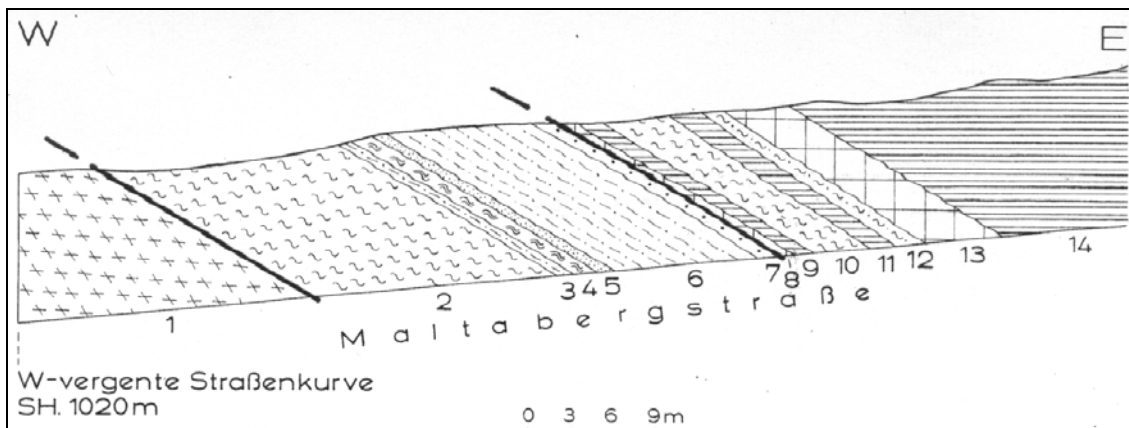


Abb. 3: Profil durch die basalen Teile der peripheren Schieferhülle längs der Maltabergstraße. Sockel des Maltaberges, Sh. 1020 bis 1030 m (nach Ch. EXNER [1980]; tektonische Grenzen ergänzt). Storz-Decke: 1 = Kareck-Komplex: Migmatitgneis, Aplitgneis und Prasinit. Murtörl- und Schrovín-Schuppen: 2 = Murtörl-Formation: Schwarzschiefer (10 m); 3 bis 7 = Schrovín-Gruppe: 3 = Heller Albitblastenschiefer (0,3 m); 4 = Weißschiefer (Serizit-Quarzschiefer, 1 m); 5 = Graphitquarzit (0,15 m); 6 = Heller Albitblastenschiefer (6 m); 7 = Geröllquarzit (Lantschfeldquarzit) 0,2 m. Glockner-Decke: 8 = Chloritschiefer und Grünschiefer (0,4 m); 9 = Kalkschiefer (1,5 m); 10 = Schwarzschiefer (3,5 m); 11 = Kalkschiefer (0,2 m); 12 = Chlorit-Serizitschiefer (0,15 m); 13 = Grünschiefer (3,5 m); 14 = Kalkschiefer mit Lagen von Schwarzschiefer und Chlorit-Serizitschiefer.

2.5.3.2. Seidlwinkl-Formation (Mitteltrias bis Obertrias) – Rauwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor

Vollständige Profile der aus flachmarinen Kalken, Dolomiten und Evaporiten hervorgegangen Seidlwinkl-Formation findet man im oberen Seidlwinkltal in den mittleren Hohen Tauern. G. FRASL & W. FRANK (1964) geben das Normalprofil der Karbonatgesteine der „Seidlwinkltrias“ wie folgt an: Über dem plattigen, hellgrünen Quarzit der Untertrias (oberster Teil der Wustkogel-Formation) folgt ein relativ mächtiger, massiger, weiß-gelblicher, zuckerkörniger Kalkmarmor (Mitteltrias), der in seinem basalen Teil dünne, recht charakteristische Phyllitflatschen führt. Dünne Lagen von Bänderdolomit sowie von Dolomitschlierenkalk und mächtiger gelblicher Glimmerdolomit schließen die Mitteltriasschichtfolge ab. Rauwacke mit Gips und eine oberste graue Dolomitlage werden ins (?Karnium) gestellt. Die höhere Obertrias ist nicht mehr karbonatisch entwickelt, sondern durch Abkömmlinge von ehemals tonig-, schluffig-, sandigen Sedimentgesteinen („Quartenschiefer“, hellgraue Chloritoidphyllite, und helle, karbonatfreie, massige Quarzite) vertreten. Fossilfunde aus den mittleren Hohen Tauern (Dietersbachtal: *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) [H. BOROWICKA, 1966, Beschreibung in A. TOLLMANN, 1977]) und den Zillertaler Alpen (Bereich Penken – Gschößwand: Gastropodenschalen [E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962] und Kalkwandstange: Crinoidenstielglieder [W. FRISCH, 1975]) sichern die zuvor erläuterte stratigraphische Einstufung der Karbonatgesteine gut ab.

