

chungen sind im Gange. Entsprechendes gilt für die grünlich gefärbten, Chlorit und/oder Aktinolith bzw. Hornblende führenden, als Metabasite und Metatuffite zu deutenden Gesteinsvarianten, die als Chloritphyllite, Grünschiefer und Amphibolite anzusprechen sind. Ihre Vergesellschaftung mit den oben beschriebenen fraglichen Metarhyolithen (Porphyroiden) insbesondere an den SE-Graten des Tullenkogels und des Bösen Weibele, an den östlichen Hängen des Wilfernertals (Mairkaser, Dörfler Alm) sowie an den westlichen Hängen des Iseltales (Blößenegg, Wetterkreuz) ist auffallend.

Schließlich wurden innerhalb des Quarzphyllit-Komplexes quarzarme, nach dem makroskopischen Befund möglichst schwach beanspruchte Phyllithorizonte beprobt. Unter Zuhilfenahme eines schonenden Aufbereitungsverfahrens sollen eventuell isolierbare Acritarchen eine biostratigraphische Einordnung dieses Komplexes ermöglichen, der von den meisten Autoren als deutlicher metamorphes Äquivalent zu bisher schon eingestuften altpaläozoischen Schichtfolgen des Ost- und Südalpins angesehen wird. Entsprechendes gilt für die bereits bekannten Vorkommen der bis zu 70 cm mächtigen, mittelkörnigen Kalkmarmore südöstlich des Mairkasers und des Bösen Weibeles. Mit der vielleicht möglichen Isolierung von Conodonten wird auch hier die stratigraphische Einordnung der bearbeiteten Gesteinsfolge angestrebt.

## **Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern und 196 Obertilliach**

Von ADOLF WARCH  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### **Blatt 179 Lienz**

Heuer konnte ich – übrigens erwartungsgemäß – die Erfahrung machen, daß die S-Störungen in den Quertälern der Lienzer Dolomiten insgesamt günstiger zu beobachten sind als von N her. Ein wesentlicher Grund dafür ist, daß man in den Quertälern im allgemeinen näher an die Störungen herankommt. Dies gilt vor allem für das verhältnismäßig enge Lavanttal mit seinen schroffen seitlichen Begrenzungen. Hier liegt auch eine Häufung der S-Störungen vor, wie sie in dieser Dichte nirgends mehr in den Lienzer Dolomiten erreicht wird. So scheint beispielsweise ein mehr als 100 m hoher Fels unmittelbar NE von der Lavanter Alm (1860) regelrecht mehrfach zerlegt zu sein.

Im Tal von der Lienzer Dolomitenhütte (1620) zur Karlsbader Hütte (2260) kann man wiederum auf der W-Seite überzeugender als sonst irgendwo innerhalb der Lienzer Dolomiten die Beobachtung machen, daß der jeweilige S-Anstieg der in einer S-N-Reihe aufeinanderfolgenden Höhe Gamswiesenspitze (2488), Bloßkofel (2408) und Rauchbichl (2180) seine Entstehung den S-Störungen zu verdanken hat. Es ist nämlich deutlich zu sehen, wie die S-Hänge der genannten Höhen sich als Störungen nach unten in das anstehende Gestein fortsetzen. Es ging also gerade dieser Anteil des Gesteines infolge tektonischer Zerrüttung und nachfolgender Abtragung verloren, der gegenwärtig die Sättel zwischen den Höhen bildet. Wäre es nicht dazu gekommen, so gäbe es heute einen durchgehenden,

nach N gleichmäßig abfallenden Gebirgskamm. Diese Entstehungsgeschichte wiederholt sich in abgeschwächter Form bei den unmittelbar im W parallel verlaufenden Böseck-Türmen, weiters schon in größerer Entfernung im W bei den markanten Höhen Spitzkofel (2718), Oberwalder Turm (2512), Bischofspitze (2431) und Schulter (1987), dort aber mit beträchtlicher Steigerung des hochalpinen Charakters.

