

Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer Paläozoikum)

Von Fritz EBNER & Leopold WEBER

Mit 3 Abbildungen im Text

Eingelangt am 18. Jänner 1978

Inhalt

1. Einleitung
2. Tektonische Einheiten
 - 2.1. Schöckeldecke (Schöckelkalke) (L.W. & F.E.)
 - 2.2. Obere Schiefer („Taschenschiefer“) (L.W.)
 - 2.2.1. Tektonische Stellung der Oberen Schiefer
 - 2.2.2. Internektekonik der Oberen Schiefer
 - 2.2.2.1. Lithologische Zusammensetzung der die Oberen und Unteren Schiefer aufbauenden Passailer Gruppe
 - 2.2.2.2. Petrographie der Gesteine der Passailer Gruppe
 - a) Karbonatphyllite
 - b) Dunkle, pigmentführende Phyllite („Schwarzschiefer“)
 - c) Grungesteine i.w.S.
 - 2.3. Die Luegg-Deckscholle (F.E.)
 - 2.3.1. Schichtbestand
 - a) Schichten von Kher
 - b) Crinoidenschichten
 - c) Dolomit-Sandstein-Folge
 - d) Tufflagen in der Dolomit-Sandstein-Folge (L.W.)
 - e) Barrandeikalke
 - 2.3.2. Internektekonik der Luegg-Deckscholle
3. Tertiär
4. Profil entlang der Landesstraße Nr. 318 zwischen km 6.2 und 10.2 (F.E.)
5. Tektonische Stellung der Luegg-Deckscholle (F.E. & L.W.)
6. Anhang: Bedeutung der Bohrung Peggau 4 zur Klärung der tektonischen Verhältnisse im Murtal (L.W.)
7. Literatur

Zusammenfassung

An Hand einer geologischen Detailkartierung und von Bohrergebnissen wird die tektonische Position der Oberen Schiefer („Taschenschiefer“) zur Schöckeldecke und den Karbonatgesteinen des Hausbergzuges (W Rötschgraben) erörtert. Die Oberen Schiefer („Taschenschiefer“) wurden im Zuge eines Überfaltungsdeckenbaues in inverse Position über aufrechte Untere Schiefer (Semriacher Schiefer, Passailer Phyllite etc., im Folgenden als Passailer Gruppe bezeichnet) gebracht, wobei die üblicherweise beide Schieferserien trennenden Schöckelkalke möglicherweise aus faziellen Gründen fehlen. Die Karbonatabfolgen des Hausberges werden als eine der Rannachdecke entsprechende Deckscholle erkannt.

1. Einleitung

Die vorliegende Kartendarstellung 1:25.000 zwischen Rötschgraben im Südosten und der Ruine Peggau – Pkt. 478 (Kalter Graben) – im Westen stellt eine Gemeinschaftsarbeit dar, die einer im Auftrag der BBU durchgeführten Detailkartierung der Oberen Schiefer („Taschenschiefer“) (L. WEBER) und einer durch Prof. Dr. H. W. FLÜGEL angeregten Dokumentation der neuen Aufschlüsse entlang der Landesstraße Nr. 318 nach Semriach (F. EBNER) entsprang. Die Darstellung schließt SE des von MAURIN 1954 kartierten Tannebenstockes an und soll besonders die tektonische Stellung der Rannachfazies, der Oberen Schiefer („Taschenschiefer“) und Schöckelkalke dieses Raumes zueinander beleuchten. Eine Übersichtsdarstellung dieses Gebietes liegt auch von SCHWINNER 1925 im Maßstab 1:40.000 vor.

Die Finanzierung der lagerstättenkundlichen Arbeiten (L.W.) erfolgte aus Mitteln der BBU, des Steirischen Rohstoff-Forschungsprojektes, sowie der ÖIAG. F. E. führte die Untersuchungen im Rahmen des Forschungsvorhabens 3326 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich durch.

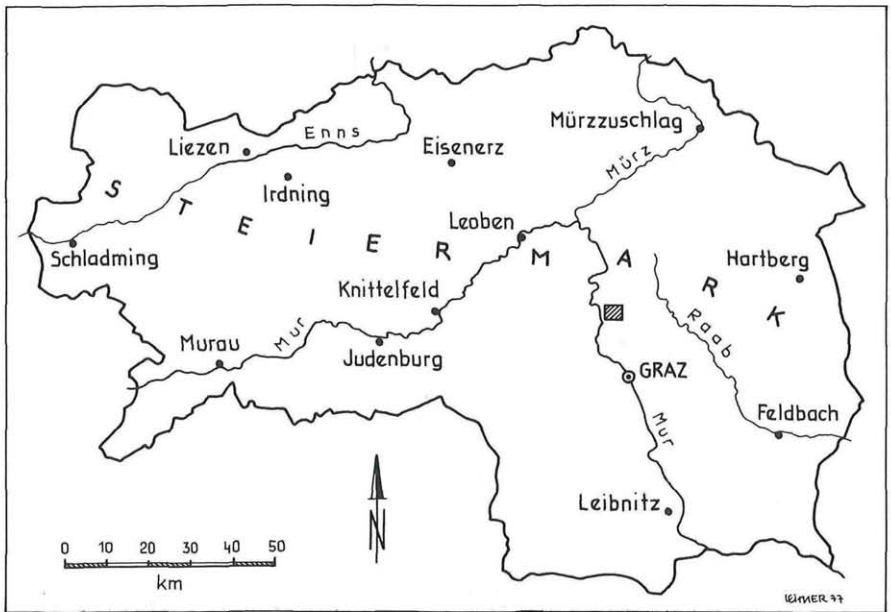


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes.

2. Tektonische Einheiten

2.1. Schöckeldecke (Schöckelkalke) (L. W. & F. E.)

Die im wesentlichen auf den Tannebenstock beschränkte Schöckeldecke erfuhr durch MAURIN 1954 eine eingehende Bearbeitung. Die Südgrenze des Tannebenstockes fällt etwa mit dem Mitterbachgraben zusammen. Durch eine antikinale N-S streichende Aufwölbung gelangen die die Schöckeldecke unterlagernden Unteren Schiefer im Murtal an die Oberfläche (CANAVAL 1889, SEELMEIER 1944), während die ansonst übli-

cherweise auf den Schöckelkalken durch Überfaltung auflagernden Oberen Schiefer nicht vorhanden sind. Die Problematik der tektonischen Stellung der Oberen Schiefer („Taschenschiefer“) im Raume der Tasche wird in einem der nachfolgenden Kapitel erläutert.

Weitere Vorkommen von Schöckelkalken treten im nordöstlichen Teil des kartierten Raumes im Überschiebungsbereich Rannachdecke – Obere Schiefer in Form allseitig tektonisch begrenzter Späne auf (siehe Abb. 2).

Die Schöckelkalle sind dunkelgraue, massige bis dickbankige Kalke, die stellenweise eine typische Hell-Dunkel-Bänderung aufweisen, die bis in den mikroskopischen Bereich zu verfolgen ist. In Schlifflagen aus dem Straßenprofil sind die hellen Lagen stark rekristallisiert. In den bis zu 0,3 mm großen spätigen Körnern können sich zum Teil Echinodermereste verbergen. Die dunklen Lagen bestehen aus feinkörnigem, pigmentiertem Material.

2.2. Obere Schiefer („Taschenschiefer“) (L.W.)

2.2.1. Tektonische Stellung der Oberen Schiefer

In Anlehnung an das von H. W. FLÜGEL 1958a überarbeitete und auf grundlegenden Arbeiten von F. HERITSCH 1915, 1917, CLAR 1935 und BOIGK 1951 basierende Konzept des tektonischen Aufbaues des Grazer Paläozoikums, welchem ein großzügig angelegter Überfaltungsdeckenbau zugrunde liegt, ruht unterhalb der Schöckeldecke eine mächtige, schwer zu untergliedernde Serie, bestehend aus epimetamorphen Grungesteinen, karbonatreichen Phylliten, stark pigmentierten Serien („Schwarzschiefern“), Marmorlagen und Quarziten, welche in der Literatur mit oft verwirrenden Lokalnamen bezeichnet worden sind (Passailer Phyllite, Semriacher Schiefer, Heilbrunner Phyllite usw.). Durch die Überfaltungsdeckentektonik geraten nun die Schieferserien über ein im Süden liegendes Faltscharnier auch über die Schöckeldecke, wobei auch die geochemischen Untersuchungen von KOLMER 1972 – allerdings unter der Berücksichtigung der geringen Anzahl der untersuchten Proben – möglicherweise andeuten, daß innerhalb der Schöckeldecke aufrechte und inverse Serien vorhanden sind. Die Phyllitserien über der Schöckeldecke lagern sinngemäß im Bezug zu den vorhin zitierten Phylliten unterhalb der Schöckelkalke invers. Wiederum wurden diese auf der Schöckeldecke lagernden Phyllite mit Lokalnamen belegt („Taschenschiefer“, SCHWINNERS 1925). Derartige überfaltete, invers liegende Phyllitserien liegen nun z. B. im Bereich zwischen Tannebenstock und dem Rötschgraben vor und sind unter anderem Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Die stratigrafische und petrografische Gleichheit dieser beiden durch die Schöckeldecke getrennten Gesteinsserien wurden von F. HERITSCH 1917:355 erkannt: „Daß der Schöckelkalk meist von Schiefen unter- und überlagert wird, wurde schon früher erwähnt. CLAR hat diese Schiefer Grenzphyllit und Semriacher Schiefer genannt. Man könnte auch von unteren und oberen Schiefen sprechen, deren Stellung zum Schöckelkalk der Inhalt des folgenden Abschnittes ist.“

