

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 130	Heft 4	S. 391-413	Wien, Dezember 1987
-----------------	----------------	----------	--------	------------	---------------------

Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich)

Von THOMAS CLAASSEN, WERNER von GÖSEN, HANNS SYLVESTER & FRIEDHELM THIEDIG*)

Mit 5 Abbildungen, 5 Tafeln und 1 Karte (Beilage)

*Kärnten
Permotrias
Stratigraphie
Deckenbau
Metamorphose*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 201, 202

Inhalt

Zusammenfassung	391
Abstract	391
1. Geologischer Überblick	391
2. Gesteinsbeschreibungen	393
2.1. Vorpermisches Grundgebirge	393
2.2. Permotriadische Schichten	395
3. Zur Fazieszuordnung der Permotrias	396
4. Tektonik	396
4.1. Voralpine Gefügerelikte des Grundgebirges	396
4.2. Alpine Gefügeelemente des Grundgebirges	396
4.3. Alpine Gefügeentwicklung der Permotrias-Schichten	397
4.4. Bruchtektonik	400
5. Metamorphose des Grundgebirges	400
5.1. Voralpin metamorph gebildete Minerale und Metamorphosegrad	400
5.2. Alpin metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad	401
6. Metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad der permotriadischen Schichten	401
7. Schlußfolgerungen	402
Literatur	402

Zusammenfassung

Zwischen Faaker See und Turiawald, südöstlich Villach (Kärnten/Österreich), wurden Permotrias-Vorkommen neu kartiert, ihre tektonischen und metamorphen Prägungen untersucht. Aufgrund der Schichtfolge wird das Vorkommen südwestlich Rosegg dem Oberostalpin zugeordnet. Es ist wahrscheinlich an den Drauzug anzuschließen. Die Schollen östlich Rosegg bleiben in ihrer Zuordnung unsicher (?Oberostalpin). Während sie über alpin diaphthoritisch geprägte phyllitische Glimmerschiefer des Mittelostalpins verschoben wurden, liegt das westliche Vorkommen mit tektonischem Kontakt auf einer alpin grünschieferfaziellen Phyllitfolge, die präalpin keine höhere Metamorphose aufweist. Beide Bereiche werden über eine bedeutende NW-SE streichende Störung voneinander getrennt. Mehrere alpine Deformationen mit grünschieferfazieller Metamorphose erfaßten sowohl die Grundgebirgsanteile als auch die Permotrias. Die Konsequenzen für den regionalen Bau werden kurz diskutiert.

Abstract

Between Faaker Lake and Turiawald southeast of Villach (Carinthia/Austria) several occurrences of Permo-Triassic rocks were mapped, their deformations and metamorphic overprints were studied. Due to the Permo-Triassic sequence the occurrences southwest of Rosegg are probably part of the Drau Chain (Upper East-Alpine). The assignment of the Triassic rocks east of Rosegg, however, remains uncertain (?Upper East-Alpine). They overthrust retrograd metamorphic schists of the Middle East-Alpine complex while the western occurrences tectonically overlie phyllites which exhibit a pre-Alpine prograde metamorphism. Both areas are separated by an important NW-SE striking fault. Several Alpine deformations with greenschist facies metamorphism affected both the Permo-Triassic rocks and the basement units. The consequences for the regional setting are briefly discussed.

1. Geologischer Überblick

Die vorliegende Arbeit beinhaltet die Ergebnisse zweier Diplomarbeiten, die unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. F. THIEDIG und Dr. W. VON GÖSEN am Institut der Universität Hamburg im Rahmen des DFG-Projektes Th 126/10-2 durchgeführt worden sind. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei hier für die gewähr-

*) Anschriften der Autoren: Dipl.-Geol. THOMAS CLAASSEN, Technische Universität Hamburg-Harburg, Schloßmühlendamm 32, D-2100 Hamburg 90; Dr. WERNER von GÖSEN, Institut für Geologie und Mineralogie, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen; Dipl.-Geol. HANNS SYLVESTER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13; Prof. Dr. FRIEDHELM THIEDIG, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

