

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50000

# ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

## 156 MUHR

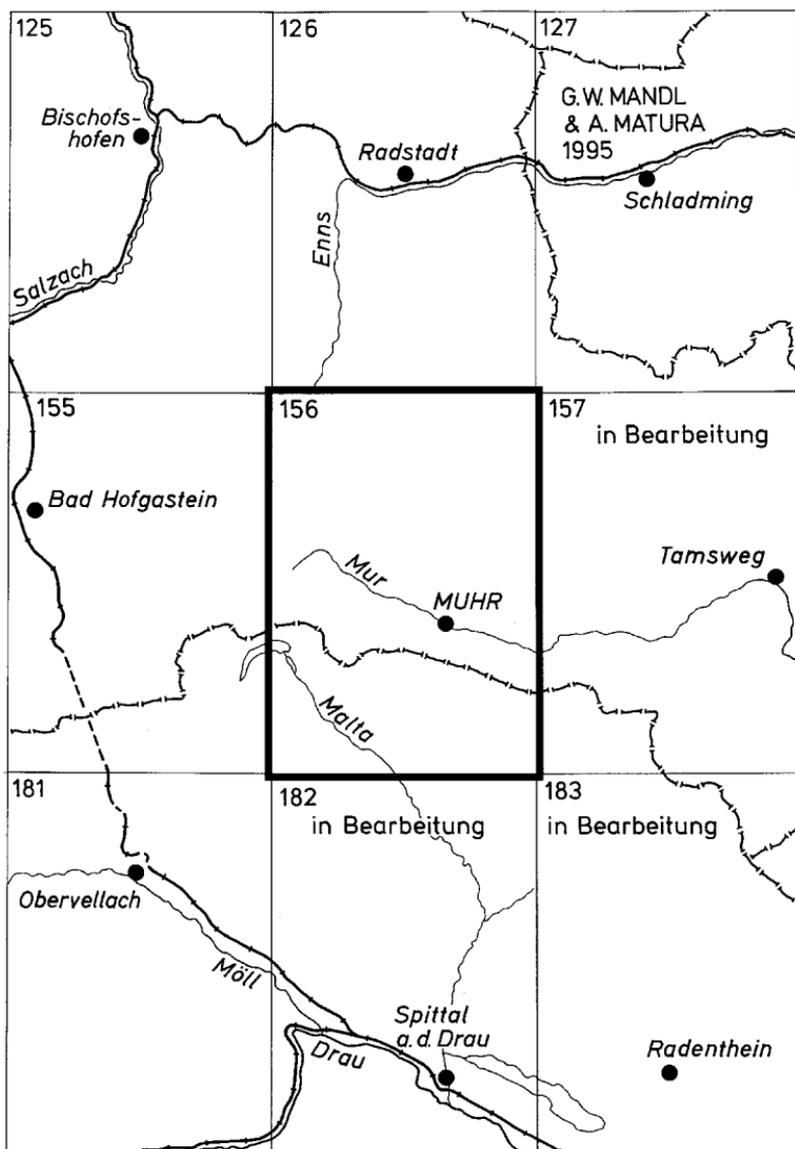
VON HERMANN HÄUSLER  
mit Beiträgen von DIETER BECHTOLD (Baugeologie),  
HERMANN BRANDECKER (Hydrogeologie, Baugeologie),  
WOLFGANG DEMMER (Baugeologie)  
und HERBERT HEINZ (Aeromagnetik)

Mit 10 Abbildungen und 1 Tafel



Wien 1995

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:  
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23



Blatt 156 Muhr  
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1994)

Anschriften der Verfasser:

Dr. DIETER BECHTOLD, Viehtalerstraße 16, A-5020 Salzburg  
Dr. HERMANN BRANDECKER, A. Breitnerstraße 1, A-5020 Salzburg  
Dr. WOLFGANG DEMMER, Hovengasse 6, A-2100 Korneuburg  
Ass.-Prof. Univ.-Doz. Dr. HERMANN HAUSLER, Institut für Geologie,  
Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-93-1

Redaktion: ALOIS MATURA

Satz: Geologische Bundesanstalt  
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, A-3580 Horn

Herrn

Univ.-Prof. Dr. CHRISTOF EXNER

zum 80. Geburtstag gewidmet

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort .....	4
1. Erforschungsgeschichte .....	5
2. Geographisch-geomorphologischer Überblick .....	6
3. Gesteinsarten .....	9
3.1. Penninikum .....	9
3.1.1. Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern .....	9
3.1.2. Zentralgneis .....	12
3.1.3. Zentrale Schieferhülle .....	14
3.1.4. Silbereckserie .....	14
3.1.5. Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern .....	17
3.1.6. Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unterostalpinen Schollen .....	21
3.2. Unterostalpin .....	23
3.3. Mittelostalpin Altkristallin .....	30
3.4. Quartär .....	31
4. Geologischer Bau .....	33
4.1. Penninikum .....	34
4.2. Unterostalpin .....	37
4.3. Altkristallin .....	37
5. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe .....	38
6. Baugeologische Erfahrungen .....	41
6.1. Tauernautobahn (H. BRANDECKER) .....	41
6.2. SAFE-Kraftwerk Zederhaus-Riedingtal (D. BECHTOLD, H. BRANDECKER) .....	42
6.3. SAFE-Kraftwerksgruppe Hintermuhr/Rotguldensee (D. BECHTOLD, H. BRANDECKER) .....	42
6.4. Kraftwerksgruppe Malta (W. DEMMER) .....	43
7. Hydrogeologie (H. BRANDECKER) .....	43
8. Aeromagnetik (H. HEINZ) .....	45
9. Empfehlenswerte Exkursionen .....	47
10. Literatur .....	50

## Vorwort

Das Kartenblatt 156 Muhr ist seit der Entdeckung des Tauernfensters durch P. TERMIER (1904) und seit den Arbeiten von L. KOBER (1912–1927) am Nordostrand des Tauernfensters klassisches Arbeitsgebiet für den Beleg des Deckenbaus in den Ostalpen. Die Position des Unterostalpins der Radstädter Tauern über den nachtriadischen mesozoischen Bündnerschiefererien der Tauernschieferhülle und unter dem steirischen Altkristallin hat wesentlich zur Erfassung und zur Anerkennung des Tauernfensters beigetragen (A. TOLLMANN, 1977, S. 104). Die Geologie des Kartenblattes wurde in der Nachkriegszeit vornehmlich von Vertretern der „Wiener Schule“ neu aufgenommen und bearbeitet. Nachdem der Großteil des Kartenblattes im Maßstab 1 : 25000 in den Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs erschienen ist (Ch. EXNER, 1983b) wurde vom Autor im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt mit der Kompilation der Manuskriptkarten 1 : 10000 von A. TOLLMANN und W. DEMMER und der gedruckten Karte 1 : 25000 von Ch. EXNER zu der geologischen Karte 1 : 50000 Blatt 156 1 : 50000, Blatt 156 Muhr, begonnen. Grundlage für die vorliegenden, kurz-

gefaßten Erläuterungen zu Blatt 156 Muhr waren die von Ch. EXNER (1983 b) verfaßten Erläuterungen seiner geologischen Karte der Hafnergruppe und der von A. TOLLMANN (1980) anlässlich des 26. Internationalen Geologenkongresses verfaßte Exkursionsführer für die Radstädter Tauern.

Die Umbenennung von „Serien“ bzw. „Schichten“ als kartierbare Einheiten in Gruppen bzw. Formationen erfolgte aufgrund der redaktionellen Richtlinien der Geologischen B.-A., die sich an Empfehlungen der stratigraphischen Kommission orientieren. Anstelle des Begriffes „Serie“ tritt im Kristallin der Begriff „Komplex“ (z.B. anstelle von Storz-Serie: Storz-Komplex). Der östliche Kartenrand wurde mit der von Ch. EXNER (1990) herausgegebenen geologischen Karte des mittleren Lungaus 1 : 25000 (Blatt 157 Tamsweg, Westteil) abgestimmt. Auf offene Probleme, wie z.B. ungelöste stratigraphische Einstufungen und daraus bei verschiedenen Bearbeitern resultierende unterschiedliche Serienvergleiche, wird hingewiesen. Im übrigen wurde versucht, die Beschreibung der Gesteine und Schichtglieder weitestgehend im Sinne der Hauptbearbeiter des Kartenblattes (Nordteil: A. TOLLMANN; Südteil: Ch. EXNER) wiederzugeben bzw. Textpassagen aus Originalarbeiten einzubauen.

In enger Zusammenarbeit mit dem Institut für Rohstofforschung, Geo-Datenerfassung und -Systemanalyse (Leitung Prof. Dr. J. WOLFBAUER) wurde das Blatt 156 Muhr im Jahre 1990 ursprünglich als Prototyp einer EDV-gestützten, geologischen Karte in unterschiedlichen Maßstäben (teilweise 1 : 10000, 1 : 25000 und 1 : 50000) erstellt. Für die gute Zusammenarbeit bei der Kompilation des geologischen Kartenblattes 156 Muhr möchte ich den geologischen Sachbearbeitern, Herrn Univ.-Prof. Dr. Ch. EXNER und Herrn Univ.-Prof. Dr. A. TOLLMANN (Institut für Geologie der Universität Wien) sowie für organisatorische und redaktionelle Unterstützung Herrn Hofrat Dr. W. JANOSCHEK und Herrn Hofrat Dr. A. MATURA (Geologische Bundesanstalt) danken. Die Drucklegung des Blattes erfolgte erfreulicherweise unter Herrn Direktor Hofrat Univ.-Prof. Dr. H.P. SCHÖNLAUB.

## 1. Erforschungsgeschichte

Erste geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr erfolgten durch D. STUR (1854), K. PETERS (1854), F. HAUER (1868), G. GEYER und M. VACEK. Sehr früh konzentrierte sich dabei die Erforschung auf die Bearbeitung der breccienreichen, unterostalpinen Juraserien, wobei über 100 Jahre lang die Unterscheidung von sedimentären und tektonischen Breccien diskutiert wurde. Von G. GEYER & M. VACEK liegt eine handkolorierte Manuskriptkarte der Radstädter Tauern im Maßstab 1 : 75000 (im ehemaligen Blattschnitt: 5151), aus dem Jahre 1893, im Archiv der Geologischen Bundesanstalt. Die erste geologische Farbkarte der Radstädter Tauern, im Maßstab 1 : 75000, erschien von F. FRECH (1901). Eingehende petrographische und geologische Untersuchungen erfolgten durch F. BECKE (1906, 1908, 1909), V. UHLIG (1908) und F. ANGEL & R. SABER (1937, 1952). Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal wurde von Ch. EXNER (1939 a,b; 1941; 1944) bearbeitet. Zahlreiche lagerstättenkundliche Arbeiten in der Hafnergruppe stammen von O.M. FRIEDRICH.

Die Gliederung des Jura der Radstädter Tauern geht im wesentlichen auf E. CLAR (1935) zurück. Für die stratigraphische Gliederung des Mesozoikums war stets der Vergleich mit gleichartigen Serien der Tarntaler Berge bzw. in

Graubünden von ausschlaggebender Bedeutung. 1937 veröffentlichte S. BLATTMANN eine geologische Detailkarte der Pleißing- und Hochfeindgruppe südlich des Radstädter Tauernpasses im Maßstab 1 : 25000. 1952 wurde von F. ANGEL & R. SABER die bereits 1942 erschienene Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes im Maßstab 1 : 50000 neu aufgelegt. Für die Analyse des unterostalpinen Deckenbaues der Radstädter Tauern erfolgte eine Aufnahme des Kartenblattes nördlich des Zederhaustales durch A. TOLLMANN. Die westliche Mosermandlgruppe wurde von W. DEMMER (Dissertation 1961) aufgenommen. Durch F. THALMANN (Dissertation 1963) erfolgte eine Neubearbeitung der unterostalpinen Schollen südlich des Zederhaustales. Hydrogeologische Aufnahmen der Talfüllungen von Mur- und Zederhaustal im Maßstab 1 : 25000 stammen von N. ANDERLE (1964), die als Manuskriptkarten im Archiv der Geologischen Bundesanstalt aufliegen (vgl. N. ANDERLE, 1969). Im Zuge der Bearbeitung des Ostabschnittes des Tauernfensters wurde von Ch. EXNER auch der Anteil südlich des Zederhaustales neu aufgenommen (Karte 1 : 25000; Ch. EXNER, 1983 b). Vom Geologischen Institut der Universität Erlangen (W. SCHWAN, 1965; R. ROSSNER, 1974, 1979) wurden in zahlreichen Arbeiten die Strukturen im penninisch-unterostalpinen Grenzbereich beschrieben. Die nachtriadischen Formationen der unterostalpinen Decken wurden im Vergleich mit jenen am Westrand des Tauernfensters von H. HAUSLER (1988 a) neu bearbeitet. Das Kristallin der Hochalm-Ankogel-Gruppe wurde vom Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg mit modernen Methoden untersucht (B. HOLUB, 1988; R. MARSCHALLINGER, 1987). Auf den äußersten Südwesten des Kartenblattes (Gebiet Hochalm Spitze-Draxelnock) greift noch die Kartierung von R. CLIFF et al. (1971) über.

## 2. Geographisch-geomorphologischer Überblick

Das Kartenblatt 156 Muhr (Abb. 1) gliedert sich in einen Nordteil mit den allgemein E-W streichenden Kämmen der Mosermandl-, Pleißing- und Hochfeindgruppe. Die zwischen 2000 und 2700 m hoch aufragenden Karststöcke heben sich sehr deutlich von den umgebenden, basalen Schieferserien ab. Morphologisch ähnlich sind die beiden Karbonatblöcke von Weißbeck und Riedingspitze südlich des Zederhaustales. Südlich des NW-SE streichenden Zederhaustales untergliedern die Flüsse Mur, Lieser und Malta die Hafnergruppe in ebenso NW-SE streichende Berggruppen. Nicht nur im Kartenbild sondern auch in den Satellitenaufnahmen treten die Kammregionen oberhalb der Waldgrenze sowie die zahlreichen Gletscher bedeckten Käme in 2500 bis 3200 m Höhe markant in Erscheinung.

Das Zederhaustal trennt heute weitgehend die Formationen der großtektonischen Einheiten zwischen dem Südteil (Hafnergruppe; Penninikum) und dem Nordteil von Blatt 156 Muhr (Hochfeind-, Pleißing- und Mosermandlgruppe; Unterostalpin). Der größte Teil des Kartenblattes 156 Muhr entfällt auf den südlichsten Bezirk Salzburgs, den Lungau, der mit Höhen zwischen 1000 und 3000 m der höchstgelegene Bezirk Österreichs ist. Lieser- und Maltatal liegen bereits in Kärnten. Aufgrund der naturräumlichen Gliederung zählt die Ankogel-Hochalm-Gruppe und die Hafnergruppe zu den Hohen Tauern. Die Berggruppen der nördlichen Blatthälfte, nördlich des Murtales (bis zum Murtörl), also der Zug Reichesch Kogel – Weißbeck – Marislwand –



Abb. 1: LANDSAT-(Thematic Mapper, 7. August 1988)-Bildausschnitt des Blattes 156 Muhr. Das vorliegende Negativ täuscht „winterliche Verhältnisse“ vor. Die Berggruppen nördlich des Zederhaustales (obere Bildhälfte) gehören dem Unterostalpin an, die Gebirgsgruppen südlich davon dem Penninikum.

Großeck – Schrovín sowie die Tappenkarberge und die Mosermandl-, Pleißling- und Hochfeindgruppen gehören den Niederen Tauern an.

Das rauhe, kontinental beeinflusste Gebirgsklima äußert sich im Lungau in geringen mittleren Jahrestemperaturen (z.B. St. Michael in 1070 m Seehöhe: 5,5°C) in schneereichen Wintern mit langen Frostperioden und extrem tiefen

Wintertemperaturen in Beckenlagen. Der Lungau gehört zu den sonnenreichsten Gebieten Österreichs. Das Maltatal zählt klimatisch zu den gemäßigt subkontinentalen Inneralpen. Die Jahresniederschläge in Talnähe betragen 900–1000 mm. Auf der Reißbeckhütte, der hochalpinen Wetterstation in 2290 m Seehöhe, erreichen die Jahresniederschläge im 10-jährigen Jahresmittel ca. 1700 mm. Der Jahresniederschlag zeigt in seiner Verteilung eine Sommerspitze, die Starkniederschläge kulminieren im Herbst. Im Bereich des Maltatales dominiert montaner und subalpiner Nadelmischwald. Die natürliche Waldgrenze ist drastisch zugunsten einer extensiven Almwirtschaft gedrückt. Die Wälder auf steilen Talhängen sind größtenteils Schutzwälder.

Der Bau von Wasserkraftwerken, Wasserstollen, Autobahnen, Tunnels und Schipisten aber auch von Wildbach- und Lawinerverbauungen stellt den derzeit größten anthropogenen Eingriff in das hydrologische und hydrogeologische System dar. Die Suche nach Endlagern für schwach radioaktiven Abfall beschäftigte nicht nur in- und ausländische Experten (W. DEMMER, 1955) sondern in zunehmendem Maße auch die Bevölkerung. Zuletzt erregten die Sanierungsmaßnahmen der Kölnbreinsperre größeres Aufsehen (G. VALENTIN, 1993).

Das heutige morphographische Landschaftsbild ist das Produkt aus geologischer und klimatischer Entwicklung, seit die Gebirgswerdung in morphologischer Hinsicht, die Montigenese, ab dem Jungtertiär unter gleichzeitiger Erosion der oligozänen Augensteinlandschaft eingesetzt hat. Die kuppelförmigen Lagerungsverhältnisse der Metasedimentserien am Nordostrand des Tauernfensters sowie die vorherrschende Schieferung der Gesteinsserien gegen Norden bzw. Nordosten haben zu einer Asymmetrie in der Ausbildung der Höhenrücken geführt. Die Nordosthänge zwischen Malta- und Zederhaustal sind parallel bis leicht schräg zum Einfallen der Serien bzw. der Schieferung angelegt und somit deutlich flacher als die von steilen Störungen geprägten Südhänge. Die ursprünglichen Schichtfolgen und der tektonisch bedingte geologische Aufbau bestimmen den heutigen Wechsel von verkarstungsfähigen Karbonatgesteinen, wasserstauenden Schiefern sowie zähen Amphiboliten und Gneisen. Das tektonische Trennflächengefüge spiegelt sich in seiner statistischen Verteilung deutlich in den im Luftbild erkennbaren NE–SW- und NW–S-Richtungen der Fotolineamente aber auch in den Richtungen des Entwässerungsnetzes wider. Klüfte und Störungen haben daher maßgeblich die Anlage der Täler und Höhenzüge beeinflusst. Nachtertiäre Hebungen und eine frühe Entwässerung entlang tektonischer Schwächezonen führten vermutlich zur Anlage der Urtäler von Lantschfeldbach, Zederhausbach, Mur, Lieser und Malta.

Die glaziale Erosion formte Kare, Täler, Hänge (Trogschultern) und Bergkuppen (Rundhöckerlandschaft, Gletscherschliffe) und führte lokal zu übersteilten Talflanken, was als Ursache für die zahlreichen postglazialen Hangutschungen und Felsgleitungen bis zum Ausmaß von Talzuschüben im Bereich des Kartenblattes angenommen werden kann. Im hinteren Riedingtal, Murtal und Liesertal ist die glaziale Trogform noch sehr schön erhalten. Unterer und Oberer Rotgüldenensee sind typische Karseen mit einer eiszeitlichen Stufenbildung von 300 m Höhe. Moränenwälle lassen Gletscherstände bis in jüngste Zeit erkennen. Geomorphologische Studien über die Landschaftsentwicklung auf Blatt 156 Muhr stammen von E. SEEFELDNER (1960, 1961; Übersicht), H. FROSS-BÜSSING (1933; nördlicher Lungau), K. HAWRANEK (1950; Hafnergruppe), H. NEFFE (1971; Zederhaustal), H. NAGL (1967, Katschberg; 1971, Pöllatal) A. KATSCHNER (1970; Mur- und Zederhaustal) und T. SCHNEIDER

(1988; Lungau). Eine morphographische Bearbeitung von Hochgebirgsseen zur Beurteilung der Landschaftsqualität stammt von C. HAMANN (1988). Auf die jungen Hebungen der östlichen Hohen Tauern haben wiederholt Ch. EXNER (1949; 1980), E. SENFTL & Ch. EXNER (1973) und A. TOLLMANN (1986 a, b) hingewiesen. Einer rezenten Hebungsrate von ca. 1 mm/Jahr (Präzisionsnivelements; E. SENFTL & Ch. EXNER, 1973) steht dabei eine jüngste fossile Hebungsrate von 0.16 mm/Jahr (Apatit-Spaltspurenanalyse; H. STAUFENBERG, 1987) gegenüber (vgl. R. SACHSENHOFER, 1989).

### 3. Gesteinsarten

Die zentralalpinen Serien des Kartenblattes sind größtenteils paläozoischen bis mesozoischen Alters. Die Alterseinstufung der meisten Metasedimentserien beruht – mit wenigen Ausnahmen – auf einer regional vergleichenden, lithostratigraphischen Gliederung. Tertiärablagerungen, wie sie vergleichsweise weiter östlich, auf dem benachbarten Blatt 157 Tamsweg (z.B. Miozän des Tamsweger Beckens), auftreten, fehlen auf Blatt 156 Muhr. Die Legende der präquartären Formationen ist nach den großtektonischen Einheiten, von Liegend nach Hangend, gegliedert. In den einzelnen Kapiteln werden die Gesteine und Schichtfolgen des Penninikums, Unter- und Mittelostalpins nach Möglichkeit in ihrer stratigraphischen Abfolge erläutert.

#### 3.1. Penninikum

Von Liegend nach Hangend handelt es sich bei den penninischen Schichtfolgen um die Serien des Alten Daches des Gößkernes, der Tonalitgneis-Decke, der Zentralgneiskerne des Hölltor-, Rotgülden- und Hochalmgneiskernes mit transgressiver Silberekserie, der Mureckgneis-Decke, der Storz-Decke, der Peripheren Schieferhülle und um die Serien der Nordrahmenzone (Matreier Zone).

##### 3.1.1. Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern

Als „Altes Dach“ werden jene polymetamorphen Formationen vor-oberkarbonen Alters bezeichnet, in die der variszische Zentralgranit intrudiert ist. Nach B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) steht das „Alte Dach“ im Hochalm-Ankogel-Massiv noch in primärem Intrusionsverband mit dem Zentralgneis. Das „Alte Dach“ besteht dort aus altkristallinen Migmatiten sowie aus Gesteinen der Habach-Gruppe, für die seit den Arbeiten von E. REITZ et al. (1988, 1989) ein jungproterozoisches Alter durch Acritarchen belegt ist.

Reste von „Altem Dach“ finden sich am Göß-Kern, in der Tonalitgneis-Decke, am Hölltor-, Rotgülden- und Hochalm-Gneiskern sowie in der Storz-Decke. Die Alte Dach-Decke (Storz-Decke) gliedert sich in den Kareck- und Storz-Komplex (vgl. Abb. 2, 3).

