

Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener-St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich)

VON WERNER VON GOSEN & FRIEDHELM THIEDIG *)

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.0000.
Blätter 186, 204, 205

Schlüsselwörter

<i>Gurktaler Decke</i>	<i>Perm</i>
<i>Krappfeld Kärnten</i>	<i>Trias</i>
<i>St. Pauler Berge Kärnten</i>	<i>Oberkreide</i>
<i>Alpidische Schieferung</i>	<i>Oberostalpin</i>

INHALT

Zusammenfassung	313
Summary	313
1. Einleitung	314
2. Regionalgeologische Situation	314
3. Beschreibung der beobachteten Schieferungsphänomene	316
3.1. Mergel der Oberkreide	316
3.2. Karnischer Oolich	317
3.3. Raibler Schichten	317
3.4. Werfener Schichten	318
3.5. Permoskythsandstein	319
3.6. Silt-Tonsteine des Rotliegend	320
4. Zum Problem der Abtrennung variszischer/alpidischer Deformationsanteile in der Magdalensbergserie	321
5. Beobachtete Falten in dem Postvariszikum	322
6. Zur Metamorphose der Magdalensbergserie und des Postvariszikums	324
7. Zur Bedeutung der alpidischen Schieferung für den regionalen Bau	325
8. Hinweise auf das Alter alpidischer Deckenbewegung	326
Literatur	334

Zusammenfassung

Eine erstmalig nachgewiesene alpidische Schieferung und Faltenstrukturen in der postvariszischen Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener-St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich) werden beschrieben. An einem Beispiel wird die Trennungsmöglichkeit variszischer/alpidischer Deformationsanteile in liegender Magdalensbergserie verdeutlicht; bisher bekannte Metamorphosedaten werden erläutert. Die Konsequenzen für den regionalen Bau werden diskutiert und schließlich die Bedeutung des alpidischen Deckenbaues für den Mittel-Ostkärntner Raum diskutiert.

Summary

Alpine cleavage in the post Variscan transgressive sediments of Permian, Triassic and Upper Cretaceous age in the Krappfeld area and Griffener-St. Pauler-Mountains (SE Carinthia/Austria) is described for the first time proved by the authors. The possibility of separating between Variscan

*) Anschrift der Verfasser: Dipl. Geol. WERNER VON GOSEN, Prof. Dr. FRIEDHELM THIEDIG, beide Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13.

(Paleozoic) and Alpine (Cretaceous/Tertiary) deformation in the underlying Paleozoic "Magdalensberg-Serie" is shown by an example. Dates of metamorphism known till now are explained. The consequences for the regional structure are discussed and finally an interpretation of the Alpine nappe-structure (Gurktaler Decke) in middle and eastern Carinthia is presented.

1. Einleitung

Im Sommer 1978 wurden bei Begehungen im Bereich der Permotrias und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener Berge Schieferungen an verschiedenen Gesteinstypen beobachtet, über die im folgenden berichtet werden soll (vgl. Abb. 1).

Die Anregung zu dieser Untersuchung verdanken wir Herrn Prof. Dr. G. VOLL, Bonn, anlässlich einer kleinen gemeinsamen Exkursion in Kärnten.

Herrn Dr. J.-M. SCHRAMM, Geol. Inst. der Universität Salzburg, danken wir recht herzlich für die Bestimmung der Illit-Kristallinität an Proben aus dem Krappfeld. Unser Dank gilt ferner den Herren Dipl. Geol. M. SEEGER und J. WENZLAU (Hamburg) für die zur Verfügung gestellten Dünnschliffe aus den Griffener und St. Pauler Bergen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bonn—Bad Godesberg) danken wir für die Finanzierung der Untersuchungen im Rahmen eines Forschungsprogramms.

Die vorliegende Arbeit stellt eine Zusammenfassung bisheriger Ergebnisse dar, die Untersuchungen werden durch eine Arbeitsgruppe des Geol.-Paläont. Inst. der Universität Hamburg im Bereich der St. Pauler—Griffener Berge und des Krappfeldes fortgesetzt.

2. Regionalgeologische Situation

Im Bereich des Krappfeldes (Mittelkärnten) und der St. Pauler—Griffener Berge (Ostkärnten) wird ein variszisch deformiertes und metamorph geprägtes Basement von einer Gesteinsserie transgressiv überlagert, deren Einheiten den Zeitraum vom Oberkarbon bis zum Nor vertreten (RIEHL-HERWIRSCH 1965; RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER 1972; THIEDIG 1975a; THIEDIG & CHAIR 1975; THIEDIG & KLUSMANN 1974; THIEDIG et al. 1975). Das liegende, schwach metamorphe Altpaläozoikum (Magdalensbergserie, KAHLER 1953) repräsentiert nach Fossilfunden ein Alter von Ordovizium, Silur und Devon bis einschließlich to $\Pi\alpha$ (CLAR et al. 1963; GROSCHOPF 1970; KLEINSCHMIDT & WURM 1966; SCHÖNLAUB 1971; STREHL 1962). Die Transgression des Postvariszikums (direkte Nachweise bei RIEHL-HERWIRSCH 1965; RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER 1972; KLEINSCHMIDT & SEEGER 1975) erfolgte über ein unausgeglichenes Relief (KLEINSCHMIDT u. SEEGER 1975; THIEDIG & CHAIR 1975; THIEDIG et al. 1975), dabei wird der Zeitraum vom Oberkarbon bis zur Basis des Anis durch überwiegend klastische Ablagerungen, der nachfolgende Abschnitt bis zum Nor durch vorwiegende Karbonatsedimentation bestimmt.

Erste Hinweise auf eine tektonische Beanspruchung der postvariszischen Transgressionsserie in den Griffener Bergen finden sich bei BECK-MANNAGETTA (1953). Für die St. Pauler Berge nimmt KIESLINGER (1928: 513) eine nach Nord gerichtete Verfrachtung an.

Nach einer Schichtlücke, die das Rhät, den gesamten Jura und die Unterkreide umfaßt, transgrediert die Oberkreide im Krappfeld auf verschiedenen alte Schichtglieder der Trias und die liegende Magdalensbergserie (THIEDIG 1975a). Die Kreide umfaßt im Krappfeld den Bereich vom Ober-Santon über das Campan bis zum Unter-Maastricht (LEGGEWIE & THIEDIG 1977; THIEDIG 1975b), wahrscheinlich tritt auch noch tieferes Ober-Maastricht auf (THIEDIG & WIEDMANN 1976). Die Kreide der St. Pauler Berge transgrediert gleichfalls auf verschiedenen alte Trias-Schichtglieder, sie umfaßt ein Alter von Ober-Coniac bis Campan (THIEDIG et al. 1975).