Auf der E-Seite des Tales von der Lienzer Dolomitenhütte zur Karlsbader Hütte am Fuß der Laserzwand (2614) an der Zellinscharte sind zwei, in Zehnermeterabstand S-Störungen zu sehen, die wegen ihres geometrisch parallelen Verlaufs geradezu als Musterbeispiel für S-Störungen gelten können. An der Laserzwand, wie überhaupt in den Lienzer Dolomiten, besonders in ihrem stark ausgeprägten Mittelteil, kann man zudem zahlreiche, mehr oder weniger stark klaffende N-S, also quer zum generellen Streichen gerichtete Zerrspalten beobachten. Die Laserzwand sieht dadurch auch stark zerklüftet aus und der benachbarte „Rote Turm“ (2702) wird von eben solchen zwei ausgeprägten Zerrspalten deutlich abgegrenzt, wodurch er sein charakteristisches Aussehen bekommt.

Die wohl mächtigste Zerrspalte innerhalb der Lienzer Dolomiten kann man aber am besten vom Rauchkofel (1911) aus in südlicher Richtung auf der E-Flanke der Gipfelreihe Rauchbichl (2180) – Bloßkofel (2408) – Gamswiesenspitze (2488) erkennen, die eine geschätzte Länge von mindestens 1 km und eine Spaltenöffnung von einigen Metern aufweist. Nur wenige Zehnermeter im E entfernt von letzterer ist noch eine schwächer ausgebildete Spalte zu sehen. Im westlich benachbarten Hallebach-Tal kann man noch drei, wieder mächtigere Spalten ausmachen, die allem Anschein nach wesentlich an der Ausformung dieses Hochtales beteiligt waren.

Aus der Nähe des Rauchkofels und zwar von seiner E-Seite soll noch auf eine Zerrspalte vor allem deshalb hingewiesen werden, weil sie bequem von der Bundesstraße aus auf der Höhe von Lavant (rund 10 km E von Lienz) in Richtung Unterer Lavanter Kolben (1939) zu erkennen ist. Sie tritt wegen der Vegetationsbedeckung dieses Vorberges hier nicht in gleicher Auffälligkeit wie die oben beschriebenen Zerrspalten auf, doch sind der dahinter liegende Keilturm (2627) und die Keilspitze (2712) in gleicher Weise in N-S-Richtung zerklüftet wie die westlich benachbarte Laserzwand und der Rote Turm.

Noch einmal weiter im E, rund 8 km vor Oberdrauburg, tritt E von den Anettwänden des Hochstadels (2680) eine ausgeprägte N-S-gerichtete Zerrspalte auf, die geradezu erwartungsgemäß weitgehend parallel zum tiefen Pirkner Graben verläuft. Nach Schilderung all dieser in verschiedenen Richtungen hin wirksamen tektonischen Kräfte überraschen auch nicht die Äußerungen von M. CORNELIUS-FURLANI (1953: 279) über die Lienzer Dolomiten, daß dieses Gebirge „durch unzugängliche Schluchten regelrecht zersägt ist“ und daher auch „gewaltige Schutthalden besitzt“, weswegen es auch „den größten Prozentsatz an Ödland in Österreich aufweist, also eine „unwegsames Steinwüste“ darstellt.

Nun sollen noch Überlegungen über die Entstehung der behandelten Störungen und ihre zeitliche Zuordnung zur alpidischen Orogenese erfolgen. Allgemein kann zunächst festgestellt werden, daß beide, die S-Störungen und die Klüftung bzw. Spaltenbildung jünger

sten geologischen Datums sind. Dabei ist aber die Spaltenbildung den S-Störungen zeitlich nachzuordnen, denn wie man es eindeutig bei der oben geschilderten mächtigsten Spalte an der E-Flanke des Rückens Böseck-Rauchbichl erkennen kann, durchstößt diese die S-Störungen. Letzere wiederum konnte aus mechanischen Gründen erst nach der in den Grundzügen südlich der heutigen Tauern schon vorliegenden Tektonik der alpidischen Orogenese in der Oberkreide (Campan vor ca. 75 Ma. nach W. SIEWERT, 1984: 89) entstehen. Danach kam es ab dem Paläozän (vor ca. 60 Ma) bis zum Miozän (vor ca. 10 Ma) zu einer stetig zunehmenden Einengung des Drauzuges, die gleichzeitig von Hebung begleitet war. Nach W. SIEWERT (1984: 91) erreichen nicht nur Einengung und Hebung im oberen Miozän (vor ca. 12 Ma) ihren Höhepunkt, sondern im Spät- und Nach-Miozän überfahren die N-Karawanken auch noch ihr tertiäres Vorland.