Demgemäß wird in dieser Arbeit der invers liegende, üblicherweise durch Überfaltung über der Schöckeldecke liegende Schieferkomplex, welcher in der Tonschieferfazies ausgebildet ist, als Obere Schiefer, der unterhalb der Schöckeldecke lagernde – aufrechte – Schichtstoß in gleicher fazieller Ausbildung als Untere Schiefer bezeichnet. Die über den Oberen Schiefen in Rannachfazies ausgebildeten Schiefer von Kher sind somit nicht mehr mit den „Taschenschiefern“ sensu SCHWINNER 1925 zu verwechseln und sollen auch weiterhin als solche bezeichnet werden. Dasselbe gilt sinngemäß auch für die Heilbrunner Phyllite, welche neuerdings von TOLLMANN 1977:469 aus der Tonschieferfazies ausgeklammert worden sind und der von ihm neu definierten Hochschlagfazies zugerechnet werden. Demgemäß sind Heilbrunner Phyllite, die Untere und Obere Schiefer aufbauende Gruppe sowie die Schiefer von Kher zum größten

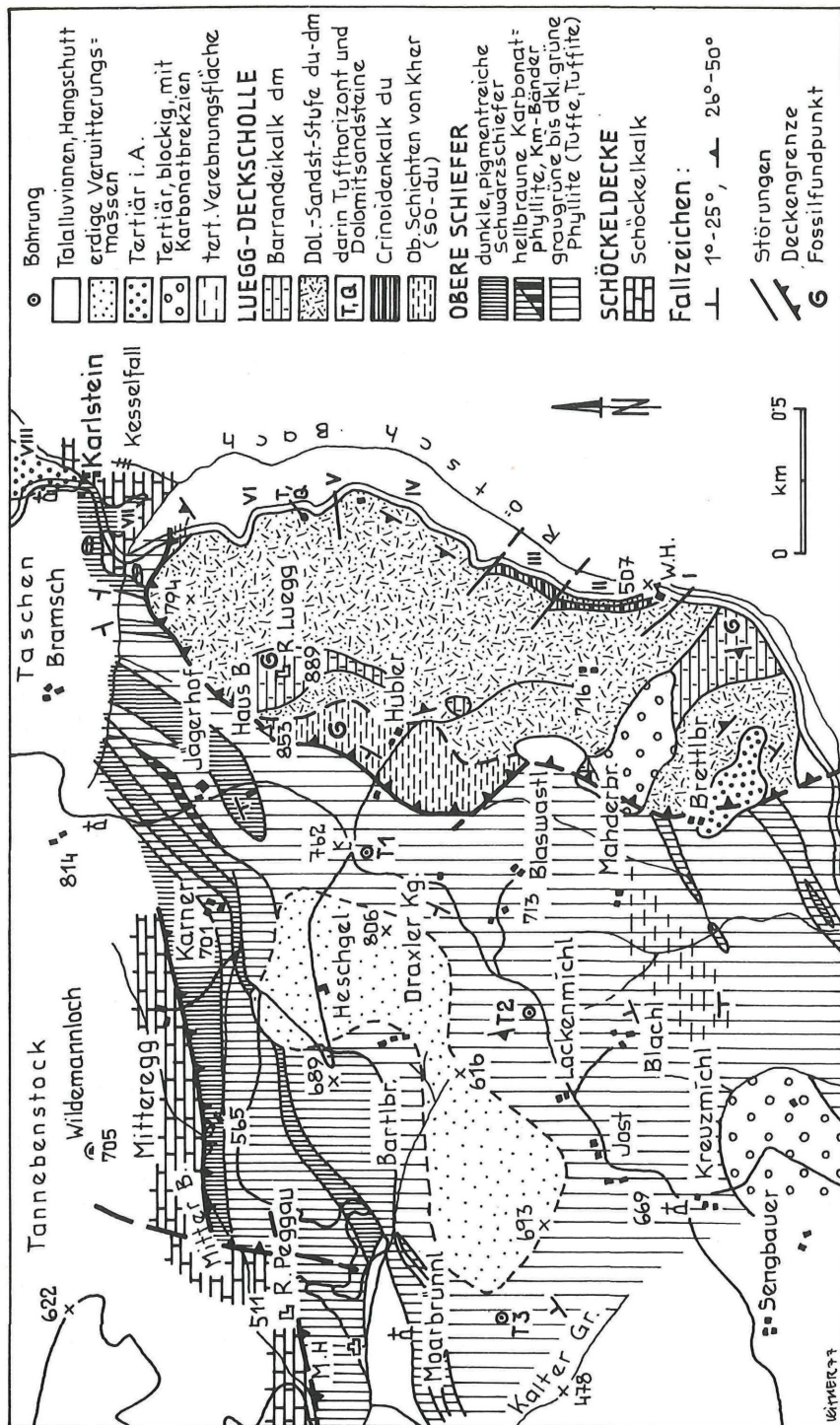


Abb. 2: Geologische Karte 1:25.000 des Untersuchungsgebietes.

Teil altersgleiche, wenn auch faziell differenzierte, petrografisch jedoch ähnliche altpaläozoische Gesteinsserien, deren exakte biostratigrafische Untergliederung bislang noch völlig unzureichend durchgeführt worden ist.

Die Trennung der Oberen und Unteren Schiefer ist dort klar durchzuführen, wo die Schöckeldecke mit ihren charakteristischen graublauen gebänderten Kalken aufgeschlossen liegt. Dies ist besonders deutlich im Gebiet westlich der Mur im Bereich zwischen Rabenstein und dem Arzwaldgraben resp. Guggenbach zu ersehen, wo beiderseits der Schöckeldecke symmetrisch ausgebildete Phyllitserien auskartierbar sind. Das gleiche gilt auch für den Abschnitt Deutschfeistritz – Murhof, wo, bedingt durch einen großzügig angelegten, längs des Murtales streichenden Antiklinalbau, die Unteren Schiefer einerseits beim Feistritzer Kirchenberg aufgeschlossen liegen, andererseits auch durch eine Reihe von Grubenaufschlüssen, welche fast ausschließlich in diesen Serien umgingen, nachgewiesen werden konnten (vergl. Profile von SEELMEIER in H. W. FLÜGEL 1961, SEELMEIER 1944 u. a. m.). Die Schöckeldecke wird durch die imposanten Steilwände des Kugelberges und der Feistritzer Felsenwand markiert, während die überfalteten Oberen Schiefer im Bereich nördlich von Zitoll, westl. von Deutschfeistritz aufgeschlossen liegen und ihrerseits wiederum von Gesteinen der Rannachdecke überlagert werden.

Südlich des Übelbachtals liegt jedoch aus derzeit noch nicht ganz ersichtbaren Gründen keine Schöckeldecke mehr vor (vergl. tieferstehende Ausführungen). Der die beiden Schieferserien trennende Karbonatkomplex ist in der sinngemäßen Fortsetzung des Rabenstein-Guggenbacher Schöckelkalkzuges ebensowenig vorhanden wie der östliche Schöckelkalkzug bei Deutschfeistritz. Ebenso ist auch in der sinngemäßen östlichen Fortsetzung des Übelbachtals zwischen der Ortschaft Peggau bei Deutschfeistritz und Taschen SW Semriach ein auf dem Kartenbilde deutlich erkennbares Ende der Schöckelkalke auffällig. Die Oberen und Unteren Schiefer – inverse und aufrechte Serien – stoßen somit direkt und ohne Schöckelkalke als Deckenscheider aneinander, was bei der petrografischen und lithofaziellen Gleichheit der Serien mitunter Komplikationen hervorrufen kann.