Die Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern enthalten Paraund Orthogesteinsserien unterschiedlicher Deformation und Metamorphose. So sind in den tektonisch tiefsten Gneisen (Altes Dach des Göß-Kernes) Migmatitstrukturen und Mineralbestand des Starkwirkungsbereiches der alpidischen Me-

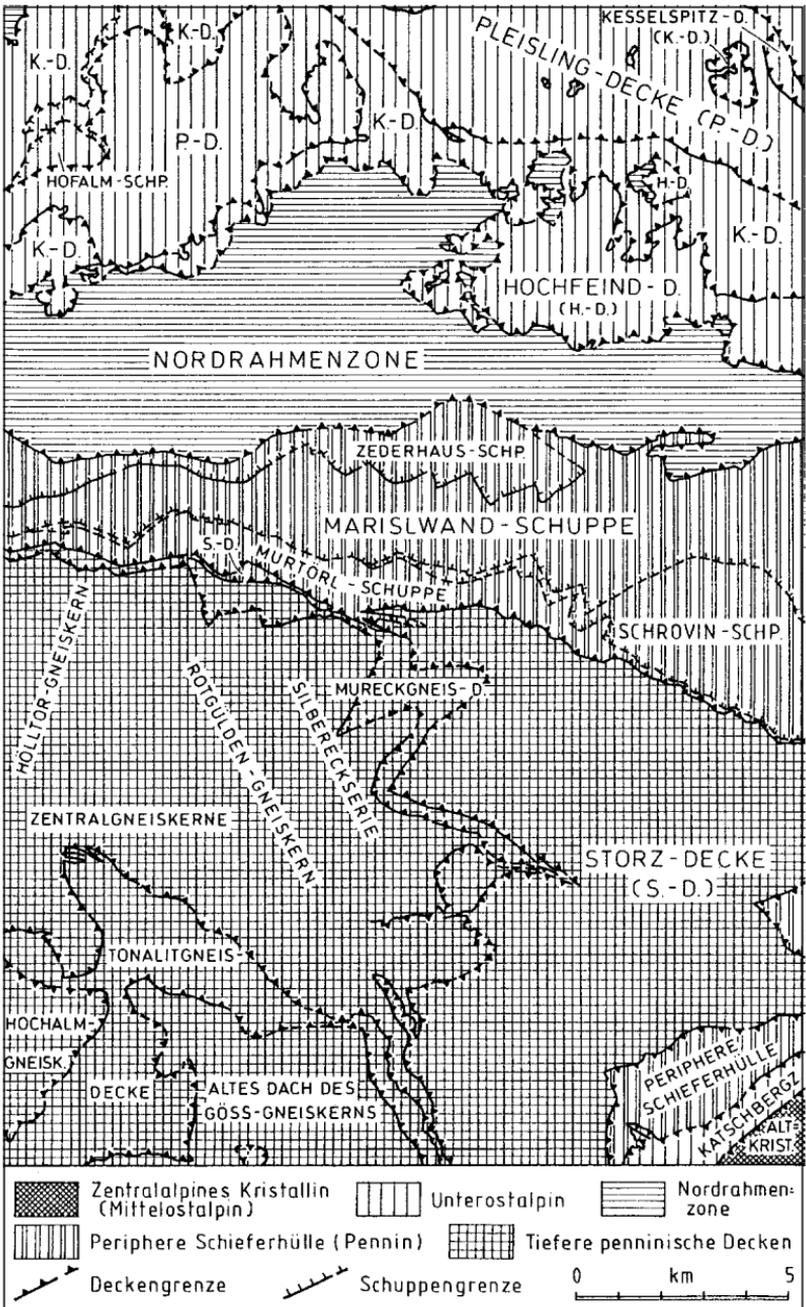


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte des Blattes 156 Muhr. (Die Untergliederung entspricht der Tektonischen Übersicht 1 : 400.000 der geologischen Karte.)

tamorphose in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies noch deutlich erhalten, während im tektonisch höher gelegenen Storz-Komplex z.B. Migmatitstrukturen alpidisch bis zur Unkenntlichkeit phyllonitisiert worden sind. Am intensivsten macht sich die schwach temperierte Gesteinsumprägung im Karneck-Komplex bemerkbar. Die Metasedimentserien bestehen aus Paragneis, Amphibolit, intermediärem Metavulkanit und Glimmerschiefer.

### **Migmatitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes, 115**

Der Migmatitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes bildet das tektonische Halbfenster unter der Tonalitgneisdecke im Maltatal. Er besteht vorwiegend aus Bändergneis: Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis ohne Kalifeldspat und mit wenig Hellglimmer. Amphibolitlagen bilden Boudins. Granit-, Granodioritgneis, Aplite und Pegmatite schlagen quer durch. Der Bändergneis ist prächtig um WNW streichende Achsen gefaltet. Die Kristallisation der Gesteinsteile überdauerte zumeist die Gesteinsdeformation. Die Mächtigkeit beträgt bis 700 m (tektonische Anschoppung).

### **Migmatitgneis der Hafner- und Findelzone; Altes Dach des Tonalitgneises des Hochalm- und Hölltor-Rotgülden-Kernes, 114**

Die Migmatitgneise dieses Alten Daches befinden sich teilweise noch im geologischen Verband mit den betreffenden variszischen Plutonen, teilweise wurden sie von diesen abgeschert, mit Stirnwalzen nach Norden geschoben und in der fächerförmigen Mulde Kölnbreinspitze – Hafner – Malteiner Sonnblick angeschoppt. Das hauptsächlich aus Paragneis und Amphibolit bestehende Paläosom wird vom Neosom (Aplitgneis und Aplitgranitgneis) verdrängt. Als Kleinplutone treten Diorit-, Quarzdiorit-, Granodiorit-, Granit- und Aplitgranit-Gneiskörper im Migmatitgneis auf. Ein meist dichtes Gangnetz (Aplitgranit, Aplit und Pegmatit) durchschlägt Migmatite und Kleinplutone. Der über 2.000 m mächtige Migmatit-Stapel (tektonische Anschoppung im Hafner-Fächer) erweist sich als kräftig gefaltet.

### **Biotitschiefer, 113**

Sie bilden schmale, mehrere m bis wenige Meterzehner breite Zonen und gehen im Bereich des Hölltor-Kernes und in der Hafner- und Findel-Zone (Gr. und Kl. Hafner südlich des Rotgülden-Sees; Findelkar NNE Hochalm-Gletscher/ Maltatal) in Granatglimmerschiefer (111) über.

### **Ankeritschiefer in Migmatitgneis der Hafner-Zone (bei Kölnbrein-Talsperre), 112**

Beim Ankeritschiefer handelt es sich um Phyllonite im Verband basischer Gesteine des Migmatitgneises der Hafner-Zone. Er tritt bei der Kölnbrein-Talsperre auf.

### **Granatglimmerschiefer im Verbands des Migmatitgneises der Hafner-Zone; teilweise ?Zentrale Schieferhülle, 111**

Bei der Ausscheidung dieser Granatglimmerschiefer ist die Frage offen, ob es sich um Metasedimente des Alten Daches oder um alpidisch eingefaltete Teile der transgressiven zentralen Schieferhülle (jungpaläozoisch oder jünger) handelt.

## ] Storz-Komplex (110–105)

**Paragneis und Migmatit mit kleinen Orthogneis-Körpern, 110**

**Orthogneis (Augengranitgneis), 109**

**Amphibolit, mittel- bis feinkörnig, 108**

**Grobkornamphibolit, 107**

**Biotitblastenschiefer, biotitreicher Amphibolit, 106**

**Serpentinit, Aktinolitfels, Ankeritschiefer, Chlorit-Magnetitschiefer, Talkschiefer, 105**

Der bis 1100 m mächtige Storz-Komplex, benannt nach der Storzspitze südlich des Ortes Muhr, bildet einen aus Gesteinen des Alten Daches bestehenden Kristallin-Span. In den mächtigen Paragneisen und Migmatiten sind metamorphe Basite und Ultrabasite als Amphibolite mit Serpentinbegleitgesteinen (Aktinolitfels, Ankeritschiefer, Chlorit-Magnetitschiefer) und vereinzelt Orthogneislagen eingeschaltet. Biotitblastenschiefer in Begleitung von biotitreichem Amphibolit tritt an der Basis der Storzserie im Umkreis der Moar Eisighütte, im Sockel der Gipfelpyramide des Schober Eisig und inmitten der Storzserie im Perschitzkar auf. Die Mächtigkeit beträgt 50 m. Der Biotitblastenschiefer ist ein an graphitischer Substanz reicher Glimmerschiefer, der Lagen von Graphitquarzit enthält. Petrographisch handelt es sich um Muskovit-Graphitoid-Chlorit-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Oligoklas, Biotit und Granat. Bei den Biotitblastenschiefern könnte es sich nach Ch. EXNER (1983 b, S. 52) um stärker metamorphe Bündnerschiefer der Silberekserie oder um jungpaläozoische „Schwarzschiefer“ handeln.

## ] Kareck-Komplex (104)

**Stark verschieferter und epimetamorpher Paragneis, Migmatit und Amphibolit; „altpaläozoischer“ Schiefer und Prasinit, 104**

Der über 100 m mächtige Kareck-Komplex, benannt nach dem Kareck südlich Schellgaden/Murtal, besteht aus stark verschieferten, epimetamorphen Paragneisen, Migmatiten und Amphiboliten. Er enthält regressiv metamorphe Schiefer und altpaläozoische Metasedimente (R. GÖD 1981) mit erzführenden Lagerquarzen. Phyllonite und Kristallisation großer Albitblasten sind charakteristisch, Prasinite bilden einen wesentlichen Bestandteil. Phyllonite und Kristallisation großer Albitblasten sind charakteristisch, Prasinite bilden einen wesentlichen Bestandteil. Der Kareck-Komplex ist von dem liegenden Storz-Komplex nicht scharf abgrenzbar.

### 3.1.2. Zentralgneis

Der variszische Granitpluton, der das Alte Dach intrudierte, erlitt ebenfalls während der alpidischen Orogenese Deformation, Rekristallisation und teilweise auch Remobilisation der leicht schmelzbaren Anteile (Aplite, Pegmatite) und Kluftausfüllungen durch hydrothermale Absätze (Erzgänge, alpine Kluftminerale; Ch. EXNER, 1983, S. 53). Heute tritt der Zentralgneis hauptsächlich in sogenannten „Kernen“, gelegentlich in walzenförmigen Zügen und Faltendecken (A. TOLLMANN, 1977, S. 19; S. 36) auf.

Über das Alter der Intrusion des Zentralgranites werden nach wie vor unterschiedliche Auffassungen vertreten. Die absoluten Altersdatierungen (Rb-Sr Muskovit- und Gesamtgesteinsalter) deuten vorwiegend auf ein permisches, besonders mittelpermisches Alter hin, wobei untergeordnet auch ein oberkarbones Alter in Frage kommt (A. TOLLMANN, 1977, S. 18). Ch. EXNER

(1983) hält an einem vor-oberkarbonen Intrusionsalter fest (vgl. R. CLIFF et al., 1971; R. CLIFF, 1981; F. FINGER & H. STEYRER, 1988; F. FINGER et al., 1993).

**Granitgneis i. a., 103**

**Grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes, 102**

**Mittelkörniger Granitgneis (Randfazies), 101**

**Leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit (Hölltor-Rotgülden-Kern), 100**

**Forellengneis (leukokrater Plagioklasgranit mit Glimmeraggregaten, Hölltor-Kern), 99**

**Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden (Granodioritschollen in Metaaplitgranit), 98**

**Tonalitgneis, 97**

**Metamorpher Lamprophyr, 96**

Es überwiegen granitische Gneise gegenüber granodioritischen und tonalitischen Varietäten. Nicht dargestellt in der geologischen Karte sind die dem m-Bereich angehörenden basischen Schollen (Dioritische mitunter mit gabroiden Resten) und das saure Ganggefüge (Aplit, Pegmatit, Gangquarz). Hingegen wurden die seltenen Gänge von metamorphem Lamprophyr (96) berücksichtigt.

In den innersten Gebieten kommen seltene Strukturreste annähernd regellos körniger Granite und Tonalite vor. Die Hauptmasse besteht aber aus postkinematisch, im Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies rekristallisierten Gneisen (Biotit, Oligoklas), die Randzonen aus intensiv deformierten und im Schwachwirkungsbereich der Grünschieferfazies postkinematisch rekristallisierten Gneisen (Phengit, Albit). An lokalen Scherzonen treten Phyllonite auf, wobei man im m-Bereich den Übergang von Gneis zu Gneisphyllonit (Phengit-Quarz- oder Sericit-Quarz-Schiefer, Weißschiefer) beobachten kann. Diese sind stellenweise reich an großen Blasten von Disthen und Chloritoid (z. B. Lieserkar).

Der sehr einheitlich zusammengesetzte, grobkörnige Granitgneis des Hochalm-Kernes (102) baut mit 1000 m Mächtigkeit das Gebiet um das Hochalmkees, Preimelspitze, Preimelkar und die Hochalm spitze auf, deren Gipfel (3360 m) sich westlich der geologischen Karte der Hafnergruppe befindet. In der volumetrischen Zusammensetzung dieses Granitgneises hat Kalifeldspat (5 cm) Vormacht gegenüber Oligoalbit. Der herrschende Glimmer ist Biotit. Es gibt dioritische Fisch-Schwärme (basische Schollen) und ein reiches Geflecht aus Aplit- und Pegmatitgängen. Ähnlich beschaffen, jedoch recht massig und auch Aplitgranit enthaltend, erweist sich seine Randfazies (101) im Gebiet um das Steinkareck und Langkar.

Der leukokrater, mittelkörnige, metamorphe Plagioklasgranit des Hölltor-Rotgülden-Kernes (100) im Großarlal (Marchkar), hinterstem Murtal (Schmalzgrube) und Moritzental ist 1200 m mächtig aufgeschlossen. Plagioklas (Albit, sekundär nach primär-magmatischem Andesin/Oligoklas) befindet sich in volumetrischer Vormacht gegen Kalifeldspat. Als Glimmer herrscht Phengit vor. Der nur spärlich vorhandene Biotit bleibt klein oder fehlt überhaupt. Intensiv deformierte Teile dieses Gesteinskörpers weisen eine stoffliche Differentiation mit Anreicherung des Phengites an Faltenscheiteln und um homoachsiale Schnittgerade der tautozonaren s-Flächen auf. So entstehen fischchenförmige Glimmeranreicherungen, die diesem Typus den Namen Forellengneis (99) eingebracht haben (Schöderhorn, Marchkareck, Murursprung, Roßkar). Weniger deformiert, biotit- und kalifeldspatreicher sind die inneren Teile dieses Gesteinskörpers im Maltatal (Salzplatten).

Der Großteil des Rotgülden-Kernes besteht aus ähnlichem Metagranit bis Metaaplit mit Vormacht des Plagioklases, wobei aber granodioritische Schollenzüge eingelagert sind: Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden (98). Das volumetrische Verhältnis vom granodioritischen (biotitreichen) Paläosom zum aplitgranitischen Neosom beträgt etwa 1 : 20. Die Schollen enthalten gabbroide Reste, die örtlich durch metasomatischen Einfluß des Neosoms zu granosyenitischen Gesteinstypen mit Kalifeldspat-Vormacht und Pseudomorphosen von Biotit-Epidot-Aggregaten nach Hornblende führen (z.B. Steinbruch 150 m SE Rotgüldenseehütte).

Der Tonalitgneis des Maltatales (97) ist ein mittel- bis grobkörniges, biotitreiches, schwarz-weiß geflecktes Gestein mit volumetrischer Vormacht des Plagioklases (Oligoklas sekundär nach primär-magmatischem Bytownit/Andesin) gegen Kalifeldspat. Quarz ist stets vorhanden. Hornblende fehlt. Es handelt sich um Tonalitgneis im weiteren Sinne. Basische (dioritische) Schollen und ein Gangnetz von Apliten und Pegmatiten sind reichlich ausgebildet. Örtlich enthält der Tonalitgneis auch quarzdioritische (dunkle) und granodioritische (helle) Partien. Die Mächtigkeit beträgt 700 m.

### 3.1.3. Zentrale Schieferhülle

Südlich des Maltatales treten im Liegenden und Hangenden des Tonalitgneises Reste der Zentralen Schieferhülle auf. Diese umfassen überwiegend Granatglimmerschiefer und untergeordnet Einlagerungen von Graphitquarzit.

#### **Granatglimmerschiefer, stellenweise mit Aplitadern, 95 Graphitquarzit, 94**

Der 100 m mächtige Granatglimmerschiefer (95) (sekundär bis 150 m Mächtigkeit angeschoppt) im Liegenden und Hangenden der Tonalitgneisdecke ist mittel- bis grobschuppig entwickelt. Seine Hauptgemengteile sind Granat (1 cm), Biotit, Hellglimmer, Oligoklas und Quarz. Im Gegensatz zu den Schiefen der Silbereckserie und der peripheren Schieferhülle weist er stellenweise aplitische Intrusionen auf. Mehrere Graphitquarzitbänke (94) (bis 3 m mächtig) sind dem Granatglimmerschiefer sedimentär eingelagert.

Ch. EXNER (1983 b, S. 55 f.) interpretiert die Granatglimmerschiefer als oberkarbon-permisches Transgressionssediment über dem Göß-Dom. Die marinen Sande und Tone wurden demgemäß nach der variszischen Granitintrusion und nach der spätvariszischen Erosion abgelagert. Die aplitischen Mobilisate im Granatglimmerschiefer können auf eine spätvariszische oder alpidische Stoffmobilisation zurückgeführt werden. Es ist nicht auszuschließen, daß diesen Granatglimmerschiefern auch kalkfreie Bündnerschiefer eingeschaltet sind. Analog dazu können die Granatglimmerschiefer im Hangenden der Tonalitgneis-Decke als transgressive Bedeckung des Tonalitgneises gedeutet werden.

### 3.1.4. Silbereckserie

Die Silbereckserie stellt die primär-stratigraphische Sedimentbedeckung des Hölltor-Rotgülden-Granitplutons dar. Der Transgressionskontakt ist aus tektonischen Gründen heute nur mehr lokal, wie z.B. südöstlich des Unteren Rotgülden Sees erhalten. Die primäre Mächtigkeit der nach der spätvariszischen Erosion abgelagerten Silbereckserie (benannt nach dem Silbereck südöstlich des Unteren Rotgüldensees) beträgt einige 100 m.

Je nach der bevorzugten Interpretation des Intrusionsalters der Zentralgranite (vorwiegend Mittelperm nach A. TOLLMANN, 1977, S. 18; vorpermisch nach Ch. EXNER, 1983 b) wird auch das Alter der Formationen der Silbereckserie unterschiedlich beurteilt (Transgressionsquarzite: ?Lias nach A. TOLLMANN, Permoskyth nach Ch. EXNER; Silbereckmarmor: Jura nach A. TOLLMANN und nach O. THIELE, 1980, S. 302; Trias nach Ch. EXNER; hangende Breccienserie: Äquivalent der Kaserer Serie nach O. THIELE, 1980; Brennkogeljura nach Ch. EXNER). Im folgenden wird die Gliederung von Ch. EXNER (1983 b) wiedergegeben.

Die Permotrias beginnt lokal mit Winkeldiskordanz über dem Granitgneissockel. Über einer quarzitreichen (paläozoischen) Basis folgen Dolomit- und Kalkmarmore. Im Gegensatz zu A. TOLLMANN (1977, S. 45), der den Silbereckmarmor mit dem (malmischen) Hochstegenmarmor vergleicht, stellt Ch. EXNER diesen Kalkmarmor in die Trias. Der tiefere Jura ist Breccien führend. Die Bündnerschiefer-Gruppe gliedert sich ferner in Kalk-, Schwarz- und Grünschiefer.

### **Graphitquarzit (Oberkarbon-Perm), 93**

Der Graphitquarzit ist wenige Meter mächtig und findet sich z.B. am Südost-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks an der Basis der Silbereckserie. Teilweise tritt ein graphitischer Quarzit aber auch lagenförmig innerhalb des Arkose- und Lantschfeldquarzites (91) auf.

## **] Permotrias des Rotgülden-Kerns (92-82)**

### **Geröllquarzit (Perm), 92**

Der bis 20 m mächtige Geröllquarzit ist ein Phengit-Mikroklin-Arkosequarzit, der bis 0,5 m große Gerölle aus Aplitgneis, Gangquarz und Phyllit führt. Aufgrund von Zirkontracht-Untersuchungen haben F. FINGER & P. NEUMAYR (1990) bzw. P. NEUMAYR & F. FINGER (1990) in der Zone südlich der Gipfel Mureck-Mannsitz (Mur-Ursprung) herausgefunden, daß eine dem Leukogranitgneiskörper auflagernde Paragneisserie als metamorphes, autochthones permisches Aufarbeitungssediment (Metasedimentserie = Wustkogel-Formation) des Hölltor-Rotgüldengneiskernes interpretiert werden kann. Diese Zone ist auf dem Blatt 156 Muhr nicht eigens ausgeschieden.

### **Arkosequarzit, Lantschfeldquarzit (Perm-Skyth), 91**

Quarzite treten mit 40 m Mächtigkeit an der Basis der Silbereckserie sowie in höheren tektonischen Schuppen und in der verkehrten Gesteinsfolge unter der Mureckgneis-Decke auf. Der basal häufig dunkelgrüne (Fe-reicher Hellglimmer) Phengit-Arkosequarzit (Perm-Anteil) führt 1 cm große Quarzgeröllchen, viel Mikroklin, wenig Albit und ist im Hangenden als meist glimmerarmer, eher farbloser, reiner Quarzit ausgebildet (Lantschfeldquarzit; Skyth). Wo der hangende Quarzit sericitreicher ist, treten häufig Blasten von Pyrit, Magnetit, Turmalin, Chlorit und Granat auf.

### **Rauhwanke (südlich Mannsitz; Trias), 90**

Im Liegenden des Dolomites (89) tritt häufig Rauhwanke (z.B. nördlich des Unt. Rotgüldensees, südlich Mannsitz – vgl. Karte 1 : 25.000 von Ch. EXNER, 1983 b) als geringmächtiger Leithorizont zwischen Quarzit und Kalk- bzw. Dolomitmarmor auf.

### **Dolomit, Dolomitmarmor (Trias), 89**

Der primär mehrere Zehnermeter mächtige Dolomit und Dolomitmarmor ist tektonisch bis 200 m angeschoppt (z.B. Seeleiten im Rotgüldental) oder zu

dm-Lagen ausgewalzt. Stellenweise treten im Dolomitmarmor große Blasen von Tremolit, Epidot, Magnetit, Phlogopit, Fuchsit und Strähnen von Sericit auf. Epidotfels bildet Reaktionszonen im tektonischen Kontakt zu hellem Granitgneis. Besonders im Melnikkar aber auch zwischen Mur-Ursprung und Moar Eisig-Kar tritt eine grobe bis mikroskopisch feine tektonische Breccie auf, die sich aus Dolomit- und Kalkmarmor, Granit- und Aplitgneis zusammensetzt.

### **Kalkmarmor (Silbereckmarmor; Trias), 88**

Der primär einige Zehnermeter mächtige, deutlich gebankte und gebänderte Kalkmarmor ist wie der Dolomitmarmor örtlich tektonisch angeschoppt oder ausgedünnt worden. Große Blasen von Tremolit, Phlogopit, Epidot, Pyrit, Magnetit und Fuchsit kommen vor. Trotz der im westlichen Tauernfenster üblichen lithostratigraphischen Einstufung dieses Kalkmarmors als Hochstegenmarmor hält Ch. EXNER (1983 b, S. 58) im östlichen Tauernfenster an dessen Einstufung als „Trias“ fest und stellt erst die darüberfolgende Dolomitbreccie in den Jura.

### **] Bündnerschiefer-Gruppe (Jura–Kreide) (87–82)**

Die Bündnerschiefer-Gruppe ist eine Metasedimentsreihe aus ehemals sandigen Mergeln (Kalkschiefer), an organischer Substanz reichen Tonen (Schwarzschiefer), Kalklagen (Kalkmarmor), Sandlagen (Karbonatquarzit, Quarzit), Dolomitbreccien, und fraglichem Radiolarit (Metaquarzit). Im Hangenden treten Grünschiefer auf, die als metamorphe basische vulkanische Tuffe interpretiert werden. Die primäre Mächtigkeit der Bündnerschiefer der Silbereckserie dürfte einige 100 m betragen haben. Sie sind einerseits tektonisch bis 1.000 m Dicke angeschoppt (z.B. Lanisch, nordöstlich Malteiner Sonnblick) oder zu m-dünnen Lagen reduziert (z.B. Loibspitze, südlicher Kartenrand).

### **Dolomitbreccie (Lias), 87**

Die Dolomitbreccie bildet z.B. nördlich des Silberecks sehr charakteristische, mehrere Zehnermeter mächtige Lagen. Da ihr im Vergleich mit ähnlichen Breccien im Unterostalpin der Hochfeindgruppe eine wichtige Stellung als Leithorizont zukommt, wurde sie in der geologischen Karte besonders hervorgehoben. Die monomikte Breccie führt häufig 1–15 cm (bis maximal 1,5 m) lange Dolomitkomponenten in einer Matrix aus Kalkschiefer und Karbonatquarzit.

### **Karbonatquarzit (Lias–Dogger), 86**

Besonders in der tieferen Bündnerschiefer-Gruppe tritt ein Karbonatquarzit mit einer Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern auf. Der porös anwitternde, graugrüne oder farblose Metaquarzarenit besteht aus Calcit, Quarz und Hellglimmer.

### **Biotit führender Karbonatquarzit, Chänopoditschiefer (? Metaradiolarit, Malm), 85**

Biotit führender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer bilden eine 30 m mächtige Lage nördlich vom Silbereck und dünne, auf der vorliegenden Karte nicht eingetragene Linsen im Moritzental. Diese Quarzite werden von Ch. EXNER (1983 b, S. 59) mit den ebenfalls als Metaradiolarit gedeuteten Metaquarziten der Peripheren Schieferhülle verglichen. Den Quarziten sind in der Silbereckserie karbonatfreie, Biotit- und Epidot-reiche Sericitquarzite mit

Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende (Chänopodit) zwischengelagert.

### **Kalkschiefer mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen (Jura), 84**

Kalkschiefer mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen baut die typischen, sandig anwitternden Schiefergrate ("Bratschen") auf. Ihre primäre Mächtigkeit dürfte etwa 300 m betragen haben. In den nicht ausgeschiedenen, gering mächtigen Kalkmarmorbänken innerhalb des Kalkschiefers vermutet Ch. EXNER (1983 b, S. 59) das fazielle Äquivalent zum Hochstegenkalk der westlichen Tauern (Malm).