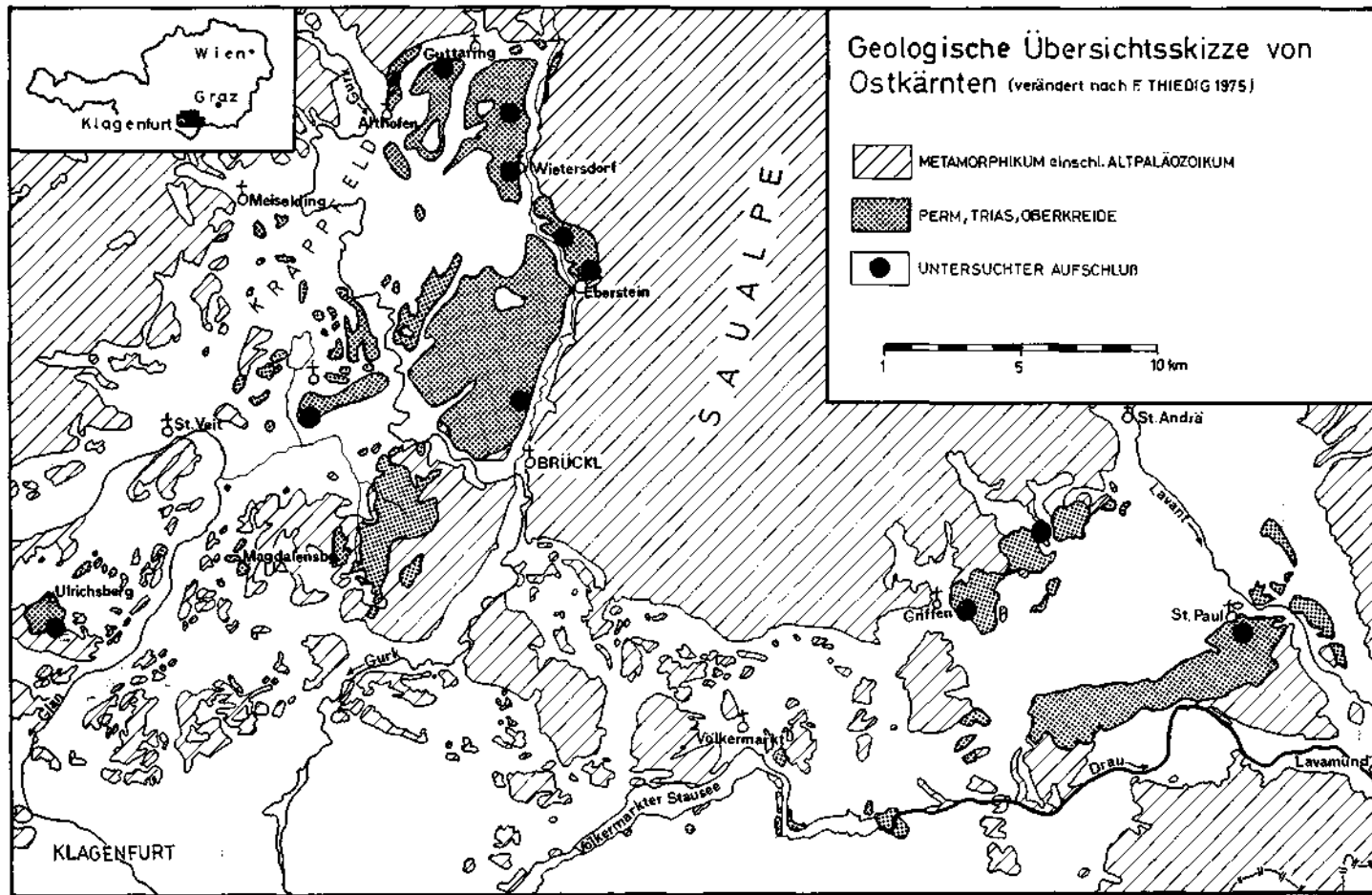


Abb. 1

Die postvariszische Transgressionsserie wird von TOLLMANN (1959, 1963, 1975, 1977) als hangender Bestandteil der Gurktaler Decke aufgefaßt, die Gosau als hangendster Anteil dazugerechnet (TOLLMANN 1977). Die liegende Magdalensbergserie entspricht danach der Metadiabasserie THURNERS (erste Erwähnung dieser Serie bei THURNER (1929: 102) als „Serie der Metadiabase und Phyllite“, im weiteren Text als „Metadiabasserie“) im Murauer Raum. Nach den Aufnahmen von STOWASSER (1956, Taf. III) stellt die Metadiabasserie dort die hangende, durch permotriadische Schürflinge von der liegenden Einheit abgetrennte Einheit der Gurktaler Decke dar (hangende „Stolzalpen Teildecke“, liegende „Murauer Teildecke“ sensu TOLLMANN). Über die Ost- und Südost-Fortsetzung der Gurktaler Decke aus dem Murauer Raum nach Mittel- und Ostkärnten bestehen bis heute keine einheitlichen Auffassungen. TOLLMANN'S Vorstellungen über Ausdehnung und alpidischen Fernschub der Gurktaler Decke werden z. T. abgelehnt (BECK-MANNAGETTA 1960; CLAR 1975; CLAR et al. 1963), z. T. modifiziert (CLAR 1965; FRITSCH 1965). Die von KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER (1975) am Südrand der Saualpe erkannte Überschiebungstektonik innerhalb der Phyllitgruppe wird von ihnen mit der Metamorphose als variszisch eingestuft, nach TOLLMANN (1977) handelt es sich hier um einen Teildeckenbau innerhalb der Gurktaler Decke mit einem möglichen alpidischen Alter.

3. Beschreibung der beobachteten Schieferungsphänomene

Im folgenden soll die beobachtete alpidische Deformation der postvariszischen Transgressionsserie beschrieben werden. Da nur punktuell einzelne Aufschlüsse untersucht und beprobt wurden, können bis heute keine regionalen Rückschlüsse über Intensität, Raumlage und Art der Schieferung und damit mögliche einhergehende Faltungen gezogen werden. In dem Profil des Postvariszikums waren es fast ausnahmslos die pelitischen bis psammopelitischen Schichtglieder, die Schieferungen deutlich abbilden. In den dichten, oft massigen Kalken und Dolomiten der Trias konnten Schieferungen nicht sicher belegt werden. Die nachfolgenden Beschreibungen geben somit nur einen lückenhaften Einblick in die alpidische Deformation des Postvariszikums, weisen aber dennoch eine alpidische Durchbewegung des gesamten Schichtverbandes bis in die Oberkreide nach.

3.1. Mergel der Oberkreide

Die grauen feinkörnigen Mergel der Oberkreide bilden an verschiedenen Punkten des Krappfeldes eine Schieferung ab. Im Handstückbereich ist die Schieferung bereits an einer mm-feinen Lineation auf den Schichtflächen zu erkennen. Diese resultiert aus der Überschneidung von Schichtung (ss) und Schieferung (im folgenden als s bezeichnet). Dort wo die Schichtung nicht eindeutig zu erkennen ist — dafür nötige Materialwechsel fehlen oft — repräsentieren die Absonderungsflächen der Mergel im cm-Bereich in den meisten Fällen das ss. Sowohl im Querbruch, als auch im Dünnschliffbild wird die Schichtung über mm-feine Lagen angereicherter organischer Substanz in feinstkörniger Matrix deutlich. Diese Lagen werden von der engständigen Bruchschieferung unter wechselnden Winkeln durchsetzt und zwischen den Scherflächen rotiert (Taf. 1, Fig. 1).

In den Dünnschliffen anderer Kreidemergel wird die Schieferung innerhalb der dichten diffusen Mergelmatrix durch geregelte Serizit-Kristalle und Opaknadelchen (\varnothing von 0,05 bis 0,1 mm) abgebildet. Eine durch Materialwechsel abgebildete Schichtung (ss) schneidet die Regelungsebene (damit die Schieferung) unter wechselnden Winkeln (Taf. 1, Fig. 2). Daß die relativ scharfe Regelung der Serizite, Opaknadelchen und auch länglicher Quarz-Kristallite nicht auf Schichtung und damit verbundenen geregelten Absatz zurückgeführt werden kann, wird einmal aus der Überschneidung der Regelungs-

ebene mit nachgewiesener Schichtung, zum anderen aus dem Fehlen einer derartig deutlichen Regelung innerhalb der Schichtung anderer Kreidemergel deutlich.

Die Winkelverhältnisse zwischen Schichtung und Schieferung sind in der Kreide regional sehr unterschiedlich. Neben Winkeln um 45° (Kreidemergel S Höhenwirt, SW Guttaring, N Rand des Krappfeldes) treten Winkel bis zu 90° auf. Oft ist in letzterem Fall eine Unterscheidung zwischen Schieferung und engständiger Klüftung schwer möglich. Ein zwischen den s-Scharen rotiertes ss spricht in den meisten Fällen für eine Schieferung.

Ein Grenzfall stellen die Kreidemergel SW Hornburg am Ostrand des Krappfeldes dar. Das flach nach \pm NE einfallende ss wird von annähernd saiger stehenden s-Flächenscharen durchsetzt (vgl. Taf. 3, Fig. 13). Diese sind im cm-Bereich um \pm W—E-Achsen leicht gebogen. Es kann sich hier um eine steil stehende Schieferung handeln, zumal sich zwei s-Flächenscharen abzeichnen. Eine Rotation des ss zwischen den steilen s-Flächenscharen konnte im Aufschluß vereinzelt beobachtet werden.

3.2. Karnischer Oolith

Der Oolith des Oberkarn ist im Triasprofil das hangendste Schichtglied in dem eine Schieferung nachgewiesen werden konnte. Der Oolith wurde in den St. Pauler Bergen und im Krappfeld nur in Lesesteinen angetroffen. Es handelt sich um vermutlich linsenartige Vorkommen in der geschichteten Fazies des hellen, gelblichbraunen oberkarnischen Kalkes (WASCHER 1969, THIEDIG et al. 1975). An einem Handstück des Oolithes wurde makroskopisch eine Schieferung entdeckt, diese über Schlitze in verschiedenen Schnittlagen überprüft. Der Lesestein wurde an dem Güterweg NE Gösseiling, S Abfall des Watscherkogels aufgesammelt.

Die Schieferung wird makroskopisch durch vereinzelte Scherflächen im mm-Bereich deutlich. Im Dünnschliff bilden Ooide (\varnothing 0,2—1,5 mm) die Hauptmasse des Gesteins. Sichtbare Keime der konzentrischen Karbonatanlagerungen sind Schalenbruchstücke, Karbonatkristalle und Foraminiferen. In einem Ooid tritt als Kern ein Krinoidenstielglied auf. Vereinzelt sind zwei (selten mehr) Ooide durch sedimentäre Kalkumkrustung zu einem ovalen „Großooid“ verwachsen.

Die Schichtung (ss) wird durch Materialwechsel von dicht gepackten Ooidbereichen zu Lagen feinstkristalliner Karbonatmatrix mit vereinzelt eingestreuten Ooiden und Foraminiferen deutlich. Letztere werden vereinzelt von einer Karbonatlage umgeben und können in dem ss stark angereichert auftreten.

Die Schieferung wird über eine Drucklösung der Ooide abgebildet, diese verläuft \pm in einer Ebene. Die Ooide sind dort im Kontakt zueinander korrodiert und stylolithisch verzahnt. Die Zapfen der Mikro-Stylolithen stehen \pm senkrecht auf dieser Ebene. Die Ebene senkrecht dazu zeigt keine oder nur sehr schwache Drucklösung (vgl. Taf. 1, Fig. 3).

Die Winkel zwischen ss und s schwanken zwischen 5 und 10° . In dicht gepackten Ooidbereichen ist nur selten eine durchlaufende Schieferungsebene an Drucklösungskontakten zwischen einzelnen Ooiden zu erkennen. Die Schieferung wird in lockerer gepackten Ooidlagen deutlicher, hier treten parallel verlaufende Drucklösungsebenen auf.

3.3. Raibler Schichten

Die im Liegenden der oberkarnischen Kalke auftretenden Raibler Schichten („Halobienchiefer“) sind braune bis braunschwarze, meist feinstückig zerfallende Tonschiefer. Über eingeschaltete mm-dicke hellgelbe sandige Lagen wird vereinzelt ein ss abgebildet. Die Schieferung ist in diesen Schichten bereits makroskopisch deutlich aus-

gebildet, sie wird über Rotation des vereinzelt deutlichen ss zwischen mm-engen s-Flächenscharen und auf dem ss sichtbaren Lineationen gut abgebildet.

Im Dünnschliff wird das ss durch einen vereinzelt sichtbaren Materialwechsel zwischen dichter diffuser tonmineral- und serizitreicher Matrix und um 0,5 mm dicken quarzserizitreicheren Lagen deutlich. Bis 2,5 mm messende Schalenbruchstücke sind in das ss eingeregelt. Die quarzreicheren Lagen sind im ± 3 mm Abstand zu Linsen ausgedünnt. Daß diese Linsenbildung ein Plättungsphänomen darstellt, wird aus den sehr gleichmäßigen Abständen der Linsenverjüngungen und der auch in der Matrix abgebildeten Regelung der klastischen Hellglimmer deutlich. Wäre die Linsentextur auf sedimentären Absatz zurückzuführen, so wären ungleichmäßigere Ausbildungen der quarzreichen Körper und damit verbunden keine so deutliche Regelung der Serizite und Opaknadelchen zu erwarten. Es muß sich danach um eine das ss unter sehr spitzen Winkeln schneidende Schieferung handeln (Winkel ss/s ca. 10°). An den Grenzen und in diesen „Mini-Boudins“, sowie in der Matrix sind die Serizite und Opaknadelchen deutlich nach dem s geregelt.

Die Schieferung wird durch eine mikroskopisch feine Fältelung (Wellenlänge um 0,1 mm und kleiner) überprägt, deren Flanken können vereinzelt in mikroskopische Scherflächen übergehen. Besonders deutlich wird diese Fältelung an geregelten Schalenbruchstücken. Diese sind wellig verbogen, vereinzelt von Scherflächen durchsetzt. Dabei wurden sie zwischen den steilen Scherflächen leicht aus der Ausgangslage rotiert. Unter gekreuzten Nicols wird die Fältelung in der Matrix durch schmale, parallel laufende, einheitlich auslöschende Streifen im 0,05 bis 0,1 mm Abstand abgebildet. Diese feine Fältelung mit vereinzelt parallel verlaufenden Scherflächen ist Abbild einer die erste Schieferung überprägenden zweiten Deformationsphase (Vgl. dazu Kap. 3.6. und Kap. 4.).