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau treten Rauwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor der Seidlwinkl-Formation nur in der Form weniger Meter mächtiger, tektonischer Schollen auf. Es handelt sich einerseits um die letzten Ausläufer der Rote-Wand-Modereck-Decke, die nahe dem Taborgraben gefunden wurden (Ch. EXNER, 1984). Im anderen Fall markieren die Schollen der Seidlwinkl-Formation gemeinsam mit der Wustkogel-Formation als wichtige tektonische Leitgesteine innerhalb der Peripheren Schieferhülle die Basis der Kolm-Decke.

2.5.4. Bündnerschiefer-Gruppe (Jura und Kreide)

Der Name Bündnerschiefer weist schon auf die weitgehende Ähnlichkeit jener Gesteine mit den Schiefen des schweizerischen Graubündens hin, deren Alter (Jura bis Alttertiär) in den West- und Zentralalpen durch zahlreiche Fossilien bestens bestimmt wurde. Spärliche Fossilfunde in den nur durch niedrig temperierte Grünschieferfazies überprägten Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernnordrandes bestätigten jedenfalls ein Oberjura- bis Unterkreide-Alter. So machten J. KLEBERGER et al. (1981) den Fund eines *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (PET.) aus Kalkschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe bekannt (Drei Brüder – Nordflanke zwischen Fuschertal und Wolfbachtal, im Bereich der Blattschnittgrenze der Kartenblätter 124 Saalfelden und 154 Rauris). Weiters gelang es E. REITZ et al. (1990), durch Pteridophytensporen den Nachweis von Unterkreide in den Fuscher Phylliten (Gebiet zwischen Spatalm und Penkkopf nordöstlich Großarl; am Südteil des Kartenblattes 125 Bischofshofen) zu erbringen. M. LEMOINE (2003) hält es, gestützt auf lithostratigraphische Parallelisierungen, für sehr wahrscheinlich, dass auch höhere Unterkreide und Oberkreide am Aufbau der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernfensters beteiligt waren.

Am aktuellen Kartenblatt wurden der Kalkglimmerschiefer, der Grünschiefer und der Amphibolit sowie der größte Teil des dunklen Phyllits von Ch. EXNER (1983) „Glocknerserie“ (= Glocknerfazies im Sinne von G. FRASL & W. FRANK [1966]) genannt. Es sind dies jene Teile der Bündnerschiefer-Gruppe, die das Glockner-Deckensystem aufbauen.

2.5.4.1. Dolomitbrekzie (Taborgraben; ? „Dogger“)

Die in Abb. 4 dargestellte 4 Meter mächtige Dolomitbrekzie tritt am aktuellen Kartenblatt nur in einem Bereich innerhalb der Peripheren Schieferhülle auf. Die Aufschlüsse befinden sich im unteren Teil des Taborgrabens genau östlich von Mühldorf. Die Dolomitbrekzie bildet hier einen tektonisch stark reduzierten Verband mit anderen Gesteinen der Rote-Wand-Modereck-Decke (Ch. EXNER, 1984). Lithologisch handelt es sich um eine Feinbrekzie mit Komponenten aus Dolomit und nicht näher identifizierten Feldspat führenden Gesteinsklasten. Die Matrix besteht aus Dolomit, Quarz, Hellglimmer und untergeordnet Opakem. Genetisch könnte es sich um eine im Synrift-Stadium abgelagerte Bildung, also um einen relativ älteren (? „Dogger“) Teil der Bündnerschiefer-Gruppe handeln.