### **Schwarzschiefer mit dünnen Quarzitlagen (Jura–Unterkreide), 83**

Der Schwarzschiefer ist ein dunkler, kalkarmer bis kalkfreier Phyllit bis Glimmerschiefer und führt selten dünne Quarzitlagen und Linsen von Graphitschiefer und Graphitquarzit. Die primäre Mächtigkeit der Schwarzschiefer dürfte etwa 400 m betragen. Sie bilden stets die hangenden Anteile der Bündnerschiefer. Die Metamorphose des Schwarzschiefers nimmt von Norden (Sericit-Chlorit-Albit-Quarz-Phyllit) nach Süden zu (grob-schuppiger Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer mit Oligoklas/Andesin, Epidot und grünem Amphibol).

### **Grünschiefer, Opicalcit (Jura–Unterkreide), 82**

Die Bündnerschiefer der Silbereckserie sind arm an basischen Magmatiten. Es treten nur wenige m-mächtige Lagen von Grünschiefer auf, wobei es sich um Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinite und Amphibol-Prasinite handelt, deren geringe Mächtigkeit eher für ehemalige Tuffe spricht. Epidosit und Opicalcitfels bilden dm-dicke Reaktionssäume zwischen Grünschiefer und angrenzenden Karbonatgesteinen. Ultrabasite fehlen.

## **3.1.5. Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern**

Es handelt sich bei der Peripheren Schieferhülle um ehemalige paläozoisch-mesozoische Hüllserien der Zentralgneiskerne, welche bei der alpidischen Gebirgsbildung tektonisch abgesichert wurden und heute als Randserien der penninischen Zentralgneiskerne, also an der Peripherie der kuppelförmigen Aufwölbung der östlichen Hohen Tauern, vorkommen. Diese den tieferen Rahmen des östlichen Tauernfensters aufbauenden, penninischen Serien sind z.B. am Nordrand, im Bereich der Marislwand bis zu 3000 m tektonisch angeschopt, während sie im Osten und Südosten, etwa im Bereich südlich Kareck und Reitereck, tektonisch auf 500 m Mächtigkeit reduziert wurden (vgl. Abb. 2).

Die Periphere Schieferhülle läßt sich, von Liegend nach Hangend, in die Murtörl-, Schrovín-, Marislwand- und Zederhaus-Schuppe gliedern (Abb. 3), die ihrerseits stark verfaltet sind. Die Schichtfolgen der drei tieferen Schuppen beinhalten jeweils basal die Murtörl-Gruppe (benannt nach dem Murtörl, dem Paß zwischen dem Murtal und dem Großarlal), die überwiegend aus Schwarzschiefern besteht, denen nach Ch. EXNER (1983 b) hauptsächlich paläozoisches Alter zukommt, wobei Anteile der Bündnerschiefer-Gruppe nicht ausgeschlossen werden können. Darüber folgt die Schrovín-Gruppe (benannt nach dem Schrovín Kopf, 3 km nordöstlich der Ortschaft Muhr) mit Gneisen und einer permotriadischen Bedeckung. Ihr permoskythischer Anteil entspricht der Wustkogelserie, ihr triadischer Anteil der Seidlwinkel-Trias. Die Schrovín-Gruppe ist selbst wieder in drei Teilschuppen gegliedert. Den

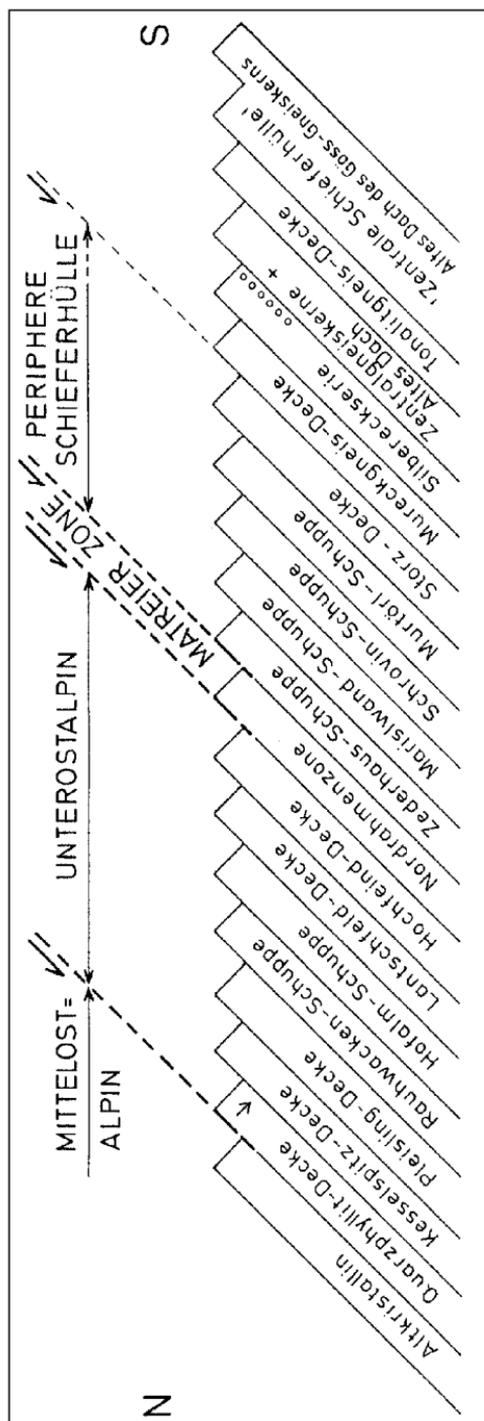


Abb. 3: Schematisches Profil der wichtigsten tektonischen Einheiten auf Blatt 156 Muhr. Die Nordrahmenzone wird in der Literatur auch als Matreier Zone und der Gneis-Deckenkomplex mit dem Alten Dach auch als Gastener Decke bezeichnet. Die Storz-Decke enthält neben dem kristallinen Karack- und Storz-Komplex auch mesozoische Anteile (Bündnerschiefer). Nach A. TOLLMANN (1977) wird die Storz-Decke als nordtransportiertes „Altes Dach“, nach Ch. EXNER (1989) jedoch als Teil der Peripheren Schieferhülle bezeichnet.

Abschluß der Schichtfolge bildet die Bündnerschiefer-Gruppe, die auch wieder in drei Teilschuppen gegliedert ist. Die Serien der Marislwand-Schuppe (Marislwand, 3,5 km südwestlich Ortschaft Zederhaus) setzen sich nördlich des Zederhaustales fort, während der mächtige Grünschieferzug der Zederhausschuppe heute im Talbereich endet. Im folgenden wird die Schichtfolge der Murtörl-, Schrovin- und Bündnerschiefer-Gruppe näher erläutert.

### **] Murtörl-Gruppe (Oberkarbon-Perm) (81-78)**

**Schwarzschiefer, örtlich mit gradierter Schichtung und mit Lagen von Albitblastenschiefer, Albitgneis, Prasinit und Chloritschiefer, 81**

**Graphitquarzit, 80**

**Kalkschiefer (südlich Helm), 79**

**Amphibolit (südlich Dolzenberg), 78**

Die Murtörl-Gruppe enthält neben mächtigeren Schwarzschiefern vereinzelte Lagen von Graphitquarzit, Kalkschiefer und Amphibolit. Ihre primäre Mächtigkeit wird von Ch. EXNER (1983 b, S. 61) auf einige 100 Meter geschätzt. Sie erreicht an den Nordhängen des Murtales bis 1400 m Mächtigkeit und ist am Ostrand des Tauernfensters tektonisch bis auf 50-100 m reduziert. In der Murtörl-Gruppe dominieren dunkle, meist kalkfreie Phyllite (Schwarzschiefer) mit Lagen von Albitblastenschiefern, die örtlich Übergänge zu Albitgneis erkennen lassen. Daneben treten auch sandige Lagen auf, die z.B. beim Wasserfall des Lanschützbaches, oberhalb Blasnerbauer im Murtal, eine gradierte Schichtung aufweisen. Untergeordnet treten Lagen von Graphitquarzit und Kalkschiefer (nördlich Blasnerbauer) auf. Ein 10 m mächtiger, massiger Amphibolit (Dolzenberg nördlich der Ortschaft Fall im Murtal) mit Relikten magmatogener Hornblende kann im Zusammenhang mit einem basischen Vulkanismus der Murtörlserie gesehen werden.

### **] Schrovin-Gruppe (Permotrias) (77-71)**

Die Schrovin-Gruppe bildet einen wichtigen Leithorizont in der Peripheren Schieferhülle. Im Bereich des Schrovin-Kopfes erreicht die Serie infolge dreifacher Schuppung tektonisch eine Mächtigkeit von ca. 300 m.

**Arkosequarzit, Albitblastenschiefer (Perm); tektonische Schürflinge (Augengranitgneis, Biotitalbitgneis), 77**

Der Arkosequarzit bildet ein gut kartierbares Leitgestein. Es handelt sich um Mikroklin-Phengit-Quarzite, Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneise und Albit-Phengit-Quarz-Schiefer von mehreren Zehnermeter Mächtigkeit. Das Gestein dürfte nach Ch. EXNER (1983 b, S. 61) aus Arkosesand und eventuell aus Liparit und dessen sauren Tuffen hervorgegangen sein. Mit diesem Arkosequarzit kommen Albitblastenschiefer vor, die wiederum eng mit Prasiniten verbunden sind, sodaß diese Abfolge eventuell als eine vulkanogene permische Gesteinsgesellschaft gedeutet werden kann. Bei dem, nördlich der Frisching Höhe, im hinteren Murtal, auftretenden Augengranitgneis dürfte es sich um einen abgescherten und mitgerissenen Kristallinspan von der Basis der Schrovin-Gruppe handeln. Als tektonische Späne aus dem Alten Dach können Biotit führende Albitgneise und Prasinite innerhalb der Albitblastenschiefer des Brettarecks (nördlich der Ortschaft Muhr im Zederhaustal) gedeutet werden.

**Graphitquarzit (Oberkarbon-Perm), 76**

**Geröllquarzit (?Verrucano, Perm-?Skyth), 75**

**Lantschfeldquarzit (Skyth), 74**

**Rauhacke (Trias), 73**

**Dolomit, Dolomitmarmor (Trias), 72**

**Kalkmarmor (Trias), 71**

Im Hangenden des Arkosequarzites tritt am Nordkamm der Frischinghöhe ein bis 1,5 m mächtiger Graphitquarzit auf. Darüber folgt 7 m Geröllquarzit (Perm-Skyth), der in einen Lantschfeldquarzit von 20 m Mächtigkeit übergeht. Der Geröllquarzit führt linsenförmig ausgewalzte, bis 5 cm lange Quarzgerölle. Charakteristisch für den Lantschfeldquarzit ist das Fehlen von Feldspat. Die karbonatische Trias darüber beginnt mit einer Reichenhaller Rauhacke, dann folgen Rauhacke, Dolomit, Dolomitmarmor und Kalkmarmor.

### **] Bündnerschiefer-Gruppe (Jura-Kreide) (70-64)**

**Dolomitbreccie (Jura), 70**

Die Bündnerschiefer-Gruppe beginnt lokal mit einer Dolomitbreccie, die, im Vergleich mit den penninischen Serien in der Glocknergruppe, als liassische Brennkogelserie bezeichnet wird. Diese Serie setzt sich im Osten auf Blatt 157 Tamsweg, fort. Die beiden hangenden Schuppen von Bündnerschiefern führen jeweils Trias-Schollen als Leitbänder an der Basis. Der Trias-Schollenzug des Kammereiches Großbeck-Brettereck-Grießenspitze bildet die Basis der Bündnerschiefer-Gruppe der Marislwandschuppe. Darüber folgt westlich des Ortes Zederhaus der Trias-Schollenzug Steinitzen-Pleißnitzkogel-Plankowitzspitze-Hiasbauer Alm, als Basis der Bündnerschiefer-Gruppe der Zederhausschuppe.

**Karbonatquarzit (Jura), 69**

Ein etwa 20 m mächtiger Karbonatquarzit besteht aus meist löcherig anwitterndem, grün gebändertem Sericit-Chlorit-Calcit-Quarzit und lagenweise aus kalkfreiem Sericit-Chlorit-Quarzit. Phengit fehlt.

**Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen, Kalkglimmerschiefer (Jura), 68**

Der graue, braun verwitternde Kalkschiefer ist teils als Kalkphyllit, teils als Kalkglimmerschiefer ausgebildet und enthält glimmerreiche Kalkmarmorbänke und dünne Quarzitlagen. In den isoklinal verfalteten Bratschenhängen erreicht der Kalkschiefer mehrere 100 m Mächtigkeit.

**Schwarzschiefer mit dünnen Quarzitlagen, Tonschiefer (Jura-Unterkreide), 67**

Sie treten in Wechsellagerung mit Kalkschiefer auf bzw. gehen häufig kontinuierlich in diese über. In der Karte 1 : 50000 sind, wie in der Originalkarte von Ch. EXNER (1983 b) nur die mächtigen Schwarzschieferzüge ausgeschieden, geringer mächtige Lagen sind unter der Signatur Kalkschiefer (68) subsumiert.

**Serpentinit, Talkschiefer, Aktinolitfels, Chloritfels (Jura-Unterkreide), 66**

Die in Verbindung mit den Kalkschiefern auftretenden Serpentine und Serpentinbegleitgesteine sind meist von dünnen Schwarzschieferlagen umgeben. Serpentin ist als Antigoritserpentin und, im hintersten Murtal, bei der Stickler Hütte, auch als Bronzitserpentin entwickelt. Er ist tektonisch in lang hinstreichende, bis 70 m mächtige boudinierte Schollenzüge

aufgelöst. Als Serpentinbegleitgesteine treten Asbest, Talkschiefer, Aktinolithfels, Chloritfels und Chloritschiefer mit Magnetitblasten auf. Serpentin tritt nördlich des Zederhaustales nur mehr in kleinen tektonischen Schollen nördlich Fell (ca. 5 km südöstlich Zederhaus) auf.

#### **Ophicalcit, 65**

Im Bereich der Röhspitze bildet Ophicalcit im m-Bereich einen Reaktionsraum zwischen Serpentin und Kalkschiefer.

#### **Grünschiefer (Jura–Unterkreide), 64**

Der Grünschiefer tritt generell lithostratigraphisch im Hangenden des Serpentinits auf. Es handelt sich häufig um gebänderte Amphibol-Biotit-Chlorit-, Biotit-Chlorit- und Chlorit-Prasinite. Sie dürften hauptsächlich aus basaltischen Tuffen und nur untergeordnet aus Basaltlaven hervorgegangen sein. Der zur Marislwandschuppe gehörende Grünschieferzug 100 m nördlich Murtörl-Lanschütz-Gosseneck erreicht beinahe 200 m Mächtigkeit. Nordöstlich des Zederhaustales tritt er in Wechsellagerung mit Kalkmarmor und Kalkschiefern (68) und verzahnt sich lateral fingerförmig mit Schwarzschiefern (67). Der nördlichere, zur Zederhausschuppe gehörende Grünschieferzug erreicht, tektonisch bedingt, bis 800 m Mächtigkeit und endet südöstlich der Ortschaft Zederhaus.

### **3.1.6. Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unterostalpinen Schollen**

Den Gesteinsserien zwischen der Peripheren Schieferhülle und dem Unterostalpin der Radstädter Tauern kommt eine eigene, im Detail noch nicht befriedigend gelöste Stellung zu. Aufgrund zahlreicher Verschuppungen im Überschiebungsbereich Penninikum /Unterostalpin einerseits und dem Auftreten sedimentärer Breccien in der Bündnerschiefer-Gruppe andererseits wird diese Zone von W. FRISCH et al. (1987, S. 60 f.) auch zur Matreier Zone gestellt.

Der Bündnerschiefer-Gruppe der Nordrahmenzone sind in mehreren Niveaus Schollen unterostalpiner Herkunft eingeschaltet. Es handelt sich dabei um Züge, bestehend aus Twenger Kristallin, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Dolomit und Kalkmarmor, deren größte und bekannteste die Schollen der Rieding-Spitze und des (Riedingtaler) Weißecks sind. Die Stellung dieser Schollen ist unklar (Ch. EXNER, 1983 b, S. 65: „Es ist überhaupt nicht möglich, eine scharfe Grenze zwischen Nordrahmenzone und Unterostalpin anzugeben.“).

Besonders häufig tritt ein Wechsel penninischer und unterostalpiner Schollen im Bereich des Ht. Riedingtales (Weißgruben-Scharte; Westrand der Kesselspitz-Decke) und des Lantschfeldtales auf, wo eine Zuordnung entweder zur Nordrahmenzone oder zum Unterostalpin mit Vorbehalt getroffen wurde. In den stark tektonisierten Bereichen im Norden der Hochfeindgruppe (Hochfeind-Decke/Nordrahmenzone) war ja auch schon bei der Kartierung oft schwer eine eindeutige Zuordnung z.B. von nachtriadischen Schiefen zum Penninikum oder Unterostalpin zu treffen.

#### **] Unterostalpine Schollen**

Ob die Riesenschollen (Rieding-Spitze, Weißeck) und zahlreichen kleineren Schollen unterostalpiner Herkunft nun im Zuge des Deckenbaues tektonisch eingeschuppt oder bereits als Olistholite in die Bündnerschiefer-Gruppe eingeglitten sind, muß also offen bleiben. Das Auftreten von Breccien

(vom Typ Gr. Reicheskogel) in den Bündnerschiefern legt in Verbindung mit den zahlreichen anderen schieferungsparallel eingeschichteten Schollen unterostalpinen Herkunft jedoch eine Deutung als Olistholite nahe. Dies umsomehr, als ähnliche Phänomene in der Nordrahenzone des Großarltales von H. PEER & W. ZIMMER (1980, S. 433 f.; Klastika führende grüne Quarz-Sericitphyllite; Großschollen des Schuhflicker und Saukarkopf) aber auch in der tiefsten unterostalpinen Einheit, der Hochfeind-Decke (Olistholite der Schwarzeck-Formation, H. HÄUSLER, 1988 a) beobachtet wurden.

## ] Twenger Kristallin (63–60)

### **Paragneis, 63**

### **Amphibolit, 62**

### **Orthogneis, granitisch, 61**

Die permotriadischen Schollen des Weißenecks, der Rieding-Spitze und des Tiefenbaches führen basal Reste von Twenger Kristallin. Es besteht im Bereich der Riedingspitze-Tiefenbach-Scholle aus 120 m mächtigem Paragneis (Chlorit-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Gneis) und 20 m mächtigem Orthogneis (Granitgneis). Beide Gneistypen sind diaphthoritisch, enthalten Relikte voralpidischer Hellglimmer und als alpidische Neubildungen Sericit, Chlorit, Albit, Quarz und Stilpnomelan. Daneben tritt ein 20 m mächtiger Amphibolit (chloritreicher Epidotamphibolit) auf, der voralpidische Amphibolit-Relikte enthält und ebenfalls diaphthoritisch ausgebildet ist.

### **Chlorit-Sericit-Quarz-Phyllit, 60**

Als Diaphthorit, dessen Ausgangsgestein nicht mehr mit Sicherheit nachgewiesen werden kann, kommt ein Chlorit-Sericit-Quarz-Phyllit vor, dessen Strukturen und Mineralgehalt vermuten lassen, daß es sich hauptsächlich um Diaphthorite nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis handelt. Daneben mögen auch tuffitischer Grünphyllit und paläozoischer Quarzphyllit vertreten sein (petrographische Konvergenz).

## ] Permotrias (59–54)

Über dem Twenger Kristallin folgt in den Schollen des Weißenecks, der Riedingspitze und des Tiefenbaches eine Permotrias, deren Stratigraphie und Fazies deutliche Analogien zu den weiter nördlich auftretenden, unterostalpinen Schichtfolgen der Radstädter Tauern erkennen läßt.

### **Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit (Perm–Skyth), 59**

Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit sind nur wenige Zehnermeter mächtig aufgeschlossen und häufig tektonisch reduziert.

### **Rauhwacke, 58**

Unteranisische Rauhwacke (Reichenhaller Rauhwacke) bildet ein 20 m mächtiges Leitband.

### **Kalkmarmor und dunkler Tonschiefer (nördlich Riedingsee) (Anis), 57 Kalkmarmor, 56**

Im Bereich des Riedingsees folgen über der Rauhwacke anisischer Bänderkalk, Dolomitschlierenkalk und Tonschiefer sowie ein 10 m mächtiger, stellenweise rosa oder gelblichgrauer Kalk und Kalkmarmor.

### **Dolomitmarmor; Bereich Riedingspitze und Weißbeck: „Wettersteindolomit“ (Ladin), 55**

Der bis 200 m mächtige graue oder farblose, massige Dolomit entspricht dem Wettersteindolomit. An NNE–SSW streichende Klüfte dieses Dolomits ist ein unter Sammlern bekanntes Flußspatvorkommen gebunden.

### **Dolomit, Tonschiefer, Dolomitschiefer, Lumachelle (z.B. „Raibler Schichten“ des Weißbeck) (Karn), 54**

Im Hangenden der Weißbeck-Scholle sind typische „Raibler Schichten“ aufgeschlossen. Es handelt sich um mehrere Zehnermeter mächtige Ton- und Dolomitschiefer, welche im Ödenkar Kristalldolomit mit einer Lumachelle unbestimmbarer Bivalven führen. Den Grenzbereich zwischen Wettersteindolomit und „Raibler Schichten“ bildet ein dunkler gebankter Dolomit und eine endogene Dolomitreccie.

In der Bündnerschiefer-Gruppe der Nordrahmenzone überwiegen Grünphyllite, Schwarzschiefer und Kalkglimmerschiefer, während Breccien bzw. Metaquarzite nur untergeordnet auftreten. Nach Ch. EXNER (1983 b, S. 66) treten im geologischen Verband mit den unterostalpinen Schollen südlich der Riedingspitze auch noch jurassische bis unterkretazische Schichten (Kalkschiefer, Breccie, ?Metaradiolarit) auf.

### **Breccie (mit Karbonatkomponenten, Typus Großer Reicheschkogel), 53**

Die polygene Breccie vom Typ Großer Reicheschkogel (SSW Rieding-Spitze) bildet einen 5 km langen und infolge lokaler tektonischer Anschoppungen bis 90 m mächtigen Gesteinszug. Die Breccie enthält Komponenten aus grauem Dolomit, farblosem Kalkmarmor und farblosem Quarzit, die in Richtung der Lineation gelangt sind und (längste) Durchmesser von cm bis 2 m erreichen. Über die genauere Alterszuordnung der Breccie innerhalb der Bündnerschiefer-Gruppe (Jura, Kreide) liegen keine Hinweise vor.

### **Metaquarzarenit (Chloritoidquarzit), 52**

Im Hangenden der Bündnerschiefer-Gruppe tritt in der Hochfeindgruppe, südöstlich des Weißenecks, am Ostrand des Kartenblattes, ein Metaquarzarenit (Chloritoidquarzit, Kämpenquarzit nach Ch. EXNER, 1989, S. 20; 1990) auf, der 10–20 m mächtig, von den Kämpenköpfeln, nordwestlich Gr. Lanschütz (Blatt 157 Tamsweg) gegen Westen streicht und auf Blatt 156 Muhr, südwestlich der Hauser Alm, auskeilt. Dieser Quarzit wurde weiter westlich nicht mehr angetroffen.

### **Schwarzschiefer mit dünnen Quarzitlagen; schwarzer Kalkphyllit, dunkler Tonschiefer, 51**

Unter der Bezeichnung Schwarzschiefer wurden hier milde dunkle Tonschiefer mit sandigen Lagen und schwarze Kalkphyllite mit gelegentlich dünnen Quarzitlagen zusammengefaßt.

### **Grünphyllit (? Metatuffit); Heller Phyllit, dunkler Phyllit, Quarzitschiefer mit vereinzelt Linsen und Lagen von Bündnerschiefer-Marmor, 50**

Besonders typisch für die Bündnerschiefer-Gruppe der Nordrahmenzone ist die weite Verbreitung von Grünphyllit. Es handelt sich petrographisch um einen Chlorit-Sericit-Quarz-Phyllit. Genetisch dürfte es sich größtenteils um einen metamorphen, unterkretazischen basischen Tuffit handeln. Es sind aber örtlich auch petrographische Konvergenzen zu diaphthoritischem paläozoischem Quarzphyllit und zu diaphthoritischem Twenger Kristallin vorhanden (Ch. EXNER, 1983 b, S. 64). Ferner wurden in der Karte, nördlich des Zederhaustales, mit dieser Signatur helle sericitisch-quarzitische Phyllite mit vereinzelt Linsen und Lagen von Bündnerschiefer-Marmor dargestellt.