In einem Aufschluß nördlich Thalsdorf (W Launsdorf) konnte die Raumlage der einzelnen s-Flächenscharen festgestellt werden. Die erste Schieferung (s_1) schneidet das ss unter spitzem Winkel und fällt mit ca. 20° nach E bis ESE ein. Die zweite Deformationsphase bildet dort steiler stehende Scherflächen (s_2) aus, die mit 45 bis 60° nach NE einfallen.

3.4. Werfener Schichten

Die überwiegend klastischen Ablagerungen der Werfener Schichten zeigen in einzelnen Gesteinstypen Schieferungen oder Andeutungen einer Kleinfältelung. Es sind dabei vorwiegend die feinsandig-tonigen Anteile mit deutlicher Schichtung im mm-Bereich, die im Gegensatz zu den Sandsteinen derartige Scherflächen gut abbilden.

In den pelitischen sandigen Schiefen wird ein deutliches ss (Wechsel von quarz- zu glimmerreicheren Lagen) unter spitzem Winkel (ca. $10\text{--}15^\circ$) von einer feinen Parallelschieferung geschnitten. Im Dünnschliff (Sandstein der Werfener Schichten, N Gösseing, Krappfeld) wird das s von geregelten klastischen Seriziten und Muskoviten abgebildet. An der Regelung beteiligen sich die in den untersuchten Werfener Schichten häufig auftretenden Biotite (oft als Mikro-Biotit, BECK-MANNAGETTA 1959: 330) und auch um 0,05 bis 0,1 mm messende Opaknadelchen. Die Regelungsebene der Glimmer schneidet das ss unter spitzem Winkel.

Die gesamte ss+s-Textur mit deutlicher Glimmerregelung wird nachfolgend von einer Mikrofältelung mit ca. 0,5 mm Wellenlänge überprägt. Diese bildet im Handstück auf dem ss eine feine Runzelung ab. Die Fältelung wird besonders in glimmerreichen Lagen deutlich, dort treten das Gefüge durchdringende Knickfältchen auf, die in quarzreichen Lagen nur über wellige Verbiegungen der Einzelglimmer nachweisbar sind. Vereinzelt gehen die Schenkel der Fältchen in das ss unter großen Winkeln

schneidende Scherflächen über, die Glimmer zwischen ihnen sind verbogen, oft randlich in diese Flächen einrotiert.

In den feinkörnigen Sandsteinen der Werfener Schichten ist diese Fältelung des ss (Wellenlänge hier von 0,1 bis ca. 1 mm) mit Ausbildung vereinzelter Scherflächen der einzige sichere Hinweis auf tektonische Durchbewegung. Dabei ist zwischen einer Fältelung mit steiler Achsenebene (in Bezug zu dem ss) und damit verbundenen vereinzelt Scherflächen und das ss unter ca. 45° durchsetzenden, an verbogenen und vereinzelt rotierten Glimmern ablesbaren Scherflächen zu unterscheiden (Taf. 1, Fig. 4). Ob es sich dabei um ein Scherflächenpaar eines einzigen Formungsaktes oder aber um zwei Deformationsphasen mit zeitlich zu trennenden Scherflächenscharen handelt, kann auf Grund der undeutlich abgebildeten s-Flächen nicht entschieden werden. Eine intensive durchdringende Schieferung, die das ss unter spitzen Winkeln durchsetzt, konnte in den Sandsteinen nicht nachgewiesen werden. Auf Grund der Materialkompetenz sind es hier (im Gegensatz zu den pelitischen Gesteinstypen) wahrscheinlich nur Fältelungen und angedeutete steiler stehende Scherflächen, die das ss durchsetzen.

3.5. Permoskythsandstein

Die oft grobklastischen Sandsteine des Permoskyths bilden eine Schieferung auf Grund seltener schichtsilikatreicherer Lagen schlecht ab. Eine Schichtung ist in den Aufschlüssen über Geröllagen und pelitischere Einschaltungen oft gut zu erkennen. Vereinzelt werden dort an den Schichtgrenzen enge, zu dem ss spitzwinklig stehende s-Flächen abgebildet. Als Beispiel soll hier ein Aufschluß in den Griffener Bergen angeführt werden (Aufschluß an der Packer Bundesstraße, große Straßenkurve südlich Wh. Tabakfastl). Eine steil stehende s_2 -Flächenschar tritt hier gemeinsam mit einem das ss spitzwinklig schneidenden s_1 auf. Eventuell handelt es sich hier auch um zwei s-Flächenscharen eines einzigen Formungsaktes. Die Scharen fallen \pm nach E ein. Im Aufschluß finden sich ferner wellige Verbiegungen der Sandsteine um \pm W—E-Achsen.

Die feinkörnigen Sandsteinlagen zeigen im Dünnschliff vorwiegend Quarze mit runden klastischen Kornformen, diagenetisch (? anchizonal metamorph) gebildete Fortwachsungen treten an einzelnen Körnern auf. Das ss wird über Materialwechsel dichter Quarz-Feldspathbereiche gegen glimmerreichere Partien mit feinkörniger Quarzmatrix abgebildet, klastische Muskovite sind in das ss eingeregelt.

Eine Schieferung wird über Regelungen zwischen Quarzen eingelagerter Serizite und Chlorite deutlich. Die in das ss eingeregelt Muskovite sind oft verbogen, mit den Kristallenden vereinzelt deutlich in das s einrotiert. Diese Regelung tritt in glimmerreichen Lagen und quarzreicher Matrix auf. Dabei schneidet das s die Schichtung in glimmerreichen Lagen unter ca. 20°, in quarzreicheren Partien unter 70—80° und fällt dabei \pm nach E bis SE ein.

In einem geröllreicheren Sandstein des gleichen Aufschlusses treten unter dem Mikroskop keine über Glimmer ablesbaren s-Flächenscharen auf. Es finden sich hier jedoch Mikro-s-Flächenscharen, die Quarzgeröllchen und polykristalline Quarze in einheitlicher Orientierung durchsetzen. Von diesen s-Flächenscharen werden alle Geröllchen und größere Einzelquarze über den gesamten Schliffbereich in gleicher Weise betroffen. Die s-Flächen sind nicht auf einzelne Körner beschränkt oder von Korn zu Korn aus der Ausgangslage rotiert. Sie können somit nicht vor der Ablagerung der Geröllchen erworben worden sein, sondern sind auf tektonische Beanspruchung nach der Sedimentation zurückzuführen.

Über diese s-Flächen zeichnen sich in den Geröllchen zwei Richtungen ab (Taf. 1, Fig. 5). Eine s-Flächenschar durchsetzt das ss unter spitzen Winkeln (ca. 15°), ein

weiteres, steiler stehendes *s* (ca. 55° gegen *ss*) rotiert vereinzelt nachweisbar das erste *s*. Damit wird auch deutlich, daß größere Anteile der Felderungen und extremen Verbiegungen (deutliche Undulationen) in den klastischen Quarzen des Permoskythsandsteins auf diese alpidische Durchbewegung zurückzuführen sind.

Ein nahezu identes Deformationsbild zeigt ein Dünnschliff eines geröllführenden Sandsteins vom SE Abfall des Ulrichsberges (Fahrstraße zur Ulrichsberger Alm, Höhe ca. 780 m NN). Das hier \pm saiger stehende *ss*, über Gerölllagen ablesbar, wird von einer unter $\pm 45^\circ$ nach SW fallenden Bruchschieferung durchsetzt. Diese ist besonders gut an den großen Quarzgeröllchen zu erkennen. Eine weitere *s*-Flächenschar schneidet das *ss* unter spitzen Winkeln.

3.6. Silt-Tonsteine des Rotliegend

Die roten Silt-Tonsteine zeigen in der postvariszischen Transgressionsserie die eindrucksvollsten Schieferungsbilder. Bereits in Aufschluß und Handstück wird die feinschiefrige Textur der Tonsteine deutlich, die Schichtung ist dort meist nur über vereinzelt eingeschaltete Sandsteinlagen zu erkennen. Fehlen diese, so tritt an die Stelle der makroskopisch erkennbaren Schichtung eine enge Parallelschieferung, das *ss* ist dann nur noch im Dünnschliff zu erkennen.

Die Schieferung äußert sich (Handstück aus dem Aufschluß an dem neuen Forstweg SW Wh. Preglitzer, SW Hst. St. Walburgen, SW Eberstein, Görtschitztal) in einer engen parallelen *s*-Flächenschar, sowohl in N—S- als auch in W—E-Schnittlage deutlich abgebildet. In beiden Schnittlagen ist die Schichtung nur noch in Relikten an Quarz-Serizit-reicheren Lagen zu erkennen. Diese sind im mm-Bereich isoklinal überfaltet und werden von der Parallelschieferung durchsetzt und zerschert (Taf. 2, Fig. 7). Dabei wurden ursprüngliche Schichtzusammenhänge aufgelöst, Teile dieser Quarz-Serizit-Lagen sind abgerissen, isoliert und zu linsenförmigen Körpern ausgezogen worden. Es handelt sich hier um einen die intensive Parallelschieferung begleitenden Plättungs- und damit Streckungsvorgang, ablesbar an der linsenförmigen Auflösung der Schichtung und den an vielen, um 0,05 mm messenden Quarzen auftretenden Streckungshöfen. Um die klastischen Quarze sind dabei während der Durchbewegung in Streckungsrichtung Hohlräume entstanden, die nachfolgend mit feinstkörnigem Quarz und Phyllosilikaten gefüllt wurden (Taf. 2, Fig. 9).

Im Gegensatz zur N—S-Schnittlage zeigt der W—E-Schnitt im Dünnschliff deutlichere und extremere Streckungsbildungen. Es deutet sich hier eine W—E bis WNW—ESE-Streckung des Gesteinsverbandes an.

Die enge Parallelschieferung tritt auch in Silt-Tonsteinen auf, die den basalen Fanglomeraten des Rotliegend angehören und besonders gut an der Fahrstraße NE Eberstein, NE Ruine Gillitzstein, am Ostrand des Görtschitztales aufgeschlossen sind. Auch hier finden sich Streckungshöfe um die klastischen Quarze, eine eindeutige str-Richtung war hier jedoch nicht nachweisbar.