2.5.4.2. Grünschiefer, Amphibolit (Unterkreide)

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau treten die Grünschiefer als mächtige, im Streichen weithin verfolgbare Gesteinszüge, meist im Verband mit den Kalkglimmerschiefern auf. Lithologisch können sie als kräftig grüne bis gelblichgrüne, üblicherweise sehr zähe Gesteine beschrieben werden. Bemerkenswert ist ein im Handstück oder im Aufschlussbereich deutlich erkennbarer hoher Epidotgehalt, der sowohl gleichmäßig verteilt im Gestein (gelblich grüne Farbe) auftritt, als auch oftmals in leuchtenden Adern und Schlieren vorkommt. Albit ist mit freiem Auge nicht einwandfrei erkennbar, zumal er durch die zahlreichen Einschlüsse oft grün gefärbt ist. Biotit ist verbreitet und tritt z.T. in bemerkenswerten Gehalten auf. Geringfügig ist auch Karbonat in dünnen Lagen vorhanden. Der am aktuellen Kartenblatt auftretende Grünschiefer ist ein regionalmetamorphes Gestein folgender Zusammensetzung: Als Hauptgemengteile sind Albit, Minerale der Epidotreihe Klinozoisit-Pistazit, Chlorit und aktinolithische Hornblende zu nennen. Daneben treten noch Quarz, Biotit, Muskovit, Karbonat, Titanit, Apatit und Erz in wechselnden Prozentsätzen in Erscheinung. Amphibolit, der zumindest Oligoklas führt, wird von Ch. EXNER (1984) vom Bergrücken des Plankogels aus den südlichen Teilen der Peripheren Schieferhülle beschrieben. Jener wurde von einer deutlich höheren Regionalmetamorphose (oberste Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies) überprägt als die weiter östlich und nördlich gelegene Hauptmasse der Metabasite.

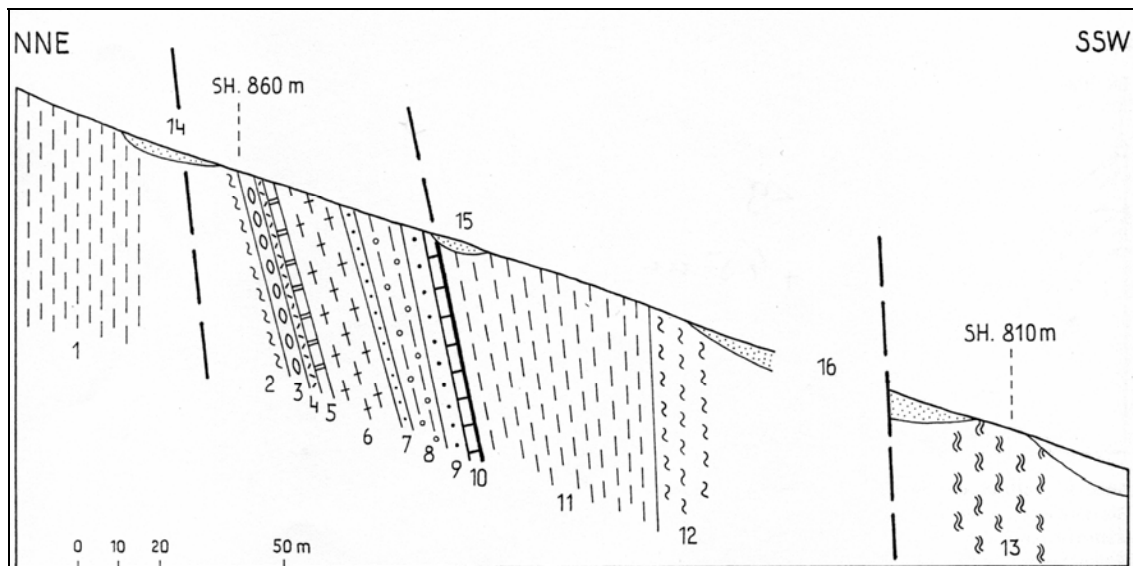


Abb. 4: Profil durch die Rote-Wand-Modereck-Decke im Taborgraben (nach Ch. EXNER [1984]; tektonische Grenzen ergänzt).

Glockner-Decke: 1 = Kalkschiefer (400 m mächtig).

Rote-Wand-Modereck-Decke: 2 = Schwarzschiefer (3 m); 3 = Dolomimbrekzie (4 m); 4 = Rauwacke (0,2 m); 5 = farbloser Kalkmarmor (1,5 m); 6 = feinkörniger Mikroklinaugengneis (15 m); 7 = Quarzit (4 m); 8 = Plagioklasblastenschiefer (10 m); 9 = Lantschfeldquarzit (5 m); 10 = farbloser Dolomit (2 m).

Glockner-Decke: 11 = Kalkschiefer (40 m); 12 = Schwarzschiefer (15 m).

Katschbergzone: 13 = Quarzphyllit.

Moräne und Gehängeschutt: 14 = 20 m lange Strecke; 15 = 10 m lange Strecke; 16 = 100 m lange Strecke.