## **3.2. Unterostalpin**

Die litho- und biostratigraphische Gliederung der unterostalpinen Schichtfolgen ist in der Hochfeindgruppe von E. CLAR (1937 a–c), in der Hochfeind-



und Pleißinggruppe von A. TOLLMANN (seit 1958) und in der Mosermandlgruppe von A. TOLLMANN (1958 a) und W. DEMMER (1961) bearbeitet worden. Eingehende Zusammenfassungen der fossilreichen mesozoischen Schichtglieder finden sich bei A. TOLLMANN (1977). Eine neuere lithostratigraphische und paläogeographische Bearbeitung nachtriadischer unterostalpinen Schichtglieder stammt von H. HAUSLER (1988 a). Die altpaläozoischen Serien der Katschbergzone werden zur Quarzphyllit-Decke gestellt. Für das Kartenblatt 156 Muhr wurde für alle unterostalpinen Einheiten des Kartenblattes – ohne Rücksicht auf fazielle Unterschiede in den verschiedenen tektonischen Einheiten – eine einheitliche Legende erstellt. Im folgenden werden diese Schichtfolgen daher auch, unter Hinweis auf die zahlreichen publizierten Detailarbeiten, nur in groben Zügen charakterisiert. Die Schichtfolgen der unterostalpinen Einheiten von Mosermandl-, Pleißing- und Hochfeindgruppe umfassen Twenger Kristallin und Permotrias in sehr ähnlicher Ausbildung, während der Jura recht unterschiedlich ausgebildet ist. Eine Übersicht über die Lagerungsverhältnisse der Formationen in der Hochfeindgruppe gibt Abb. 4 und in der Pleißinggruppe Abb. 5.

#### **Twenger Kristallin, Gurpitschek-Kristallin, diaphthoritisch (Schiefer, Paragneis, untergeordnet Granitgneis und Amphibolit), 49**

Das vortriadische, alpidisch diaphthoritisierte unterostalpine Kristallin, für das in den Radstädter Tauern der Sammelbegriff Twenger Kristallin verwendet wird, besteht vorwiegend aus Paragneisen, Orthogneisen, Gneisphylloniten, Amphiboliten und Glimmerschiefern (Ch. EXNER, 1983 a). Der grobkörnige Orthogneis nördlich Mauterndorf wird als Mauterndorfer Granitgneis bezeichnet. Das Auffallende an dieser vortriadischen Schichtfolge ist, daß der Lantschfeldquarzit z.B. direkt über den grünen Schiefnern des Twenger Kristallins auftritt. Auf eine großräumige Erosion vorpermischer Schichtglieder deuten jedenfalls die Grobklastika (Dolomitreccien) in der Quarzphyllit-Decke östlich Tweng (A. TOLLMANN, 1961 a). Das Kristallin des Gurpitschek-Zuges wird von A. TOLLMANN in dieser Arbeit als Gurpitschek-Kristallin bezeichnet.

#### **Quarzphyllit (regressiv metamorph nach Glimmerschiefer und Gneis), 48**

#### **Katschberg-Quarzphyllit (progressiv metamorph; Altpaläozoikum), 47**

Die unterostalpinen Serien der Katschbergzone treten im Südosten des Kartenblattes auf. Die Katschbergzone umfaßt nach Ch. EXNER im Katschberg-Gebiet die im Hangenden der Peripheren Schieferhülle aufgeschlossenen, tektonisch reduzierten Schollen der Matreier Zone/Nordrahmenzone, der Permotrias der unterostalpinen Radstädter Decken, einen zusammenhängenden Streifen des unterostalpinen altpaläozoischen Quarzphyllites der Radstädter Tauern (= der Quarzphyllit-Decke) und Kristallin-Diaphthorite. Auf das Kartenblatt 156 Muhr entfallen nur altpaläozoische Serien, die tektonisch der Peripheren Schieferhülle auflagern. Der diaphthoritische Quarzphyllit des Wolfsbachtals geht durch regressive Metamorphose aus dem phyllitischen Glimmerschiefer und Paragneis der auflagernden Ostalpinen Decke hervor. Die Grenze zum Katschberg-Quarzphyllit ist recht unscharf.

---

#### **Abb. 4.**

Profiserie durch die Jurabreccien führende Hochfeind-Decke im Hochfeind-Gebiet, südwestlich Tweng (H. HAUSLER, 1988, Abb. 34). Die Rekonstruktion der Jurafazies in den unterostalpinen Decken ergibt das Bild eines gegen das Südpennin durch Bruchstufen gegliederten, unterostalpinen Kontinentalrandes.

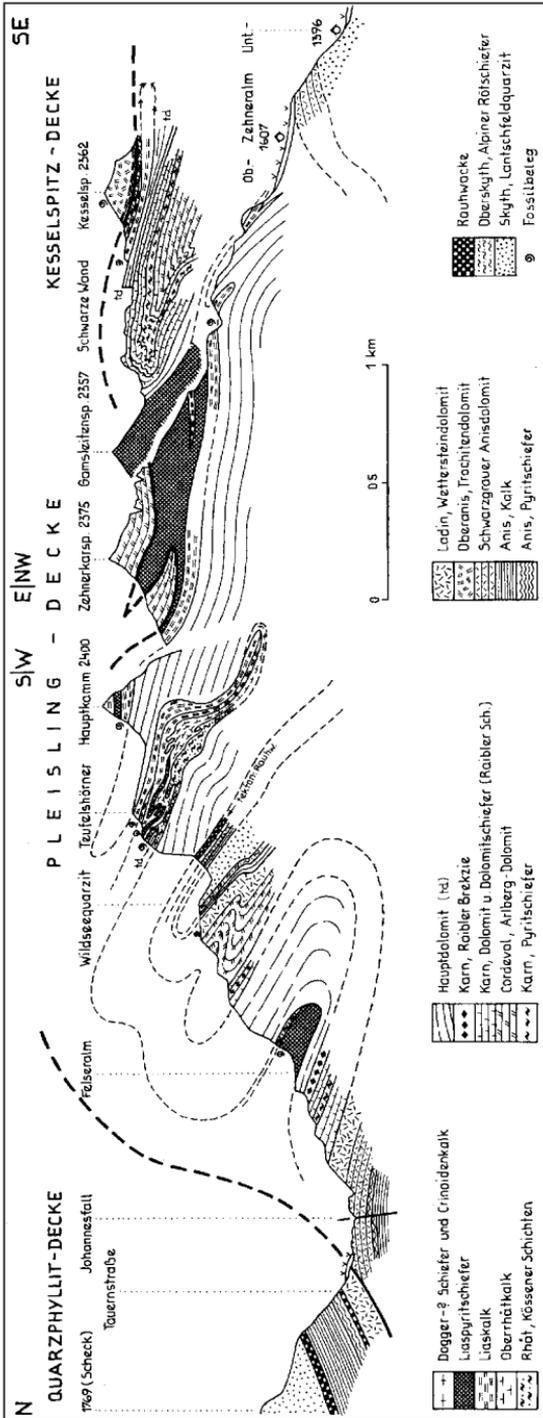


Abb. 5: Profil durch die Pleißinggruppe (A. TOLLMANN, 1977, Abb. 43). Der Schnitt zeigt den durch Liegendfalten charakterisierten Baustil des unterostalpinen Deckensystems in den Radstädter Tauern. Die Decken bestehen – von der Quarzphyllit-Decke mit ihrer verkehrten Schichtfolge (links) abgesehen – aus aufrechten Sedimentgesteinsfolgen, die intern einen kräftigen nordvergenten Faltenbau aufweisen. Dieser Faltenbau ist beim Zehnerkar (Obertauern) prächtig aufgeschlossen (Detail im Profil rechts: Faltenstrukturen der Schwarzen Wand siehe Abb. 6; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung des Verlages).

Der Katschberg-Quarzphyllit ist ein dunkelgrauer, mitunter hellgrau-grünlischer Sericit-Chlorit-Quarz-Phyllit. Seine Mächtigkeit beträgt im Gebiet Tor-scharte-Wolfsbachtal 150 m.

#### **Sericitphyllit (Quarzphyllit), 46**

#### **Quarzit, Graphitquarzit, 45**

#### **Graphitkalk, Bänderkalk (Silur), 44**

#### **Eisendolomit (Silur), 43**

Der Sericitphyllit des Gurpitschekzuges südwestlich Obertauern (46; A. TOLLMANN, 1961) wird von der Position her dem Katschberg-Quarzphyllit des südöstlichen Kartenbereiches (Katschberg-Gebiet; 47) gleichgesetzt. Der Katschberg-Quarzphyllit enthält wenige m mächtige, lang hinstreichende Schollenzüge aus Quarzit und Karbonatgesteinen. Es handelt sich dabei um Quarzit und Graphitquarzit, Graphitkalk und Bänderkalk des Silur und um einen dunkelgrauen, Ankerit führenden Dolomit (Eisendolomit), dessen ober-silurisches Alter durch Conodonten (H.P. SCHÖNLAUB et al., 1976) belegt ist.

#### **Lantschfeldquarzit (Skyth), 42**

Der undeutlich gebankte Lantschfeldquarzit ist bis mehrere Zehnermeter mächtig.

#### **Reichenhaller Rauhwacke (Anis), 41**

Eine 20–50 m mächtige Rauhwacke leitet zu der karbonatischen Mitteltrias über.

Die Mittel- und Obertrias in der Hochfeindgruppe ist etwa 900 m mächtig entwickelt. In der Pleißlinggruppe ist die Trias-Schichtfolge insgesamt mächtiger und schichtenreicher. Die kompilierte maximale Gesamtmächtigkeit der Mittel- und Obertrias beträgt etwa 1000 bis 1250 m (vgl. A. TOLLMANN, 1977, Tab. 45).

### **] Gutenstein-Formation (Anis) (40–38)**

#### **Tonschiefer, 40**

#### **Kalkmarmor und Mergelschiefer, 39**

#### **Dolomitmarmor, 38**

Ähnlich der Gutenstein-Formation der Nördlichen Kalkalpen umfaßt das unterostalpine Anis Tonschiefer, Mergelschiefer, Kalk- und Dolomitmarmor. In der Pleißlinggruppe ist das ca. 200 m mächtige Anis gut gegliedert und führt nach A. TOLLMANN (1977, Tab. 4) fossilführende Tonschiefer, Kalkschiefer, Dolomitschiefer und Breccien der Gutensteiner Basisschichten, Crinoiden führende Bänderkalke, Crinoiden führende Hornsteinknollen-Dolomitschlieren-Kalke, eine Anisbreccie und hangend einen fossilführenden grauen Trochitendolomit bzw. schwarzen dickbankigen Dolomit und schwarzen Kalk. Fossilien (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 4): *Costatoria costata* (ZENKER), *Encrinurus liliiformis* (LAM.), *Loxonema constrictum* BOEHM, *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL)?, *Entrochus silesiacus* BEYR.

#### **Dolomitmarmor („Wettersteindolomit“, Ladin–Cordevol), 37**

Der Diploporen führende Wettersteindolomit ist 150 bis 300 m mächtig ausgebildet. Fossilien (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 4): *Diploporella annulata* SCHAFFH., *D. cf. annulatissima* PIA, *Teutloporella herculea* STOPP., *T. cf. nodosa* (SCHAFFH.), *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Omphaloptycha cf. eximia* HOERNES.



Abb. 6: Faltenstrukturen der Schwarzen Wand im Osten der Pleißinggruppe, Radstädter Tauern. Die riesige nordvergente Liegendfalte der Pleisling-Decke besteht aus obertriadischen Schichtgliedern. Die gegen Norden (links) weisende Faltenvergenz belegt den nordvergenten Schub des Tauernfensters durch das Ostalpin.

### ] Partnach-Arlberg-Formation (Ladin-Cordevol) (36-34)

**Kalkmarmor, 36**

**Mergelschiefer, 35**

**Hellgrauer, gebänderter bis massiger Dolomitmarmor, 34**

Zwischen dem Wettersteindolomit und den höheren karnischen Schichten tritt eine kartierungsmäßig gut faßbare, etwa 100 m mächtige Serie auf, die früher als Partnach-Schichten, aber wegen der faziellen Ähnlichkeiten mit der Vorarlberger Fazies der Nördlichen Kalkalpen von A. TOLLMANN (1977, S. 115) als Arlbergschichten bezeichnet wird. Es handelt sich bei der Partnach-Arlberg-Formation überwiegend um Kalkmarmor, Mergelschiefer und hellgrauen, gebänderten bis massigen Dolomitmarmor. Besonders schön ist diese Formation in der Schwarzen Wand, südlich des Radstädter Tauernpasses aufgeschlossen (Abb. 6). Fossilien: Lumachellelagen, Crinoiden.

**Tonschiefer (Karn), 33**

**Dolomitschiefer (Karn), 32**

**Dolomit- („Kristalldolomit“) und Kalkmarmor (Karn), 31**

Die Schichten des höheren Karn sind lokal sehr unterschiedlich ausgebildet. Sie sind jedoch immer von entscheidender Bedeutung für die Abtrennung des Wettersteindolomites vom Hauptdolomit. Die Tonschiefer-Sandsteingruppe ist mehr auf den tieferen Teil beschränkt. Die gelegentlichen Vorkommen von Sandsteinen (z.B. südwestlich Sichelwand, südlich Radstädter Tauernpaß; kohlige Lagen mit Pflanzenresten östlich des Faulkogels, nordwestlich Mosermandl) oder Breccien wurden zu den Tonschiefern gestellt. Im Hangenden überwiegen Dolomitschiefer und der grobspätige „Kristalldolomit“ bzw. Kalkmarmor. Fossilien (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 4): Pflanzenreste, *Isocrinus tyrolensis* (LAUBE).

**Dolomitmarmor („Hauptdolomit“, Nor), 30**

Der einige hundert Meter mächtige Hauptdolomit ist stets dick gebankt. In der Hochfeindgruppe ist ein etwa 20 m mächtiges Plattenkalkniveau als

Wechselfolge von Kalk- und Dolomitbänken mit Brachiopodenlumachellen und Echinodermen ausgebildet. In der nördlichen Pleißingruppe sind dem Hauptdolomit mehrere dm mächtige Tonschiefer eingelagert, die von A. TOLLMANN (1977, S. 115) als Keuperlagen bezeichnet werden. Fossilien (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 4): *Priscopedatus triassicus* MOSTLER, *Cardita* sp.

### **Kössen-Formation (Kalkmarmor, Kalkschiefer, Rhät), „Oberrhätkalk“, 29**

Die Kössen-Formation besteht aus Zehnermeter mächtigem, sehr fossilreichem dunklem Kalkmarmor und Tonschiefern mit einer sehr charakteristischen, an Korallen reichen Fauna („Lungauer Fazies“; A. TOLLMANN, 1977, S. 111 ff.). Die Obertrias endet mit einem Zehnermeter mächtigen hellblaugrauen gebankten Kalkmarmor, der in der Hochfeindgruppe, im Bereich des Ht. Fuchssees, große Megalodonten führt. Kalkmarmor und Kalkschiefer der Kössen-Formation sowie die Karbonatbänke des Oberrhät wurden mit einer Signatur ausgeschieden. Fossilien (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 3, 4): Korallen, Megalodonten, Gastropoden, Seeigelreste; *Astraeomorpha crassisepta* RSS., *Opelismilia rudis* (EMMR.), *Thecosmilia clathrata* EMMR., *Isocrinus bavaricus* WINKLER, *Triadocidaris lungauensis* TOLLM., *Thecosmilia fenestrata* RSS., *Th. bavarica* FRECH, *Stylophylum tenuispinum* FRECH, *Gervilleia inflata* (SCHAFFH.), *Pecten* sp., *Rhaetina gregaria* SUESS.

### **Kalkmarmor, Bänderkalkmarmor (Lias), 28**

#### **Tonschiefer (Lias-Dogger), 27**

#### **Beccie (z.B. Türkenkogelbreccie des Hochfeindgebietes mit Karbonat- und Quarzitkomponenten; Lias-Dogger), 26**

In der Hochfeindgruppe beginnt die tiefer jurassische Türkenkogel-Formation (früher als Türkenwand-Schichten, nach dem ursprünglichen Bergnamen für das Schwarzeck, benannt) lokal mit einer cm- bis m-mächtigen Basalbreccie. Darüber folgt eine 20–100 m mächtig aufgeschlossene Serie aus Breccien, Kalkmarmoren und Tonschiefern. In der bis mehrere Zehnermeter mächtigen Türkenkogelbreccie lassen Komponenten-gestützte Breccienbänke noch deutlich sedimentäre Strukturen wie Bankung, Internschichtung, normale Gradierung und andeutungsweise invers bis normal-gradierte Internschichtung erkennen. Die Breccien führen überwiegend Kalk-, Dolomit- und Quarzitkomponenten, wobei in den basalen Bänken zuerst Elemente der Kössen-Formation und in höheren Niveaus hauptsächlich Triaskarbonate und skythischer Lantschfeldquarzit geliefert wurden, was auf eine zunehmende Tiefenerosion im Liefergebiet während des tieferen Jura schließen läßt. Basal treten auch dunkle Kalkschiefer, Tonschiefer und Kalkmarmore mit Belemniten und Crinoiden auf. In der Pleißingruppe überwiegt im tieferen Jura die Crinoiden führende Kalkfazies, Karbonatkomponenten führende Breccien treten nur ganz untergeordnet und sehr gering mächtig auf. Fossilien (A. TOLLMANN, 1977, Tab. 4): Belemniten, Crinoiden, Bivalven; *Isocrinus* cf. *basaltiformis* (MILLER).

### **] Radiolarit-Formation (Untermalm) (25–24)**

#### **Tonschiefer, z.T. kieselig, Mn führend**

#### **(im Niveau des Metaradiolarites), 25**

#### **Bänderquarzit (Metaradiolarit), 24**

Die Radiolarit-Formation des Malm besteht überwiegend aus einem Bänderquarzit sowie aus teilweise kieseligen Tonschiefern. Der nur lokal im Fuchsseegebiet südwestlich Tweng, nordöstlich des Schwarzeck, aufgeschlossene Stilpnomelan und Mangan führende Bänderquarzit (H. MEIXNER,

1935, 1978) wird als Metaradiolarit gedeutet. Er wird gegen Osten durch einen gering Mangan führenden kieseligen Tonschiefer vertreten. Untergeordnet treten innerhalb des Bänderquarzites auch gering-mächtige Breccien und grüne Phyllite auf. In der Pleißlinggruppe beendet der Metaradiolarit die heute aufgeschlossene Schichtfolge.

### **] Schwarzeck-Formation (Höherer Malm-?Unterkreide) (23–22)**

#### **Grüner Phyllit, 23**

#### **Schwarzeckbreccie**

#### **(mit Karbonat-, Quarzit- und Kristallinkomponenten), 22**

Diese jüngsten unterostalpinen Schichten sind nur in der Hochfeindgruppe, zwischen Lantschfeld und Zederhaustal, aufgeschlossen. Die Schwarzeck-Formation, deren Name sich von dem über 2600 m hohen Schwarzeck ableitet, nimmt höheren Jura bis ?Unterkreide ein und setzt sich aus grünen Schiefen und Phylliten und ableitet, nimmt höheren Jura bis ?Unterkreide ein und setzt sich aus grünen Schiefen und Phylliten und der Schwarzeckbreccie zusammen. Die Schwarzeckbreccie ist im Bereich der Grubach-Spitze als durchgehende, etwa 70–90 m mächtige, Komponenten-gestützte Breccie aufgeschlossen, die nach Westen hin rasch an Mächtigkeit abnimmt. Sie führt Karbonat-, Quarzit- und Kristallinkomponenten von durchschnittlich 2–10 cm Länge. Daneben treten die von A. TOLLMANN (1964 b) erstmals beschriebenen Olistholite auf. Es handelt sich dabei vorwiegend um Trias-Karbonatschollen mit mehreren Zehnermeter bis einige hundert Meter Länge. Diese Riesenkomponenten sind in der Karte 1 : 50000 eigens ausgeschieden worden. Untergeordnet treten auch Breccien auf, für die ein Matrix-gestütztes Ausgangssediment angenommen werden kann. Sowohl lateral als auch vertikal wird die Schwarzeckbreccie von grünen Schiefen (Grüner Phyllit) vertreten. Es handelt sich dabei um einen Albit führenden Sericit-Chlorit-Quarz-Phyllit. Seit E. CLAR (1937 c, S. 271) wird dieser Phyllit als ehemals toniges bis feinsandiges Metasediment interpretiert, das hauptsächlich aus aufgearbeiteten kristallinen Gesteinen entstanden ist. Untergeordnet treten in der Schwarzeck-Formation auch Matrix-gestützte Breccien, Metaquarzarinite, graue Tonschiefer und ein lachsroter Marmor auf.

### **3.3. Mittelostalpinen Altkristallin**

Die tektonisch eigenständigen Kristallinserien zwischen Untergrund Oberostalpin werden von Ch. EXNER als Altkristallin und von A. TOLLMANN als mittelostalpinen Kristallin bezeichnet. Auf das Kartenblatt 156 Muhr entfällt nur ein kleineres Vorkommen im Südosten.

#### **Paragneis, 21**

#### **Amphibolit und Chloritschiefer, 20**

#### **Phyllitischer Glimmerschiefer, 19**

Im Gebiet um das Hirneck (im Südosten des Kartenblattes) besteht das Altkristallin vorwiegend aus retrograd metamorphem, phyllitischem Glimmerschiefer, der Albit, Sericit, Chlorit und feinblättrigen Biotit sowie chloritisierten Biotit und Granat enthält. Untergeordnet sind den phyllitischen Glimmerschiefern Amphibolite und Chloritschiefer sowie Bändergneise (Paragneis) eingelagert. Östlich des Radstädter Tauernpasses (auf Blatt 157 Tamsweg) folgen über dem Quarzphyllit der Quarzphyllit-Decke Paragneise mit Amphibolitlagen des Schladminger Kristallins (Schladminger Gneis-Decke nach Ch. EXNER, 1990).

### 3.4. Quartär

Aufgrund der Höhenlage der erraticen Blöcke in der Hafnergruppe läßt sich ermitteln, daß die Oberfläche des Eisstromnetzes während der pleistozänen Hauptvereisungen eine Höhenlage über 2000 m Seehöhe einnahm (Ch. EXNER, 1983 b, S. 68). Die höchsten Berggipfel sind glazial nicht überformt. Die tieferen Teile der heutigen Haupttäler der Hafnergruppe waren von etwa 800 bis 1300 m dickem Eis überdeckt. An der Form der Trogtäler und der erhaltenen Schliffkehle (z. B. Lanisch Ochsenleiten, hinterstes Liesertal) läßt sich lokal die Oberfläche des Würm-Eisstromes rekonstruieren. Kleinere Vorkommen vermutlich eiszeitlicher Hangbreccien sind an der Südseite der Hochfeindgruppe, entlang des Dorferbaches, in 1760 m Höhe und im Südosten der Mosermandlgruppe, im Gr. Kesselbach, in 1560 m Höhe, aufgeschlossen. Über die Beziehung zwischen Eisrückzug und Entwässerungsnetz im Lungau berichtet H. WEINGARTNER (1988). Die jüngste geologische Geschichte ist in fluviatilen Ablagerungen, Verwitterungserscheinungen, Karsterscheinungen, Phänomenen der Massenbewegungen und der Bildung neuzeitlicher Moränenwälle belegt.

#### **Konglomerat bei Wald im Zederhaustal (interstadial), 18**

Das interstadiale Konglomerat westlich des Tunnelportals bei Wald im Zederhaustal stellt nach Ch. EXNER wahrscheinlich ein See-Sediment dar, welches von Moränen eines jüngeren Gletschervorstoßes überlagert wird.

#### **Moränenwall i. a., 17**

Die Signatur „Moränenwall im allgemeinen“ markiert glaziale Rückzugsstadien, Stillstände bzw. Vorstöße, welche post-Würm bis frührezent erfolgten.

#### **Moräne, 16**

Unter dieser Bezeichnung sind Geschiebemergel und fluvioglaziale Schotter und Sande der Hauptvereisungen, der Würm-Rückzugsstadien und der rezenten Gletscher zusammengefaßt.

#### **Moränenwall 1850, 15**

Im Vorfeld der rezenten Gletscher sind die mächtigen Moränenwälle aus der Zeit um das Jahr 1850 gut kenntlich.

#### **Moränenwall 1917–1920, 14**

Nach den Untersuchungen von Ch. EXNER (1983 b) stellte sich heraus, daß ein Eisenbahndamm-ähnlicher, vegetationsarmer Wall aus der Zeit um 1917–1920 das unmittelbare Vorfeld der größeren rezenten Gletscher bildet.

#### **Grobblockwerk, 13**

Die großen Areale mit kubikmetergroßem Bergsturzblockwerk auf den Nordhängen lassen sich auf schieferungsparallele isoklinale Massenbewegungen zurückführen. Es handelt sich dabei um Zergleitungen und Rutschungen an den N-fallenden Hängen zum Zederhaus-, Mur- und Liesertal und an den Nord- und Südhängen des Maltatales. Die Bergsturz-Entwässerungsquellen westlich der Orte Zederhaus und Gries haben Quellsinter und Kalktuffe abgelagert.