Trotz der heute als klar und gesichert scheinenden Hinweise für eine Auflagerung der Oberen Schiefer auf die Schöckeldecke herrschten einst darüber konträre Ansichten, welche Anlaß heftiger Kontroversen zwischen HOERNES und VACEK waren. Durch kürzlich niedergebrachte Tiefbohrungen im Bereich zwischen Peggau und Taschen konnte dieser Gegensatz bereinigt werden: Während HOERNES den Standpunkt vertrat, daß die Phyllite auf dem Schöckelkalk auflagern, bestand VACEK eindringlich und vehement auf ein nordwärts gerichtetes Abtauchen, welches er in Form mehrerer Profile aus dem Bereich der Ruine Peggau herausarbeitete. F. HERITSCH 1917:356 gelangte hingegen wiederum zum Schluß, daß in diesem Bereiche die Schöckelkalke deutlich unter die Schiefer fallen, und verwies dabei auf eindeutige Stellen, wo die Kontaktfläche direkt sichtbar sei.

In der letzten zusammenfassenden Arbeit über diesen Bereich gelangt MAURIN 1954:100 zum Schluß, daß, abgesehen von regionaltektonischen Erwägungen aus dem betrachteten Gebiet, sich kein zwingender Hinweis ergab, eine Überlagerung des Schöckelkalkes durch die Oberen Schiefer anzunehmen.

Hingegen konnte auch durch keine der drei Tiefbohrungen, welche im Zuge eines großangelegten Aufsuchungsprogramms auf etwaige verborgene Blei-Zink-Vererzungen und zur Klärung der Struktur niedergebracht worden sind, Schöckelkalke in irgendwelcher Form nachgewiesen werden. Über die aus diesen Bohrungen gewonnenen lagerstättenkundlichen und geochemischen sowie faziellen Erkenntnisse soll nach Vorliegen

der gesamten Detailergebnisse vom Verfasser der vorliegenden Zeilen (L.W.) berichtet werden.

Bei der vorgegebenen Teufe hätten die Bohrungen (vor allem die am östlichsten situierte Bohrung bei Kote 762 SW Jägerhof) die Schöckeldecke erreichen müssen, wenn diese auch mittelsteil gegen Süden unter die Oberen Schiefer abgetaucht wäre. Die diese Schieferserie aufbauenden Phyllite lagern dagegen relativ söhlig, sind weitgehend ungestört und konnten vor allem in jener Abfolge durchörtert werden, wie sie auch prognostiziert werden konnten. Hingegen wurden, nachdem die Oberen Schiefer durchstoßen wurden, die Unteren Schiefer in aufrechter Lagerung erreicht, wobei eine mehrere Zehnermeter mächtige Mylonitzone bewältigt werden mußte.

Somit ist auch für diesen Abschnitt zwischen Tannebenstock im Norden und dem Rötschgraben im Süden ein tektonischer Bau aufgezeigt worden, welcher von beiden klassischen Annahmen – Überlagerung oder Unterlagerung – abweicht. Wenn auch die Schöckeldecke durch eine offenbar steilstehende und weit anhaltende E-W streichende Fläche gegen die im Süden liegenden Oberen und Unteren Schiefer begrenzt wird, ist an eine Bruchtektonik allein insofern nicht zu denken, weil die Oberen und Unteren Schiefer ungestört das Übelbachtal queren, während der Schöckelkalk südlich des Tales nirgends mehr aufgeschlossen ist. Möglicherweise ist das Fehlen der Schöckelkalke ein fazielles Problem: Es scheint durchaus nicht ausgeschlossen, daß eben in diesem Bereich gar keine Sedimentation der Schöckelkalke mehr erfolgte, weil, wie im Bereiche des Bamederkogels westl. Kleinstübing zu beobachten ist, die Seichtwasserentwicklung der Rannachfazies und die Plattformentwicklung der Hochlantschfazies verzahnen und die dazwischenliegende beckenartige Entwicklung der Schöckelkalk-Tonschieferfazies nicht mehr entwickelt ist. Diese Vermutungen sind jedoch noch allzusehr hypothetisch, um als Erklärung für das jähe Enden der Schöckeldecke herangezogen zu werden, und bedürfen noch eingehender Untersuchungen.

Die normale, ungestörte Abfolge Untere Schiefer – Schöckeldecke – Obere Schiefer ist erst wieder östlich des Leberbruches, jenes gewaltigen Bruchsystems, welches vom Lebersattel westl. des Schöckels bis in den Bereich des Hochtrösch zu verfolgen ist, gegeben. Östlich dieses Bruches, welcher gerade im Südteil auf Satellitenbildern gut sichtbar ist (TOLLMANN 1977), sind die Unteren Schiefer auf weite Distanz hin bis an den Ostrand des Grazer Paläozoikums zu verfolgen. Die Schöckeldecke verläuft markant mit zumeist steilem Nordabfall von der Typlokalität, dem Schöckel bei Graz über den Sattelberg über die Weizklamm zum Patschaberg, wobei im Bereich der letzteren Lokalität wiederum ganz charakteristisch die Oberen Schiefer auflagern, die von Dolomiten der Rannachdecke überschoben sind.

2.2.2. Interntektonik der Oberen Schiefer

Generell herrscht im Bereich nördlich des Rötschgrabens und südlich der Schöckelkalke des Tannebenstockes ein trotz lokaler Komplikationen klarer tektonischer Bau vor, welcher im wesentlichen durch die Überschiebung der Rannachdecke (resp. der Luegg-Deckscholle) diktiert wird. Aus den Lagerungsverhältnissen kann ein NW-vergenger Stauchfaltenbau abgelesen werden, welcher die Oberen Schiefer in eine flache, kaum bruchgestörte Mulde zwingt und an den starren Block der Schöckelkalke im Norden anpreßt, wobei örtlich natürlich Phyllite über den Kalkblock „hinwegbranden“ können und so die Beobachtungen von HOERNES und HERITSCH sowie SCHWINNER anscheinend durchaus bestätigten, wenn auch die weitere Erstreckung der Schöckeldecke anders geartet ist, als die oben erwähnten Autoren annahmen. Die Muldenachse verläuft etwa vom Gehöft Lackenmichl zum Jägerhof und taucht flach südwestwärts ab. Nord-

westlich des Jägerhofes schließt der Faltenbau bzw. entzieht sich durch die tertiären Ablagerungen von Semriach der weiteren Beobachtung. Im Bereich zwischen dem Jägerhof im Osten und dem Moarbrünnl im Westen fallen die Gesteinsserien vorwiegend gegen Süden ein, während im Abschnitt des Draxlerkogels gegen den Muldenkern hin flaches bis mittelsteiles Westfallen dominiert. Gegen den Rötschgraben zu wechseln Nord- und Südfallen rasch ab, wobei der Muldenbau gegen Süden hin abgeschlossen wird. Durch eben diesen Muldenbau gelangen örtlich Gesteinspakete, welche im Norden der Mulde abtauchen, im Süden abermals zutage.

2.2.2.1. Lithologische Zusammensetzung der die Oberen und Unteren Schiefer aufbauenden Passailer Gruppe

Die Phyllitserien im Abschnitt Deutschfeistritz-Peggau und Semriach unterscheiden sich, wie bereits mehrfach erwähnt, in keiner Weise von den Gesteinen der Passailer Gruppe anderer Bereiche (z. B. Passailer Becken usw.). Am häufigsten unter diesen tektonisch den Oberen Schiefen zuordenbaren Gesteinen sind grünliche, zumeist stark tuffogen beeinflusste Phyllite, welche kontinuierlich in dunkelgraugrüne Tuffe überleiten können. Daneben existieren auch echte Vulkanite (Diabase), welche sowohl lateral als auch horizontal mit den Tuffen verzahnen. Neben diesen Vulkaniten und vulkanogen beeinflussten Sedimenten sind auch stark karbonathältige Phyllite (Karbonatphyllite) aufgeschlossen, welche lokal tuffogene Beeinflussung erkennen lassen. Karbonatphyllite und Grüngesteine werden örtlich von stark pigmentführenden, kohlenstoffreichen Phylliten („Schwarzschiefer“) zwischenlagert. Lagern Schwarzschiefer und karbonatreiche Phyllite üblicherweise in den Hangenden Anteilen dieses Schichtstoßes, so liegen sie im Bereiche der Oberen Schiefer sinngemäß zutiefst.