Manche Grünschiefer zeigen eine auffällige, über mehrere Zehnermeter Mächtigkeit anhaltende, feinlagige (im mm- bis cm-Bereich sichtbare) Bänderung. Diese kann mehr oder minder deutlich gefaltet sein. Die Bänderung wird vielfach als Hinweis für tuffogene oder tuffitische Edukte interpretiert. Diese aus gering mächtigen Tuffen und Tuffiten hervorgegangenen Metabasite sind ihrerseits mit homogenen sicherlich aus metamorphen Basaltlaven entstandenen Grünschiefern verbunden.

2.5.4.3. **Kalkglimmerschiefer (Glimmermarmor und Kalkschiefer mit vereinzelt dünnen Lagen von dunklem Phyllit), untergeordnet Karbonatquarzit (Kreide)**

Der Gepflogenheit der meisten Tauerngeologen folgend wird die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer als gesteinskundlich zusammenfassender Kartierungsbegriff für die Glimmermarmore und Kalkschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe verwendet. Diese Gesteine bauen am Kartenblatt Spittal a.d. Drau einen recht großen Teil der Peripheren Schieferhülle auf. An der Oberfläche von den sandig angewitterten Felspartien der Kalkglimmerschiefer finden sich meist lichtbraune Farbtöne mit z.T. leicht gelblichem Anflug. Im frischen Bruch dominieren stets grauweiße bis graublauere Farben. Die Kalkglimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Kalzit, Glimmer (Phengit, Paragonit und Margarit) und Quarz, die in sehr variablen Prozentsätzen hier den Glimmermarmor und dort den Kalkschiefer aufbauen. In einigen Bereichen sind Phlogopit, Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen) und Dolomit weitere Bestandteile dieser aus kalkigen und mergeligen Sedimenten hervorgegangenen Gesteine. Wo Feldspat im Kalkglimmer-

schiefer vorhanden ist, handelt es sich abhängig von der metamorphen Überprägung um Albit- oder Oligoklasblasten. Die Letztgenannten besitzen z.T. Andesinkerne, wie Ch. EXNER (1984) in den südlichen Teilen der Peripheren Schieferhülle am orographisch linken Hang des Möll- und des Drautaales zwischen den Ortschaften Mühldorf und Lehdorf beobachtete. Ferner sind graphitische Substanz, Titanit, Rutil, Turmalin, Zoisit und Opakes unter dem Mikroskop zu erkennen.

Die Glimmermarmorzüge innerhalb der Kalkglimmerschiefer gliedern sich im Aufschlussbereich in Bänke und Platten. Der Glimmer tritt zumeist in Einzelblättchen mit 2 bis 5 mm Durchmesser im gleichmäßig körnigen Kalzitgewebe auf. Der gesamte Glimmergehalt (Hellglimmer, Phengit und Phlogopit) liegt im Glimmermarmor meist unter 10%. Weit verbreitet ist eine rhythmische Bänderung im Zentimeter- bis Dezimeter- und/oder im Meter-Bereich. Sie beruht auf geringen Unterschieden in der Pigment-, in der Glimmer- und in der Quarzführung, verursacht von primär sedimentär angelegten, stofflichen Variationen.

Der Kalkschiefer ist mit dem Glimmermarmor durch kontinuierliche Übergänge verbunden. Der Hellglimmergehalt wie auch der Quarzgehalt ist deutlich höher als bei dem zuvor beschriebenen Gestein. Im Regelfall sind zusammenhängende Glimmerhäute oder dünne Glimmerlagen ausgebildet, die auch stärker pigmentiert sind als die Karbonatzwischenmassen. Somit liegt ein gut spaltendes, dünnplattiges Kalkgestein mit erheblichem Glimmergehalt vor. Vielfach sind auch flachlinsige Gefüge entwickelt. Dünne Lagen (nur einige Dezimeter bis maximal wenige Meter messende Horizonte) von dunklem, Kalk führendem und kalkfreiem Phyllit wurden dem Kalkglimmerschiefer zugerechnet. Mächtigere Züge dunkler Phyllite wurden in der geologischen Karte mit eigener Signatur dargestellt (siehe nachfolgende Beschreibung „dunkler Phyllit“).

Geht der Karbonatgehalt im Kalkglimmerschiefer stark zurück, dann liegen Karbonatquarzite und bei entsprechender Metamorphose auch Granat-Muskovitschiefer vor. Nur wenige Dezimeter bis maximal einige Meter mächtige Lagen dieser Lithologien treten in den Kalkglimmerschiefern des gegenständlichen Kartenblattes auf. Sie konnten aus Maßstabsgründen verständlicherweise nicht dargestellt werden.