#### **Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen, 12**

Die Signatur „Unter Wahrung des Gesteinsverbandes abgerutschte Gesteinsmassen“ wurde von Ch. EXNER nur dort verwendet, wo interessante

Schichtfolgen trotz verrutschten Zustandes beobachtbar geblieben sind. Derartige Rutschungen treten z.B. in der Bündnerschiefer-Gruppe im Süden und Westen der Ortschaft Zederhaus, südlich der Sticklerhütte im oberen Murtal, in der Katschbergzone südöstlich der Stern-Spitze und im Zentralgneis westlich und südwestlich der Ortschaft Muhr auf.

### **Abrißkante von Massenbewegung, 11**

In Ergänzung zu den Bergzerreißungsspalten ließen sich bei der fotogeologischen Auswertung zahlreiche Abrißkanten von Rutschungen auskartieren. Besonders auffallend sind jene entlang des Schrovlin-Kammes (Rutschung Rudnerberg-Zickenbergwald), südöstlich Ortschaft Zederhaus, der Langen Wand im Pöllatal und südlich des Malteiner Sonnblicks (Rutschung Hammerleiten). Die Abrißkante für die Bergsturzmassen südlich Wald im Zederhaustal bildet ein Kamm, der etwa NE-SW bis zum Grobnitzen (2128 m) streicht. Es dürfte sich dabei um Erosion entlang einer NE-SW streichenden Kluftrichtung handeln. Steile NNE-SSW streichende Klüfte bilden NNE der Grubachspitze (Hochfeindgruppe) eine Abrißkante, der mehrere „Blockströme“ von Felssturzmaterial vorgelagert sind.

### **Bergzerreißungs-Spalte, 10**

Bergzerreißungsspalten treten häufig in Kambereichen in Verbindung mit Abrißkanten von Massenbewegungen auf. Oft treten sie seitlich oder oberhalb von Rutschmassen und Bergsturz-Blockwerk auf. Den Bergzerreißungsspalten kommt für die Prognose künftiger Bergstürze eine große Bedeutung zu. Diesbezügliche Details sind der Manuskriptkarte 1 : 10000 von Ch. EXNER zu entnehmen. Über die Phänomene der Bergzerreißung und des Talzuschubes im Bereich Lange Wand, im Pöllatal, berichtet F. UČIK (1974).

### **Trümmergrat, 9**

Als Trümmergrat bezeichnet Ch. EXNER abgestürztes und liegen gebliebenes Blockwerk, das einen Grat aufbaut (z.B. Gipfel der Kesselspitze, 2,5 km südöstlich Unterer Rotgülden See; nordöstlich Brandriegel, 3 km südwestlich Schellgaden).

### **Trockental (südlich Unterer Veidlbauer Alm), 8**

Ein alter Lauf des Maltatales ist (am Südrand des Kartenblattes) 15 m über dem heutigen Flußniveau erhalten geblieben.

### **Doline, Bach-Schluckloch, 7**

Die zahlreichen Dolinen und Bachschlucklöcher der Hafnergruppe sind im einzelnen der Originalkarte 1 : 10000 von Ch. EXNER zu entnehmen. Zu den Karstquellen gehören auch die Bachaustritte („Tore“) des Torbaches im Lanisch (hinterstes Liesertal) und die romantischen Felsquellen des Lieser-Ursprungs, des Mur-Ursprungs und der Brunnwand NNE Weißeck/Riedingtal. Über Karsterscheinungen der Pleißlinggruppe berichteten J. STINY (1940), H. NAGL (1975), R. PAVUZA & H. TRAINDL (1985) und R. PAVUZA et al. (1990), über solche in der Hafnergruppe H. NAGL (1966). Karstphänomene treten sowohl in den unterostalpinen Karbonaten als auch in den penninischen Dolomit- und Kalkmarmoren der Silbereckserie auf.

### **Vernässungszone, Moor, 6**

Größere Vernässungszonen und Moore sind selten und treten z.B. in der Hafnergruppe beim Oberen Rotgülden See, beim Karwasser See und im Aublich der Mur östlich Muhr und in der Mosermandlgruppe südöstlich Kl. Mosermandl auf.

**Schwemmfächer, Murenablagerungen, 5**

**Schutfächer, 4**

**Hangschutt, Verwitterungsschutt, 3**

Muren und Wildbäche treten besonders häufig an den Nordhängen zum Zederhaustal auf. Sie werden durch entsprechende Bauten der Wildbach- und Lawinenverbauung in ihrer Wirkung eingeschränkt. Schutfächer sind vor allem im Bereich der aus mesozoischen Karbonatgesteinen aufgebauten Felswände der Hochfeind-, Pleißing- und Mosermandlgruppe ausgebildet.

**Terrassenschotter, 2**

Größere Reste von Flußterrassen finden sich nur im Zederhaustal.

**Schotter, Sand, Lehm (jüngste Bach-, und Flußablagerungen), 1**

Alluvionen sind im Bereich der Oberläufe der Flüsse nur gering verbreitet.

## 4. Geologischer Bau

Geologisch eindrucksvoll ist der kuppelförmige Bau der zentralalpiner Decken im Bereich des Radstädter Tauernpasses. Besonders deutlich kommt das achsiale Abtauchen der unterostalpinen Formationen gegen Osten, unter das mittelostalpine Altkristallin der Schladminger Tauern zum Ausdruck (A. TOLLMANN, 1977, S. 104). Ferner ist das flache Abtauchen der penninischen Schieferhülle gegen Norden unter die unterostalpinen Berge der Radstädter Tauern für deren Stellung ebenso bedeutsam wie die Untertageaufschlüsse im Tauerntunnel unter der Mosermandlgruppe (W. DEMMER, 1976, Abb. 467, S. 502 f.; A. TOLLMANN, 1977, S. 104; vgl. W. SCHWAN & R. ROSSNER, 1987).

Das Kartenblatt-Gebiet beinhaltet alle zentralalpiner metamorphen Einheiten. Am Nordostrand des Tauernfensters bilden die ostalpinen Einheiten des Unter- und Mittelostalpins den Rahmen für den penninischen Fensterinhalt. Über den tieferen penninischen Decken lagern die Serien der Peripheren Schieferhülle. Die Matreier Zone vermittelt tektonisch und faziell zu den tektonisch überlagernden unterostalpinen Einheiten. Randlich werden diese noch vom Altkristallin des mittelostalpinen Deckenstockwerkes (sensu A. TOLLMANN) überlagert (vgl. tektonische Übersicht der geologischen Karte, sowie Abb. 2, 3).

Entsprechend der Auffassung einer etwa meridionalen Abwicklung der alpinen Decken und der ursprünglichen Faziesrekonstruktion nehmen die Zentralgneiskerne mit ihren ehemaligen Sedimentserien in der Trias- und Jurazeit eine mittelpenninische Position und die Bündnerschiefererien der Peripheren Schieferhülle eine südpenninische Position ein. Die unterostalpinen Einheiten bildeten den südlich anschließenden Kontinentalrand, in dessen südlicher Erstreckung sich die (nur bruchstückhaft überlieferten) mittelostalpinen Faziesbereiche befanden (Taf. 1). In dieser paläogeographischen Anordnung lassen sich für die Jurazeit im Unterostalpin unterschiedliche Faziesbereiche rekonstruieren, deren Sedimentation bruchtreppenförmig angelegte Halbgräben widerspiegelt. In der tieferen unterostalpinen Decke, der Hochfeind-Decke, läßt sich in einem dem Südpennin ehemals südlich benachbarten Raum (in Hochfeindfazies) in einem größeren Gebiet eine zunehmende Tiefenerosion mit lokalen Schüttungen grobklastischen Materials rekonstruieren. In einem noch südlicher gelegenen Ablagerungsraum (in Pleißingfazies) läßt das lokal beschränkte Breccienvorkommen in Zusammenhang mit einer nur gering wirksamen Tiefenerosion auf eine geringere synsedimentäre

Bruchtektonik schließen. Im Zusammenhang mit der frühjurassischen Öffnung des südpenninischen Ozeans und der damit verbundenen Bruchtektonik dürfte es auch zur Ausbildung von „transform faults“ an den ehemaligen Kontinentalrändern gekommen sein (H. HAÜSLER, 1988, S. 101). Wenn auch das Alter der jüngsten unterostalpinen Schichten in den Radstädter Tauern noch offen ist (Schwarzeck-Formation: Oberjura bis ?Unterkreide), während für die Bündnerschiefer der Nordrahmenzone Unterkreide belegt ist (E. REITZ & R. HÖLL, 1988), so muß der Zuschub des Tauernfensters nach A. TOLLMANN (1977, S. 34; S. 44) seit der mittleren Kreide, etwa ab Alb/Cenoman, erfolgt sein (vgl. sedimentologische, tektonische und geochronologische Modelle von P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979; A. TOLLMANN, 1987; W. FRISCH, 1984; W. FRISCH et al., 1987; W. FRANK et al., 1987; P. SLAPANSKY & W. FRANK, 1987). Im Gegensatz zu der bisherigen Vorstellung einer allgemein meridionalen alpidischen Haupteinengung steht jedoch die Interpretation alpidischer Lineationen als a-Lineationen von L. RATSCHBACHER (1987).

Generell ist innerhalb der penninischen Serien eine Abnahme der alpidischen Metamorphose von Süden nach Norden und somit von den tieferen (höher metamorph) zu den höheren tektonischen Einheiten (schwächer metamorph) zu beobachten. Dieses Prinzip wird von Ch. EXNER (1983 b) am Beispiel vergleichbarer mesozoischer Serien geschildert. Die alpidische Gesteinsmetamorphose der Silbereckserie, der primär-sedimentären Bedekung des Hölltor-Rotgülden-Granitplutons, nimmt in der Hafnergruppe von Südosten nach Nordwesten ab. Der Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies ist zwar im Nordwesten bereits teilweise vorhanden jedoch erst südlich und südöstlich des Silberecks mit dem Auftreten von Granat, Biotit und Oligoklas voll wirksam. Auch innerhalb der Nordrahmenzone nimmt die Metamorphose des Schwarzschiefers in Richtung Norden ab. Die unterostalpinen Serien erreichten bei der progressiven Metamorphose gerade die schwächste Stufe der Grünschieferfazies (Illit-Kristallinität zwischen 2,5 und 3,8 nach B. KUBLER; H. HAÜSLER, 1988 a, S. 30). Voralpidisch metamorphes Kristallin ist in allen tektonischen Einheiten im allgemeinen deutlich diaphthoritisiert, wobei durch die regressive Metamorphose Biotit und Granat chloritisiert wurden. Als jüngste radiometrische Altersangaben ergeben sich im Südostteil der Tauern die aus Rb/Sr-Untersuchungen an Glimmern ermittelten Abkühlungsalter beim Durchschreiten der 300°C-Temperaturgrenze mit 20–15 Millionen Jahren (Mittelmiozän; A. TOLLMANN, 1977, S. 34). Andere großtektonische Vorstellungen vertritt beispielsweise R. ELSNER (1991).

## 4.1. Penninikum

Das Penninikum gliedert sich in die basalen Zentralgneiskern-Decken, die nach A. TOLLMANN (1977, S. 36; vgl. Abb. 7) im östlichen Tauernfenster als Unterer Zentralgneis-Deckenkern (Gößgrabenkern) und als oberer Zentralgneis-Deckenkern (Hölltor-, Rotgülden-, Hochalm-Zentralgneis = Gasteiner Falten-Decke) bezeichnet werden. Als „Altes Dach“ werden allgemein jene voroberkarbonen Serien bezeichnet, in welche der variszische Zentralgranit intrudiert ist. Die hangenden penninischen Schuppen und Decken, welche

---

Abb. 7.

Längs- und Querprofile durch die Hafnergruppe (aus A. TOLLMANN, 1977, Abb. 14; nach Ch. EXNER, 1971, Taf. 2). Beispiel für den zwiebelschalenförmigen Bau der penninischen und ostalpinen tektonischen Einheiten am Ostrand des Tauernfensters (Reproduktion mit freundlicher Genehmigung des Verlages).



auch Bündnerschiefer führen, werden als Periphere Schieferhülle bezeichnet. Die (Großarler) Nordrahmenzone enthält unterostalpine Schollen und wird auch als Matreier Zone bezeichnet.

Die interne alpidische Verfallung der tieferen penninischen Decken führte zur Gliederung (von Liegend nach Hangend, vgl. schematisches Profil Abb. 3) in:

- 1) Altes Dach des Göß-Gneiskernes, bestehend aus (abgescherten) Resten der jungproterozoischen bis paläozoischen Serien,
- 2) Tonalitgneis-Decke mit Resten von ehemals auflagernder Zentraler Schieferhülle,
- 3) Zentralgneiskerne (Hochalm-, Hölltor-, und Rotgülden-Gneiskern) mit Resten von auflagerndem Altem Dach und der transgressiven, permomesozoischen Silbereckserie, die
- 4) aus Granitgneis bestehende Mureckgneis-Decke sowie die
- 5) Storz-Decke, bestehend aus Kareck- und Storz-Komplex. Die Storz-Decke ist nach A. TOLLMANN (1977, S. 36) das von einem südlicheren Zentralgneismassiv abgescherte und nordtransportierte „Alte Dach“. Sie besteht aus vorgranitischem Altkristallin mit Granitintrusionen. Nach Ch. EXNER (1989) wird der Kareck- und Storz-Komplex der Storz-Decke bereits zur Peripheren Schieferhülle gezählt.

Aufgrund des im Hochalm-Ankogel-Massiv belegten primären Intrusionsverbandes der Zentralgneismigmatite mit dem Alten Dach stellen B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989, S. 23) diesen alpidischen Deckenbau (von Zentralgneis-Decken) im Sinne von Ch. EXNER und A. TOLLMANN jedoch in Frage (vgl. B. HOLUB, 1988; R. MARSCHALLINGER, 1987; R. CLIFF, 1981).

Das Ausmaß der Deformation und Rekristallisation des Zentralgneises ist von der tektonischen Position im alpinen Deckenstapel abhängig. Die Hauptmasse besteht aus postkinematisch, im Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies rekristallisierten Gneisen, die Randzone und die Mureckgneis-Decke aus intensiv deformierten und im Schwachwirkungsbereich der Grünschieferfazies postkinematisch rekristallisierten Gneisen. An lokalen Scherzonen treten Phyllonite auf (Ch. EXNER, 1983 b, S. 53). Tektonisch bildet der Zentralgneis im südwestlich der Hafnergruppe einen großen zusammenhängenden Körper, der durch Synklinen von Dachgesteinen in drei Teilkörper gegliedert ist. Der Hölltor-Gneiskern ist vom Rotgülden-Gneiskern durch eine Querstruktur der Silbereckserie (Lange Wand-Kalte Wand) getrennt. Eine fächerförmige Synklinale aus den Hafner-Migmatiten des Alten Daches gliedert im Süden den Hochalm-Gneiskern ab. Die parautochthone Mureckgneis-Decke bildet eine mindestens 5 km nach Norden und nordöstlich über die Silbereckserie überschobene Decke aus stark deformiertem, epimetamorph rekristallisiertem Granitgneis. Ihre Wurzel ist nach Ch. EXNER (1983 b, S. 54) noch im Gebiet des Moar Eisig, südwestlich des Hinteren Pöllatales, aufgeschlossen. Die äußere (periphere) und tektonisch höhere penninische Zone des Tauernfensters, die Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern (= Deckensystem der Oberen Schieferhülle nach Ch. EXNER, 1983; Glockner-Decke nach A. TOLLMANN, 1977), ist im Bereich des Kartenblattes durch ein umlaufendes Streichen gekennzeichnet. Der Nordteil ist N-NE-fallend und bis 3000 m tektonisch angeschoppt, während der Ostteil (Östlich Kareck und Reiterack) gegen SE einfällt und tektonisch auf 500 m Mächtigkeit reduziert ist. Die Periphere Schieferhülle enthält einen paläozoischen Anteil (Murtörl-Gruppe), eine Permtrias (Schrovin-Gruppe) und die Bündnerschiefer-Gruppe. Sie ist basal in die Murtörl-Schuppe und in die Schrovin-Schuppe gegliedert. Die Serien der Bündnerschiefer-Gruppe treten darüber noch in

einer liegenden (Marislwand-Schuppe) und in einer hangenden Schuppe, der Zederhaus-Schuppe, auf. Der an Grünschiefern reiche Zug der Zederhaus- und Marislwand-Schuppe bzw. der Peripheren Schieferhülle im Katschberggebiet (Abb. 2) wird von V. HÖCK & Ch. MILLER (1987, fig. 1, p. 21) als „unit III“, bestehend aus nicht ophiolitischen Metabasalten und Metatuffiten etc., bezeichnet. Nördlich des Zederhauser Grünschieferzuges (= im Hangenden der Peripheren Schieferhülle) folgt eine an Schwarzschiefern, Grünphylliten und Breccien reiche Abfolge von Bündnerschiefern, die zahlreiche Lagen von Triasschollen enthält. Diese zur Nordrahmenzone gehörige Serie führt die bekannten Riesenschollen unterostalpinen Herkunft von Rieding-Spitze und Weißbeck, die heute als Olistholite gedeutet werden können. Im Südosten des Kartenblattes treten äquivalente Serien der Peripheren Schieferhülle nur in kleinen Schollen, tektonisch stark reduziert und intensiver metamorph, auf. Die Gesteine der Nordrahmenzone wurden ursprünglich im Grenzbereich zwischen Penninikum und Unterostalpin abgelagert. Die Nordrahmenzone bildet nach Ch. EXNER (1983, S. 49) die Fortsetzung der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters.

Für die theoretische Annahme einer größeren dextralen Blattverschiebung im Zederhaustal, im Sinne von W. VOGGENREITER (1986), konnten weder im Gelände noch aus der Luftbildauswertung Hinweise gefunden werden (H. HAUSLER, 1987 b).

## 4.2. Unterostalpin

Die tektonische Selbstständigkeit der unterostalpinen Decken und Schuppen resultiert aus ihrem Aufbau aus Schichtgliedern in (ehemals) unterostalpinen Fazies als Teil des zentralalpinen Faziesraumes sowie dem Fehlen zwischengelagerter penninischer Serien.

Über den Serien der Nordrahmenzone folgen in der Hochfeind- und Pleißlinggruppe (von Liegend nach Hangend, Abb. 3, 5) die unterostalpinen Mesozoikums-Decken: Hochfeind-Decke, Lantschfeld-Decke, Pleisling-Decke, Kesselspitz-Decke und die invers lagernde Quarzphyllit-Decke. Trias-

Schürflinge an der Basis der Hochfeind-Decke können als Reste einer sogenannten Speiereck-Decke bezeichnet werden. In der Mosermandlgruppe schieben sich zwischen Lantschfeld- und Pleisling-Decke noch die Hofalm- und die Rauhwacken-Schuppe.

Die invers lagernde Quarzphyllit-Decke ist besonders schön im Twenger Wandzug (A. TOLLMANN, 1961 a; Blatt 157 Tamsweg) aufgeschlossen. Sie nimmt auch den nordöstlichen Teil des Kartenblattes 156 Muhr ein. Der Katschberg-Quarzphyllit der Katschbergzone, im Südosten des Kartenblattes, ist ein Äquivalent des paläozoischen Quarzphyllites der Radstädter Tauern.

## 4.3. Altkristallin

Altkristallin (Mittelostalpin sensu A. TOLLMANN) tritt im Nordosten des Kartenblattes 156 Muhr erst weiter östlich des Radstädter Tauernpasses auf (Ch. EXNER, 1990, tektonische Übersicht der geologischen Karte: Schladminger Gneis-Decke). Zuvor wurden die Kristallinserien 1,5 km östlich Obertauern noch zum Mittelostalpin gestellt (A. TOLLMANN, 1980, Abb. 24). Im Südosten des Blattes 156 Muhr lagert der Katschbergzone (= Radstädter Quarzphyllit-Decke) mit unscharfer lithologischer Grenze zum liegenden paläozoischen Quarzphyllit das diaphthoritisierte Altkristallin des Nockgebietes auf.

## 5. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe

Zusammenfassungen über nutzbare Gesteine im Bereich des Kartenblattes finden sich bei A. HAIDEN (1954), A. KIESLINGER (1964), D. BECHTOLD et al. (1982; Dekorsteine) und Ch. EXNER (1983 b), über ehemalige Bergbaue bei G. MUTSCHLECHNER (1967) und O. FRIEDRICH (1968). Montangeschichtliche Schilderungen der Bergbaue Rotgülden, Muhr und Schellgaden stammen von H.-J. KOSTLER (1986). Die Gewinnung von Massenrohstoffen und Dekorsteinen war in der Hafnergruppe überwiegend auf die Talflanken beschränkt. In der geologischen Karte 1 : 25000 von Ch. EXNER (1983 b) sind im Zederhaus-, Mur- und Maltatal zahlreiche Steinbrüche verzeichnet, von denen keiner mehr ständig in Betrieb ist (Angaben dazu nach Ch. EXNER, 1983 b, S. 71; vgl. A. KIESLINGER, 1964). Über das Rohstoffsicherungskonzept für Steine, Erden und Industriemineralien im Lungau liegt ein Projekts-Endbericht von H. WEBER & W. FÜRLINGER (1989) vor. Eine Bestandsaufnahme der Massenrohstoffe Kalk- und Dolomit erfolgte durch H. LOBITZER (1982). Im folgenden wird kurz auf die Vorkommen von Gold, Arsen, Silber, Wolfram, Magnetit und Mangan, sowie die abbaubaren Massenrohstoffe eingegangen.

### Gold

Tauern-Goldquarzgänge im Zentralgneis wurden im Kölnbreinkar, Lanisch Seekar und Waschgang beschürft. Die unter der Bezeichnung „Tauerngoldgänge“ bekannten, Gold führenden Arsenkies-Quarzgänge liegen zum größten Teil im Bereich der Zentralgneise. Das jungalpidische Alter der quer durchgreifenden Goldquarzgänge ist auf Grund ihrer diskordanten Lagerung belegt (A. TOLLMANN, 1977, S. 74; diskordante Goldquarzgänge nach O. FRIEDRICH, 1968, Fig.-Taf. 9). Goldquarz-Lagergänge mit edelmetallhaltigen Kiesen vom Typus Schellgaden finden sich im Kareck-Komplex und im Storz-Komplex. Die Goldlagerstätten vom Typus Schellgaden gehören nach O. FRIEDRICH (1935 a, S. 59; 1953, S. 377 f.) zu den pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangslagerstätten (konkordante Goldquarzlager nach O. FRIEDRICH, 1968, Fig.-Taf. 9). Der Goldbergbau von Schellgaden ist seit 1354 belegt, erlebte zu Ende des 16. Jahrhunderts seinen Höhepunkt und hielt mit Unterbrechungen bis zum Jahr 1900 an (O. FRIEDRICH, 1935 a; 1953). Die Goldführung penninischer Karbonatgesteine wurde zuletzt von F. SCHÜSSLER (1987) untersucht, wobei trotz einer hohen Streuung der Goldgehalte in den analysierten Proben kein Hinweis auf Anomalien im herkömmlichen Sinn gefunden werden konnte.

### Arsen, Silber

Die Arsenkieslagerstätte Rotgülden wird von O. FRIEDRICH (1934, 1968) den heiß-hydrothermalen alpidischen Lagerstätten zugeordnet (vgl. J. WEIDINGER & M. LANG 1991). Die Vererzung liegt in den Marmoren der Silbereckmulde zwischen Mur-Ursprung und Waschgang. Da auch Edelmetall angereichert war, sind diese Lagerstätten ursprünglich durch Gold- und Silberschurfe genutzt worden. Ab dem Ende des 14. Jahrhunderts stand die Erzeugung von Arsenik („Hüttrauch“) und Rauschrot (Realgar) dieser bis 1884 abgebauten Arsenkieslagerstätten im Vordergrund. Weitere derartige Vorkommen liegen im Streichen der Silbereckmulde gegen Südosten (Schurfspitze; oberer Lanischkessel). Der Hüttrauch-Bergbau Lanisch im obersten Liesertal (Hintere Pöllä) ist seit 1500 urkundlich erwähnt (G. MUTSCHLECHNER, 1967).

## **Wolfram**

Im Kareck- und Storz-Komplex tritt neben den edelmetallhaltigen Kiesen und den Goldquarz-Lagergängen vom Typus Schellgaden auch Scheelit auf. Die Wolframvererzungen im Bereich von Schellgaden und im Oberen Lieser/Pöllatal wurden von der VOEST auf ihre Bauwürdigkeit hin untersucht (F. THALMANN, 1980). Die Erzvorkommen im Kareck-Komplex werden von J. HÖNIG (1980) in Zusammenhang mit einem submarinen Vulkanismus gedeutet. Der sogenannte Stüblbau im Bereich der ehemaligen Grubenbaue Schellgaden-Zaneischg weist die reichste Scheelitvererzung auf und wird von F. THALMANN (1980, S. 115) auf eine Mobilisation einer syngenetisch-stratiformen Vererzung zurückgeführt.

## **Magnetit**

Magnetit dürfte nach Ch. EXNER (1983 b) lokal im Bergmassiv des Silberecks gewonnen worden sein (Stollen im Ochsenkarl NNW Eisenkopf).