Als Beleg dafür dienen die mehrfachen Überschiebungen des Tertiärs im Klagenfurter Becken am N-Rand der Karawanken, wovon wiederum die Überschiebung des sogenannten Bärenentaler Konglomerates als geologisch jüngstes Beispiel gilt. Demnach war also der N-Schub am Übergang vom Ende des Miozäns bis Ende des Pliozäns, also etwa 12 bis 3 Ma vor der Gegenwart, am größten. Aufgrund der genetischen Einheit des Drauzuges darf diese zeitliche Einstufung auch auf seinen westlichen Teil, auf die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten übertragen werden. Daher sind die S-Störungen in die vorgenannte Zeit einzustufen.

Übrigens konnten nach einer brieflichen Mitteilung von W. SIEWERT in den N-Karawanken die S-Störungen, wie ich sie für den westlichen Drauzug beschrieb, von ihm nicht festgestellt werden. Wohl aber gibt es, wie W. SIEWERT berichtet, vor allem in geeigneten Gesteinen, wie z. B. den Kalken der mittleren und oberen Trias, in meist etwa N-S bis NE-SW streichenden Störungszonen an mehreren Stellen eng gestaffelte Sekundär-(Riedel-)Brüche, die den Eindruck vermitteln können, wie ich sie in meinem Aufnahmebericht geschildert habe.

Diese unterschiedlichen Beobachtungen ließen sich damit erklären, daß der westliche Drauzug, davon vor allem wieder die Lienzer Dolomiten ursprünglich tiefer absanken, dabei kräftiger eingengt und schließlich ausgepreßt wurden als die N-Karawanken. Entsprechend stärker mußte wohl auch der nachfolgende N-Schub beim westlichen Drauzug als bei den N-Karawanken gewesen sein. Außerdem hatten die Kräfte des N-Schubes bei den N-Karawanken infolge des tiefliegenden Klagenfurter Beckens sozusagen freie Bahn nach N, sodaß sie sich nicht allein innerhalb dieser Gebirgskette mit Ausbildung der auffälligen S-Störungen auswirken mußten wie beispielsweise beim westlichen Drauzug. Dieser ist, vor allem die Lienzer Dolomiten, im N wie im S zwischen ungefähr gleichmäßigen kristallinen Widerlagern eingebettet, sodaß hier die tektonischen Kräfte, einschließlich die des N-Schubes, zu einer übermäßigen Stauchung mit entsprechender N-Komponente geführt haben.

Die weiteren Folgen davon sind einerseits die rund 500 m Höhenzunahme der Gipfflur bei den Lienzer Dolomiten im Vergleich zu den N-Karawanken und eben auch die Existenz der S-Störungen. Diese treten bezeichnenderweise im mittleren, dem am stärksten ausgepreßten, Teil der Lienzer Dolomiten gehäuft auf.

Dasselbe gilt naturgemäß auch für die Klüftung bzw. Spaltenbildung, denn infolge der Inhomogenität der Gesteinsmassen sind ungleichmäßige Auspressungen bzw. Aufwölbungen stellenweise mit Dehnungen verbunden, die wiederum die Voraussetzung für Spaltenbildung sind. Da schon seit längerer Zeit laufend geodätische Messungen in den Alpen eine durchschnittliche Hebungsrate von 1–2 mm/Jahr ergeben, darf berechtigt angenommen werden, daß die Spaltenbildung im Gegensatz zu den S-Störungen bis in die Gegenwart anhält. Schließlich sind die im Bergbau häufig beobachteten sogenannten Bergschläge ein deutlicher Hinweis für bestehende Spannungen im Gestein, die auch eine ständige Bereitschaft zur Spaltenbildung zum Ausdruck bringen.

Bei der Durchsicht der bisherigen geologischen Arbeiten über die Lienzer Dolomiten sind mir im Bereich des Blattes 179 u. a. vor allem auch die mehr oder weniger stark voneinander abweichenden Aussagen über die Herkunft des Mesozoikums auf dem linken Draufufer am Mordbichl (954) bei Thal im Pustertal und in der Lienzer Klause aufgefallen. So wurden alle drei theoretischen Möglichkeiten, nämlich die glaziale, tektonische und die eines Bergsturzes erwogen, wobei letztere das Übergewicht erhielt. Trotzdem glaube ich, genug stichhaltige Gründe dafür zu haben, daß ich mich, soweit es den Mordbichl betrifft, der von G. GEYER und M. CORNELIUS-FURLANI vertretenen tektonischen Deutung anschließen müßte.