2.5.4.4. Dunkler Phyllit, untergeordnet Schwarzschiefer und chloritreiche Phyllite (Kreide)

In den Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe sind vielfach dunkle Phyllite bzw. Granat, Biotit und Oligoklasblasten führende Schwarzschiefer eingeschaltet, die durch grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose aus schwarzen Tonen entstanden sind. Die dunklen Phyllite treten häufig in enger Wechsellagerung mit Kalkschiefern auf bzw. zeigen kontinuierliche Übergänge in diese. Dünne Lagen der dunklen Phyllite wurden von den Kalkschiefern nicht abgetrennt bzw. in die Signatur der Kalkglimmerschiefer subsumiert. Mächtigere, mehrere Zehnermeter messende und in Streichrichtung über etliche Hundert Meter verfolgbare Züge der dunklen, phyllitischen Bündnerschiefer wurden in der geologischen Karte dargestellt. Lithologisch handelt es sich hauptsächlich um dunkelgraue, feinblättrige Phyllite, die verbreitet kalkfrei z.T. aber auch kalkarm sind. Unter dem Mikroskop erkennt man feinkörnige quarzreiche Lagen, die mit breiten Lagen aus Serizit-Muskovitgewebe z.T. mit eingelagertem Chlorit wechseln. Weiters sind Albit und \pm Kalzit sowie Opakes und akzessorisch Turmalin zu bestimmen. Die bereits einleitend erwähnten mineralreichen Schwarzschiefer mit Granat (bis 8 mm), Biotit und Oligoklasblasten beobachtete Ch. EXNER (1984) nahe dem Mühldorfertal. Die alpidische Metamorphose war im südlichen Teil der Peripheren Schieferhülle am orographisch linken Hang des Mölltales und des Drautaales intensiver als im weiter nordöstlich zwischen dem Reinhitzbach und (dem Ort) Malta gelegenen Teil.

Helle, zumeist grünliche chloritreiche Phyllite beschreibt J. MEYER (1977) aus dem Bereich Neuschitz – Sparberkopf. Sie zeigen ebenfalls wie die zuvor beschriebenen dunklen Phyllite fließende Übergänge in Kalkschiefer, bestehen hauptsächlich aus Chlorit, Serizit und Quarz und wurden mit den übrigen phyllitischen Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe in der geologischen Karte dargestellt.

2.6. Schuppen der Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unterostalpinen Schollen (Bereich Torscharte und Ebenwald)

Wie in der Matreier Zone und in der Nordrahmenzone gibt es auch am Ostrand des Tauernfensters serpentinierte Ultrabazitkörper. Sie liegen tektonisch über der Peripheren Schieferhülle, stellenweise im Verband mit dunklem Phyllit der Bündnerschiefer-Gruppe (Fuscher Phyllit), stellenweise auch verschuppt mit unterostalpinen (Perm und Trias) Gesteinen. Sie wurden bislang (Ch. EXNER, 1980) zur Katschbergzone gerechnet. Diese Serpentinite spielen in plattentektonischen Überlegungen, die zur tektonischen Gliederung des aktuellen Kartenblattes Spittal a.d. Drau angestellt wurden, eine wichtige Rolle. Deshalb werden jene nun von der unterostalpinen Katschbergzone getrennt und als tektonisch stark reduzierte Schuppen der Nordrahmenzone zum Penninikum des Tauernfensters gestellt. Sie treten südlich der Torscharte unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze des gegenständlichen Kartenblattes und im Bereich Ebenwald westlich von Gmünd auf.

2.6.1. Perm- und Trias-Schollen Alpiner Verrucano (Perm), Lantschfeldquarzit („Skythium“), Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor (Anisium)

Dünne Lagen und Schollen von Gesteinen des Alpiner Verrucano, des Lantschfeldquarzits sowie von Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor treten im engen, tektonisch stark reduzierten Verband mit Serpentiniten innerhalb der Nordrahmenzone auf. Es handelt sich um winzige Fragmente der Unterostalpinen Radstädter Tauern, die eine Melange mit penninischen Serpentiniten und dunklen Phylliten der Bündnerschiefer bilden.

Graue bis grünlichgraue Albitblastenschiefer, helle Arkosegneise und graue, z.T. leicht grauviolette Serizit-Quarzschiefer und grünliche Serizit-Chloritphyllite bilden den maximal 20 Meter mächtigen Alpiner Verrucano (Perm) im Bereich Dornbach – Ebenwald.