Es erscheint nunmehr zweckmäßig, diese in der Tonschieferfazies ausgebildeten phyllitischen Abfolgen nach den Empfehlungen der Stratigraphischen Kommission der DUGW zu stratigraphischen Verfahrensweisen neu zu definieren. Nach der vollständigen und umfassendsten Ausbildung um die Ortschaften Passail und Arzberg (südl. Passail), ÖK 134, soll im folgenden diese Gesteinsvergesellschaftung als *Passailer Gruppe* bezeichnet werden. Diese Passailer Gruppe ist in eine tiefere und eine höhere Entwicklung zu unterteilen, welche durch ein Quarzitband voneinander getrennt werden. Die nach WEBER 1974, 1977 als Tiefere, Grüngesteinsbetonte Serie bezeichnete Abfolge wird hiemit *Passailer Schichten* benannt und setzt sich im wesentlichen aus Grüngesteinen (Diabasen, Tuffen bzw. Tuffiten) sowie dunkelgrauen, pigmentierten Phylliten („Schwarzschiefer“) zusammen. Gute und charakteristische Aufschlüsse befinden sich in bzw. um die Ortschaft Passail. Die von WEBER 1974, 1977 davon unterschiedene Höhere, Karbonat- und Kohlenstoffreiche Serie wird nunmehr als *Arzberg-Schichten* beschrieben und ist vor allem durch das Hinzutreten karbonatischer Gesteinskomplexe charakterisiert. Die vollständige Entwicklung dieser Arzberg-Schichten ist im Profil zwischen der Raabmühle und der namensgebenden Ortschaft ersichtlich. Passailer Schichten und Arzberg-Schichten werden durch ein langanhaltendes, in der Mächtigkeit stark schwankendes Quarzitband voneinander getrennt (Hundsberg-Quarzit bei Passail). Die Untergliederung erfolgte mangels Fossilien lediglich aus lithologischen und lithofaziellen Gründen und ist daher als Prostratigraphie zu werten.

Eine detaillierte Beschreibung dieser neu eingeführten Schichtbezeichnung (Passailer Gruppe, Passailer Schichten und Arzberg-Schichten) ist in einer ausführlichen, in Vorbereitung befindlichen Arbeit vorgesehen.

Die Gesteine der Passailer Gruppe bauen die – als tektonischen Begriff eingeführten – Unteren und Oberen Schiefer („Taschenschiefer“) auf. Die Unteren Schiefer lie-

gen in aufrechter Lage unterhalb der Schöckeldecke, während die Oberen Schiefer durch die Überfaltungstektonik in inverser Lagerung auf der Schöckeldecke auflagern oder, wenn diese fehlt, direkt auf die Unteren Schiefer angrenzen. Bislang konnten jedoch innerhalb der Oberen Schiefer nur die Arzberg-Schichten nachgewiesen werden.

2.2.2.2. Petrographie der Gesteine der Passailer Gruppe

Wie bereits eingangs erwähnt, sind die im beschriebenen Abschnitt aufgeschlossenen Gesteinsserien tektonisch den invers liegenden Oberen Schiefnern zuzuordnen, welche sich aus den Gesteinen der Passailer Gruppe zusammensetzen. Innerhalb dieser Oberen Schiefer konnten auch in diesem Abschnitt bislang nur die Arzberg-Schichten nachgewiesen werden, welche durch das Hinzutreten von karbonatischen Gesteinen (Karbonatphyllite, Kalkrippen etc.) in den aus Grüngesteinen und „Schwarzschiefern“ bestehenden Gesteinskomplexen charakterisiert sind. Da diese karbonatreichen Lagen vor allem im Hangenden auftreten, während der Liegendanteil vorwiegend aus Tuffen und Tuffiten besteht, ist durch die inverse Lagerung der karbonatreiche Anteil der Arzberg-Schichten zutiefst und nur rudimentär aufgeschlossen. Das flächige Auftreten der Grüngesteine mag daher fürs erste als Widerspruch erscheinen. Die Zuordnung dieses Gesteinskomplexes zu den Arzberg-Schichten kann jedoch als gesichert gelten.

Im folgenden soll versucht werden, die einzelnen auftretenden Gesteinsserien grob zu umreißen:

a) Karbonatphyllite

Karbonatphyllite liegen vorwiegend im nördlichen Teil der Oberen Schiefer nördlich des Rötschgrabens aufgeschlossen, wo sie in enger Verbindung mit dunkelgrauen bis schwarzgrauen, stark pigmentierten Phylliten wechsellagern. Durch den oben zitierten Muldenbau gelangen sie im Bereich des Rötschgrabens abermals an die Oberfläche. Es handelt sich vorwiegend um hellgraue bis hellgraubraune, dünnblättrig brechende Gesteine, welche entlang der Schicht-(Schieferungs-)Flächen serizitische bzw. chloritische Häutchen aufweisen. Derartige Chloritflatschen, welche dem Gestein mitunter fleckiges Aussehen verleihen, sind bisweilen tuffogenen Ursprungs. Die tuffogene Beeinflussung kann jedoch derart stark zunehmen, daß das Karbonat lediglich als Hintergrundsediment auftritt, während der Großteil des Gesteins aus Pyroklastika aufgebaut wird. Infolge der harten Konsistenz der Karbonatphyllite neigen dieselben zu ausgeprägter Knitterfaltung, während andere Gesteinsvarietäten dieses Raumes eher zur bruchlosen Verformung neigen. Bisweilen zeichnen sich Karbonatphyllite durch einen diskreten bis erheblichen Gehalt an feinstem Pigment aus, wodurch graue bis grauschwarze, karbonatreiche „Schwarzschiefer“ entstehen.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Karbonatphyllit als recht monotone Vergesellschaftung feinsten, gleichkörnigen, druckverwilligten Karbonates, welches zumeist in Form eines feinkörnigen Calcitpflasters vorliegt und örtlich mit dünnen, bisweilen rhythmisch lagig angeordneten, kataklastisch zerbrochenen Quarzindividuen wechsellagert. Relativ selten gesellt sich zu diesem Quarz-Karbonat-Grundgewebe polysynthetisch verzwilligter, anorthitarmer Plagioklas hinzu, welcher mitunter den Eindruck isolierter Lagerung erweckt. Die Trübung dieser Plagioklase ist unterschiedlich stark. Lagig angeordnet und stets die Schicht- und Schieferungsflächen stark verdeutlichend, liegen Serizit und Chlorit vor, welche örtlich flatschig-linsig anschwellen können. Die Chlorite selbst lassen sich als Endglieder der Pennin-Klinochlor-Reihe bestimmen. In Bereichen stärkerer Oxidation sind im Schlibfbereich starke Eisenhydroxidverwachsungen erkennbar, welche dem Gestein rotbraune Farbe verleihen. Jüngere, quergreifende Calcit- und Quarzkluftchen sind keine Seltenheit.

Die Karbonatphyllite unterscheiden sich kaum von jenen Varietäten, welche aus den Bereichen um Schrems, Rechberg usw. beschrieben worden sind (WEBER 1977).

b) Dunkle, pigmentführende Phyllite („Schwarzschiefer“)

Dunkle, pigmentführende Gesteine mit grauer bis grauschwarzer Farbe können einerseits aus karbonatreichen Gesteinsvarietäten, aber auch aus pigmentierten Tuffen und Tuffiten herleiten. Derartige Phyllite zeichnen sich durch silbrigen Glanz und leicht fettigen Griff aus. Mitunter färben „Schwarzschiefer“ grauschwarz ab, wobei lediglich ein geringer Gehalt an Graphit nachzuweisen ist. Ansonsten ist das als Pigment zu bezeichnende Material organische Substanz. Besonders karbonatarmer und pigmentreiche tiefschwarze Phyllite zeichnen sich durch einen nicht unerheblichen Gehalt an feinstkörnigem, idiomorphem Pyrit aus. Die plastische Konsistenz dieser Schwarzschiefer sowie die schmierige Oberfläche begünstigen in Steillagen Hanggleitungen und Rutschungen.

Unter dem Mikroskop fällt bei den „Schwarzschiefern“ i. e. S. ein feinfaseriger, nematobastischer, parallelstreifiger Filz, bestehend aus feinstgefaltetem Serizit und Chlorit, auf. Die Pigmentführung ist vorwiegend auf die Schuppenoberflächen und intergranularen Zwischenräume beschränkt und ist verschieden stark, örtlich auffällig rhythmisch im mm-Bereich. In diesem engerflochtenen Serizit-Chlorit-Filz liegen seitlich rasch ausdünnende Quarzlinsen, welche aber auch zu länger anhaltenden Quarzdomänen anwachsen können. Ebenso können mit den pigmentierten Phyllosilikatlagen karbonatreiche Anteile vertikal wechsellagern, so daß Übergänge in pigmentierte Karbonatphyllite bestehen. Neben idiomorphen, kaum verwitterten Pyriten liegt auch gelförmiger, amöboider Pyrit vor. Leukoxen ist reichlich vorhanden.