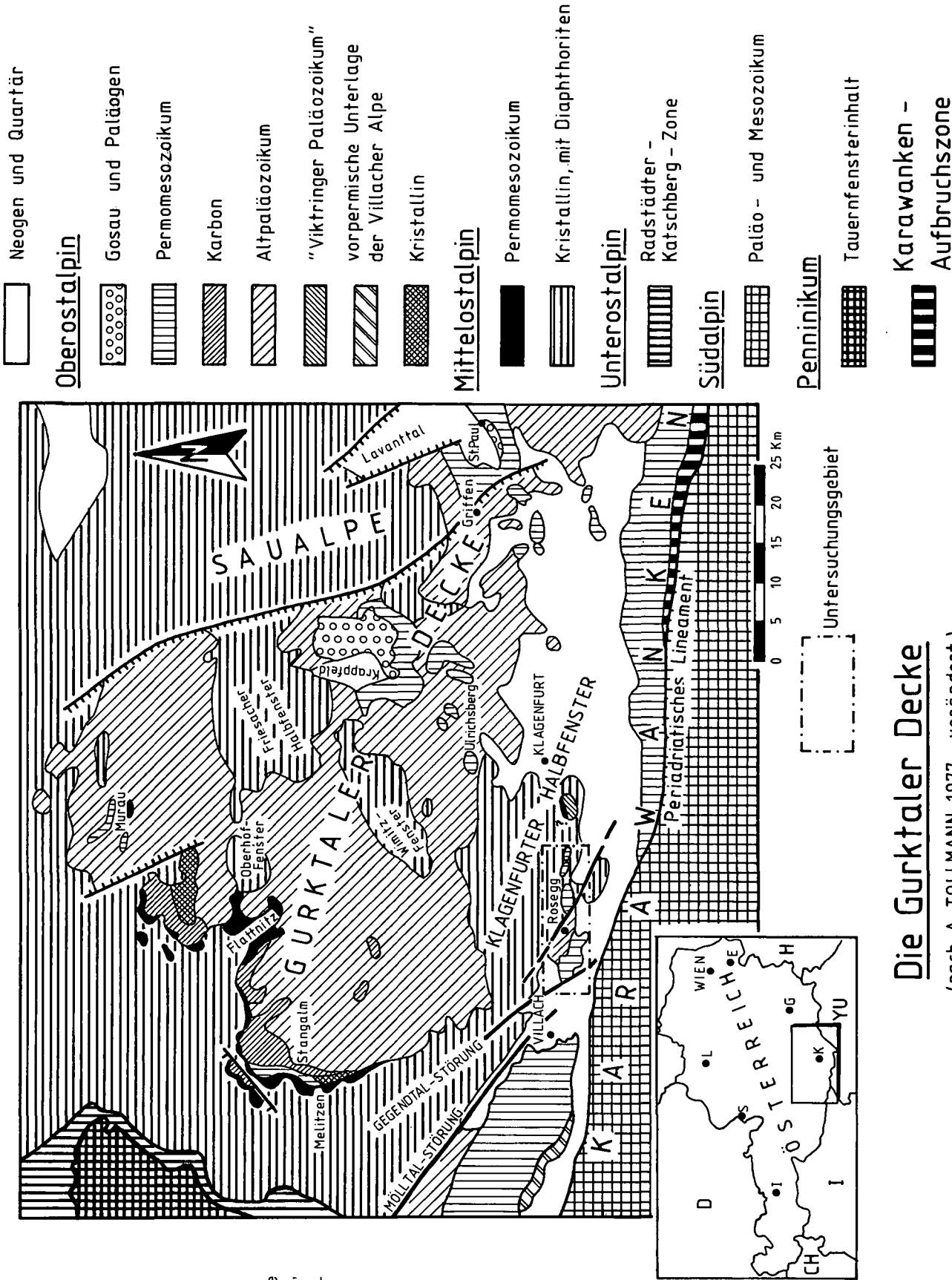


Abb. 1.
Die Gurktaler Decke
(nach A. TOLLMANN,
1977; verändert).

Die Gurktaler Decke

(nach A. TOLLMANN, 1977; verändert)

te Beihilfe gedankt. Dank gilt auch der ADRIA-WIEN-PIPELINE Ges. (AWP), der Österreichischen Draukraftwerke AG (ÖDK) und der Bundesstraßenverwaltung in Klagenfurt, die die Ergebnisse geologischer Aufnahmen für verschiedene Bauvorhaben freundlicherweise zur Verfügung stellten.