Nachfolgend tritt hier eine, die Parallelschieferung überprägende Kleinfältelung im mm-Bereich auf (Taf. 2, Fig. 10), die mit steil stehenden Scherflächen an den Falten-schenkeln gekoppelt sein kann, vereinzelt in diese übergeht oder aber von einer steil stehenden Bruchschieferung vertreten wird. Vereinzelt deuten sich bereits syn- und antithetische Scherflächenscharen an. Es handelt sich hier um eine eindeutig zweite Deformationsphase (vgl. dazu auch Kap. 4.), die allerdings in Einzelpartien der Silt-Tonsteine auftritt und den Gesteinsverband nicht gleichmäßig überprägt. Die Scherflächen dieser Deformation streichen etwa N—S und fallen steil nach W ein. Die Achsen der Fältelung streichen gleichfalls N—S, können aber aus dieser Richtung herausdrehen.

Fältelungen im Dünnschliffbereich treten auch an Rotliegend-Gesteinen der Griffener Berge auf. Es sind offene Fältchen im 0,5 bis 1 mm Bereich in Siltsteinen des Unt. Rotliegend (Taf. 2, Fig. 8), begleitet von einer durch Glimmerregelung abgebildeten Schieferung. Auch hier wurde die Schichtung durch die Intensivschieferung in weiten Bereichen zerstört und liegt dann nur in Relikten vor. Dabei kann in den Dünnschliffen auch beobachtet werden, daß mit zunehmendem Quarzanteil die Schieferungen und Fältchen undeutlicher abgebildet werden.

In den grünen Tuffen und Tuffiten des mittleren und höheren Rotliegend der Griffener Berge können vereinzelt das ss spitzwinklig durchsetzende Scherflächenscharen beobachtet werden, meist an deformierten Glimmern ablesbar. Vereinzelt tritt auch eine Fältelung feinstkörniger gradiertes Schichtung auf, begleitet von einer steil stehenden Schieferung.

4. Zum Problem der Abtrennung variszischer/alpidischer Deformationsanteile in der Magdalensbergserie

Aus den im Profil des Postvariszikums nachgewiesenen Schieferungen geht eindeutig eine alpidische Durchbewegung der gesamten postvariszischen Transgressionsserie hervor. Da das Postvariszikum die variszisch geprägte Magdalensbergserie transgressiv überlagert, ergibt sich nun die Möglichkeit, über das alpidische Gefügeinventar des Postvariszikums die gleichfalls alpidischen Gefügeelemente der liegenden Magdalensbergserie zu erkennen und von den dort auftretenden variszischen Anteilen abzutrennen. Als Voraussetzung für diese Untersuchungen ist der Nachweis eines transgressiven Kontaktes (keiner Verwerfung!) nötig, sei es durch direkten Aufschluß oder durch Kartierung.

Als Beispiel soll hier die Überlagerung der Magdalensbergserie durch das Unt. Rotliegend NE Eberstein am Ostrand des Krappfeldes herangezogen werden. Die phyllitischen Tonschiefer der Magdalensbergserie sind an der Straße von Eberstein nach St. Oswald in der Wegkurve unmittelbar SE Ruine Gillitzstein gut aufgeschlossen, die Fanglomerate und Silt-Tonsteine des hangenden Rotliegend stehen in der Wegkurve N vlg. Höffernig in einem Straßenaufschluß an (vgl. dazu auch die Geol. Karten bei STREHL 1962 und LEGGIEWIE & THIEDIG 1977). Der Transgressionskontakt Magdalensbergserie/hangendes Rotliegend ist nicht aufgeschlossen, war aber 1961 von STREHL in einem Schurf freigelegt.

Die Indizierung der Schieferungen und Faltungen in den phyllitischen Tonschiefern der Magdalensbergserie mittels gefalteter Quarzlagen (NABHOLZ & VOLL 1963; VOLL 1960; 1969) erbrachte für diese Gesteine den Nachweis einer intensiven s_2 -Schieferung, über B_2 -Quarzfalten (cm-Bereich) ablesbar. Nachfolgend tritt eine steil stehende Bruchschieferung auf, verbunden mit Knickfältchen, Flexuren und Knickbändern im mm-Bereich. Sie soll hier als B_3/s_3 -Deformation bezeichnet werden, es könnte sich aber ebensogut um eine höher zu indizierende Deformation in der Folge des B_2/s_2 handeln.

Im Dünnschliff wird das s_2 über eine intensive Parallelschieferung abgebildet, vereinzelt sind auch Streckungshöfe um Opakkörnchen nachweisbar (zweite Streckung — str_2). Die Schichtung, ablesbar über Quarz-Hellglimmer-Lagen und Streifen feinsten Opakstaubes, wird zwischen den s_2 -Scharen isoklinal verfaltet und zerschert (B_2 -Faltung). Die erste Schieferung (s_1) ist über ca. 0,05 bis 0,1 mm messende Quarzgängchen zu erkennen (vgl. Taf. 2, Fig. 11). Diese schneiden das ss unter spitzem Winkel und werden wie das ss von B_2 gleichfalls wiedergefaltet. Die nachfolgende B_3 -Deformation äußert sich über mm-Knickfältchen und steil das s_2 durchsetzende Scherflächen, oft in Fältchen oder Knickbänder übergehend.

Auf die Deformation der hangenden Silt-Tonsteine des Rotliegenden mit enger Parallelschieferung, damit verbundenen Streckungshöfen um die klastischen Quarze und nachfolgender Kleinfältelung, verbunden mit steil stehenden Scherflächen, wurde bereits in Kap. 3.6. hingewiesen (vgl. Taf. 2, Fig. 10). Diese letzte Deformation der Rotliegend-Silt-Tonsteine stimmt mit der B_3/s_3 -Deformation der phyllitischen Tonschiefer der Magdalensbergserie überein. Es muß sich dabei um die letzte alpidische Deformation in beiden Schichtgliedern handeln. Daraus folgt, daß die enge parallele s_2 -Schieferung (verbunden mit B_2 -Isoklinalfältelung und str_2) der phyllitischen Tonschiefer der intensiven Parallelschieferung (mit Isoklinalfältelung des ss und ebenfalls vorhandener Streckung str) in den Silt-Tonsteinen des Rotliegend entsprechen muß, also gleichfalls alpidisches Alter aufweist. (Da beide Gesteinstypen annähernd gleiche Materialinkompetenz aufweisen dürften, ist dieser direkte Vergleich zulässig!). Damit verbleibt lediglich die s_1 -Schieferung der phyllitischen Tonschiefer als variszischer Anteil der Deformation.

Es muß hier betont werden, daß dieser direkte Vergleich der Deformationsanteile in beiden Schichtkomplexen nur für dieses eng begrenzte Areal gültig ist. In anderen Gebieten mit nachgewiesener Transgression des Postvariszikums können andere Verhältnisse herrschen. Die phyllitischen Tonschiefer der Magdalensbergserie können dort z. B. insgesamt mehr als drei Deformationsphasen aufweisen, ebenso wäre eine mehrfache Schieferung der basalen Anteile des Postvariszikums denkbar. Eine genaue flächenhafte Erfassung der alpidischen Deformationsanteile in der Magdalensbergserie ist also nur über weitergehende regionale Untersuchungen im Grenzbereich zum transgressiven Postvariszikum unter Erfassung der Deformationsanteile in beiden Komplexen und nachfolgenden direkten Vergleichen möglich.

Ein erster Überblick ergibt für die untersuchten Gesteine folgendes Bild der alpidischen Überprägung: In der Oberkreide wurde bisher nur eine Schieferung beobachtet, sie schneidet das ss unter wechselnden Winkeln. In den restlichen untersuchten Schichtgliedern wurde eine das ss spitzwinklig schneidende Schieferung beobachtet, die je nach Materialkompetenz auch größere Winkel zu dem ss einnehmen kann. Nachfolgend tritt in inkompetenten Gesteinstypen eine Kleinfältelung mit Knickungen und vereinzelt beobachtbaren Schieferungsflächen auf.

5. Beobachtete Falten in dem Postvariszikum

Falten im cm- bis mehrere m-Bereich wurden lediglich in wenigen Aufschlüssen beobachtet. In der Oberkreide wurden mehrere m-große Falten im Steinbruch Wietersdorf angetroffen. Die konstruierte Achsenlage einer eingemessenen Falte (Abb. 2, Diagramm D) zeigt eine WNW—ESE-Achsenrichtung. Daneben finden sich vereinzelt offene Verbiegungen und Fältchen (vgl. Taf. 3, Fig. 12), Isoklinalfalten wurden in den Sedimenten der Oberkreide nicht angetroffen.

In den karnischen Schiefen N Thalsdorf, W Launsdorf, wurden Isoklinalfalten im cm-Bereich beobachtet (vgl. Taf. 3, Fig. 14). Die Faltenachsen streichen etwa NNE—SSW, eine achsenebenenparallele Schieferung wird in Einzelbereichen deutlich. Die bisher einzigen Deformationshinweise in den triadischen Dolomiten fanden sich S St. Paul/Lavanttal. Dort traten in einem Aufschluß offen verfaltete, plattige Dolomite des Ladin auf. Diese Falten deuten eine Ostvergenz an, eine Schieferung wurde nicht beobachtet (vgl. Taf. 3, Fig. 15).