Der dichte, relativ feinkörnige, blassgrüne, dünnplattige Lantschfeldquarzit (Untertrias) ist meist nur einige wenige Meter mächtig, in Ausnahmefällen erreicht er maximal 10 Meter Mächtigkeit. Im Bereich Dornbach – Ebenwald ist er eng mit dem Alpiner Verrucano verknüpft. Im Bereich südlich der Torscharte bildet er die Basis der Nordrahmenzone.

Das größte und einzige in der aktuellen geologischen Karte verzeichnete Vorkommen der gelbbraun verwitternden Rauwacke befindet sich am Ostabhang des Ebenwaldes zum Radlbach hin. Hier erreicht die Rauwacke auch ihre größte Mächtigkeit von maximal 10 Metern und führt auffällig giftig grün gefärbten Chromglimmer (Fuchsit), was angesichts des nahen, im Hangenden lagernden Serpentinits leicht zu erklären ist. Der weiße bzw. grau gebänderte, zuckerkörnige Kalkmarmor und der blonde Dolomit sind neben der Rauwacke jene Gesteine, deren Alter mit Mitteltrias angenommen wird. Die angetroffenen Kalkmarmore sind durchwegs nur recht gering mächtig. Die schroffen Felswände der Dolomitscholle von Dornbach sind hingegen bereits vom Maltatal aus leicht zu erkennen. Jene bildet eine Dolomitsynklinale im Lantschfeldquarzit, fällt klippenförmig steil nach Osten ein und ist mit einer Mächtigkeit von rund 60 Metern die größte des ganzen Gebietes.

2.6.2. Serpentinit, Ultrabasit

Zwei Vorkommen ultrabasischer Gesteine sind für die Definition einer eigenständigen Nordrahmenzone und deren Abtrennung von der Katschbergzone im Bereich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau recht bedeutsam. Es sind dies ein südlich der Torscharte, unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze gelegener Serpentinitspan und der westlich von Gmünd ausgehende, stark serpentinierte Ultrabasitkörper des Ebenwalds. Um den winzigen Ausläufer des Serpentinit der Torscharte in der aktuellen geologischen Karte in lesbarer Form darstellen zu können, musste seine tatsächliche Größe graphisch stark übertrieben werden. Das von Ch. EXNER (1980) südlich der Torscharte aufgenommene Profil (Abb. 5) zeigt diesen dünnen, stark verquetschten Serpentinit und enthält Angaben über seine wahren Dimensionen. Der wesentlich größere, stark serpentinierte Ultrabasitkörper des Ebenwaldes ist 50 bis 80 Meter mächtig und nimmt ein Areal von rund 2,5 km² ein. Er erstreckt sich von der Südseite des Maltatals über den Ebenwald ins Radlbachtal, keilt aber rund einen Kilometer nördlich des Radlbaches aus. Er stellt einen der größten Serpentinitkörper des gesamten Tauernfensterrahmens dar (Ch. EXNER, 1980). Die Aufschlussverhältnisse im Bereich des Ebenwalds sind allerdings infolge von Hanggleitmassen, kleinen Bergstürzen, Moränenbedeckung und dichter Vegetation meist schlecht und lediglich entlang der zahlreichen Forststraßen sowie in den Gräben westlich von Brochendorf einigermaßen ansprechend.

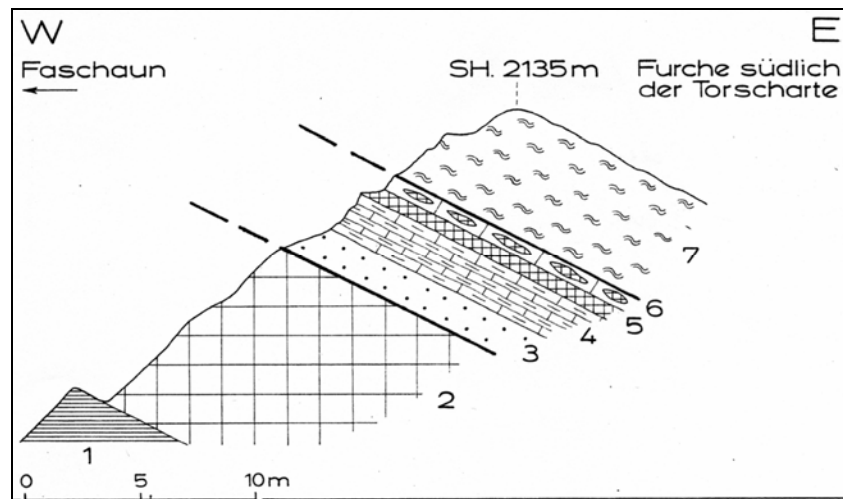


Abb. 5: Profil durch die Nordrahmenzone südlich der Torscharte (nach Ch. EXNER [1980]; tektonische Grenzen ergänzt)

Glockner-Decke: 1 = Kalkschiefer. 2 = Grünschiefer (10 m mächtig).