#### **Blatt 180 Winklern**

J. BLAU & Th. SCHMIDT beschäftigten sich im Rahmen ihres Beitrages (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 1988) über die „Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten“ auch eingehend mit dem Liasvorkommen von der Stadelwiese am Hochstadel (2680), wo nach ihren Angaben nur Liasfleckenmergel liegen sollten, in die „mehrere Megabreccien mit Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalkalk eingeschaltet sind“.

Dabei werden zwei Typen von Brekzien unterschieden und zwar der Typ 1 „am SW-Ende der Stadelwiese am Fuß des Rudnik (2281) als nahezu matrixfrei unsortierte, monomikte Hauptdolomitbreccie“ und der Typ 2 „hauptsächlich im Liegenden der Fleckenmergelserie mit bis hausgroßen Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalkalk“.

Zum Typ 1 ist zu bemerken, daß man dieselbe Brekzie durchwegs beim Anstieg über den Rudnik-Kofel (2281, diese Bezeichnung in der 1 : 50.000 Karte, 1979) bis zum Gipfel (2680) des Hochstadels antrifft. Sie ist die für den gesamten Drauzug typische Basisbrekzie des Hauptdolomits, wie ich (1979: 71) sie schon ausführlich für die Gailtaler Alpen beschrieben habe. Die nahen Cardita-Schichten, die vom Pirkner Graben herauf über den Rosengarten (2203) und das Leitentörl (2361) nach W weiterziehen, sind eine zusätzliche Bestätigung für die richtige Einstufung der Brekzie. Letztere stellt also keine lithologische Besonderheit für die Stadelwiese dar.

Wenn mit „eingeschaltet“ vermutlich Einbettung – wie auch immer diese zustandekommen hätte können – dieser „Megabreccien“ innerhalb der Liasfleckenmergel gemeint ist, so wäre diese mit ihren Abgrenzungen gegenüber dem einbettenden Fleckenmergel auf dem fast lückenlos vegetationsbedeckten Gelände der Stadelwiese wohl kaum auszumachen. Die von BLAU &

SCHMIDT (1988, Taf. 4, Abb. 3 und 4) gezeigten großen Blöcke sind aber durchaus mit den eiszeitlichen Vorgängen in diesem Gebiet, was sowohl etwa die Verfrachtung vom Rudnig-Kofel her wie auch ihr stark abgerundetes Aussehen betrifft, in Zusammenhang zu bringen.

Daß die Vergletscherung und ihre Folgen auch in dieser Höhe noch überraschend intensiv waren, dafür liefern die Gletscherschliffe und sogar Karrenbildungen bei 2020 m am N-Rand der Stadelwiese den Beweis. Am unteren Rand der Stadelwiese im Umkreis der Kote 1784 scheinen aber die vorgenannten Gletscherbildungen noch entschieden ausgeprägter auf, zudem in der Hauptdolomitbrekzie, wo doch bekanntlich Dolomite allgemein exogenen Einflüssen besser widerstehen als beispielsweise Kalke.

Der Typ 2 von Brekzien sollte nach BLAU & SCHMIDT im Liegenden der Fleckenmergelserie der Stadelwiese „eingeschaltet“ sein und haushohe (!) Komponenten von Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalkalk enthalten. Auch hier wie schon oben bei Typ 1 vermochte ich aufgrund des fast lückenlosen Almbodens nicht voneinander abgegrenzte, schon gar nicht hausgroße, Komponenten erkennen. Hauptdolomitkomponenten innerhalb des Fleckenmergels fehlten hier aber überhaupt zur Gänze.

Am unteren Rand der Stadelwiese kommt eine Kalkbrekzie vor, die GEYER (1903: 176) sonst auch für die Lienzer Dolomiten „als grobbankige Breccie an der Basis der Kössener Schichten“ anführte. Diese fand ich nicht nur als Geröll am unteren Rand der Stadelwiese, sondern in verhältnismäßig kleinen Geländeanrissen im Mittelteil der Stadelwiese bis etwa 1860 m und an ihrem N-Rand sogar bis zur Höhe von ungefähr 2000 m. Dann erst schließt, und zwar ausschließlich, Fleckenmergel an, sodaß alle Anzeichen für eine vorliegende stratigraphische Gliederung von liegendem Rhät und hangendem Lias sprechen.