An der Fahrstraße am SE Abfall des Ulrichsberges (Höhe ca. 800 m NN) treten über geröllführenden Permoskythsandsteinen pelitreichere Sandsteine der Werfener Schichten auf, die vereinzelt Falten aufweisen. Neben einer cm-großen Isoklinalfalte (Lesestein)

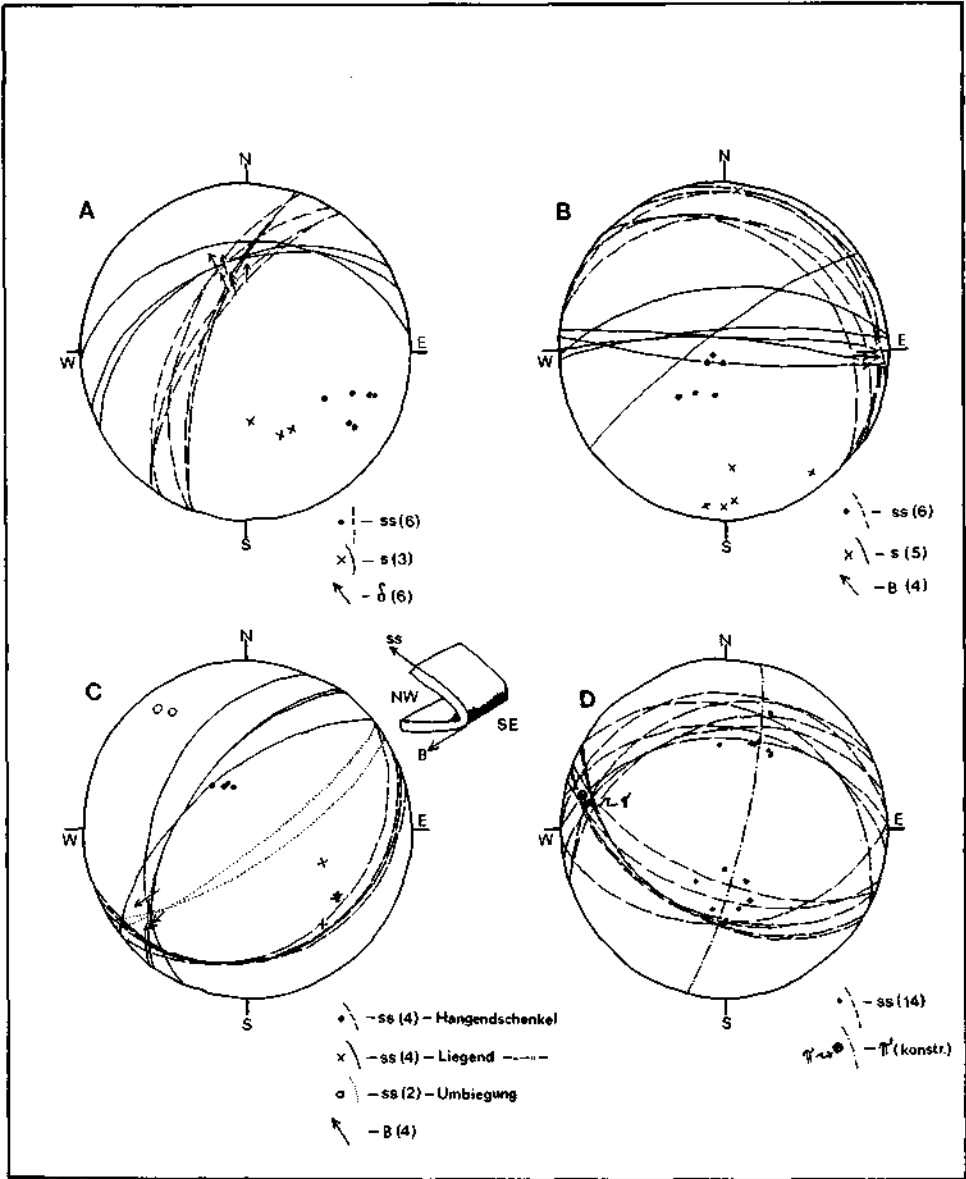


Abb. 2: Gefügediagramme

Diagramm A: Schichtung (ss) und Schieferung (s) im Kreidemergel, δ = Überschneidungs-linear ss/s. Kreidemergel S Höhenwirt, SW Guttaring, Nordrand des Krappfeldes.

Diagramm B: Schichtung und steil stehende s-Flächen im Kreidemergel, Verbiegung mit Achse (B) überprägt das s im cm-Bereich. Kreidemergel WSW Hornburg (Zufahrt zum Kramer), S Klein St. Paul, Ostrand Görtschitztal.

Diagramm C: Falte (dm-Bereich) in pelitischen Sandsteinen der Werfener Schichten. Schematische Darstellung der Überfaltung rechts oberhalb des Diagramms. Werfener Schichten, Fahrstraße am SE Abfall des Ulrichsberges, Höhe ca. 800 m NN.

Diagramm D: Falte in Kreidemergel. Straßenkehre ca. 600 m SW Kirche Mariahilf, NW Wieting. Zeichenerläuterung mit Anzahl der Meßwerte (in Klammern) rechts unter den Diagrammen.

fand sich auch eine dm-große anstehende Isoklinalfalte mit einer NE—SW-Achsenrichtung (vgl. Abb. 2, Diagramm C; Taf. 3, Fig. 16 und 17). Von der Überfaltung wird nur die Schichtung der Sandsteine betroffen, eine ältere mit dem ss überfaltete Schieferung tritt nicht auf. In den Dünnschliffen treten nur vereinzelt auf die Falten zu beziehende Scherflächen auf, über einheitlich verbogene Glimmer oder Glimmerenden ablesbar.

Über die aufgefundenen Isoklinalfalten in den Rotliegend-Silt-Tonsteinen wurde bereits in Kap. 3.6. berichtet.

Die größte bisher beobachtete Faltenstruktur, ein Permoskyth-Aufbruch bei Ruden in den St. Pauler Bergen, ist leider nicht besonders gut aufgeschlossen. Nördlich des Höllgrabens (NE Ruden) befindet sich, im Norden, Osten und Süden von mitteltriadischen Dolomiten umgeben, ein etwa 700 m langes und 150—200 m breites, WSW-ENE streichendes Vorkommen von Rotliegend, Permoskythsandstein und Werfener Schichten in steiler Lagerung, das man als größere Falte deuten kann. Die Struktur ist im Westen durch die N—S streichende Griffener Störung abgeschnitten (WENZLAU 1977). Ein weiterer paralleler Bruch mit einer horizontalen Komponente teilt die Falte.

Generelle Aussagen über die Verbreitung einzelner Achsenrichtungen und deren Zuordnung zu verschiedenen Falten Typen sind bisher nicht möglich. Neben W—E-treten WNW—ESE-, NE—SW- und N—S-Achsenrichtungen auf.

Unmittelbar südlich des Ortes St. Paul i. L. sind an der Fahrstraße zum Johannesberg mitteltriadische Schichten aufgeschlossen, die entgegen der generellen Fallrichtung in den St. Pauler Bergen nach Süden geneigt sind und nach unseren bisherigen Beobachtungen offenbar invers liegen. Unsere bisherigen Versuche, diese Struktur durch einfache Bruchtektonik zu erklären, befriedigen nicht. Auch in den ca. 8 km nördlich gelegenen Griffener Bergen kennen wir Bereiche, in denen die Lagerungsverhältnisse nicht durch einfache Bruchtektonik erklärbar sind. In allen uns bekannten Fällen sind an diesen tektonischen Deformationen entweder die hier gipshaltigen Werfener Schichten oder tonige Raibler Schichten beteiligt. Die Tatsache, daß Isoklinalfalten bisher nur im Rotliegenden, in den Werfener Schichten und den Schiefern des Karn beobachtet wurden, unterstreicht die geringe Kompetenz dieser Einheiten und damit offensichtlich höhere Beweglichkeit bei tektonischer Beanspruchung. So wären Verschiebungen innerhalb der Gesteinsfolge wahrscheinlich auf diese Niveaus beschränkt.

Das Auftreten isoklinarer Falten im cm- bis dm-Bereich beinhaltet ferner die Möglichkeit, daß entsprechende größere Isoklinalfalten (evtl. im 10 m- bis 100 m-Bereich) angetroffen werden und damit auch einzelne Gesteinseinheiten invertiert sein können. Insgesamt zeigen aber St. Pauler, Griffener und Krappfeld Permomesozoikum aufrechte Schichtlagerung.

Die Suche nach weiteren Strukturen und die Abklärung der bisher gefundenen Falten ist durch M. SEEGER (Hamburg) eingeleitet.

6. Zur Metamorphose der Magdalensbergserie und des Postvariszikums

Als hangendster tektonischer Einheit des Saualpen-Kristallins wurde der Magdalensbergserie („Tonschiefergruppe“) bisher allgemein eine anchizonale Metamorphose zugeordnet. Aus der transgressiven Überlagerung des Postvariszikums wurde allgemein ein variszisches Alter für Tektonik und Metamorphose der Magdalensbergserie und liegender Phyllitgruppe abgeleitet.

Dafür sprachen auch die Untersuchungen von FRANK & RIEHL-HERWIRSCH (1971), nach denen zwischen oberkarbonisch-permischem Deckgebirge und dem schwach

metamorphen Altpaläozoikum ein deutlicher Sprung in der Illitkristallinität besteht. Oberkarbon und Perm werden dort eine Illitkristallinität von 7 bis 11 (Grenze Diagenese/Anchizone wird z. T. gerade erreicht) zugeschrieben, die oberen Tonschiefer der Magdalensbergserie wurden danach von einer Metamorphose an der Grenze Anchi-/Epizone (IK = 4—5) überprägt.

Die bisherigen Untersuchungen in Zusammenarbeit mit dem Inst. für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg sprechen einerseits für einen Metamorphosesprung zwischen Postvariszikum und Magdalensbergserie, andererseits aber auch für eine z. T. nicht unerhebliche Metamorphoseprägung des Postvariszikums, deren genauer Umfang bisher noch nicht geklärt und Gegenstand eines gemeinschaftlichen Untersuchungsprogrammes ist.

7. Zur Bedeutung der alpidischen Schieferung für den regionalen Bau

Aus der oben beschriebenen Deformation des Postvariszikums und der Oberkreide wird klar, daß die über liegender Magdalensbergserie auftretenden Schichten von einer (mehreren) alpidischen Bewegung(en) betroffen wurden. Als Folgezung ergibt sich für die liegende Magdalensbergserie ein eindeutiger alpidischer Anteil der Deformation. Das Auftreten der Schieferung in verschiedenen lithologischen Einheiten des Profils, sowie deren Ausbildung mit Drucklösung und Glimmerregelung kann nicht auf Bruchtektonik zurückgeführt werden. Das über der Magdalensbergserie transgressiv folgende Postvariszikum mit hangender Oberkreide wurde vielmehr mit den liegenden Anteilen gemeinsam alpidisch durchbewegt und dabei zerschiefert. Dieses hat für den regionalen Bau des Gebirges weitreichende Konsequenzen:

(1) Für den gemeinsamen alpidischen Schub von Magdalensbergserie und hangendem Postvariszikum stellt die alpidische Schieferung den ersten Beweis dar.

(2) Über die Zerschieferung des Postvariszikums kann nun durch vergleichende gefügekundliche Untersuchungen der alpidische Anteil der Deformation in der liegenden Magdalensbergserie von variszischen Anteilen abgetrennt werden (Vgl. Kap. 4.).

(3) Damit ergibt sich ferner die Möglichkeit, die alpidische Deformation (und die alpidische Metamorphose) auch in den unter der Magdalensbergserie folgenden Kristallinanteilen (Phyllitgruppe, Glimmerschiefergruppe) zu erkennen. Eine ausschließlich variszische Prägung (Tektonik, Metamorphose) in liegender Phyllit- und Glimmerschiefergruppe ist damit sehr unwahrscheinlich geworden, eine allein auf die Magdalensbergserie mit hangendem Postvariszikum beschränkte alpidische Deformation kaum vorstellbar.