Schwarzschiefer sind Ablagerungen stark reduzierten Milieus. Derartige Sedimente sind innerhalb der Palette der altpaläozoischen Schiefer keine Seltenheit. Neuerdings konnten in diesen Schwarzschiefern deutliche Anzeichen subaquatischer Eingleitungen nachgewiesen werden. Die Eingleitungsstrukturen, welche interessanterweise durch die Schieferungsüberprägung im Aufschluß nicht oder nur schwer feststellbar sind und deshalb vor allem im ausgefrästen Bohrkern besonders gut sichtbar werden, äußern sich in Form cm-langer, wirr verteilter, isolierter Komponenten, welche eine chaotische Lagerung des Gebirges vortäuschen. Daneben existieren – wenn auch selten – endogene Brekzien, dagegen weitaus häufiger Slumpfolding. Derartige Slumpstrukturen, welche ein submarines Relief voraussetzen, wurden auch aus dem Bereich des Rechberges sowie von Schrems beschrieben (WEBER 1977).

c) Grüngesteine i. w. S.

Grüngesteine nehmen am Aufbau der Passailer Gruppe im Abschnitt nördlich des Röttschgrabens den weitaus größten Raum ein. Zwischen graugrünen bis olivgrünen, fleckigen Tuffen können naturgemäß fließende Übergänge beobachtet werden, wobei auch Übergänge in Karbonatphyllite bzw. dunkle, pigmentführende Phyllite („Schwarzschiefer“) möglich sind. Andererseits sind bisweilen auch Übergänge in Diabase feststellbar. Derartige Grüngesteine sind als typische Vulkanite des basischen, variszischen Geosynkinalvulkanismus zu deuten und sind innerhalb der Unteren und Oberen Schiefer des Grazer Paläozoikums weit verbreitet.

Die Grenzziehung zwischen Tuffen und Tuffiten ist makroskopisch kaum durchführbar, auch mikroskopisch ist die Unterscheidung bisweilen schwierig. Hauptgemengteile der Grüngesteine sind vorwiegend Chlorite, Karbonat, \pm Plagioklas, Quarz, akzessorisch vertreten sind zumeist Epidot, Titanit, Apatit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit sowie reichlich Leukoxen.

Die Chlorite rühren einerseits aus der Pennin-Klinochlorreihe her, zeigen deutlich blaßgrünen Pleochromismus. Daneben koexistieren aber auch Chlorite mit deutlichen olivbraunen bis braunvioletten, anomalen Interferenzfarben, welche als Rhipidolithe zu bestimmen sind. Stets an die lagig und mit Serizit verwachsenen Chloritflatschen gebunden liegt Ilmenit in Form wirrer, bartstoppeförmiger, nadeliger Aggregate vor, welcher teilweise leukoxenumkrustet ist, oft aber auch nur mehr als Leukoxen vorliegt. Neben Ilmenit treten als akzessorische Erzkomponenten noch idiomorpher Magnetit sowie Pyrit, letzterer oft in Eisenhydroxide verwandelt, auf.

An manchen Gesteinsvarietäten ist bereits makroskopisch eine feine, rhythmische, karbonatische Wechsellagerung feststellbar. Diese Karbonate markieren zumeist das natürliche karbonatische Hintergrundsediment,

welches wechselnd stark tuffogen beeinflusst worden ist. Relativ selten tritt polysynthetisch verzwilligter, anortharmer Plagioklas in Erscheinung, welcher örtlich Anzeichen von Umlagerung vermuten lässt. Die Trübung ist zumeist recht stark.

Gefüge-, struktur- und texturmäßig liegen vorwiegend Meta-Aschentuffe, Meta-Kristalltuffe sowie Meta-Gesteinsbrockentuffe mit wechselnd starker Beimengung von Lapillen vor, welche mit karbonatischem Hintergrundsediment vermischt sein können.

Die akzessorischen Bestandteile sind recht unterschiedlich stark vertreten und können im Schlibfbereich auch äußerst selten auftreten. Auffällig sind bisweilen kleinste, idiomorphe Calcitindividuen als Mikrolithe in den Plagioklasen.

Im weiteren Sinne entspricht das hier grob umrissene Gestein dem von ANGEL 1954 beschriebenen „Waldsteinit“. Diese Grüngesteinsvarietät ist nach seiner Typlokalität Waldstein, ca. 5 km NW Deutschfeistritz benannt und liegt in der gleichen tektonischen Position wie die „Taschenschiefer“ (Obere Schiefer, zwischen Schöckel- und Rannachdecke). Paragenetisch unterscheidet sich dieses Gestein jedoch durch seinen offenbar weit höheren Gehalt an Plagioklas, wobei in diesem Zusammenhang auf diese Arbeit verwiesen werden soll. Makroskopisch bestehen keinerlei Unterschiede. Teile der Chloritmassen werden nach ANGEL 1954:448 als pseudomorph nach Diabasaugiten gedeutet. Wenngleich aus dem Bereich von Peggau/Taschen derartige Augite noch nicht direkt nachgewiesen werden konnten (es sind noch Analysen aus den Bohrkernen ausständig), konnten ähnliche Beobachtungen aus dem Bereich von Haufenreith bei Passail aus den Unteren Schiefen gemacht werden. (Der Petrografie dieses Abschnittes, der Geologie und Tektonik unter Einbeziehung der Vererzungen soll eine eigene, ausführliche Arbeit von L. W. gewidmet werden.) Hierher könnte auch ein in H. W. FLÜGEL angeführter Fund eines „Hornblende-Porphyr“ gestellt werden (H. W. FLÜGEL 1975:62).

Überraschend ist vielmehr die Ansicht ANGELS 1954:451, wonach diesem Gestein („Waldsteinit“) jedes Anzeichen eines Unterwasserabsatzes oder einer Umschlammung fehle. Ebenso wie im oben beschriebenen „Schwarzschiefer“ sind örtlich deutliche Slumpstrukturen feststellbar. Der enge Konnex zwischen Grüngesteinen, Karbonatphylliten und Schwarzschiefern rechtfertigt jedoch die Annahme subaquatischer Sedimentation. Auch fehlen für subaerische Tuffstreuungen charakteristische Strukturen.

2.3. Die Luegg-Deckscholle (F. E.)

2.3.1. Schichtbestand

Als Luegg-Deckscholle wird die zwischen Röttschbach im E und östlich der Linie Brettlbauer–Jägerhof befindliche, den Hausberg aufbauende Einheit bezeichnet, deren Schichtbestand der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums zuzuordnen ist.

a) Schichten von Kher (ob. Silur – Unterdevon)

Das Hauptgestein dieser wechselhaften Gesteinsfolge bilden gelbbraune bis graugrüne, mürbe bis ebenflächig brechende sandige Schiefer mit Einschaltung von Grünschiefern. Örtlich sind unterschiedlich mächtige (cm-Bereich bis mehrere m) Karbonate eingelagert. Lithologisch handelt es sich dabei um graubraune bis intensiv gelbbraune, flaserige, tonige und mitunter stark sandige Kalke mit vereinzelter geringer Echinodermenführung. Nur zwei Proben von reineren, mikritischen Kalcken führten eine spärliche und schlecht erhaltene Conodontenfauna. Während eine Probe aus Abschnitt VII des Straßenprofils nur eine unbestimmbare Astform lieferte, fanden sich in einem biogenführenden (Orthoceren, Echinodermen), mikritischen, flaserigen Kalk S des Jägerhofes neben unbestimmbaren Astformen auch: *Acodus* sp., *Hindeodella* sp., *Ozarkodina* sp., *Spathognathodus steinhornensis* ssp. indet., *Trichonodella excavata*.

In ihrem zeitlichen Umfang (Obersilur – tieferes Unterdevon) scheint diese Fauna etwa der von H. W. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971 bekanntgemachten aus den Kalken der Kherer Schichten unweit des Genovevakreuzes zu entsprechen. Dies bekräftigt den aufgrund der Lithologie und der Lagerung unter den Crinoidenschichten durchgeführten Vergleich dieses Schichtgliedes mit den Oberen Schichten von Kher (H. W. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971).

b) Crinoidenschichten (Unterdevon)

Dm-gebankte, graue, im Bruch schwarze, an Crinoiden reiche, plattige Kalke mit Zwischenschaltung von „Bythotererephisschiefern“ (sandig-tonige, flaserige Kalkschiefer mit *Scalarituba* sp.).