Die Frage nach der unmittelbaren Herkunft der Rhät-Lias-Scholle, vor allem auch nach dem tektonischen Schwund der rhätischen Kössener Schichten bis auf die Basis wird aber wegen der ungewöhnlichen Kompliziertheit dieser Tektonik, die gedanklich kaum in all ihren Einzelphasen nachvollziehbar ist, auch noch weiterhin offen bleiben müssen. Ein erosiver Schwund der Kössener Schichten bis auf ihren geringen Rest an deren Basis kommt aber schon deshalb nicht in Frage, weil nirgends im Drauzug wie auch nicht in den übrigen Alpen eine Regression bis zum Jura, wie es aufgrund der geschilderten Verhältnisse auf der Stadelwiese zutreffen müßte, stattgefunden hat.

#### **Blatt 196 Obertilliach**

Zur Ergänzung des schon im Bericht 1986 (Jb. 1987, Bd. 130/3: 337) behandelten zwei Kristallineinschuppungen innerhalb des Permomesozoikums zwischen dem Windischtal – Gontrunsattel im E und dem Griesgraben im W wird diesmal von einem neu aufgefundenen Kristallinaufschluß in diesem Bereich berichtet. Zu diesem, der mit rund 50 m Maximalmächtigkeit zugleich der bedeutendste in diesem Gebiet ist, gelangt man auf kürzestem Weg von der Folmasaalpe aus nach N bei rund 1800 m am Grat des steil nach N abfallenden Hanges der zwischen der Alplspitz (2296) und dem Breitenstein (2304) zum Griesgraben E–W-verlaufenden Rinne.

Diese Einschuppung weist am Grat bei ungefähr 1820 m die vorgenannte große Mächtigkeit auf, wobei ihr Kern von dunkelgrauen bis schwarzen, vermutlich Ultrabasiten gebildet wird. Diesem dichten und damit außergewöhnlich festem Kern ist wohl nur die Durchspießung des Permomesozoikums bis zum mittelanisischen Alpenen Muschelkalk hinauf zu verdanken. Den Einschuppungsrändern zu hellt aber die Farbe immer mehr auf und die kristalline Schieferung nimmt soweit zu, daß allmählich weitgehend das Aussehen des im Gailtaler Kristallin vorherrschenden Glimmerschiefers erreicht wird. Nur der Quarzgehalt ist darin entscheidend höher als beim sonstigen Gailtaler Glimmerschiefer, wodurch offensichtlich die für die Einschuppung erforderliche Festigkeit gegeben war.

Vom Grat aus sowohl nach E wie auch W nimmt die Mächtigkeit der Einschuppung allmählich ab, sodaß sie rund 150 m nach E bei 1740 m Höhe innerhalb eines auch in der Karte 1 : 50.000 eingezeichneten Hangrutschs nur mehr ein etwa 15 m mächtiger, annähernd schwarzer Glimmerschiefer, allerdings mit reichlichem Injektionsquarz, auftritt. Eine weitere Verfolgung dieser Lage wurde aber durch lückenlose Vegetationsbedeckung in Richtung der Rinne verhindert. Vom Grat nach W, in Richtung des Griesbaches, sind immerfort Gerölle des oben beschriebenen Kristallins vermerkt mit dem Waldboden zu finden und zwar bis zum E-Ufer des Griesbaches bei 1710 m, dort allerdings nur mehr in der Breite von wenigen Metern. Der Griesgraben ist aber eine der vielen mehr oder weniger kräftigen Querstörungen innerhalb der Lienzer Dolomiten, sodaß schon deshalb von vornherein eine über den Griesgraben hinausreichende westliche Fortsetzung der Kristallineinschuppung nicht zu erwarten war. Dasselbe gilt auch für die E-Begrenzung im Windisch-Gontrunsattel.

Diesmal beschränkten sich meine Reambulierungen auf Blatt 196 nicht nur, wie im Bericht 1986 auf die Korrektur und Ergänzung der Kristallineinschuppungen auf der Karte 1984 von J. KOBERSTEIN – auf der Karte 1983 fehlten sie noch – sondern sie erstreckten sich auch noch auf den nahen Eggenkofel (2591) und seine nächste Umgebung.