Die beobachtete offene B_3 -Faltung in dem Kristallin am Ostrand der Gurktaler Alpen (v. GÖSEN 1978) stellt wahrscheinlich eine alpidische Bildung dar.

(4) Da das Postvariszikum im Transgressionsverband mit der Magdalensbergserie steht, muß eine großregionale alpidische Überschiebungsbahn (Decken- oder Teildeckenbahn) im Liegenden (oder innerhalb?) der Magdalensbergserie gesucht werden. Wahrscheinlich stellt die Grenze Magdalensbergserie/Phyllitgruppe eine erste große alpidische Überschiebung dar, analog den Verhältnissen im Murauer Raum, wo die hangende Metadiabasserie die liegende Phyllitgruppe überschob. Weitere Überschiebungsbahnen im Liegendkristallin sind nach unserer Auffassung wahrscheinlich.

(5) Damit gewinnt die Vorstellung TOLLMANNs an Gewicht, nach der die Gurktaler Decke ein „überregionales Phänomen“ darstellt (TOLLMANN 1971) und sich aus dem Raum Stangalm-Murau bis an den Südrand der Saualpe und von dort weiter nach Osten und Südosten erstreckt (Übersicht bei TOLLMANN 1977).

(6) Es wäre jetzt zu prüfen, ob die großtektonische Gliederung der Baueinheiten

innerhalb des Kristallins — Mittelostalpin, Oberostalpin mit liegender „Murauer“ und hangender „Stolzalpen“ Teildecke, letztere mit primärer Sedimentbedeckung (TOLLMANN 1959, 1963, 1977) — auf den weiten Bereich der Saualpe und deren Umrahmung beweisbar zu übertragen ist.

(7) In diesem Zusammenhang ergibt sich die Möglichkeit, den von KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER (1975) beschriebenen synmetamorphen Überschiebungsbau innerhalb der Phyllitgruppe am Südrand der Saualpe entgegen der Auffassung der Autoren mit TOLLMANN (1977: 273) als mögliche alpidische Überschiebungstektonik innerhalb der Gurktaler Decke zu deuten. Dem Einwand TOLLMANNs, ein variszisches Alter der Überschiebungstektonik werde durch die Deckengrenzen transgressiv überlagerndes Permomesozoikum nicht belegt (TOLLMANN 1977: 273), muß hier zugestimmt werden.

Eine Schwierigkeit bereitet dabei jedoch der von KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER (1975: 547) beschriebene metamorphe Charakter der Überschiebungen. Als Lösungsmöglichkeit bietet sich dafür eine die Überschiebungstektonik begleitende schwache alpidische Metamorphose an, die im Anfangsstadium der alpidischen Deckenbewegung wirksam war und auch die Bewegungsflächen überprägte. Die synmetamorphen Bewegungen können im Finalstadium der Deckenbewegungen schließlich kalt ausgeklungen sein. Es wäre also eine „Zwei-“ oder „Mehrphasigkeit“ der alpidischen Deckentektonik unter verschiedenen P/T-Bedingungen denkbar.

Ein Hinweis auf eine postkristalline alpidische Überschiebungstektonik stellt die von THIEDIG (1966, Abb. 22; Abb. 5 in THIEDIG & WEISSENBACH 1975) erwähnte NNE bis NE gerichtete Überschiebung weißer über blaue Marmore innerhalb der Haimburg-Trixener Marmorserie SE Brückl dar.

(8) In bezug auf eine mögliche alpidische Metamorphose in dem Kristallin des Mittel-Ostkärntner Raumes soll auf die von PREY (1978: 8) erwähnten radiometrischen Altersdatierungen an Biotiten des Stangalm-Mesozoikums verwiesen werden, die ein Alter von rund 80 Mill. Jahren erbrachten. Dieses Alter stimmt mit Werten überein, die von OXBURGH et al. (1966) über K-Ar-Altersdatierungen am Südostrand des Tauernfensters gewonnen wurden. Danach brachten altkristalline Gesteine in größerer Entfernung vom Fensterrand übereinstimmend Biotit- und Muskovit-Alter von ungefähr 80 Mill. Jahren. Es sei hier ferner auf die Biotit-Alter der Tonalitgneise im Raum Eisenkappel (Karawanken) hingewiesen, die nach SCHARBERT (1975) Werte von 29 ± 6 bzw. 28 ± 4 Mill. Jahren aufweisen. Sie sind ein Hinweis auf alpidische Durchwärmung, die in diesem Raum bis in das Tertiär reichte.

Es ist danach auch für das Mittel-Ostkärntner Kristallin eine alpidische Metamorphose nicht auszuschließen. Die letzte gemeinsame Metamorphose in Phyllit- und Glimmerschiefergruppe der Saualpe wird von KLEINSCHMIDT (1979) als variszisch angesehen, sie überprägt syn- oder posttektonisch den Falten-, Schuppen- und Deckenbau. Es soll hier die Vermutung ausgesprochen werden, daß es sich bei dieser Metamorphose um eine alpidische Bildung handelt. Dafür sprechen die Untersuchungen von MORAUF (1979, unveröff. Manuskript), die für den Wolfsberger Granitgneis eine alpidische Metamorphose belegen. Die Rb-Sr- und K-Ar-Altersdatierungen erbrachten für die Hellglimmer Alterswerte von 75 ± 3 bis 80 ± 3 Mill. Jahren, für die Biotite Werte von 73 ± 3 bis 80 ± 3 Mill. Jahren.

8. Hinweise auf das Alter alpidischer Deckenbewegung

Weit verbreitet können im Ostalpenraum mehrere Akte der alpidischen Deckenbewegungen voneinander getrennt werden. Eine voraustrische Phase im Hauterive-Barrême („austroalpine Phase“ nach TOLLMANN 1963) erbrachte erste Deckenbewe-

gungen im Ostalpin. Die Überschiebungen der ostalpinen Decken und deren Transport über das Pennin im Mittel- und Ostabschnitt der Zentralalpen waren Ergebnisse der austrischen (vorcenomanen) und subherzynischen (prägosaischen) Phasen. In den nachgosaischen Phasen im Alttertiär war die Teilbewegung der ostalpinen Decken innerhalb der Zentralalpen beendet.

Folgt man TOLLMANN'S Auffassung, nach der die Gurktaler Decke sich auch auf die Umrahmung der Saualpe erstreckt, die postvariszische Transgressionsserie und auch die Gosau des Krappfeldes und der St. Pauler Berge als hangendste Bestandteile dieser Decke angehören (TOLLMANN 1977), so deutet sich nach dem Auffinden der alpidischen Schieferung in Postvariszikum und Oberkreide für die Bewegung der Decke eine Zweiphasigkeit an:

(1) Die Transgression der Gosau über verschieden alte Schichtglieder der Trias und anchizonale Magdalensbergserie deutet auf einen älteren Bewegungsakt der Decke. Für diese Bewegungen eine intensive Bruchtektonik allein verantwortlich zu machen, ist nach dem Auffinden der alpidischen Schieferung in Postvariszikum und Gosau kaum mehr möglich. Es waren wohl die vorcenomanen und prägosaischen Phasen — in ihren ältesten Anteilen vermutlich mit einer schwachen alpidischen Metamorphose gekoppelt (Vgl. dazu auch Kap. 7 (7) (8)) —, die den Hauptschub der Decke erbrachten.

2) Nachfolgend wurde das Hangende der Decke erodiert, dabei vermutlich auch ursprünglich vorhandene jüngere Sedimente entfernt, die heute nicht mehr nachgewiesen werden können (?Rhät, ?Jura). Die Erosion legte schließlich verschieden alte Schichtglieder des Permomesozoikums und Anteile der Magdalensbergserie frei, sie griff dabei jedoch nicht auf epizonales oder höher metamorphes Kristallin.

(3) Nach der Transgression der Gosau im Krappfeld (Ober-Santon) und den St. Pauler Bergen (Ober-Coniac) kam es zur Ablagerung flyschoider Sedimente (z. T. mit submarinen Breccien; THIEDIG 1975b). Diese von großer tektonischer Unruhe zeugenden Kreidesedimente enthalten lediglich Gerölle der unterlagernden Permo-Trias und der Magdalensbergserie. Da das im Profil hangende Alttertiär des Krappfeldes (über der Kreide folgen Nummulitenkalke des Eozän mit einer basalen klastischen Serie; THIEDIG 1975a) keine Schieferung aufweist, muß es vor Ablagerung dieser Sedimente an der Grenze Kreide/Tertiär zu finalen Bewegungen der Gurktaler Decke gekommen sein. Dieses wird über die vereinzelt beobachtete Schieferung in den Kreidesedimenten nachgewiesen. Über Ausmaß und Auswirkung dieser Durchbewegung auf den Bau der Decke liegen bisher keine Hinweise vor. Die Schieferung in der Gosau kann somit als Hinweis auf laramische Bewegungen in diesem Raum gewertet werden.

4) Die für den Mittel- und Ostkärntner Raum so bedeutende Bruchtektonik setzte mit intensiveren Relativbewegungen nach dem Ausklang der Deckenbewegungen im Alttertiär ein, sie erreichte im Bereich der Saualpe und deren Umrahmung den Höhepunkt in der Steirischen Phase im Miozän (THIEDIG & WEISSENBACH 1975).

Tafel 1

Fig. 1: Schichtung (ss) und Schieferung (s) in Kreidemergel, ss wird durch angereicherte organische Substanz abgebildet, diese wird von der Schieferung unter \pm wechselnden Winkeln durchsetzt. — Dünnschliff aus den Kreidemergeln S-Höhenwirt, SW-Guttraring, N-Rand Krappfeld. (Nicols einfach). — Schnitt in E—W-Schnittlage, rechter Bildrand = W, geogr. Oben = obere Bildkante. Maßstab gilt ebenso für die restlichen Photos von Taf. 1.

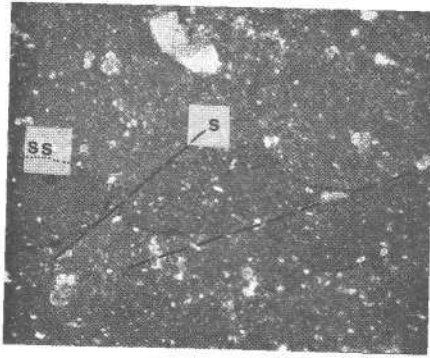
Fig. 2: Schichtung (ss) und Schieferung (s) in Kreidemergel. Das ss wird über schwache Materialwechsel abgebildet und unter einem spitzen Winkel von einem s durchsetzt. Dieses wird über geregelte Opaknadelchen und Phyllosilikatschüppchen abgebildet. — Dünnschliff aus den Kreidemergeln, Stbr. Wietersdorfer Zementwerk, Lesestein. (Nicols einfach).