Nordrahmenzone mit unterostalpinen Schollen: 3 = Dünnlager gefalteter Quarzit (1,5 m); 4 = Kalkmarmor (2 m), verfaltet mit Chloritschiefer; 5 = Serpentinit (0,2 m); 6 = Kalkmarmor (0,3 m) mit boudinierter Serpentinitlage. Die Serpentinitlinsen in diesem tektonischen Mischgestein sind 7 cm lang und 2 cm dick.

Katschbergzone: 7 = Katschberg-Quarzphyllit mit schwarzem Mylonit.

Ch. EXNER (1980) nennt zwei bereits im Handstück unterscheidbare Varietäten. Einen dunkelgrünen, feinkörnigen Antigorit-Serpentinit mit bis 5 mm großen schwarzen Einsprengungen, die freisichtig erkennbare Spaltflächen aufweisen. Neben den schwarzen Einsprengungen enthält jener auch zahlreiche farblose Flecken von 1 bis 8 mm Durchmesser. Es handelt sich um Klinopyroxen-Amphibol-Chlorit-Antigorit führenden Ultrabasit. Der Klinopyroxen ist teils

noch erhalten, teils entlang der Spaltrisse von Antigorit durchsetzt. Teilweise sind auch nur mehr Pseudomorphosen nach Pyroxen mit Längung der Antigoritblättchen in Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens zu erkennen. Ferner lassen langsäulige, farblose, leicht bräunlich bestäubte Amphibole und kleinblättriger Antigorit noch Formrelikte von ursprünglichen Pyroxenen (eventuell Orthopyroxenen) erahnen. Weitere Bestandteile sind Chlorit und Opakes sowie untergeordnet Titanit und Klufschrysothil. Die andere Ultrabazitvarietät ist ein grüner, feinkörniger, einsprenglingsfreier Serpentin, der hauptsächlich nur aus kleinblättrigem, teils regellos situiertem, teils gitterförmig geordnetem Antigorit besteht. Umrisse von Pseudomorphosen sind nicht erkennbar (wahrscheinlich ein ehemaliger Olivinfels). Ferner: Opakes, Talk und Klufschrysothil. Mit Asbest gefüllte Klüfte findet man an vielen Stellen des Ultrabazitkörpers.

2.6.3. Dunkler Phyllit

Das einzige Vorkommen dieses Gesteins am Kartenblatt Spittal a.d. Drau, das tektonisch zu den Schuppen der Nordrahmenzone gerechnet wird, ist eine dünne 6 bis 20 Meter mächtige Lage, die vom Bereich Dornbach bis ins Radlbachtal verfolgt werden kann. Der nur schwach metamorphe, dunkelgraue, feinschichtige Phyllit ist verbreitet kalkarm, kann aber z.T. auch kalkfrei ausgebildet sein. Er weist deutliche lithologische Ähnlichkeiten mit den dunklen Phylliten innerhalb der Peripheren Schieferhülle, aber auch mit den Fuscher Phylliten des Tauern-Nordrandes auf. Entlang der Basis, der schon eingangs erwähnten Lage dunklen Phyllits, wird im Bereich Ebenwald die Nordrahmenzone von den Kalkglimmerschiefern des Glockner-Deckensystems abgetrennt.

3. Literatur

- ANGEL, F. (1939): Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle. – Fortschr. Miner., Kristallogr. u. Petr., 23, 5–24, Berlin.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1942): Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1 : 50.000. – Freytag & Berndt, Wien.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., 13, 112 S., 4 Abb., 10 Prof.-Taf., zahlr. Tab., 1 geol. Kt., Innsbruck.
- BECKE, F. (1908): Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 117, Abt. I, 371–404, Wien.
- BOROWICKA, H. (1966): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomit-Kalkmarmorzuges zwischen Dietersbach- und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). – Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Wien, 5 S., 11 Abb., 18 Taf., 1 geol. Kt., Wien.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – Contrib. Mineral. Petrol., 77, 262–266, Berlin.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., 114, 121–272, 63 Fig., Beil. 7–10, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25 000. – Geol. B.-A., 34 S., 1 Abb., Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsst. f. Bodenforsch., 25, 1–305, mit Karte, Wien.
- DEMMER, W. (1967): Vereinfachtes geologisches Profil des Gößstollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. – In: MAGNET, E.: Der Gößstollen der Österr. Draukraftwerke AG., „Der Bauingenieur“, 42, H. 11, 408–412, Berlin.
- EXNER, Ch. (1939a): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 240 S., 1 Beil.-Bd. (28 Fig., 94 Abb., geol. Kt. 1 : 25.000), Wien.