So sollte nach der Karte 1983 der gesamte Eggenkofel aus norischem Hauptdolomit bestehen, aber nicht im gleichen Ausmaß auf der Karte 1984.

Zur Vergewisserung, welche von den beiden Versionen nun wirklich zutrifft, bestieg ich zunächst den E-Gipfel (2591) und fand dabei keinen Hinweis auf die in der Karte 1984 enthaltenen Cardita-Schichten, sondern stieß immerfort nur auf Hauptdolomit bzw. stellenweise, wie auch noch am Gipfel selbst, auf dessen Brekzie, die für die Basis der Hauptdolomitformation kennzeichnend ist. Gleiche Erfahrungen machte ich auch bei der Besteigung des sogenannten Westgipfels, der in der Wanderkarte 1 : 33.000 (erhältlich im Fremdenverkehrsamt Obertilliach) mit eigener Höhenangabe (2573) ausgewiesen ist.

Wenn man nun vom E–W-Streichen des untersuchten Teiles vom Eggenkofel ausgeht und diese sich bis zur (nach J. KOBERSTEIN, 1984) sogenannten Ostrandstörung des Hauptdolomits fortgesetzt vorstellt, dann überrascht gleich mehrfach der ungewöhnliche Verlauf der Störung.

Abgesehen davon, daß ich im besagten Gelände für eine derartige Störung keine Hinweise erkennen konnte, obwohl sonst gerade die Cardita-Schichten mit ih-

ren gut teilbeweglichen Schiefen bei reger Tektonik stets mehr oder weniger deutliche Spuren zurücklassen, gibt es eine Reihe weiterer Gründe für den Zweifel an der Existenz der sogenannten Ostrandstörung. Der unmittelbare Bereich der eingezeichneten Ostrandstörung ist übrigens wegen der Steilheit und der ungewöhnlich starken N-S-Zerklüftung nicht ohne spezielle Kletterhilfen begehbar.

Die weitere Folge einer fehlenden Ostrandstörung müßte nun sein, daß der gesamte Eggenkofel, also auch seine Ostflanke aus Hauptdolomit besteht. Dies bestätigt sich auch am Forstweg von der Lotter- zur Leisacher Alm, wenn auch dessen Böschung zur E-Flanke des Eggenkofels über weite Strecken bis hoch hinauf von Schutthalden bedeckt ist. Doch mehrere kleinere Aufschlüsse von mehr oder weniger typischem Hauptdolomit und dessen Brekzie am Weg oder auch entsprechende Gerölle bzw. Blöcke von der E-Flanke des Eggenkofels bis ungefähr zur Höhe 1700 m am Forstweg beseitigen wohl jeden Zweifel über die lithologische und fazielle Beschaffenheit dieses Bereiches. So trifft man beispielsweise noch bei den Almhütten der Leisacher Am (1694) auf einen großen Block von typischer Hauptdolomitm Brekzie.

**Eine umfangreichere Fassung dieses Berichtes mit ausführlicher Diskussion gegensätzlicher Meinungen in der Fachliteratur befindet sich im Archiv der Geologischen Bundesanstalt.**

## **Blatt 180 Winklern**

### **Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern**

Von GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurde der Bereich Stiefelberg Alm – Schick – Klenitzen Alm – Sadnig – Ochsner Hütte – Rückenkopf kartiert. Es finden sich in diesem Gebiet drei Gesteinskomplexe, welche an steilen Störungszonen aneinander grenzen:

Die Sadnig-Serie baut den Raum Sagas, Klenitzen Alm – Hochgrubenkopf – Sadnig-Firstl auf. Die sehr mächtige Gesteinsserie dürfte bis an die Matreier Zone heranreichen. Sie besteht aus silbrigen, verschiedenen grauschattierten, auch grünlichen phyllitischen Glimmerschiefern, grauweiß gesprenkelten Psammit-schiefern, weiß bis dunkelgrau gebänderten Quarziten, lichten, grobkörnigen „Orthogneisen“, die Porphyroide oder Metaarkosen darstellen könnten, und sehr untergeordneten Amphiboliten. Typisch ist ein gewisser Graphitgehalt und die sedimentäre Bänderung in obiger Wechselfolge, welche dm- bis m-Rhythmus zeigt. Als Ausgangsserie vermute ich eine pelitisch-arenitische Folge mit untergeordnet sauren bis basischen Vulkaniten, welche amphibolit-fazielle Metamorphose erfahren hat. Granat tritt sowohl in den Schiefen als auch im Quarzit auf. Es könnte sich um eine paläozoische Serie handeln, die als Transgressionsserie auf dem Altkristallin oder als Paläozoikum der Matreier Zone aufzufassen wäre.