Fig. 3: Schieferung in karnischem Oolith. Die Schieferung (s) wird über Drucklösungsebenen abgebildet. Die z. T. deutlichen Stylolithenzapfen stehen \pm senkrecht auf dieser Ebene. — Dünnschliff aus einem Lesestein, Feldweg NE-Gösseling, Krappfeld. (Nicols einfach).

Fig. 4: Kleinfältelung im Sandstein der Werfener Schichten, die Schichtung (ss) wird über Wechsel von quarz- zu glimmerreichen (Muskovit, Biotit) Lagen abgebildet und nachfolgend wellig verbogen. — Dünnschliff aus einem Lesestein, Feldweg NE-Gösseling, Krappfeld. (Nicols einfach).

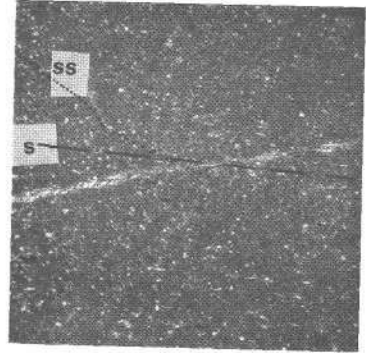
Fig. 5: Intrakristalline s-Flächenscharen im Dünnschliff eines Permoskythsandsteins. Zwei s-Flächenscharen durchsetzen klastische Quarze und polykristalline Quarzaggregate in \pm einheitlicher Orientierung über die Schlißfläche. — Permoskythsandstein, Straßenaufschluß an der Packer Bundesstraße, Straßenkurve S-Wh. Tabakfastl, Griffener Berge. — Schnitt in NW—SE-Richtung, rechter Bildrand = NW, geogr. Oben = obere Bildkante. (Nicols einfach).

Fig. 6: Regelung der Glimmer nach der Schichtung (ss) und Schieferung (s) in feinkörnigem Permoskythsandstein, Schichtung an der Häufung der Hellglimmer im unteren Bildteil zu erkennen. — Dünnschliff aus Permoskythsandstein, Straßenaufschluß an der Packer Bundesstraße, Straßenkurve S-Wh. Tabakfastl, Griffener Berge. — Schnitt in W—E-Richtung, rechter Bildrand = W, geogr. Oben = obere Bildkante. (Nicols gekreuzt).

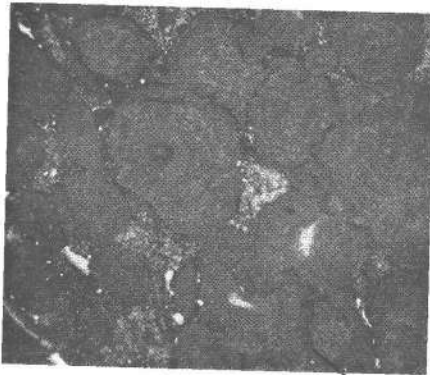


1mm

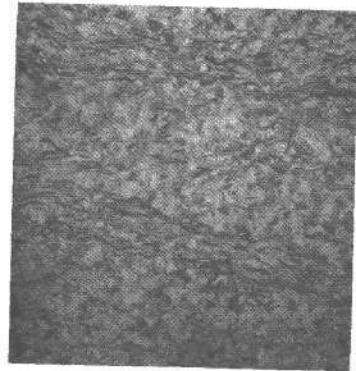
1



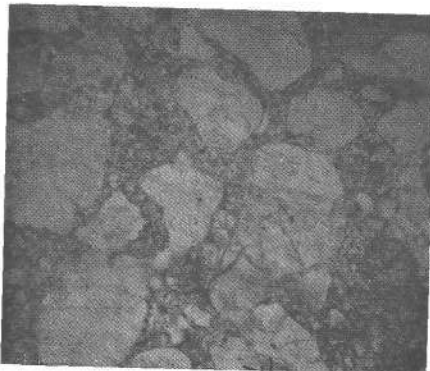
2



3



4



5



6

Tafel 1

Tafel 2

Fig. 7: Isoklinale Fältelung der Schichtung (ss), abgebildet über quarzreichere Lagen in pelitischer Matrix, im Dünnschliff eines Rotliegend-Tonsteins. Die intensive Parallelschieferung (s) zerschert diese Fältchen. — Rotliegend-Tonstein, neuer Forstweg SW-Ghf. Preglitzer, W-Rand Görtschitztal (Gutschen), SW-Hst. St. Walburgen. — Schnitt in W—E-Schnittlage, rechter Bildrand = E, geogr. Oben = obere Bildkante. (Nicols einfach). — Maßstab s. rechts unten (gilt auch für die restl. Fig. der Taf. 2, ausgenommen Fig. 9).

Fig. 8: Fältelung der Schichtung in dem Dünnschliff eines Rotliegend Silt-Tonsteins, eine Schieferung wird hier nicht deutlich abgebildet. (Nicols einfach). — Lesestein, NW-vlg. Ternonig, N-St. Kollmann, Griffener Berge.

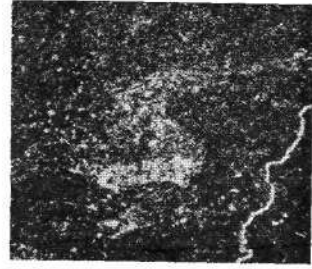
Fig. 9: Schieferungsdetail aus dem Dünnschliff der Fig. 7. Eine intensive Parallelschieferung (s) ist mit einer deutlichen Streckung (str) des Gesteinsverbandes gekoppelt, diese wird an Streckungshöfen um die klastischen Quarze deutlich. Eine Schichtung (ss) wird in diesem Bildausschnitt nicht deutlich. — Lokalität vgl. Fig. 7. — Schnitt in W—E-Schnittlage, E = rechte obere Bildecke, geogr. Oben = linke obere Bildecke. (Nicols einfach).

Fig. 10: Schieferung (s) und nachfolgend überprägende Kleinfältelung mit Ansatz zur Ausbildung eines nachfolgenden s (gestrichelt) im Dünnschliff eines Rotliegend Silt-Tonsteins. Eine Schichtung ist nicht mehr erkennbar. Die Haupt-Schieferung dürfte dem s der Fig. 7 und 9 entsprechen. — Dünnschliff aus Rotliegend Silt-Tonstein, Wegkurve N-vlg. Höffernig, Straße Eberstein—St. Oswald, NE—Ruine Gillitzstein, E-Rand Görtschitztal. — Schnitt in W—E-Schnittlage, linker Bildrand = E, geogr. Oben = oberer Bildrand. (Nicols einfach).

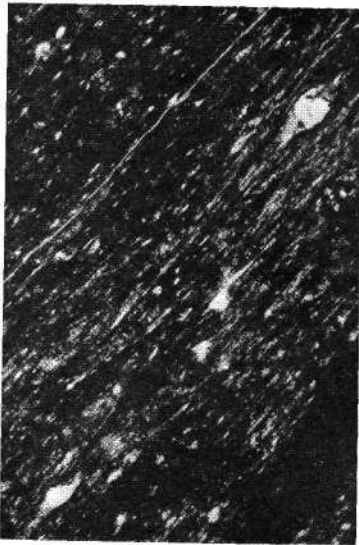
Fig. 11: Dünnschliff aus einem phyllitischen Tonschiefer der Magdalensbergserie. Hauptschieferung ist ein s_2 , die damit verbundene B_2 -Faltung überfaltet das ss (helle Quarz—Feldspat-Bereiche mit Lagen von Opakstaub) und die s_1 -nachweisenden Quarzgängchen (linker Bildteil). Die Schichtung (ss) und das nur selten zu erkennende s_1 sind zwischen s_2 zu Linsen zerschert. Das s_2 dieses Schiefers entspricht dem Haupt-s von Fig. 10 (wahrscheinlich auch Fig. 7 u. 9), ist damit alpidisch. Das s_1 verbleibt den phyll. Tonschiefern als variszischer Anteil der Deformation. Die Kleinfältelung der Fig. 10 tritt auch in den phyll. Tonschiefern der Fig. 11 auf, wird aber von diesem Bildausschnitt nicht erfaßt. In der gesamten Deformationsabfolge stellt sie die B_3/s_3 -Deformation dar, ist ebenfalls alpidisch (Vgl. dazu Kap. 4). — Phyll. Tonschiefer der Magdalensbergserie, Straßenaufschluß in der Wegkurve unmittelbar SE-Ruine Gillitzstein, Straße Eberstein—St. Oswald, E-Rand Görtschitztal. — Schnitt in E—W-Schnittlage, linker Bildrand = W, geogr. Oben = oberer Bildrand. (Nicols einfach).



7



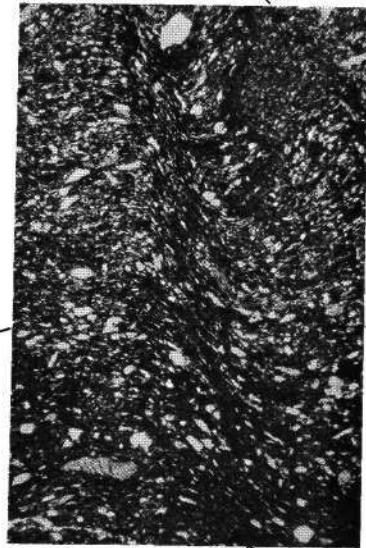
8



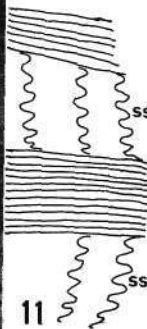
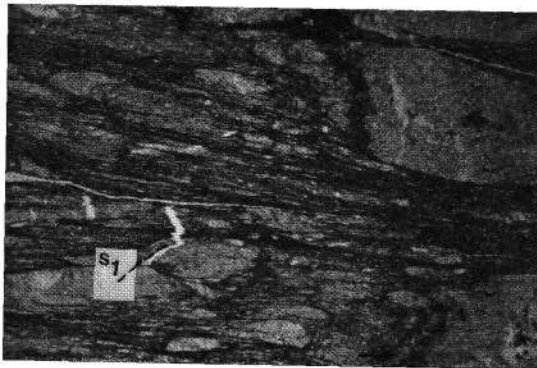
9

s+str

0.5 mm



10



ss

s₂+str₂

ss

1 mm

11

Tafel 2

Tafel 3

Fig. 12: Handstück aus einer Falte im Kreidemergel. Als Ergebnis der Überschneidung von Schichtung und Schieferung tritt auf der überfalteten Schichtfläche eine Lineation im mm-Bereich auf. Die Faltenachse verläuft \pm NW—SE. — Kreidemergel SW—Wieting, Wegrandaufschluß SW—Zedlkogel. Maßstab: 1 Teilstrich = 1 mm.