- EXNER, Ch. (1939b): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 89, 285–314, Taf. 7–8, Wien.
- EXNER, Ch. (1940): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1, 241–306, 14 Abb., Taf. 4–9, 1 Kt., Wien.
- EXNER, Ch. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., 97, H. 1, 17–37, Tafel I–III, Wien.
- EXNER, Ch. (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. – Jb. Geol. B.-A., 105, 273–286, 2 Abb., Tafel 19, Wien.
- EXNER, Ch. (1971a): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1971b): Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1971, H. 4, 28–30, Wien.
- EXNER, Ch. (1972): Aufnahmen 1971 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, H. 3, 30–31, Wien.
- EXNER, Ch. (1979): Zur Geologie der Ankogel- ochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte. – Alpenver. Jb., Jg. 1979, 5–15, Innsbruck.
- EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., 123, 343–410, 10 Abb., Beil. 5–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 125, 51–154, 22 Abb., Beilage 7, Wien.
- EXNER, Ch. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, 41–74, Beil.: Geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- EXNER, Ch. (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., 127, 349–367, 9 Abb., Wien.
- EXNER, Ch. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., 132, 7–103, 34 Abb., 1 Tab., Wien.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 36, 1–38, 3 Abb., geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101, 323–472, 1 Taf., 4 Abb., Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1964): Mittlere Hohe Tauern (Exkursionsführer). – Mitt. österr. geol. Ges., 57, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sonderh. 15, 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Heidelberg.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1974, H. 2–3, 201–221, Wien.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 675–696.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – In: P. FAUPL & H.W. FLÜGEL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 16–33, 7 Fig., 4 Tab., (Deuticke) Wien.
- HÖFER, C.G. & TICHY, G. (2005): Fossilfunde aus dem Silbereckmarmor des Silberecks, Hafnergruppe (Hohe Tauern, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 47, 145–158, Wien.
- HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 217 S., 72 Abb., 21 Tab., 3 Beil., Salzburg.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitt. österr. geol. Ges., 81 (1988), 5–31, 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: zirkontypologische und geochemische Charakteristik. – Mitt. österr. geol. Ges., 82 (1990), 19–44, 11 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau, Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 275–288, 2 Taf., 1 Tab., 3 Abb., Innsbruck.

- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Das Unterostalpin des Penken-Gschöbzwandzuges in Tirol. – Mitt. österr. geol. Ges., 54 (1961), 201–227, Taf. 1–5, Wien.
- KOLLER, F. & PESTAL, G. (2003): Die ligurischen Ophiolithe der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – Arbeitstagung Geol. B.-A. (2003 „Brenner“), 65–77, 9 Abb., Wien.
- LEMOINE, M. (2003): Schistes lustrés from Corsica to Hungary: back to the original sediments and tentative dating of partly azoic metasediments. – Bull. Soc. Geol. Fr. 174 (2003), 3, 197–209, 17 Abb.
- MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 257 S., 67 Abb., 23 Tab., 2 Taf., 3 Beil., Salzburg.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – Lithos, 65, 69–112.
- MEYER, J. (1977): Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unveröff. Diss. Form. und Naturw. Fak. Univ. Wien, 138 S., 50 Abb., 16 Tab., 6 Beil., Wien.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, I. – Birkhäuser, 540 S., Basel.
- RATSCHBACHER, L., DINGELDEY, Ch., MILLER, Ch., HACKER, B.R. & McWILLIAMS, M.O. (2005): Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology. – Tektonophysics, 394, 155–170.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, Ch. (1990): Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., 133, 611–618, 1 Abb., 2 Tafeln, Wien.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, 52 (N.F. 82), 272 S., 70 Abb., 1 tekt. Kt., Bern.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks: Final Report of an Inquiry. – N. Jb. Miner. Abh., 107, 2+3, 144–240, Stuttgart.
- STRECKEISEN, A. (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks: Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh., 1973/4, 149–164, Stuttgart.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. – Bull. Soc. geol. France, 3, 1903, 711–765, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Abb. 77–81, (Springer) Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. – xiv+766 S., 200 Abb., 25 Tab. (Deuticke) Wien.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps). – Evidence from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and petrological investigations. – Contrib. Miner. Petrol., 117, 175–186.