Die Migmatische Schieferserie ist hingegen typisches Altkristallin. Sie findet sich im Gebiet Rakowitzen – Stall – Stanitzkopf – Melenkopf – Ochsner Hütte. Es überwiegen Glimmerschiefer bis Paragneise ( $\pm$  Granat), in ihnen sind Aplit- und Augengneise als m-bis Zehnermeter-mächtige Bänke und Körper eingeschaltet. Amphibolite finden sich nur zonenweise und in geringer Mächtigkeit. Sie treten häufig mit Aplitgneis gemeinsam auf (z. B. Obernig Hütte).

Die Hoferkopf-Serie hebt sich von der eben beschriebenen Folge durch ihren plattig-bankigen Charakter ab. Sie baut den Kamm Hoferkopf – Martischnigspitz – Rückenkopf – Hochnase auf, also das Gebiet westlich des Tor. Der tiefere Teil der Serie ist geprägt durch den plattig-bankigen Wechsel von grauweiß lamellierten, feinkörnigen, zäharten Quarzitgneisen, Paragneisen bis Glimmerschiefern und normalen schuppigen Glimmerschiefern. Recht charakteristisch sind einige Meter mächtige Bänke und Schollen von z. T. massigem Gabbroamphibolit in obigen Metasedimenten. Im Randbereich dieser Metabasite scheint sich Kontaktfels gebildet zu haben.

Der höhere Teil der Hoferkopf-Serie wird deutlich dickbankiger und massiger. Es finden sich hier grobkörnig schuppige Zweiglimmergneise mit offensichtlicher Metablastese von Feldspat (Martischnigspitzen, Hochnase). Die Zurechnung dieser im Erscheinungsbild andersartigen Gesteine zur Hoferkopf-Serie gründet sich auf unscharfe Abtrennbarkeit, wiederholter Einschaltung von Zonen plattiger Gneise wie im Liegenden und vereinzelt am Auftreten scholliger Metabasite.

Hinsichtlich der Tektonik ist typisch, daß die drei beschriebenen Gesteinskomplexe blockförmig nebeneinander liegen. Der Grenzverlauf ist unabhängig vom Innenbau dieser Blöcke. Die Hoferkopf-Serie zeigt vorwiegend horizontale bis sanft W-fallende Lagerung und weit gestreute B-Achsen, welche aber meist um die E-W-Richtung schwanken. Auch die Migmatischen Schiefer zeigen beträchtliche Variabilität in den Lagerungsverhältnissen, es überwiegt jedoch E-W-Streichen und südliches Einfallen. Die B-Achsen liegen häufig in der ENE-WSW-Richtung.

Nach dem Verlauf im Gelände ist zu schließen, daß die Grenze zwischen den oben genannten Gesteinskomplexen eine steile Störung mit erheblicher Sprunghöhe ist. Das Schichtfallen sowie die Gesteinsverbreitung im Kolmitzentral sprechen dafür, daß die Hoferkopf-Serie das Hangende der Migmatischen Schiefer bildet.

Die Grenze der Migmatischen Schiefer gegen die Sadnig-Serie ist ebenfalls eine steile Störungszone. Regional taucht die Sadnig-Serie mittelsteil bis steil gegen S gegen die Migmatischen Schiefer ab. In einem einige hundert Meter breiten Randstreifen zeigt sich jedoch häufig Gegenfallen, also gegen N. Auch nimmt hier die Verfaltung nach ENE-WSW-Achsen stark zu. Entlang der Grenze sind die beiden Gesteinskomplexe intensiv miteinander verknüpft, es kam aber auch zum Durchreißen und diskordanter gegenseitiger Verkeilung. Es ist deshalb nicht immer zu klären, wohin die lichten Orthogneise gehören, welche sich häufig im Grenzbe-reich finden. Die Störung ist jedenfalls kein glatter Bruch, eher eine steile Pressungszone, leicht diskordant zum Innenbau der angrenzenden Blöcke. Diese wurden im Randbereich der Pressungszone stark deformiert. Es wird vermutet, daß dieser eigenartige De-