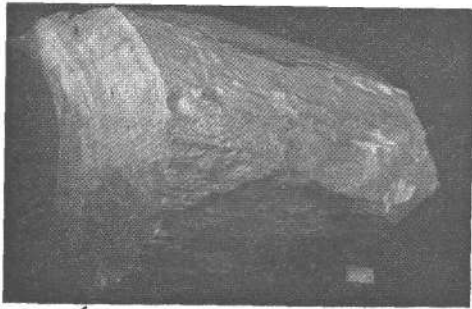
Fig. 13: Von steil stehenden, parallelen s-Flächenscharen durchsetzter Kreidemergel. Die s-Flächenscharen sind wellig gebogen, die Schichtung (ss) verläuft \pm senkrecht zu den s-Flächen. — Wegrandaufschluß WSW Hornburg (Zufahrt zum Kramer), S Klein St. Paul, Ostrand Görtschitztal. — Linker Bildrand = NW. (Vgl. Abb. 2, Diagramm B.)

Fig. 14: Handstück eines isoklinal überfalteten Karnischen Schiefers. Schnitt \pm senkrecht zur Faltenachse (B = NNE—SSW). — Hohlwegaufschluß N Thalsdorf, SSE Odvinskogel, W Launsdorf.

Fig. 15: Überfaltete plattige Ladin-Dolomite in einem offenen Rohrleitungsgraben der Erdgas-Fernleitung. Die Falten deuten eine E-Vergenz an, ihre Achsen verlaufen \pm N—S. — Rohrleitungsgraben der Erdgas-Fernleitung, aufgeschlossen im Sommer 1973, ca. 200 m SE Weißegger, ca. 2 km S St. Paul/Lavanttal.

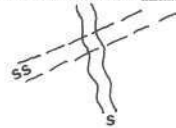
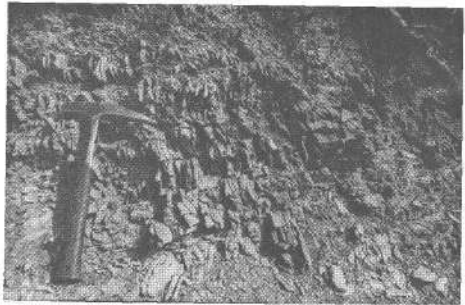
Fig. 16: Lesestein einer Isoklinalfalte im Sandstein der Werfener Schichten. — Lesestein aus einem Wegrandaufschluß, SE-Abfall des Ulrichsberges, Fahrstraße zur Ulrichsberger Alm.

Fig. 17: Isoklinalfalte im pelitischen Sandstein der Werfener Schichten. Blick auf die Faltenumbiegung. Die Faltenachse verläuft NE—SW und taucht nach SW ab (Vgl. Abb. 2, Diagramm C). — Wegrandaufschluß SE-Abfall des Ulrichsberges, Fahrstraße zur Ulrichsberger Alm. Länge des Hammerstiels = 0,5 m.



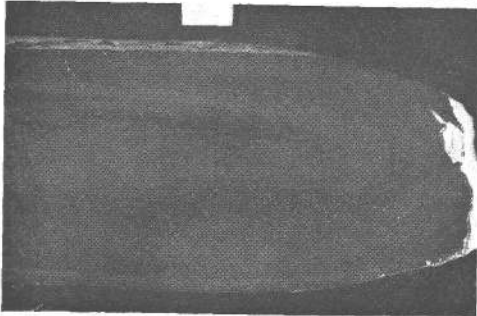
ss

12



13

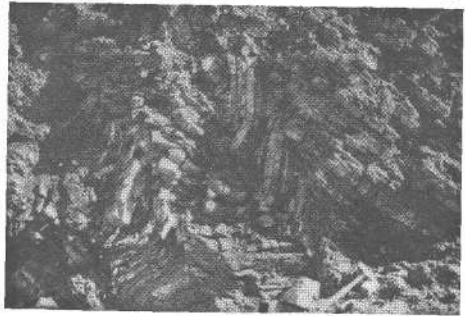
WNW



1cm

ESE E

14



W

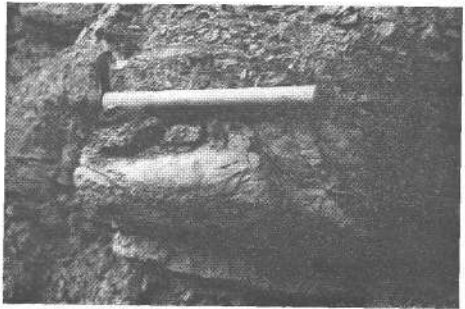
15



1cm

SSW

16



NNE

17

Tafel 3

Literatur

- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Grifflener Berge. — Skizzen z. Anlitz d. Erde (Kober Festschr.), Hollinek Verl., 131—147, Wien 1953.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. Geol. B.-Anst., **102/2**, 313—352, Wien 1959.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. — Int. geol. Congr., XXI Session, Norden 1960, Part XIII (Petrographic Provinces, Igneous and Metamorphic Rocks), 418—430, Copenhagen 1960.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Z. dt. geol. Ges., **116/2**, 267—291, Hannover 1965.
- CLAR, E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. — Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1 (Geologie der Saualpe), 1975, 187—198, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) VI. — Carinthia II, **73**, 25—51, Klagenfurt 1963.
- FRANK, W. & RIEHL-HERWIRSCH, G.: Der Metamorphosehiatus zwischen Magdalensbergserie und Oberkarbon in Mittelkärnten. — Anz. österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 1971, **10**, 139—140, Wien 1971.
- FRITSCH, W.: Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. — Veröff. Haus Natur Salzburg, **16/3** (Abt. II), 1—27, Salzburg 1965.
- GOSEN, W. v.: Geologische Neuaufnahme am Ostrand der Gurktaler Alpen westlich Treibach-Althofen (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten, Österreich). — Carinthia II, **88**, 105—134, Klagenfurt 1978.
- GROSCHOFF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwach metamorphen Altpaläozoikums im nord-östlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., **19**, 215—278, Wien 1970.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, SdH. **16**, 78 S., Klagenfurt 1953.
- KIESLINGER, A.: Die Lavanttaler Störungszone. — Jb. Geol. B.-Anst., **78**, 499—528, Wien 1928.
- KLEINSCHMIDT, G.: Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. — Clausth. Geol. Abh., **30**, Schönenberg Festschr., 74—94, Clausthal-Zellerfeld 1979.
- KLEINSCHMIDT, G. & NEUGEBAUER, J.: Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). — N. Jb. Geol. Pal. Mb., 1975, **9**, 541—552, Stuttgart 1975.
- KLEINSCHMIDT, G. & SEEGER, M.: Nachweis der Diskordanzfläche Jungpaläozoikum/leicht-metamorphes Altpaläozoikum am Grifflener Berg (Ostkärnten). — Carinthia II, **85**, 97—102, Klagenfurt 1975.
- KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins IV: Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Grifflern. — Carinthia II, **76**, 108—140, Klagenfurt 1966.
- LEGGEWIE, R. & THIEDIG, F.: Oberkreide-Sedimente am Ostrand des Krappfeldes (Kärnten, Österreich). — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **47**, 229—246, Hamburg 1977.
- MORAU, W.: Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, Kärnten, mit Isotopenbestimmungen. — Unpubl. Manuskript, 22 S., Min. Petr. Inst. Univ. Bern 1979.
- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G.: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). — *Eclogae Geologicae Helveticae*, **56/2**, 755—808, Basel 1963.
- ONBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. — Verh. Geol. B.-Anst., **1966**, 17—31, Wien 1966.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. österr. geol. Ges., **69**, 1976, 1—25, Wien 1978.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., **14/15**, 1963/1964, 229—266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., **20**, 127—138, Wien 1972.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). — Verh. Geol. B.-Anst., 1975, **4**, 301—304, Wien 1975.

- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Althofener Gruppe — eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 5, 288—305, Stuttgart 1971.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtenfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. Geol. B.-Anst., 99/1, 75—199, Wien 1956.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins IV: Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. — Carinthia II, 72, 46—74, Klagenfurt 1962.
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. „Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII“. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 16 (1965), 5—70, Wien 1966.
- THIEDIG, F.: Die Entwicklung des postvariszischen Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1 (Geologie der Saualpe), 175—186, Clausthal-Zellerfeld 1975a.
- THIEDIG, F.: Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 44, 495—516, Hamburg 1975b.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). — Carinthia II, 84, 105—113, Klagenfurt 1975.
- THIEDIG, F. & KLUSMANN, D.: Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariszischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich). — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 43, 79—84, Hamburg 1974.
- THIEDIG, F. & WEISSENBACH, N.: Die junge Bruchtektonik im Bereich der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh. Sdbd. 1 (Geologie der Saualpe), 155—174, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- THIEDIG, F. & WIEDMANN, J.: Ammoniten und Alter der höheren Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 45, 9—27, Hamburg 1976.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSMANN, D. & SEEGER, M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens — Österreich. — Verh. Geol. B.-Anst., 1974, 2—3, 269—279, Wien 1975.
- TURNER, A.: Die Geologie der Stolzalpe bei Murau. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 64/65, 101—135, Graz 1929.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung der zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 10, 3—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — Deuticke Verl., 256 S., Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. — Zbl. Geol. Pal., 1, 7/8, 978—1002 (218—242), Stuttgart 1971.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., 150/1, 19—43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich (Band 1 Zentralalpen). — Deuticke Verl., XVI+766 S., Wien 1977.
- VOLL, G.: New work on petrofabrics. — Liverpool and Manchester Geol. Journ., 2/3, 503—567, Liverpool 1960.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontraktmetamorphose. — Habil. Schrift, TU Berlin, V+206 S., Berlin 1969.
- WASCHER, W.: Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pödling). — Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., Wien 1969.
- WENZLAU, J.: Geologische Neukartierung der westlichen St. Pauler Berge zwischen Ruden und Langenbergertunnel (Ostkärnten, Österreich). — Unpubl. Dipl. Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 125 S., Hamburg 1977.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 29. Juni 1979.