U. d. M. erscheinen alle Übergänge zwischen groben, dichtgepackten, wenig Quarz führenden Echinodermenspariten und gering Biogen führenden, bioturbat stark verwühlten, sandigen, flaserigen Kalken. Die Zunahme der feinkörnigen Quarzeinstreuung (größter \varnothing 0,1–0,2 mm) wirkt sich negativ auf die Echinodermenführung aus. Die quarzreichsten Partien stellen die Bythoterephisschiefer dar. Bemerkenswert ist in den Biospariten örtlich eine teilweise bis völlige Mikritisierung der Echinodermenreste.

Diese Gesteinsfolge mit einer im Dekameter-Bereich liegenden Mächtigkeit lieferte an Mikrofossilien lediglich ein unbestimmbares Fragment eines Blattconodonten. Ihre Zuordnung zu den Crinoidenschichten erfolgt abgesehen von der Lage im Profil auch aufgrund lithologischer Vergleiche mit den von HOLZER in H. W. FLÜGEL 1972 beschriebenen Plattendolomiten an der Basis des Steinbruchs 399 im Göstinggraben. Diese cm-dm-gebankten, an Crinoiden reichen Karbonate zeigen ebenfalls eine unterschiedlich starke Quarzeinstreuung, Einschaltung von Bythoterephisschiefern und Überlagerung durch die Dolomit-Sandstein-Folge.

Außer in dem in der Karte ausgeschiedenen Bereich dürften Crinoidenschichten nach der Beschreibung von SCHWINNER 1925:242 auch im Bereich unter der letzten Kurve vor Karlstein auftreten, die im Zuge des Straßenbaues allerdings von Schutt überdeckt wurden.

c) Dolomit-Sandstein-Folge (Unterdevon – Mitteldevon)

Die Masse der Luegg-Deckscholle setzt sich aus massigen, grusig anwitternden hellgrau-schwarzen Dolomiten zusammen. Stellenweise ist in ihnen durch die Einschaltung von cm-mächtigen, quarzführenden Schiefern eine Schichtung angedeutet. In diesen Bereichen treten mitunter auch im mm-Bereich laminierte Dolomite auf, deren Lagerung auf Einstreuung feinsten Quarzmaterials zurückzuführen ist.

Interessant ist die Ausbildung der Dolomit-Sandstein-Folge in der Kurve nach dem Sandwirt auf der Höh. Hier sind in den Dolomiten in einer Mächtigkeit von etwa 10 m (aufgrund des Hangschuttes läßt sich dieses Profil nicht weiter ins Liegende verfolgen) dm-gebankte gelblichweiße Dolomit-Sandsteine eingelagert, die von einem max. 3 m mächtigen Horizont grünlichvioletter Tuffe bis Tuffite überlagert werden. Diese keilen nach S aus und tauchen nach N unter den Hangschutt. Überlagert werden diese Gesteine durch massive Dolomite. Erwähnt wurden diese Vulkanite bereits von H. W. FLÜGEL 1952:114.

Es deutet sich hier die von F. HERITSCH 1917 im Plabutsch-Zug durchgeführte lithologische Gliederung der Dolomit-Sandstein-Folge in eine untere Dolomit-Sandstein-Bank, einen mittleren Diabastuff-Horizont und hangende Dolomite (Dolomit-Bank) an. Damit entspricht diese Entwicklung unter den von FENNINGER & HOLZER 1978 erkannten Subfazies der Dolomit-Sandstein-Folge zumindest in den liegendsten Partien den durch die Sandsteine charakteristischen Barrierebildungen, die die Lagune gegen das offene Meer abschirmen.

3. Tertiär

Nördlich Karlsteins sind die Grünschiefer tiefgründig aufgewittert und intensiv mit rötlichgelbem, tonigem Material vermenget. An Komponenten treten neben \pm ortsgewundenem Grünschiefermaterial auch gerundete Phyllite und vereinzelt Quarzgerölle auf. Gegen das Hangende (Richtung Semriach) nimmt über diesen vermutlich jüngsttertiär aufgewitterten Basalbildungen der Gehalt an paläozoischen Komponenten ab. Das Material wird sandiger und zeigt auf der Verebnung von Semriach schließlich auch Einschaltungen von glimmerigen grünlichgrauen Tönen.

Weitere Tertiärbildungen sind im Bereich des Mahderbauern und Brettlbauern an Verebnungsflächen in ca. 680 und 580 m SH gebunden. Auf der 680-m-Flur treten grobe, örtlich rot gebundene Karbonatbrekzien auf, die ausschließlich aus paläozoischem Material bestehen. Am 580-m-Niveau finden sich Roterdebildungen, die örtlich eckigen Dolomitschutt und gebleichte Grünschiefer führen. Nach WINKLER-HERMADEN 1957 dürfte es sich bei beiden Niveaus um Flächensysteme des jüngsten Tertiärs (Astium – Piacenzium) handeln.

4. Profil entlang der Landesstraße Nr. 318 zwischen km 6,2 und 10,2 (F. E.)

Im Zuge des Ausbaues der Straße nach Semriach wurde zwischen km 6,2 (Abzweigung zum Kesselfall) und km 10,2 (Semriach) folgendes Profil freigelegt (vgl. Abb. 3):

I. km 6,1–6,3: Hangschutt

II. km 6,3–6,45: Obere Schichten von Kher

Überwiegend gelbbraune bis graugüne Schiefer. Die Einschaltung der Karbonatbänke liegt im cm-dm-Bereich. Lagerung: 282/40.

III. km 6,45–6,63: Crinoidenschichten

Blauschwarze, plattige Crinoidenkalke mit Einschaltung sandig-toniger, flaseriger Kalke mit *Scalartuba* sp. Die Grenze zu II stellt eine NW-SE Störung mit einem Versatz im Bereich um 20 m dar. Lagerung: 310/60-70.

IV. km 6,63–7,4: Dolomit-Sandstein-Folge

Ausschließlich hellgraue bis schwarze, massige, grusig verwitternde Dolomite. Örtlich (z. B. zwischen km 6,8–6,9 und bei 7,0) treten im Abstand von 0,5 bis 1,5 m in den massigen Dolomiten cm-mächtige Dolomitschiefer und laminierte Dolomite auf, die eine Schichtung andeuten (SW-NW/45-70).

Einblick in die tektonische Beanspruchung der Dolomite gewährt der Abschnitt zwischen km 6,8–6,9, wo mehrere Flächensysteme (140–154/60–86; 180–184/80–85; 070–110/50–70) unregelmäßig ausgebildet sind. Die Flächen besitzen teils spiegelglatte Harnische oder cm-mächtige Beläge von feinst zerriebenem Dolomit. Ein um 038/70 fallendes System mit Kluftabständen zwischen 2 und 5 m besitzt teilweise offenstehende Klüfte und wird sich, da in der Kurve der Fuß der Klufkörper angeschnitten wurde, sicherlich noch nachteilig auf die Standfestigkeit der Straßenböschung auswirken. Grenze zu III: NW-SE Störung.

V. km 7,4: Arzberg-Schichten der Oberen Schiefer

Auf einer Strecke von ca. 20 m steilstehende Grünschiefer vom Typus der tuffitischen Oberen Schiefer, die keilförmig, diskordant in den Dolomiten stecken.

VI. km 7,4–8,12: Dolomit-Sandstein-Folge

Bemerkenswert bei km 7,5 die Einschaltung von ca. 10 m mächtigen Dolomitsandsteinen (287/33) und ihre Überlagerung durch max. 3 m mächtige violettgrüne Tuffitschiefer. Darüber hellgraue bis schwarze, massige, meist grusig verwitternde Dolomite, die wie in IV. eine starke tektonische Beanspruchung zeigen. Größere Versetzungsbeträge konnten an den einzelnen Störungssystemen jedoch nicht beobachtet werden. Nachteilig wirken sich diese Flächensysteme auf die Standfestigkeit der Straßenböschung nur dann aus, wenn sie \pm parallel zur Straße verlaufen.