## **Mangan**

In den Radtädter Tauern ist nur die an den Metaradiolarit gebundene Manganvererzung im Bereich der Fuchsseen, südwestlich Tweng, von historischem Interesse (H. MEIXNER, 1935; vgl. W. GUNTHER & G. TICHY, 1979, S. 363). Mit geringer Ausbeute wurde daneben seit Anfang des 17. Jahrhunderts auch auf Eisen geschürft.

## **Steine, Erden und Industrieminerale**

Die von H. WEBER & W. FÜRLINGER (1989) auf Blatt 156 Muhr abgeschlossene Erhebung „sonstiger mineralischer“ Rohstoffe einschließlich Dolomit, Quarzit, Quarz, Quarzsand und Tone betrifft nur wenige gewerbsmäßig abbaubwürdige Vorkommen. Die von A. KIESLINGER (1964) und Ch. EXNER (1983 b) beschriebenen alten Steinbrüche werden nicht mehr abgebaut.

## **Werk- und Baustein**

In Steinbrüchen südöstlich des Radstädter Tauernpasses wurde seit der Römerzeit ein weißer bis gelblicher, feinkörniger Marmor (28) abgebaut („Schaidberg-Marmor“; Fundstelle der Jura-Belemniten von C. DIENER 1897; A. KIESLINGER, 1964, S. 332 f.). Alle Meilensteine der Tauernstraße aus der Erneuerung unter L. Septimius Severus stammen aus den damals neu angelegten Brüchen entlang der alten Römerstraße. Aus Steinbrüchen neueren Datums wurde Marmor für die Straßenbauverwaltung und die Lawinenverbauung gebrochen. Glimmerarme Marmortypen wären auch für technologisch hochwertige Erfordernisse (H. LOBITZER, 1982) geeignet. Grünschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe (64) wurde in einem Steinbruch am linken Ufer des Zederhausbaches, bei der Lenzlbrücke, etwa 150 m unter der Einmündung des Znotergrabens und rechtsufrig, gegenüber der Kirche von Zederhaus (Bausteine für die Wildbachverbauung) abgebaut (A. KIESLINGER, 1964, S. 39 f.). Im Kalkglimmerschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe wurden nur glimmerarme Marmorbänke abgebaut. A. KIESLINGER führt (1964, S. 352) einige solche Steinbrüche im Zederhaustal, so etwa 1300 m südöstlich der Kirche Zederhaus, an. Lantschfeldquarzit der Peripheren Schieferhülle (74) wurde bei Essler (ca. 5 km südöstlich Zederhaus) abgebaut. In den Steinbrüchen bei Mandl Brand (2 km nordwestlich Muhr) und östlich Brunner (3,5 km nordwestlich Muhr) ist der Mureckgneis (109) mit seinen phyllonitischen Scherzonen aufgeschlossen. Der Steinbruch südwestlich der Rotgüldensee-Hütte lieferte Bruchsteine des Schollenmigmatites vom Typus Rotgülden (98) für den alten Schüttdamm des Unteren Rotgülden Sees (A. KIESLINGER, 1964,

S. 7). Der große ehemalige Steinbruch nördlich des Malta-Stausees erstreckt sich von der Mündung des Kölnbreinbaches bis 500 m nach Nordwesten. Er lieferte Betonzuschlagstoffe für den Bau der Kölnbreinsperre. Im Ostteil steht Migmatit der Hafner-Zone (114), im Westteil Granitgneis des Hölltorkernes (100) an. Ein absichtlich wegen Einsturzgefahr erzeugter künstlicher Bergsturz überdeckt heute große Teile der ehemaligen Steinbruchwände. Für den Bau der Vorsperre wurden diese Brüche teilweise wieder aktiviert. Im Murtal wurden Steinbrüche bei Hemerach (ca. 4 km ESE Muhr), westlich Mayerhof (2 km östlich Muhr) und 500 m nordwestlich Muhr in den intermediären Gneisen, Amphiboliten, Orthogneisen und Migmatiten des Storz-Komplexes (110) angelegt (vgl. A. KIESLINGER, 1964, S. 41). Karbonatquarzit der Bündnerschiefer-Gruppe (69) wurde bei Kraglau (1,5 km südöstlich Zederhaus) und Duller („Veitbauer“; 2 km nordwestlich Zederhaus) für Bauzwecke (z.B. Pfarrkirche Zederhaus; Brücken Zederhaustal; Wildbachverbauung etc.) und als Dekorstein gebrochen. Näheres darüber berichtet A. KIESLINGER (1964, S. 75–79; Zederhausquarzit). Wegen Einsturzgefahr mußte der Steinbruch Kraglau mittels mächtiger Betonmauern abgestützt werden. Aus Serpentinitt entstandener Talkschiefer im Altkristallin der Hohen Tauern (105) wurde in einem Steinbruch südlich Schellgaden gewonnen (Gestellsteinbruch; A. KIESLINGER, 1964, S. 27 f.; Verwendung für Gestelle von Hochöfen und für Grabsteine etc.). Dieser Talkschiefer ist das einzige Vorkommen von Industriemineralen im Bereich des Blattes 156 Muhr. Im Serpentinitt der Bündnerschiefer-Gruppe (66) nördlich Tafern (ca. 3 km südöstlich Zederhaus) befindet sich ein Jahrhunderte alter Steinbruch mit geschrämten, von Hand bearbeiteten Wänden. Im Zederhaustal, südwestlich der Ortschaft Lanschütz (östlicher Kartenrand), wurde zeitweise Arkosequarzit der Schrovinserie (77) als Dekorstein gewonnen (vgl. BECHTOLD, D. et al., 1982).

### **Lockergesteine**

In einem umfangreichen Rohstoffforschungsprojekt des Bundeslandes Salzburg (H. WEBER, 1983) wurden auch die für die wirtschaftliche Nutzung geeigneten Lockergesteine im Bereich des Lungaus bearbeitet. Im Bereich des Zederhaustales kann Kiesmaterial wegen der ungenügenden Materialqualität höchstens als Betonzuschlagstoff verwendet werden, sodaß eine künftige Nutzung- vor allem auch aus Gründen des Landschaftsschutzes nicht vertreten wird. Wegen der zu geringen fluviatilen Aufbereitung kommt auch keine gewerbliche Nutzung des Hangschutt- und Schuttfächermaterials im Murwinkel, oberhalb von Schellgaden, in Betracht. Die entsprechenden Talabschnitte des Taurach-, Lantschfeld- und Riedingbachtals liegen teilweise in Landschaftsschutzgebieten und sind ebenfalls für eine gewerbliche Nutzung ungeeignet. Das einzige Schottervorkommen, das aufgrund der Qualität und Quantität seines Inhaltes für einen gewerblichen Abbau in Frage kommen würde, befindet sich südwestlich der Gasthofalm in einem Wasserschongebiet. Eine Kies- und Sandgrube in den Alluvionen der Lieser liegt westlich der Tendl-Alm.

## 6. Baugeologische Erfahrungen

Die Geologie im Bereich des Kartenblattes 156 Muhr war bei mehreren großen Bauvorhaben von großer Bedeutung; es handelte sich vor allem um

- die Tauernautobahn
- die Kraftwerksbauten der SAFE (Salzburger Aktiengesellschaft für Elektrizitätswirtschaft) im hinteren Murtal und Zederhaustal und
- den Kraftwerksbau im Maltatal durch die ÖDK (Österreichische Draukraftwerke AG).

### 6.1. Tauernautobahn

(H. BRANDECKER)

Der Wahl der Trassenführung der Tauernautobahn, insbesondere des Tauerntunnels, gingen umfangreiche geologische Untersuchungen voraus. Die geologischen Vorerhebungen für die ursprünglichen Varianten Lantschfeld- und Zederhaustal (G. KOLLENSPERGER, 1976: Reichsautobahnplanungen 1938–1941) erfolgten durch J. STINY und F. KAHLER. J. STINY (1941) berichtete über technisch-geologische Aufnahmen in der Pleißlinggruppe. Beim Bau des heutigen Autobahntunnels unter der Mosermanngruppe und des Entlüftungsschachtes „Köblierhies-alm“ wurde auf Untersuchungen von A. TOLLMANN (teste W. DEMMER, 1976 a, S. 512) zurückgegriffen. Über die tunnelbaugeologischen Verhältnisse der zur Ausführung gelangten Tunnelvariante zwischen dem Gasthofkar (südlich von Flachau) und Wald im Zederhaustal berichtet W. DEMMER (1976) und H. PÖCHHACKER (1974). Der Tauerntunnel durchfährt im Norden ab seinem Anschlagpunkt im Gasthofkar zunächst eine ca. 400 m lange Schuttstrecke, gelangt dann in Quarzphyllite der unterostalpinen Schollenzone und erreicht bei etwa km 1,17 die Hauptüberschiebungsfäche zum Penninikum. Im Süden verläuft diese Grenze im Tunnelschnitt bei ungefähr 1850 m ü. A. Die Karbonate der Pleißling- und Lantschfeld-Decke streichen bereits oberhalb des Tunnelniveaus aus. Der 6,4 km lange Tunnel liegt somit auf eine Strecke von mehr als 5,2 km bis zum Südportal bei Wald im Zederhaustal in der penninischen Schieferhülle. Die im wesentlichen aus Graphit- und Chloritphyllit bestehende Serie der Bündnerschiefer fällt generell flach bis mittelsteil in nördliche Richtung. Mächtigere Anhydrit-(Gips-)Einschaltungen sind zwischen km 3,5 und 3,7 vorhanden. Die großen Überlagerungshöhen (bis 1.000 m), die ungünstigen flachen Lagerungsverhältnisse, und vor allem die starke Tektonisierung der phyllitischen Gesteine haben insbesondere im Mittelabschnitt ein unerwartet ungünstiges Gebirgsverhalten verursacht. Über die notwendigen Stütz- und Ausbaumaßnahmen sowie über die Anwendung der Neuen Österreichischen Tunnelbauweise beim Bau des Tauerntunnels berichten C. RABCEWICZ & F. PACHER (1976), die Wirkungsweise von Systemankerungen am Beispiel des Scheiteltunnels der Tauernautobahn untersuchte R. POISEL (1981).

Bei der Projektierung der Freilandstrecke zwischen dem Tauerntunnel und dem Katschbergtunnel (der bereits außerhalb des Kartenblattes liegt) waren die Massenbewegungen in der rechten Talflanke des Zederhaustales ein wesentliches baugeologisches Hindernis. Es mußten daher umfangreiche geotechnische Maßnahmen zu deren Sicherung vorgenommen werden (H. BRANDECKER, 1976; H. BRANDL, 1976). Die baugeologischen Erfahrungen sowie eine umfangreiche Baudokumentation der Tauernautobahn-Scheiteltstrecke sind in dem dreibändigen Werk von J. VILANEK (1976) festgehalten.

## 6.2. SAFE-Kraftwerk Zederhaus-Riedingtal

(D. BECHTOLD & H. BRANDECKER)

Das 1986 fertiggestellte Kraftwerksprojekt nützt das Gefälle des Riedingbaches und des Kesselfallbaches, die ab ihrer Vereinigung bei Wald den Zederhausbach bilden. Kernstück der Anlage ist ein ca. 5,9 km langer Triebwasserstollen vom kleinen Staubecken bei der Schlierer Alm im Riedingtal bis zum Wasserschloß oberhalb von Gries im Zederhaustal. Der großteils gefräste Stollen verläuft in der Nordflanke des Rauchkopfes (2087 m) und des Gröbnitzen (2128 m), unterfährt den Nahendfeldbach und umgeht das ausgedehnte Rutschgebiet des Zliemwaldes. Beim Einlauf im Riedingtal wurden vorerst nach wenigen Metern Hangschutt Bündnerschiefer (Phyllite, Quarzite) durchstoßen, ehe der Stollen auf eine Länge von ca. 1550 m außerordentlich kompakten (und daher schwer fräsabaren) Wettersteindolomit des Unterostalpins durchörterte. Da die Überschiebungsfläche eine flache Mulde bildet und erst weiter südöstlich wieder ansteigt, verbleibt in der Folge der Triebwasserstollen bis zum Wasserschloß oberhalb der Ansiedlung Gries in den Phylliten der Nordrahmenzone, die hier flach bis mittelsteil nach Nordwesten einfallen. Die zweimal durchfahrene Überschiebungsfläche ist im Bereich unter dem Höllgraben durch eine 1,5 m starke Mylonitzone markiert, die anschließenden Felsbereiche sind über eine Strecke von ca. 100 m deutlich tektonisiert. Weiters waren baugeologisch die im Bereiche des Wasser-schlusses vorgefundenen steilstehenden Zerrspalten problematisch. Sie sind Hinweis für die hangtektonischen Deformationen der rechten Flanke des Zederhaustales.

## 6.3. SAFE-Kraftwerksgruppe Hintermuhr/Rotgüldensee

(D. BECHTOLD & H. BRANDECKER)

Der Ausbau der Wasserkraft im hinteren Murtal durch die SAFE geschah in mehreren Etappen. Einem ersten größeren Aufstau durch einen Schüttdamm mit Stauziel 1710,7 m ü. A. im Jahre 1956 folgte 1982 eine Fassung der Mur nahe der Sticklerhütte und deren Überleitung in einem ca. 6 km langen Stollen in den Rotgüldensee-Speicher. Während in der ersten Bauphase keine nennenswerten Hohraumbauten getätigt wurden, brachte dieser Stollen auch wertvolle geologische Erkenntnisse (Ch. EXNER, 1983 b). In dem mechanisch aufgefahrenen Stollen sind trotz Überlagerungen bis zu 900 m keine besonderen Schwierigkeiten aufgetreten. Bemerkenswert sind jedoch die Wasser führenden Karstklüfte in den Marmoren der Silberekserie. Im Rahmen des weiteren Ausbaues gelangten 1988 bis 1990 mehrere kleinere Stollen sowie ein etwa 5,6 km langer Druckstollen zur Ausführung. Dieser durchörterte neben den Gneisen des Rotgüldenkernelns die Silberekserie und den Granitgneis der Mureckgneis-Decke. In einem kurzen Abschnitt wurden noch Schiefer des Storz-Komplexes aufgefahren.

Beim Schrägstollen vom Wasserschloß (unterhalb der Hiasler Alm) bis zum Kavernenkrafthaus wirkte sich eine etwa metermächtige, schieferungsparallele Mylonitzone in den Mureckgneisen stollenbautechnisch ungünstig aus. Da die Stollenneigung annähernd gleich ist wie das Einfallen der Schieferungsflächen kam es wiederholt zu Druckerscheinungen und Verbrüchen. Zusätzlich erschwerend waren die bis 120 l/s starken Bergwasserzutritte.

Die Kraftwerkskaverne zwischen den Ortschaften Jedl und Muhr wurde auf geologische Empfehlung wegen tiefgreifender hangtektonischer Deformationen erst in 150 m Entfernung von der Geländeoberfläche situiert. Der Aus-

bruch des 60 m langen, 16 m breiten und 17 m hohen Bauwerkes erfolgte in den Gneisen der Mureckgneis-Decke. Aus baugelogischer Sicht waren einerseits die intensive Durchtrennung des Gesteinsverbandes nach vorwiegend drei Klufscharen, die teilweise unregelmäßige Hohlraumprofile bedingten, sowie meist mehrere, cm-starke lettige Zwischenmittel an schiefungsparallelen Klüften zu beachten.

Geologisch weniger aufschlußreich waren die erste Ausbaustufe des Rotgüldensees und die Wasserkraftnutzung der Mur zwischen Plölitzen und dem Rotgüldenseewerk durch die SAFE, da jeweils nur kürzere Stollen zur Ausführung gelangten. Über das Bauvorhaben Rotgüldensee, der in der ersten Ausbaustufe durch einen Steinschüttdamm aufgestaut wurde, berichteten E. POSCH & A. WINTERSTEIGER (1959).

## 6.4. Kraftwerksgruppe Malta

(W. DEMMER)

Über die Baugelogie der in den Jahren 1971–1977 erbauten Kraftwerksgruppe Malta (Kölnbreinsperre, Malta-, Lieserstollen) berichten E. MAGNET (1967) und E. MAGNET & J. WANDERER (1971) sowie W. DEMMER (1976 b; 1978) und E. CLAR & W. DEMMER (1979). Der vom Kölnbreinspeicher nach Süden, unter dem Hochalmkees angelegte 9,5 km lange Druckstollen (Maltastollen) belegte den Deckenbau des Hochalmmassives. Er erschloß die Fortsetzung der flachen Strukturen des Malta- und Gößtales in der Tiefe des Hochalmmassives, woraus sich ergibt, daß Granitgneis der Hochalmspitze tektonisch der zentralen Schieferhülle und dem Tonalitgneis auflagert. Der 4 km lange, unter dem Waschgang (2709 m) verlaufende Beileitungsstollen (Beileitung Malta Nord vom Liesertal ins Maltatal) erschloß unvermutet einen 200–300 m mächtigen Keil der Silbereckserie im Zentralgneis 700 m unter dem Gr. Melniksee (Ch. EXNER, 1983 b).

## 7. Hydrogeologie

(H. BRANDECKER)

### Allgemeines

Umfangreiche Hohlraumbauten (Tauerntunnel der Tauernautobahn, Triebwasser- und Beileitungsstollen für Kraftwerksbauten der Salzburger AG für Elektrizitätswirtschaft – SAFE) mit einer Gesamtlänge von etwa 37 km haben alle größeren geologischen Baueinheiten des Kartenblattes 156 Muhr durchörtert. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse über das hydrogeologische Verhalten der verschiedenen Gesteine ergänzen die Geländebeobachtungen und liefern wertvolle Hinweise über deren Wasserwegigkeiten.

Für die hydrogeologischen Eigenschaften der Gesteine und der von ihnen aufgebauten Gebirgskörper sind hauptsächlich ihre mechanische und chemische Lösbarkeit (die zur Verkarstung führt) sowie ihr tektonischer Zustand (Grad der Zerklüftung, Auflockerung usw.) verantwortlich. Im gegenständlichen Kartenblatt sind diesbezüglich sehr unterschiedliche Gesteine bzw. Bauglieder vertreten; sie lassen sich grob unterteilen in:

- weitgehend wasserdichte, also stauende Gesteine: hauptsächlich Phyllite der Schieferhülle und der Nordrahmenzone des Tauernfensters (Bündnerschiefer-Gruppe);

- gering bis mäßig wasserwegige Gesteine: klüftige Gneise und Schiefer des Altkristallins, sowie bereichsweise auch der Zentralgneis; Dolomite und dolomitische Schiefer, Grünschiefer sowie karbonatische Schiefer (bis Phyllite) etc.;
- stark wasserdurchlässige, meist verkarstete Gesteine. Hier sind vor allem die mächtigen Karbonatserien des Unterostalpins, aber auch die Kalkmarmore der Silbereckserie anzuführen.

Zu den wasserwegigen und daher an Quellen reicheren Gebieten zählen auch die spät- oder nacheiszeitlich hangtektonisch deformierten, aufgezellerten bis tiefgreifend verrutschten Talflanken.

## Quellen

Im Bereich des Kartenblattes 156 Muhr entspringen mehrere bedeutende Quellen in den verkarsteten Karbonaten des Unterostalpins und in den vorgeannten Rutschmassen. Als Karstquelle besonders hervorzuheben ist die Marbach-Quelle im Norden der Mosermandlgruppe. Sie tritt im Marbachtal am Hangfuß des Neunerkogels (1862 m) zutage, wo Karbonate der Pleisling-Decke von wasserstauenden Quarzphylliten unterlagert sind. Hangschutt und Moränen verdecken jedoch die Quellaustritte aus dem Anstehenden. Mehrere Quellläste weisen zusammen eine Schüttung zwischen 80 und 120 l/s auf. Der Wasserverband Obere Enns hat dieses bedeutende Vorkommen 1977 gefaßt und es wird damit ein beachtlicher Teil des Pongaus mit Trinkwasser versorgt.

Im Zusammenhang mit der geplanten Errichtung einer zweiten Tauern-Autobahn-Tunnelröhre wurde nochmals die Frage des Einzugsgebietes aufgeworfen. Dieses dürfte ein Ausmaß von etwa 10–15 km<sup>2</sup> umfassen und reicht (wie bereits Dr. Heinrich HAÜSLER in seinem Gutachten vom 22.8.1977 hinweist) über den Bergkamm hinaus nach Süden bis zur Überschiebungsfäche des Unterostalpins über das aus stauenden Schiefen und Phylliten bestehende Penninikum (Bündnerschiefer-Gruppe). Entlang dieser erstrangigen, flach nach Norden fallenden, tektonischen Fläche entwässert der großteils aus karbonatischen Gesteinen aufgebaute und stark verkarstete Gebirgsstock der Mosermandlgruppe auch ins Gasthofkar, wo in Nähe des Nordportales des Tauerntunnels durch Hangschutt und Bergsturz verdeckte Quellen mit beachtlichen (jedoch sehr schwankenden Schüttmengen) bis etwa 100 l/s entspringen. Die Nutzung dieser Vorkommen scheidet teilweise an den geringen Winterschüttungen, aber auch wegen ihrer Gefährdung durch die Tauernautobahn.

Südlich des Gebirgszuges (im Lungau) hingegen beschränkt sich die unterirdische Entwässerung des Karststockes auf kleinere Quellaustritte. Im Raume von Tweng, am nordöstlichen Blattrand, verdienen zwei am orographisch rechten Talrand aus Hangschutt und Moränen entspringende Quellen wegen ihrer großen Schüttmengen von zeitweise weit über 100 l/s Beachtung. Chemismus, Temperatur und die starken Schüttungsschwankungen weisen auf Verkarstungserscheinungen in den mesozoischen Karbonaten der Lantschfeld-Decke hin, aus der sie großteils einziehen und an der Grenze zum Kristallin hervorbekchen. Da beide Quellläste im Winter trockenfallen, wurde dieses Wasservorkommen bisher für Trinkwassernutzungen nicht weiter verfolgt.

Zu erwähnen sind schließlich jene größerern Karstquellen in den Kalkmarmoren der Silbereckserie, die an der Grenze zum liegenden Zentralgneis beim Bau der Stollen für die SAFE-Kraftwerkstufe Hintere Mur zwischen der Stickler Alm und dem Rotgüldensee, bzw. im Triebwasserstollen zum Kavernen-

kraftwerk (nahe der Ortschaft Muhr) angefahren wurden. Beide Bergwasservorkommen reagieren rasch auf Niederschläge und weisen die für Verkarstungsgebiete charakteristischen großen Schüttungsschwankungen (von ca. 3 bis 30 l/s, bzw. von etwa 25 bis 120 l/s) auf. Ebenso beziehen die teilweise durch Schutt verdeckten Mur-Ursprungsquellen ihr Wasser aus verkarsteten Kalkmarmoren der Silbereckserie. Die Quellaustritte werden dort durch wasserstauende Schiefer und Phyllite der gleichen geologischen Baueinheit begünstigt. Zu den größeren Quellen im Bereiche des Kartenblattes zählen nicht zuletzt jene, die mit mächtigen und ausgedehnten Rutschmassen oder Talzuschüben in Verbindung stehen. Hier sind vor allem jene an der rechten Hangflanke des Zederhaustales zu erwähnen. So wurden unterirdisch abströmende Wasser beim Bau der Tauernautobahn vorwiegend in Rutschkörpern angetroffen, wodurch deren Sicherung erheblich erschwert wurde.

### **Porengrundwasservorkommen**

Die Porengrundwasserkörper in den größeren Talungen Zederhaus-, Mur-, Pölla- und Maltatal sind kaum von Bedeutung. Ihre Füllungen sind meist heterogen und vielfach infolge großer Feinanteile für die Wasserspeicherung schlecht geeignet. Trinkwassererschrotungen durch Brunnen sind daher selten und beschränken sich auf Einzelversorgungen. Erst knapp außerhalb des Kartenblattes, östlich von Schellgaden, ist das Murtal stärker aufgeweitet und – nach dem Aufschlußergebnis einer 70 m tiefen Bohrung – mit sandig-feinkiesigen Sedimenten verfüllt, die eine Porengrundwasserspeicherung ermöglichen. Die Abdeckung des Trinkwasserbedarfes für das nur spärlich besiedelte Gebiet des Kartenblattes 156 Muhr erfolgt vielmehr fast ausschließlich durch Quellen. In Anbetracht der noch vorhandenen Reserven kann diese auch in weiterer Zukunft als weitgehend gesichert bezeichnet werden.

### **Wasserschutz- und Schongebiete**

Die Schutzgebiete der Marbachquellen erstrecken sich vom Gebiet von Blatt 126 Radstadt bis auf den Nordteil des Blattes 156 Muhr. Ebenso greift das Schutzgebiet der Heilquellen von Gastein vom Blatt 155 Markt Hofgastein bis zum Murtörl (Kote 2260) und Weinschaber (Kote 2750) vom Westen her auf Kartenblatt 156 Muhr.