VII. km 8,12–8,6: Obere Schichten von Kher, Arzberg-Schichten, Schöckelkalk

Entlang der Straße tritt, in Abbildung 3 durch die Zahlen gekennzeichnet, unter den Dolomiten (1) eine zu den Oberen Schichten von Kher gestellte Kalk-Schiefer-Folge auf (2), die diskordant über giftgrünen, völlig zerriebenen Oberen Schiefer (3) lagert. In der Kurve folgt eine 10 m mächtige Einschuppung von Schöckelkalken (4) – (Grenzflächen 145/74; 190/70), nach der wiederum steilstehende Obere Schiefer (5) folgen, die entlang der tektonischen Grenzfläche emporgeschleppt sind. Mit Störung (022/55) grenzen sie an Schöckelkalke (6) – (312/40), in denen ca. 150 m weiter, wieder steil gestellt, 15 m Schwarzschiefer (7) eingeschaltet sind, die beiderseits mit tektonischen Flächen an Schöckelkalke (6,8) grenzen. Zur Straße hin zeigen die Schöckelkalke (6) eine wellige, steilstehende tektonische Fläche (314/88). Die vor einigen Jahren aufgetretene Rutschung, die zu einer langzeitigen Sperre der Semriacher Straße führte, trat im Bereich der Kurve zwischen 3 und 6 auf und findet sich somit in der wechselnden Gesteinsbeschaffenheit wie auch den hier auftretenden tektonischen Flächen begründet. Nach Aussage von Dr. H. HAAS (Landesbaudirektion Stmk.) „klebten“ vor den Schwarzschiefern (7) Schöckelkalke, die bei der Straßenverbreiterung „herunterfielen“ und die dahinter liegenden, steilstehenden

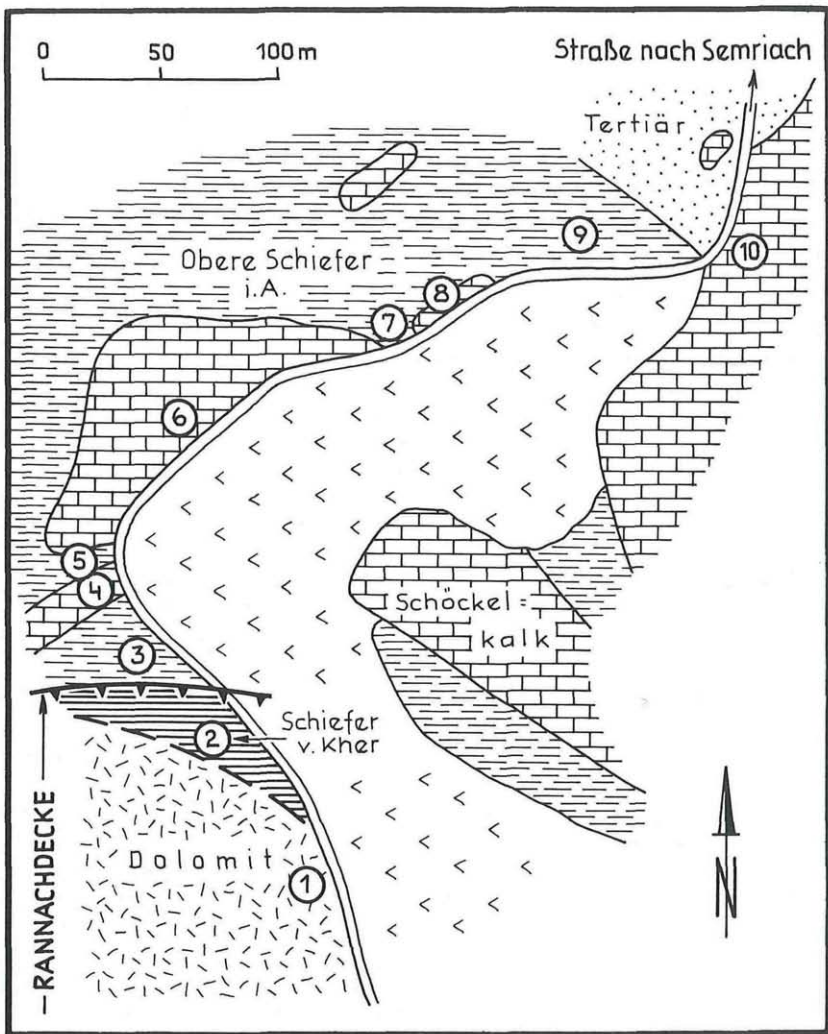


Abb. 3: Detailskizze der temporären Straßenaufschlüsse im Komplikationsbereich der Nordgrenze der Luegg-Deckscholle.

Schwarzschiefer zutage treten ließen. Die hier zwischen Schieferen und Schöckelkalken aufgetretene tektonische Ablösungsfläche scheint ebenfalls auf die o. g. straßenparallele Störung zurückzuführen zu sein. Die nach den Schieferen folgenden Schöckelkalken (8) werden ebenfalls allseitig an welligen Bewegungsflächen von Grünschiefern umschlossen. Der Kontakt der Grünschiefer zu den Schöckelkalken des Kesselfalls (10) ist ebenfalls tektonisch.

VIII. km 8,6–10,0: Tertiär

Dem Paläozoikum lagert über einer tertiären Aufwitterungszone, die oft nur schwer von der rezenten Aufwitterung der Grünschiefer zu unterscheiden ist, das auf S. 108 beschriebene Semriacher Tertiär auf.

IX. km 10,0–10,2: Grünschiefer

Bei der Einfahrt nach Semriach tauchen unter dem Tertiär Grünschiefer auf. Lagerung: 114/20.

5. Tektonische Stellung der Luegg-Deckscholle (F. E. & L. W.)

Die in den vergangenen Kapiteln beschriebenen geologischen Einheiten grenzen im Osten störungsbedingt (Leberbruch) an Untere Schiefer („Semriacher Schiefer“, „Passailer Phyllite“) bzw. Schöckelkalken der Schöckeldecke. Dieses von H. W. FLÜGEL 1953 als „Querstruktur von Semriach“ beschriebene Strukturelement läßt sich vom Grazer Feld im Süden bis in den Raum des Hochtrötschs im Norden verfolgen. Dieses aus mehreren Störungen zusammengesetzte Bündel ist nach TOLLMANN 1977 zumindest im südlichen Teil auch auf dem Satellitenbild gut erkennbar.

Die im Straßenprofil in Abschnitt VII allseits durch tektonische Flächen begrenzten Schöckelkalken sind weder der Schöckeldecke des Tannebenstockes im Nordwesten noch der des Schöckels im Südosten zuzuordnen. Sie wurden durch die starke tektonische Beanspruchung entlang des erwähnten Störungsbündels von der Masse der Schöckeldecke abgetrennt und als selbständige tektonische Körper aus dem Untergrund in die Oberen Schiefer eingeschuppt.

Die Luegg-Einheit wird entgegen der Ansicht SCHWINNERS 1925 (vergl. S. 107) als Deckscholle in Fortsetzung der die Hohe Rannach aufbauenden Rannachdecke gedeutet. Tektonische Äquivalente im Norden bzw. Westen stellen die Karbonatserien des Krienzerkogels, des Hochtrötschs sowie des Parmaseggs und des Schartenkogels westlich der Mur dar. Dafür spricht im aufgenommenen Gebiet vor allem der muldenförmige, symmetrische Aufbau der Luegg-Deckscholle mit mehr oder weniger gleich ausgebildeten Muldenschenkeln. Die flach Nord-Süd fallende Überschiebungsbahn der Rannachdecke auf die Oberen Schiefer war während des Straßenbaues im Abschnitt VII des Straßenprofils aufgeschlossen. Die an der Basis der Rannachdecke auftretenden Kherer Schichten grenzen diskordant an einen giftgrünen Reibungshorizont von Oberen Schieferen. In diesen stecken auch die oben genannten Schöckelkalkspäne. Die von der Semriacher Straße zum Sandwirt herunterziehenden Grünschiefer gehören der überfahrenen Einheit der Oberen Schiefer an. Die in Abschnitt V des Straßenprofils auftretenden Grünschiefer stellen tektonische Einschuppungen aus dem Deckenschollenuntergrund dar.

An ihrer Nordgrenze scheint die Deckschollennatur (Dolomite diskordant auf Oberen Schieferen) aufgrund der Lagerungsverhältnisse klar bestätigt. Hingegen mündet die Westgrenze zumindest in ihren nördlichen Bereichen in eine bereits von H. W. FLÜGEL 1953:127 beschriebene steilstehende Störung, um in ihrem weiteren Verlauf – nach einer NW-SE streichenden Störung vom Blaslwastl im Westen zum WH bei Punkt 507 im Osten – wieder in eine flach ostfallende Überschiebungsbahn überzuleiten.

Anhang

Bedeutung der Bohrung Peggau 4 zur Klärung der tektonischen Verhältnisse im Murtal (L. W.)

Während der Kriegsjahre 1940–1941 wurden im Murtal zwischen dem Badlgraben im Norden und der Ortschaft Peggau im Süden eine Reihe von Tiefbohrungen niedergebracht, welche ebenfalls den Nachweis etwaiger verborgener Blei-Zink-Vererzungen zum Ziele hatten.

Eine dieser Bohrungen (Peggau 4) war westlich der Ruine Peggau lociert (Bohrpunkt jedoch nicht mehr auf der Karte!). Im folgenden soll nun versucht werden, die Bohrergebnisse (freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Prof. H. W. FLÜGEL und vom Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.) mit den Kartierungsergebnissen in tektonischer und lithostratigraphischer Hinsicht zu interpretieren.

Wie im Kapitel 2.1. näher erläutert wurde, treten durch eine N-S streichende, antiklinale Aufwölbung die Unteren Schiefer unterhalb der Schöckeldecke an die Oberfläche. Ein Großteil dieser sich aus Arzberg-Schichten zusammensetzenden Gesteinsabfolge liegt jedoch unter den relativ mächtigen quartären Ablagerungen des Murtales verborgen. Im Bereich der Ortschaft Deutschfeistritz gelangen nun Obere, invers lagernde und Untere, aufrecht lagernde, beide aus Arzberg-Schichten aufgebaute Schiefer direkt aneinander, wobei durch das Fehlen der Schöckeldecke die Zuordnung einzelner isolierter Aufschlüsse im Gelände erheblich erschwert wird.

Wenngleich die detaillierte Auswertung der Bohrergebnisse nicht einfach durchzuführen ist, weil einerseits die Bohrkern nicht mehr vorhanden sind, andererseits die Profilaufnahmen nur in groben Zügen vorliegen, ist eine Zuordnung des durchteuften Gebirges zu den aufrechten Unteren Schiefen mehr als wahrscheinlich. Grund für die Zuordnung zu den Unteren Schiefen ist die weitgehende Korrelierbarkeit der durch die Bohrungen durchörterten Formationen einschließlich der Erzlager (vergl. SEELMEIER 1944), andererseits die prinzipielle Korrelierbarkeit der angetroffenen Abfolgen der Unteren Schiefer mit den vergleichbaren Einheiten der Bohrung Taschen 1. Aus der Abfolge von der Geländeoberkante bis zur Bohrlochsohle kann eine normale, aufrechte Schichtfolge abgelesen werden, in welcher die hellbraunen Karbonatphyllite im Hangenden auftreten, die Grüngesteine, mit karbonatreichen Schwarzschiefern wechsellaugend das üblicherweise Liegende darstellen.

Das nachfolgend wiedergegebene Bohrprofil ist nur in groben Zügen wiedergegeben und erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

0.00– 43.50	Flußterrassenschotter
43.50– 44.50	grauer, stark serizitischer Schiefer mit Quarz und Pyrit
44.50– 48,10	hellgrauer bis graublauer, serizitischer Schiefer
48.10– 70.00	brauner Tonschiefer
70.00– 78.50	gequälter brauner Tonschiefer
78.50– 93.00	brauner, toniger Schiefer mit grünen, talkigen Mineralien
93.00–114.00	grünliche, phyllitische Schiefer (Diabase)
114.00–130.00	Grünschiefer
130.00–145.00	Grüne bis graugrüne phyllitische Schiefer mit feinen Kalzitlagen
145.00–145.15	Letten
145.15–145.60	serizitischer Grünschiefer
145.60–146.00	Quarz
146.00–163.40	grauer serizitischer Schiefer mit Resten von Grünschiefern
163.40–164.00	grauer Letten
164.00–175.00	grauer, etwas graphitischer Schiefer
175.00–176.00	Letten
176.00–176.60	grauer, phyllitischer Schiefer mit Resten von Grünschiefern
176.60–177.30	Letten

177.30–178.30	Grauer, phyllitischer Schiefer
178.30–178.60	Letten
178.60–208.00	grauer, manchmal grünlicher, phyll. Schiefer
208.00–220.00	bläulichgrüner, phyllitischer Schiefer
220.00–230.00	graubrauner, phyllitischer Schiefer
230.00–244.00	graugrüner, phyllitischer Schiefer
244.00–270.00	Grünschiefer
270.00–279.00	grauer, harter Schiefer mit starker Quarzimpregnation
279.00–281.00	Grünschiefer
281.00–283.00	grauer, harter Schiefer
283.00–289.00	Grünschiefer
289.00–290.50	Letten
290.50–291.50	gräuer, harter Serizitschiefer
291.50–292.00	Letten
292.00–292.30	grauer, harter Serizitschiefer
292.30–294.00	graublauer Letten
294.00–310.00	grüner bis blaugrauer Schiefer mit starkem Serizitgehalt
310.00–397.40	blaugrauer, serizitischer Schiefer
397.40–435.00	blaugrauer, serizitischer Schiefer mit fein verteilten Kalzit- und Quarzlagen
435.00–635.00	grauer bis blaugrauer, serizitische Schiefer

Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die Profilbeschreibung einem Bohrprotokoll entnommen ist, dabei die Bezeichnung der durchteuften Gesteine nicht mit genau definierten lithologischen Bezeichnungen zu vereinbaren ist. Dieses vom Autor daher vorbehaltlich wiedergegebene Profil dient lediglich der Dokumentation.

6. Literatur

- ANGEL F. 1954. Waldsteinit, ein Na-metasomatischer, eisenerzdurchstäubter diabasisch-tonschieferiger Metatuffit aus der Steiermark. – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*: III:440-453.
- BOIGK K. 1951. Zum Bau der Grazer Decken. – *Z. dt. geol. Ges.*, 102:247-271.
- CANAVAL R. 1889. Petrefaktenfund in CLARs Grenzphyllit. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 26:XCIV.
- CLAR E. 1935. Vom Bau des Grazer Paläozoicums östlich der Mur. – *N. Jb. Geol. Paläont. Beil. Bd.*, 74:1-39.
- CODE-COMMITTEE DER STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION DER DUGW 1977. Stratigraphische Richtlinien, Empfehlungen der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften zu stratigraphischen Verfahrensweisen. – *News. Stratigr.*, 6:131-151.
- FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1978. Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, im Druck.
- FLÜGEL H. 1952. Neuere Untersuchungen im Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 81/82:112-116.
- 1953. Die Querstruktur von Semriach. – *Verh. geol. Bundesanst.*, 1953:122-132.
- 1958. 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 88:51-78.
- 1962. Die Geologie des Grazer Berglandes (1. Aufl.). – *Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum*, 23:212 S.
- 1972. Das Paläozoikum von Graz. – *Exk.-Führer 42. Tagung Paläont. Ges. Graz*: 117-140.
- 1975. Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, SH 1:288 S.
- FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1971. Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 63:142-148.

- FOLK R. L. & PITTMAN J. S. 1971. Length-Slow Chalcedony: A New Testament for Vanished Evaporites. – J. Sed. Petrol., 41:1045-1058.
- HANSELMAYER J. 1958. Petrographie und Chemismus der violetten Diabastufe vom Florianiberg (Graz-Straßgang). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 88:104-120.
– 1960. Petrographie und Chemismus der devonischen grünen Diabastufe vom Plabutsch-Bergzug (Graz). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 90:25-40.
- HERITSCH F. 1915. Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz I. Die Fauna und Stratigraphie der Schichten mit *Heliolites Barrandei*. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 92:551-614.
– 1917. Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz II. Die geologische Stellung der Schichten mit *Heliolites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß der des Hochlantschgebietes). – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 94:313-374.
- HOERNES R. 1892a. Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 28:249-278.
– 1892 b. Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Verh. geol. Reichsanst., 1892:144-159.
- KOLMER H. 1972. Strontium und Barium im Schöckelkalk (Steiermark). – Tschemm. Min. Petr. Mitt. 17:276-285.
- MAURIN V. 1954. Das Paläozoikum im Raum zwischen Deutschfeistritz und Semriach. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 84:81-102.
- SCHWINNER R. 1925. Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 134:219-276.
- SEELMEIER H. 1944. Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichstst. Bodenforsch., 1944:1-25.
- TOLLMANN A. 1977. Geologie von Österreich. – Bd. 1 Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.
- VACEK M. 1892. Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Verh. geol. Reichsanst., 1892:32-49.
- WEBER L. 1974. Die Geologie der Umgebung der Blei-Zink-Lagerstätten von Haufenreith-Arzberg, Burgstall, Peggau-Taschen, Schrems, Thalgraben und Rechberg, Oststeiermark. – Unveröff. Ber., 49 S.
– 1977. Die Stellung der stratiformen Blei-Zink-Vererzung im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum 38:123-141.
- WINKLER-HERMADEN A. 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Springer, Wien.
- Anschriften der Verfasser: Dr. Fritz EBNER, Landesmuseum Joanneum, Abt. f. Geologie, Paläontologie & Bergbau, Raubergasse 10, A-8010 Graz.
Dr. Leopold WEBER, Institut f. Geologie, Univ. Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.