## **8. Aeromagnetik**

(H. HEINZ)

Das Gebiet des Blattes 156 Muhr liegt im nordöstlichsten Abschnitt des Flughorizontes 4000 m über Normalnull (Adria) der aeromagnetischen Vermessung des österreichischen Bundesgebietes. Das Anomalienbild der aeromagnetischen Karte 1 : 50000 zeigt eine deutliche Zweiteilung (vgl. Abb. 8). Im Gebiet um Markt Hofgastein und im Nordteil des Blattes 156 Muhr wirkt sich der Einfluß der „Berchtesgadener Anomalie“ noch sehr deutlich aus. Die Problematik dieser Großstrukturen, von denen die Anomalie bei Berchtesgaden die markanteste im zentralen Ostalpenraum darstellt, insbesondere die von diesen verursachten Überlagerungseffekte, die sich weit in den Alpenraum verfolgen lassen, wurden durch H. HEINZ & W. SEIBERL (1990) eingehend beschrieben. In allen jenen Fällen, in denen die Magnetisierungs-kontraste genügend hoch sind, wirken sich solche Überlagerungseffekte kaum oder nur teilweise aus. Dies ist z.B. bei den Strukturen über der Peri-

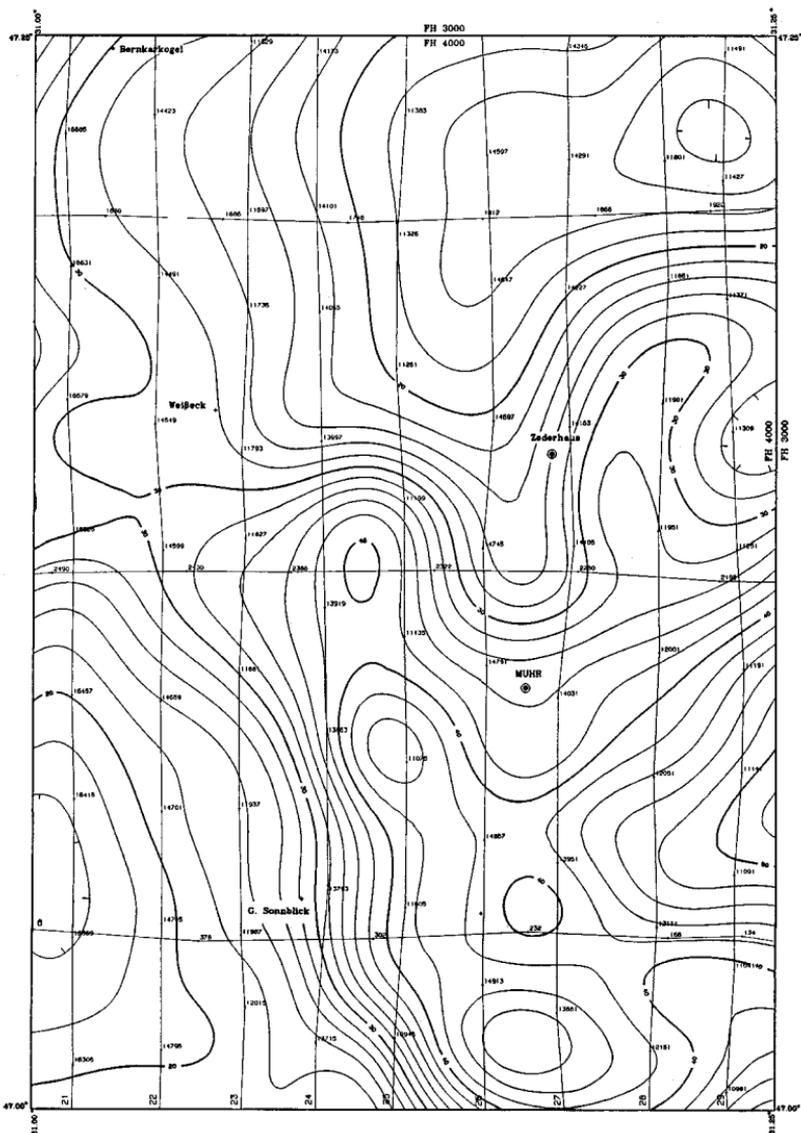


Abb. 8: Aeromagnetische Karte der Republik Österreich, Blatt 156 Muhr (Original 1 : 50.000). Flughorizont: 4.000 m über Normalnull; Kleinster Isolinenabstand: 2 nT; Striche weisen in die relativen Minima; Regionalfeldkorrekturen (IGRF 1977,7): 2,67 nT Richtung Nord und 0,74 nT Richtung Ost; mittlere magnetische Inklination: 63 Ø; mittlere magnetische Deklination: -0,6 Ø; mittlere Totalintensität: 47.000 nT; dargestellt sind die Isolinen der Totalintensität in nT; Linien der Meßprofile mit Kennzahlen.

pheren Schieferhülle und den penninischen Grünschieferserien nördlich der Ortschaft Zederhaus der Fall.

Das Unterostalpin im Bereich des Blattes 156 Muhr hingegen wird hauptsächlich aus magnetisch weitgehend sterilen Karbonatmassen aufgebaut, sodaß das entsprechende, typisch langwellige und ruhige Isanomalienbild

dominiert. Der Schluß liegt nahe, daß unterhalb bzw. in den genannten unterostalpinen Einheiten keine magnetischen Störkörper von Bedeutung zu erwarten sind. Gleiches gilt für die Gesteine der Nordrahmenzone und der Peripheren Schieferhülle, deren Magnetisierung gegenüber dem unterostalpinen Komplex pauschal etwas höher liegen dürfte, aber dennoch nicht ausreichend hoch ist. Die Suzeptibilitäten von vergleichbaren Grünschiefern bewegen sich um  $14 \times 10^{-3}$  (SI) (vgl. H. HEINZ & G. PESTAL (1988). Grünschiefer aus dem Penninikum des Alpenostrandes haben sogar noch niedrigere Werte (vgl. F. WEBER et al., 1983). Eine Ausnahme bildet der auffällige Isolinientrend östlich von Zederhaus über der Nordrahmenzone bzw. über der Peripheren Schieferhülle. Dabei kann es sich um eine „marginale“ Anomalie im Sinne von H. HEINZ (1989) handeln. Die Quellen dieser Anomalen Strukturen werden als verhältnismäßig hochsuszeptible Körper mit recht geringer Dicke, aber großer Tiefenerstreckung angesehen und ophiolitischen Sequenzen des Südpenninikums zugerechnet.

Der südliche Teil des Blattes ist deutlich gegliedert und zeigt eine markante Anomalienkette zwischen dem Ort Muhr und dem Großen Sonnblick, die NNW–SSE streicht (Abb. 8). Keine dieser Strukturen ist mit der Oberflächengeologie direkt korrelierbar. Eine Zuordnung zu den Amphiboliten bzw. Serpentiniten des Storz-Komplexes ist durchaus gerechtfertigt, wobei die Verbreitung der Serpentinite in mäßiger Tiefe bedeutend größer sein dürfte, als es die Oberflächengeologie vermuten läßt. Eine große Rolle spielt dabei auch der Grad der Serpentinisierung.

## 9. Empfehlenswerte Exkursionen

Für Ausflüge und Exkursionen im Bereich des Kartenblattes sind die Orte Mauterndorf und St. Michael als Standorte zu empfehlen. Alle Ausgangspunkte sind auch mit dem Postautobus erreichbar. Die Exkursionspunkte Schwarze Wand und Radstädter Tauernpaß sind zusammen an einem Tag erreichbar. Für das Panorama im Fuchskar, die Tour zur Riedingspitze und zum Silbereck ist je ein ganzer Tag zu planen. Für die Exkursionen zur Kolnbreinsperre (eventuell Wanderung zur Osnabrücker Hütte) und zu den Rutschungen im Mur- und Liesertal sollte ebenfalls je 1 Tag in dieser landschaftlich reizvollen Umgebung eingeplant werden.

### **Panorama Schwarze Wand – Kesselspitze (Unterostalpin/Schladminger Kristallin)**

Mit der Seilbahn von Obertauern oder zu Fuß vom Radstädter Tauernpaß aus erreicht man die Bergstation Zehnerkar. Von dort ist auf einem kleinen Fußweg in Richtung Zehnerkar (etwa in 2100 m Höhe) die herrliche Faltenstruktur der Schwarzen Wand zu sehen (Abb. 6). In einer riesigen Liegendfalte der Pleisling-Decke sind die schwarzen karnischen Tonschiefer und die hangenden Dolomite des Karn und Nor gut zu unterscheiden. Im Bereich der Gr. Kesselspitze ist der oberanisische Trochitendolomit der Kesselspitz-Decke aufgeschlossen. Die gegen Norden (links) weisenden Faltenvergenzen in der Pleisling-Decke belegen den nordvergenten Zuschub des Tauernfensters durch das Ostalpin.

### **Radstädter Tauern Paß (Unterostalpin)**

Entlang der Straße vom Radstädter Tauernpaß nach Süden, zum Jugendheim Schaidberg, ist an der hangseitigen Böschung streckenweise ein eng

verfaltetes Profil der Pleisling-Decke aus Hauptdolomit und Pyritschiefern mit dm-Marmorlagen (des Lias) aufgeschlossen. Die Pyrite erreichen bis cm-Größe und sind in Richtung der Lineation gestreckt. Entlang der Straße südöstlich Jugendheim Schaidberg steht der gut gebankte bis geschichtete weißliche bis rötliche Juramarmor an, der auch für die Fertigung der römischen Meilensteine gewonnen wurde. Im Marmor finden sich Karstschlächte bis 0,5 m Durchmesser. Große Harnischflächen zeigen Strömungen, deren Richtungen etwa parallel zum Taurachtal verlaufen.

### **Panorama Fuchskar (Unterstalpin)**

Von Tweng aus ist nach einer mehrstündigen Wanderung (teilweise entlang einer für Privat-PKW gesperrten Straße; Anmeldung im Gemeindeamt wird empfohlen) die Jagdhütte der Fuchsalm (Eppenstein'sches Jagdhaus) in 1727 m Höhe erreichbar. Dieser Weg kreuzt die etwa hangparall einfallende Schichtfolge der Lantschfeld-Decke. Lantschfeldquarzit ist nur im Bereich des Talbodens aufgeschlossen. Entlang der Straße folgen anisische Tonschiefer, Mitteltrias-Dolomite, Rauhwacke und, im Bereich der Jagdhütte, Twenger Kristallin. Von dort führt ein schmaler Saumpfad bis zu den Fuchsseen durch die Serien der Hochfeind-Decke. Unterhalb des Speikkogels liegen große Blöcke der berühmten Schwarzeckbreccie. Bei den Riesenschollen von Triasdolomit, die an der Westflanke des Speikkogels sichtbar sind, handelt es sich um Olistholite der Schwarzeckbreccie. Bevor man den Sattel südlich der Fuchsseen erreicht, führt der Weg über Rundbuckel aus grünen Schiefen mit schönen Gletscherschrammen. Von dem Sattel 500 m südöstlich K 2042 aus erblickt man in Richtung Süden den Hauptdolomit des Fuchskares mit auflagernder Juraserie aus Tonschiefern (Schwarzeck), Türkenkogelbreccie, Metaradiolarit und hangenden grünen Schiefen der Schwarzeck-Formation. Kämpfen und Spitze des Speikkogels bestehen aus Twenger Kristallin, Lantschfeldquarzit und Mitteltriasdolomit der Lantschfeld-Decke.

### **Riedingspitze-Weißeck**

#### **(Unterstalpin der Radstädter Tauern und Nordrahmenzone)**

Im hintersten Zederhaustal zweigt man auf die Straße ins Riedingtal ab und fährt bis zur König-Alm. Von dort führt ein Fußweg durch die Bündnerschieferserie zu Boarn Lacke (2214 m) nördlich des Gr. Reicheschkogels (Jura-breccie vom Typ Gr. Reicheschkogel). Abzweigung zu den unterostalpinen Schollen der Rieding-Spitze bzw. des Weißecks.

### **Rotgüldensee (Penninikum, Rotgülden-Gneiskern)**

Von St. Michael aus führt die Straße im Murtal entlang der Orte Schellgaden und Muhr zum Rotgüldensee. Im Umkreis des Staudammes sind entlang der Straße frische Aufschlüsse des Schollenmigmatites vom Typ Rotgülden zu sehen. Steigt man die steilen Wiesen zum Gfrerekar auf, so gelangt man in ca. 2.200 m Höhe zur Transgressionsbasis der Silbereckserie. Unmittelbar im Hangenden sind in den Triasdolomiten noch Reste alter Schürfe des Arsenbergbaus zu finden. Von der Rotgüldensee-Hütte führt auch ein mehrstündiger Weg durch die mesozoischen Serien bis zum Silbereck (2804).

### **Kölnbreinsperre (Penninikum, Rotgülden-Gneiskern)**

Über den Katschberg bzw. durch den Katschbergtunnel gelangt man über Gmünd ins Maltatal. Von der Kölnbreinsperre aus lohnt sich der langgestreckte Weg entlang des Speichers bis zur Osnabrücker Hütte (Großelendkees; Moränen). Die Steinbrüche im Umkreis der Sperre erschließen den Migmatitgneis der Hafnerzone und den hellen mittelkörnigen metamorphen Plagioklasgranit des Hölltor-Rotgülden-Kerns.



Abb. 9: Massenbewegung nordöstlich der Lenger Alm im hintersten Murtal. Parallel zur Abrißkante sind in den N-fallenden Grünschiefern der Peripheren Schieferhülle Bergzerreißungsspalten zu sehen (Blick vom Murtörl in Richtung NE).



Abb. 10: Massenbewegung „Lange Wand“ im obersten Liesertal (Hintere Pölla) nordwestlich Pölla. In den N-fallenden Granitgneisen der Mureckgneis-Decke und im hangenden Storz-Komplex (Storz-Decke) ist es zu staffelartigen Felsgleitungen nach Süden gekommen (Blick von der Pfaffen-Scharte westlich Girlitz-Spitze gegen NNW).

## Massenbewegungen

Im hintersten Murtal führt von der Stickler Hütte ein Fußweg zum Murrungsprung. Auf halbem Weg ist im Bereich der verfallenen Lenger Alm in den Schiefen der Bündnerschieferserie eine Massenbewegung zu sehen (Abb. 9). Die Rutschmassen werden im Stirnbereich von der Mur aktiv erodiert. Im oberen Liesertal (Pöllatal) sind im Gelände an zwei Stellen größere Massenbewegungen erkennbar. Von Rennweg aus sind die Rutschhänge westlich Zanaischg zu sehen. Im hinteren Pöllatal befindet sich die große antithetische Felsgleitung der Langen Wand (Abb. 10). Es handelt sich dabei um weitestgehend unter Wahrung des Schichtverbandes staffelförmig abgerutschte Gesteinsmassen. Diese Felsgleitung ist besonders schön von der gegenüberliegenden Talseite, etwa von der Pfaffen-Scharte westlich der Girtitz-Spitze, zu sehen.

## 10. Literatur

- ANDERLE, N., 1964: Erläuterungen zum Entwurf der Hydrogeologischen Karte des Murtales. – Unveröff. Manus., 17 S., 31 Kt., Wien.
- ANDERLE, N., 1969: Hydrogeologie des Murtales. – Berichte der wasserwirtsch. Rahmenplanung, 12 (1969), 152 S., 13 Taf., (Amt Steiermärk. L.-R.), Graz.
- ANGEL, F., 1961: Ein Ende der „Silbereck-Scholle“ im Maltatal. – Der Karinthin, 42, 125–139, 2 Abb., Knappenberg.
- ANGEL, F. & SABER, R., 1937: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). – Mineral. Petr. Mitt., 49, 117–167, Leipzig.
- ANGEL, F. & SABER, 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.
- BAUMGARTNER, W., 1976: Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976/9, 513–521, 2 Abb., Stuttgart.
- BECHTOLD, D., BERNROIDER, M., FRASL, G., HÖCK, V., KLEBERGER, J., STEYRER, H.-P. & VETTERS, W., 1982: Suche und Beurteilung von Dekorgesteinen (Plattenquarzit und Plattengneis) im Bundesland Salzburg. – Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 1, 19–28, 4 Abb., 6 Tab., Wien.
- BECKE, F., 1908: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmasivs. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 117, Abt. I, 371–404, Wien.
- BECKE, F., 1909a: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 118, Abt. I, 1045–1072, Wien.
- BECKE, F., 1909b: Über Diaphthorite. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 28, 369–375, Wien.
- BECKE, F. & UHLIG, F., 1906: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 115, 1693–1737, Wien.
- BLATTMANN, S., 1937: Deformationstypen der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 87, 207–233, 8 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Wien.
- BRANDECKER, H., 1976: Die Baugeologie der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – In: VILANEK, J. (Red.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke, Bd. 2, 369–396, Abb. 314–325, (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- BRANDECKER, H., 1980: Wasserkraftanlage Zederhaustal-Riedingtal – Baugeologisches Gutachten. – Unveröff. Manuskript, 24 S., 16 Beil., Salzburg (SAFE).
- BRANDECKER, H., 1983: Wasserkraftanlage Hintermuhr (Lungau) Baugeologischer Schlußbericht. – Unveröff. Gutachten, 22 S., 6 Beil., Salzburg (SAFE).
- BRANDL, H., 1976: Die Probleme des Erd- und Grundbaues bei der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – In: VILANEK, J. (Red.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke, Bd. 2, 397–490, Abb. 326–458, (Tauernautobahn-AG) Salzburg.

- BRAUMÜLLER, E., 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **30**, (1937), 37–150, 4 Taf., Wien.
- CLAR, E., 1935: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 212–215, Wien.
- CLAR, E., 1937a: Die Stellung der Schwarzeckbreccie in den Radstädter Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 179–180, Wien.
- CLAR, E., 1937b: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 183–184, Wien.
- CLAR, E., 1937c: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **146**, 249–316, 27 Abb., Wien 1937 c.
- CLAR, E., 1939: Geologische Erläuterung der näheren Umgebung am Radstädter Tauernpaß. – Fortschr. Min. Krist. Petr., **23**, Stuttgart.
- CLAR, E., 1940a: Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **32** (1939), 125–138, 3 Abb., Wien.
- CLAR, E. 1940b: Von der Tarntaler Breccie (Lizum). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **149**, 71–84, 1 Taf., Wien.
- CLAR, E. & DEMMER, W., 1979: Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, **32**, 12–20, 2 Abb., 2 Tab., 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.
- DEMMER, W., 1961: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarltales). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 196 S., 38 Abb., 1 Kt., 15 Taf., Wien.
- DEMMER, W., 1976a: Die geologische Bearbeitung des Tauerntunnels. – In: VILANEK, J. (Red.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke, Bd. 2, 491–512, Abb. 459–470, (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- DEMMER, W., 1976b: Zur Geologie des Kraftwerkes Malta. – Energiewirtschaft, 47–48, 22–34, Abbn., Wien.
- DEMMER, W., 1978: Geologie im Kraftwerksbau. – In: Österr. Draukraftwerke AG (Hrsg.): Energie aus Schwarz und Weiß, 174–191, Abbn., Wien (Koska).
- DEMMER, W., 1995: Grundsatzkonzept für die Möglichkeit der Endlagerung von radioaktivem Abfall aus der Sicht des Baugeologen. – Mitt. f. Baugeol. und Geomech., **3** (Baugeologische Tage Payerbach 1971), 49–63, 5 Abb., Wien.
- ELSNER, R., 1991: Geologie des Tauern-Südostrandes und geotektonische Konsequenzen. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 561–645, 49 Abb., Wien.
- 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., 1941: 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., 1944: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **35** (1942), 8 Abb., Taf. 1–5, Wien.
- EXNER, Ch., 1949: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Tauern. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **91**, 186–195, 1 Kt., Wien.
- EXNER, Ch., 1953: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – Carinthia II, **143/63**, 124–128, 2 Beil., Klagenfurt.
- EXNER, Ch., 1971a: Geologie der Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien.

- EXNER, Ch., 1971b: Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern. – Der Karinthin, **64**, 219–224, Knappenberg.
- EXNER, Ch., 1979: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 1–73, 7 Abb., 3 Taf., Wien.
- 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., 1983a: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **126/2**, 319–320, Wien.
- EXNER, Ch., 1983b: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, Beil.: Geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- EXNER, Ch., 1984: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A78, 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.
- FAUPL, P., 1978: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, 7 Abb., Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A., 1979: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkapinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., **68**, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- FINGER, F., FRASL, G., HUNSCHMID, B., LETTNER, H., von QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYER, A.O. & STEYRER, H.P., 1993: The Zentralgneise of the Tauern window (Eastern Alps): Insight into an intra-Alpine variscan batholith. – In: J.F. RAUMER & F. NEUBAUER (eds.): Pre-Mesozoic geology in the Alps, 375–391, 8 Fig., 2 Tab., (Springer) Berlin.
- FINGER, F. & NEUMAYR, P., 1990: Identifizierung einer Paragneisauflagerung am Granitgneis des östlichen Tauernfensters (Ostalpen) als autochthones Sediment mit Hilfe vergleichender Zirkonuntersuchungen. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **70**, 397–402, 6 Abb., Zürich.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P., 1988: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. – Geodynamica Acta, **2**, 75–87, 9 Fig., 1 Tab., Paris.
- FRANK, W., HÖCK, F. & MILLER, Ch., 1987: Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, 6 Abb., 5 Tab., (Deuticke) Wien.
- FRECH, F., 1901: Geologie der Radstädter Tauern. – Geol. Paläont. Abh., **9** (N.F. 5), H. 1, 1–66, 38 Abb., 1 geol. Kt., Jena.
- FRIEDRICH, O.M., 1934: Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **143**, Abt. I, 95–108, Wien.
- FRIEDRICH, O.M., 1935a: Zur Geologie der Goldlagerstätte Schellgaden. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **83**, 34–39, 46–60, 6 Abb., Wien.
- FRIEDRICH, O.M., 1935b: Wismutglanz und Freigold von Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **144**, 1–6, 3 Abb., Wien.
- FRIEDRICH, O.M., 1953: Die Goldlagerstätte Schellgaden. – Carinthia II, **143/63**, 129–131, Klagenfurt.
- FRIEDRICH, O.M., 1962: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. – Der Karinthin, **45/46**, 210–228, Knappenberg.
- FRIEDRICH, O.M., 1968: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv f. Lagerstättenforsch. d. Ostalpen, **8**, 1–136, 25 Abb., 10 Fig.-Taf., Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. & MATZ, K.B., 1939: Der Stüblbau zu Schellgaden. – Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., **87**, 34–39, 7 Abb., Wien.
- FRISCH, W., 1984: Sedimentological response to late mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **73**, 33–45, 1 Abb., Stuttgart.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F., 1987: The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – a key to understanding eoalpine orogenic processes in the

- Eastern Alps. – In: P. FAUPL & H.W. FLÜGEL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, 8 Figs., (Deuticke) Wien.
- FROSS-BÜSSING, H., 1933: Die Morphologie des nördlichen Lungau. – Geogr. Jahresber. Österr., **16**, 34–40, 1 Abb., Wien.
- GOD, R., 1981: Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaureviere Schellgaden. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 189–200, 2 Abb., 2 Tab., Wien.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G., 1979: Manganberg- und -schurfbaue im Bundesland Salzburg. – Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, **119**, 351–373, 11 Abb., Salzburg.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W., 1987: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Unveröff. Ber., Inst. Meteorol. Geophys., Univ. Wien, 34 S., 1 Taf., Wien.
- HAIDEN, A., 1954: Bericht über natürliche Bausteinorkommen im Lungau. – Unveröff. Manuskript, 105 S., 16 Abb., 5 Kt., Salzburg.
- HAUER, F. v., 1868: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt VI: Östl. Alpenländer. – Jb. geol. R.-A., **18**, 1–44, Wien.
- HAUSLER, H., 1983: Beobachtungen und Interpretationsversuche an nachtriadischen Breccien der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge (Unterostalpin, Salzburg-Tirol). – Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, 167–193, 14 Abb., Graz.
- HAUSLER, H., 1985: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 298–300, Wien.
- HAUSLER, H., 1987a: The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. – In: P. FAUPL & H. FLÜGEL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 103–111, 2 Figs., (Deuticke) Wien.
- HAUSLER, H., 1987b: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 331–332, Wien.
- HAUSLER, H., 1988a: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg-Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 21–125, 58 Abb., 9 Tab., 8 Taf., Wien.
- HAUSLER, H., 1988b: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 455–456, Wien.
- HAUSLER, H., 1989: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 588–589, Wien.
- HAUSLER, H., 1990: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen auf Blatt 156 Muhr. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 511–515, Wien.
- HAMANN, C., 1988: Geomorphologische Karten zur Beurteilung der optischen Qualität von Landschaften. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **68**, 125–141, 6 Abb., 3 Tab., Berlin.
- HAWRANEK, K., 1950: Morphologische Untersuchungen in der Hafnergruppe. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 844 S., 3 Tab., 45 Ansichten, Anhang, Wien.
- HEINZ, H., 1989: Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & PESTAL, G., 1988: Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 285–289, Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A., 1987: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Salzburg. – Bericht über Projekt SC-2f/84, 15 S., 4 Abb., 6 Beil., (Geol. B.-A.) Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W., 1990: Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern Window. – Soc. géol. Fr., Mem., **156**, 123–128, Paris.
- HELLER, R., 1950: Stratigraphie und Tektonik des Gurpitscheckzuges in den Radstädter Tauern. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 71 S., Beil., Wien.
- HERBECK, J., 1972: Die Tauern-Scheiteltunnel Vortriebsarbeiten. – Porr-Nachr., **50/51**, 5–36, zahlr. Abb., Wien.
- 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.
- HÖNIG, J., 1980: Montangeologische Untersuchung an Wolframvererzungen im Raume westlich des Katschberg (Salzburg-Kärnten) unter mineralwirtschaftlichen Gesichtspunkten. – Unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben, 179 S., 43 Abb., Leoben.

- HOFBAUER, R., 1949: Der stratigraphische und tektonische Aufbau der Pleislinggruppe in den Radstädter Tauern. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 124 S., div. Beil., 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.
- KATSCHNER, A., 1970: Hangstudien im Quellgebiet der Mur und des Zederhausbaches. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Graz, 158 S., Anhang, Graz.
- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, Ergänzungsband **4**, 436 S., 127 Abb., 2 Beil., (Das Bergland-Buch) Salzburg.
- KOBER, L., 1912a: Radstädter Tauern. – Geol. Rdsch., **3**, 524–528, 3 Abb., Taf., Leipzig.
- KOBER, L., 1912b: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 367–480, Taf. 7–14, Wien.
- KOBER, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **98**, 201–242, 24 Abb., Taf. 1–3, 1 Tektonogr., 1 geol. Kt., Wien.
- KOBER, L., 1927: Vorlage von Gesteinen aus den Hohen Tauern. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., N. F., **37**, 20–21, Wien.
- KOBER, L., 1928a: Mesozoische Breccien in der Oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **65**, S. 275, Wien.
- KOBER, L., 1928b: Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. – Zbl. Miner. etc., Abt. B., **1928**, 607–608, Stuttgart.
- KOBER, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 20 Abb., 1 Taf., (Springer) Wien.
- KOBER, L., 1950: Bericht über Arbeiten des Geologischen Instituts der Universität Wien. – Verh. Geol. B.-A., **1948**, 90–96, Wien.
- KÖSTLER, H.-J., 1986: Montangeschichtlicher Führer durch das obere Murtal von Rotgülden im Lungau bis St. Michael in der Obersteiermark. – 2. Aufl., 180 S., 188 Abb., (Podmenik) Fohnsdorf.
- KOLLENSPERGER, G., 1976: Planung, Projektierung und Bau der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – In: VILANEK, J. (Red.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke, Bd. 2, 29–34, Abb. 8–10, 1 Kt., (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- LOBITZER, H. (Projektleiter), 1982: Bestandsaufnahme der Vorkommen von Kalk und Dolomit im Bundesland Salzburg. – Bericht über Projekt SA 11/1980/81, 167 S., 28 Abb., 8 Tab., 29 Taf., (Salzb. Landesreg.) Salzburg.
- MAGNET, E., 1967: Der Gößstollen der Österreichischen Draukraftwerke AG. – Der Bauingenieur, **42**, H. 11, 408–412, 7 Abb., 2 Tab., Berlin.
- MAGNET, E. & WANDERER, J., 1971: Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Malta-Kraftwerk. – Der Bauingenieur, **46**, H. 8, 285–289, 3 Abb., 1 Tab., Berlin.
- 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.
- MEIXNER, H., 1935: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee („Kolsberger Alpe“) bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **69**, Abt. A, 500–514, 4 Abb., Taf. 25, Stuttgart.
- MEIXNER, H., 1966: Die Mineralvorkommen des Lungaus (Salzburg). – Der Aufschluß, Sdh. **15**, 63–71, 2 Abb., Heidelberg.
- MEIXNER, H., 1978: Alpine Klufminerale und Tauernmetamorphose im Untermalm-Radiolarit aus der Hochfeindgruppe, südliche Radstädter Tauern, Salzburg. – Der Karinthin, **79**, 62–64, Salzburg.
- MUTSCHLECHNER, G., 1967: Über den Bergbau im Lungau. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskunde, **107**, 129–168, Salzburg.
- NAGL, H., 1966: Eine aktive Wasserhöhle in der Hafnergruppe. – Mitt. geogr. Ges., **108**, 159–162, 3 Abb., Wien.

- NAGL, H., 1967: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. – Geogr. Jahresber. Österr., **31**, 133–168, 3 Abb., Taf. XII–XV, Wien.
- NAGL, H., 1971: Zur Kenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pöllatales (Hafnergruppe, Kärnten). – Carinthia II, **161/81**, 9–30, 3 Abb., 4 Bilder, 1 Kt., Klagenfurt.
- NAGL, H., 1975: Spät- und postglaziale Gletscherstände im Gebiet des Radstädter Tauernpasses und ihre Bedeutung für die Hydrogeologie dieses Raumes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973/74), 93–104, 2 Abb., Wien.
- NEFFE, H.R., 1971: Ein Beitrag zur Morphologie des Zederhaustales. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskunde, **110/111** (1970/1971), 397–417, 8 Abb., Salzburg.
- NEUMAYR, P. & FINGER, F., 1990: Zirkonuntersuchungen an Gneisen des hinteren Murtales (östliches Tauernfenster). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 591–601, Wien.
- OSZUSZKY, F., 1949: Tektonik und Stratigraphie der Weisseneck-Hochfeinddecke der Radstädter Tauern. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 175 S., 3 Beil., Wien.
- PAVUZA, R. & TRAINDL, H., 1985: Zur Hydrochemie und Bakteriologie alpiner Karstwässer. – Die Höhle, **36** (H. 4), 123–142, 5 Abb., 5 Tab., Wien.
- PAVUZA, R., MAIS, K. & TRAINDL, H., 1990: Some examples of “cultural noise” in Austrian karst waters. – Studia carsologica, **2** (Proc. int. conf. on anthropogenic impact and environmental changes in karst), 111–118, 6 Abb., Brünn.
- PETERS, K., 1854: Die geologischen Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 808–818, 2 Abb., Taf. 2, Wien.
- PEER, H. & ZIMMER, W., 1980: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarlal). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 411–466, 23 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Wien.
- PÖCHHACKER, H., 1974: Moderner Tunnelvortrieb in sehr stark druckhaftem Gebirge. Theorie und Praxis. – Porr-Nachr., **57/58**, 4–28, zahlr. Abb., Wien.
- POISEL, R., 1981: Ein Beitrag zur Wirkungsweise von Systemankerungen bei tiefliegenden Gebirgshohlrumbauten unter Berücksichtigung der Bruchmechanismen von Gesteinen. – Unveröff. techn.-wiss. Diss., Techn. Univ. Wien, 153 S., zahlr. Abb., 18 Tab., Wien.
- POSCH, E. v. & WINTERSTEIGER, A., 1959: Die Steindamm-Talsperre am Rotgüldensee. – Österr. Ing.-Zeitschr., **104**, 64–67, 6 Abb., Wien.
- PREY, S., 1938: Aufnahmebericht über das Blatt St. Michael (5151). – Verh. Geol. B.-A., **1938**, 63–64, Wien.
- PREY, S., 1939: Aufnahmebericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. – Verh. Geol. B.-A., **1939**, 59–61, Wien.
- RABCEWICZ, C. v. & PACHER, F., 1976: Die Neue Österreichische Tunnelbauweise und ihre Anwendung beim Tauern- und Katschbergtunnel. – In: VILANEK, J. (Red.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke, Bd. 2, 529–542, Abb. 473–482, (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- RATSCHBACHER, L., 1987: Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. – In: FAUPL & H. W. FLÜGEL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 237–243, 2 Figs., (Deuticke) Wien.
- REIHSNER, W., 1950: Stratigraphie und Tektonik der westlichen Radstädter Tauern (Lungau). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 158 S., 2 Beil., Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R., 1988: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 329–340, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H., 1989: Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 751–760, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, C., 1990: Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 611–618, 1 Abb., 2 Taf., Wien.

- ROSSNER, R., 1974: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1973**, 708–756, 2 Abb., Stuttgart.
- ROSSNER, R., 1979: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 251–387, 87 Abb., Beil. 6–9, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., 1989: Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 489–505, 12 Abb., 1 Tab., Wien.
- SCHARBERT, S., 1973: Jahresbericht des chemischen Laboratoriums. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A 90, Wien.
- SCHMIDT, W., 1924: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **99**, 309–339, 11 Abb., Taf. 1–4, Wien.
- SCHNEIDER, T., 1988: Die geomorphologische Entwicklung des Lungaus im Jungtertiär. – Augsburger geogr. Hefte, Nr. 7, 267 S., 36 Abb., 39 Diagr., 3 Tab., 11 Prof.-Taf., 1 Kt. 1 : 100.000, (Selbstverlag Lehrst. Phys. Geogr. d. Univ.) Augsburg.
- SCHÜSSLER, F., 1987: Goldführung penninischer Karbonatgesteine. – Abschlußbericht des Projektes P 5651 des Fonds z. Förderung der wiss. Forsch., 107 S., 3 Abb., Ktn., (Montanuniv.) Leoben.
- SCHWAN, W., 1965: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G., 214–245, 26 Abb., Wien.
- SCHWAN, W. & ROSSNER, R., 1987: Deformationseignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 505–527, 15 Abb., Wien.
- SEEFELDNER, E., 1960: Die Entwicklung des salzburgischen Landschaftsbildes. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskunde, **100**, 655–671, Salzburg.
- SEEFELDNER, E., 1961: Salzburg und seine Landschaften. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskunde, Erg.-Bd. **2**, 574 S., 76 Abb., 10 Tab., Salzburg.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v., 1939: Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. – Jb. Geol. B.-A., **89**, 197–232, 1 Abb., 1 Kt., Wien.
- SENFTL, E. & EXNER, Ch., 1973: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 209–234, Wien.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W., 1987: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: P. FAUPL & H.W. FLÜGEL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, 8 Figs., (Deuticke) Wien.
- STAUFENBERG, H., 1987: Apatite fission-track evidence for postmetamorphic uplift and cooling history of the eastern Tauern window and the surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, 10 Fig., 1 Tab., Wien.
- STEIGER, E., 1953: Zur Geologie des östlichen Tauernfensters. Das Gebiet westlich vom Katschberg. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 92 S., 14 Abb., 19 Fig., 3 Beil., Wien.
- STINY, J., 1941: Zur technisch-geologischen Kenntnis der Radstädter Tauern. – Geol. u. Bauwesen, **12** (1940), 97–175, 88 Abb., Wien.
- STRAUSS, F.F., 1967: Zur Geschichte des Lungauer Edelmetallbergbaues um die Mitte des 16. Jahrhunderts. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskunde, **107**, 169–223, Salzburg.
- STUR, D., 1854: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 818–852, 1 Tab., Taf. 1–6, Wien.
- TERMIER, P., 1904: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, **3**, 1903, 711–765, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris.
- THALMANN, F., 1963: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13**, 121–188, Taf. 7–10, Wien.
- THALMANN, F. (Projektleiter), 1980: Geowissenschaftliche Untersuchungen der Wolframvererzung im Gebiet des östlichen Tauernfensters. – Abschlußbericht zu Projekt SA-009/78: "Geowissenschaftliche Untersuchungen der Wolframvererzung im Gebiet des östlichen Tauernfensters" und zu Projekt KC-003/79: "Regionale Wolframprospektion im Oberen Lieser-Pöllatal (Kärnten)", 118 S., 21 Abb., 11 Tab., Photo-Anhang, 26 Anl., 23 Beil., Leoben.

- THIELE, O., 1980: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Abb. 77–81, (Springer) Wien.
- TOLLMANN, A., 1958a: Geologie der Mosermanngruppe. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 79–115, Taf. 6–10, Wien.
- TOLLMANN, A., 1958b: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 325–354, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1959a: Bericht über geologische Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr). – Verh. Geol. B.-A., **1959**, A91–A95, Wien.
- TOLLMANN, A., 1959b: Radstädter Tauern. – Vervielfält. Exkursionsführer, 6–8, Taf. 3–4, (Geol. Inst. Univ. Wien) Wien.
- TOLLMANN, A., 1960: Bericht 1959 über die geologischen Aufnahmen in den östlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A89–A90, Wien.
- TOLLMANN, A., 1961a: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **53**, 117–131, 2 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1961b: Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A82–A84, Wien.
- TOLLMANN, A., 1962a: Aufnahmsbericht über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, A77–A81, Wien.
- TOLLMANN, A., 1962b: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. – In: O. KÜHN (Hrsg.): Lexique stratigr. intern., vol. 1, fasc. 8, Autriche, 646 S., 2 Taf., (Centre nat. rech. sci.) Paris.
- TOLLMANN, A., 1962c: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. – Geol. Rdsch., **52**, 226–237, 1 Taf., Stuttgart.
- TOLLMANN, A., 1963a: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **55** (1962), 85–125, Taf. 1–4, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963b: Aufnahmsbericht 1962 über die südlichen und westlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A60–A62, Wien.
- TOLLMANN, A., 1964a: Exkursion I/4, Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 49–56, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1964b: Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, A51–A54, Wien.
- TOLLMANN, A., 1965a: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? – Geol. Sbornik. Slov. akac. vied, **16/2**, 273–279, Bratislava.
- TOLLMANN, A., 1965b: Aufnahmsbericht über den SW-Teil der Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr). – Verh. Geol. B.-A., **1965**, A52–A53, Wien.
- TOLLMANN, A., 1965c: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57** (1964), 469–478, Wien.
- TOLLMANN, A., 1966a: Aufnahmsbericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A58–A60, Wien.
- TOLLMANN, A., 1966b: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- TOLLMANN, A., 1968a: Bericht über die geologischen Aufnahmen 1967 im Bereich der Schieferhülle N des Zederhaustales, Radstädter Tauern (Blatt Muhr, 156). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, A67–A69, Wien.
- TOLLMANN, A., 1968b: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 207–248, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1968c: Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. österr. geogr. Ges., **110**, 224–233, Wien.
- TOLLMANN, A., 1969a: Aufnahmsbericht 1968 über Blatt 156 Muhr. – Verh. Geol. B.-A., **1969**, A78–A79, Wien.
- TOLLMANN, A., 1969b: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie, **18**, 1131–1155, 2 Abb., Berlin.
- TOLLMANN, A., 1970a: Aufnahmsbericht 1969 über Blatt 156 Muhr. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, A69–A71, Wien.
- TOLLMANN, A., 1970b: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **34**, 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart.

- TOLLMANN, A., 1975: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286–319, 1 Abb., Stuttgart.
- TOLLMANN, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. – XIV+766 S., 200 Abb., 25 Tab., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A., 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 291–351, 11 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1980a: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). – Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, 53 Figs., Wien.
- TOLLMANN, A., 1980b: Das östliche Tauernfenster. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/79), 73–79, Wien.
- TOLLMANN, A., 1980c: Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/79), 37–44, 1 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1980d: The Lower Austroalpine of the central Radstädter Tauern in the Pleislingrange. – Abh. Geol. B.-A., **34**, 222–229, Figs. 24–30, Wien.
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich. Bd. II Außer-alpiner Anteil. – XV+710 S., 286 Abb., 27 Tab., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A., 1986a: Geologie von Österreich. Bd. III Gesamtübersicht. – X+718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Falltaf., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A., 1986b: Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. – Mitt. österr. geogr. Ges., **128**, 62–72, Wien.
- TOLLMANN, A., 1987: The Alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: P. FAUPL & H.W. FLÜGEL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 Figs., (Deuticke) Wien.
- TRAUTH, F., 1927: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1. Teil, **100**, 101–210, Taf. 1–5, Wien 1925; 2. Teil, 101, 29–65, 4 Abb., Taf. A-D, Wien.
- UCIK, F., 1974: Bergstürze, Talzuschub und Wildbäche – einige geologische Ergebnisse der Integralanalyse Liesertal. – Kärntner Naturschutzbl., **13**, 31–47, 6 Abb., Klagenfurt.
- UHLIG, V., 1908: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, Abt. I, 1379–1422, 2 Taf., 1 Kt., Wien.
- VACEK, M., 1882: über die Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1882**, 310–316, Wien.
- VACEK, M., 1884: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. R.-A., **34**, 609–634, Wien.
- VACEK, M., 1901a: Zur Geologie der Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 191–213, Wien.
- VACEK, M., 1901b: Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 361–397, Abb., Wien.
- VALENTIN, G., 1933: Die Injektionsarbeiten im Zuge der Sanierung der Kölnbreinsperre. – Mitt. Inst. f. Bodenforschung und Baueologie, Abt. Baueologie der Univ. f. Bodenkultur, Reihe: Angewandte Geowissenschaften, Baueol. Seminar H. **3**, 23–54, Abb., Wien.
- VOGGENREITER, W., 1986: Hinweise auf eine dextrale Blattverschiebung im Zederhaustal (Südliche Radstädter Tauern, Österreich) Ableitung alpidischer Bewegungsbeträge. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 141–148, 8 Abb., Wien.
- WEBER, F., SCHMOLLER, R. & WALACH, G., 1983: Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S 15/15. – Jahresber. Hochschulschwerpkt. S 15, 201–209, 2 Abb., 1 Tab., Graz.
- WEBER, H., 1984: Erforschung der Lockergesteine und ihrer wirtschaftlichen Nutzbarkeit in ausgewählten Gebieten des Bundeslandes Salzburg. – Rohstoffforschungsprojekt SA 16/g Aufsuchung von Lockergesteinen für die wirtschaftliche Nutzung im Bereich Lungau“, Abschlußbericht 1983, 62 S., 3 Abb., 1 Tab., 4 Beil., 3 Taf., (Salzb. Landesreg.) Salzburg.

- WEBER, H. & FÜRLINGER, W., 1989: Rohstoffsicherungskonzept für Steine, Erden und Industriemineralien im Bundesland Salzburg. – Endbericht Lungau-Pongau, Projekt: SA 18/88, 27 S., 6 Beil., (Salzb. Landesreg.) Salzburg.
- WEIDINGER, J. & LANG, M., 1991: Der As-Au-Ag-Bergbau Rotgülden im Lungau. – Archiv. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **13**, 233–247, 16 Abb., 1 Taf., Wien.
- WEISS, E. H., 1976: Die geologischen Verhältnisse und die baugeologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. – In: VILANEK, J. (Red.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke, Bd. 2, 513–528, Abb. 471–472, 2 Tab., (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- WEINGARTNER, H., 1988: Einige Aspekte zur spätglazialen Entwicklung im inneralpinen Lungau. – Salzburger Geogr. Arb., **17**, 311–322, 2 Abb., Salzburg.
- WENINGER, H., 1962: Neue Beobachtungen an der Fluoritfundstelle vom Weißbeck/Lungau. – Der Karinthin, **47**, 268–269, Klagenfurt.

GROSS-TEKTON. STELLUNG	G A S T E I N E R D E C K E					P E R I P H E R E S C H I E F E R H Ü L L E					MATREI-ZONE	U N T E R O S T A L P I N							MITTEL-OSTALPIN
TEKTON. EINHEIT	ALTES DACH DES GÖSS-GNEISK.	TONALIT-GNEIS-DECKE	ZENTRALGNEIS-KERNE	SILBERECKSERIE	MURECK-GNEIS-D.	STORZ-DECKE	MURTÖRL-SCHUPPE	SCHROVIN-SCHUPPE	MARISLWAND-SCHUPPE	ZEDERHAUS-SCHUPPE	NORD-RAHMEN-ZONE	HOCHFEIND-D.	LANTSCHFELD-D.	HOFALM-SCHUPPE	RAUH-WACKEN-SCHUPPE	PLEISLING-D.	KESSELSPIZ-D.	QUARZPHYLLIT-DECKE	ALT-KRISTALLIN
KREIDE JURA				<u>Bündnerschiefer-Gruppe</u> 82 Grünschiefer 83 Schwarzschiefer 84 Kalkschiefer 85 Biotitf. Karb.-qu. 86 Karbonatquarzit 87 Dolomitbreccie		<u>Bündnerschf.-Gruppe</u> 83 Schwarzschiefer	<u>Bündnerschf.-Gruppe</u> 66 Serpentin 67 Schwarzschiefer	<u>Bündnerschf.-Gruppe</u> 67 Schwarzschiefer 68 Kalkschiefer	<u>Bündnerschf.-Grp.</u> 64 Grünschiefer 65 Ophicalcit 66 Serpentin 67 Schwarzschiefer 68 Kalkschiefer 69 Karbonatquarzit 70 Dolomitbrecc.	<u>Bündn.sch.Gr.</u> 64 Grünschiefer	<u>Bündn.sch.Gr.</u> 50 Grünphyll. 51 Schw.schiefer 52 Metaquarzit 53 Breccie	22 Schwarzeckbrecc. 23 Grüner Phyllit 24 Metaradiolarit 25 Tonschiefer 26 Türkenkg.breccie 27 Tonschiefer 28 Kalkmarmor	27 Tonschiefer			27 Tonschiefer 28 Kalkmarmor	28 Kalkmarmor		
				88 Kalkmarmor (Silbereckm.) 89 Dolomitmarmor 90 Rauhwaacke 91 Lantschfeldquarzit		88 Kalkmarmor (Silbereckm.)	<u>Schrovin-Grp.</u> 71 Kalkmarmor	<u>Schrovin-Grp.</u> 71 Kalkmarmor	<u>Schrovin-Grp.</u> 71 Kalkmarmor			29 Kössen-Format. 30 Hauptdolomit 31 Kristalldolomit 34 Dolomitmarmor 37 Wettersteindol. 38 Dolomitmarmor 39 Kalkmarmor	30 Hauptdolomit 31 Kristalldolomit 33 Tonschiefer 34 Dolomitmarmor 37 Wettersteindol. 38 Dolomitmarmor 39 Kalkmarmor	37 Wetterstd. 38 Dolom.m. 39 Kalkmarmor		29 Kössen-Form. 30 Hauptdolomit 31 Kristalldolomit 32 Dolomitschiefer 33 Tonschiefer 34 Dolomitmarmor 35 Mergelschiefer 36 Kalkmarmor 37 Wettersteindol. 38 Dolomitmarmor 39 Kalkmarmor	30 Hauptdolom. 31 Kristalldol. (Karn) 34 Dol.marmor 37 Wetterstdol. 38 Dol.marmor 39 Kalkmarmor	39 Kalkmarmor	
PERMO-TRIAS											54 RaiblerSch. 55 Dol.marmor 56 Kalkmarmor 57 Kalkmarmor 58 Rauhwaacke 59 Arkose-Lantschfeldquarzit	42 Lantschfeldquarzit	41 Rauhwaacke 42 Lantschfeldquarzit	42 Lantschfeldquarzit	41 Rauhwaacke	41 Rauhwaacke 42 Lantschfeldquarzit	42 Lantschfeldquarzit	42 Lantschfeldquarzit	
PALÄO-ZOIKUM (PRÄKAMBR.)	Zentrale Schf.hülle		95 Granatgl.schiefer	92 Geröllquarzit		96 Met. Lamproph. Kareck-Kompl. 104 Paragneis, etc.	75 Geröllquarzit	75 Geröllquarzit	76 Graphitquarzit 77 Arkosequarzit		Twenger Kri.	49 Twenger Kristall.	49 Twenger Kristallin	49 Twenger Kristallin		49 Twenger Krist.	49 Twenger Kristallin	43 Eisendolom. (Silur) 44 Graphitkalk (Silur) 45 Quarzit 46 Serizitphyll. 47 Katschberg-Quarzphyll. 48 Quarzphyllit 49 Twenger Kristallin	19 Glimmer-schiefer 20 Amphibolit 21 Paragneis
KRISTALLIN	94 Graphitquarzit 95 Granatgl.schiefer	95 Granatgl.schiefer	96 Met. Lamprophyr 97 Tonalitgneis 98 Schollenmigmatit 99 Forellengneis 100 Leukokr. Granit 101 Mit.körn. Granitgn. 102 Grobkörn. Granitgn. 103 Granitgneis i.a. 111 Granatgl.schiefer 112 Ankerit-schiefer 113 Biotit-schiefer 114 Migmatitgneis	103 Granitgneis i.a.	103 Granitgneis i.a.	105 Serpentin 106 Biot-Blast.schiefer 107 Grobkörn.amph. 108 Amphibolit 109 Orthogneis 110 Paragneis	77 Arkosequarzit	77 Arkosequarzit	78 Amphibolit 79 Kalkschiefer 80 Graphitquarzit 81 Schwarzschiefer	80 Graphitquarzit 81 Schwarzschiefer	60 Chl.-Phyllit 61 Orthogn. 62 Amphib. 63 Paragn.								