Im Mittelkärntner Seengebiet zwischen Klagenfurt und Villach (Abb. 1) liegen einzelne isolierte Permotrias-Schollen kristallinen Gesteinsfolgen auf. Ihre tektonische und fazielle Zuordnung sowie die Ausbildung ihrer kristallinen Unterlage sind bis heute nicht vollständig geklärt.

Während FRITSCH (1965) den Permotrias-Vorkommen zwischen Faaker See und Viktring eine nordalpine Faziesentwicklung zuschreibt, die Vorkommen bei WORSCH (1936, 1937) und ANDERLE (1977) sowohl der nord- als auch zentral-alpinen Fazies zugeordnet werden, sind sie von KÄHLER (1931), SORDIAN (1961, 1962) und TOLLMANN (zuletzt 1977) in ihrer Gesamtheit als zentralalpine Vorkommen angesehen worden.

Aufbauend auf dieser (Mittelostalpin-) Zuordnung und verbreiteter, alpin gebildeter Diaphthorite als Permotrias-Unterlage, folgerte TOLLMANN (1959, 1977) eine ehemalige Süderstreckung des oberostalpinen Gurktaler Deckenkomplexes aus dem Norden bis in diesen Bereich des Karawanken-Vorlands (Abb. 1). Dieser Vorstellung stehen die Untersuchungen von SCHWAIGHOFER (1966) entgegen, der prograd-metamorphe Phyllite südlich des Wörthersees beschrieb.

Gesichert ist das Alter der Trias-Dolomite durch Dioplorenfunde von KÄHLER (1931) und SORDIAN (1961).

Vor diesem Hintergrund schien deshalb eine Untersuchung der Permotrias-Vorkommen samt ihrer Unterlage im Klagenfurter Becken wünschenswert. Sie stellt eine Voraussetzung für großtektonische Rekonstruktionen mit Gliederungen ober- und mittelostalpinen Bauteile dar. Weil die Untersuchungen im Permotrias-Vorkommen von Viktring westlich Klagenfurt (SCHÜNEMANN et al., 1982) erste Hinweise auf eine ehemalige Süderstreckung des Oberostalpins bis in diesen Bereich erbrachten, bot sich eine anschließende Neukartierung der westlichen Vorkommen an, die aus der tertiär-quartären Füllung des Drautals zwischen Faaker See im Westen und Turiawald im Osten herausragen (Anl. Geol. Karte).

Folgende Fragen liegen dieser Arbeit zugrunde:

1. Weist das alpin metamorphe Grundgebirge noch Hinweise auf seine voralpine Entwicklung und damit auf seine Zugehörigkeit zum Mittel- oder Oberostalpin auf?
2. Liegen die Permotrias-Schollen in sedimentärem Verband oder tektonisch verfrachtet auf dem Grundgebirge?
3. Kann für die Permotrias eine Schichtfolge ermittelt werden, die eine eindeutige fazielle und damit auch großtektonische Zuordnung erlaubt?

Schließlich stellte sich die Frage, ob Teile der Permotrias-Vorkommen nicht mit dem Drauzug verglichen werden können, wie dies WORSCH (1936, 1937) für Permotrias-Anteile östlich des Faaker Sees postulierte.

2. Gesteinsbeschreibungen

2.1. Vorpermisches Grundgebirge

Die im folgenden kurz charakterisierten Gesteinstypen des Grundgebirges (Abb. 2) erlebten neben minde-

stens einer präalpinen ebenso eine alpine grünschieferfazielle Metamorphose.

Die präalpine Metamorphose war in den Gesteinen westlich und östlich der Drauschleife von Rosegg jedoch unterschiedlich stark.

Westlich der Drau treten ausschließlich grünschieferfazielle Phyllite mit einem metamorphen Lagenbau auf, der über wechselnd dicke schichtsilikat- und quarzreiche Lagen abgebildet wird. Die alpinen s-Flächen des grauen bis graurünen Gesteins sind mit einem geschlossenen Serizitfilm belegt. Die Quarz- und Chlorit-Gehalte der Phyllite variieren bereits im dm- bis m-Bereich. Nach FRITSCH et al. (1967) sind die meisten Varietäten als Phyllite bis Quarz-Phyllite zu bezeichnen. Untergeordnet kommen Chlorit-Phyllite, Serizit-quarzite und teilweise ankeritführende Graphit-Phyllite hinzu.

Östlich der Drau sind in vergleichbaren Phylliten Hinweise auf höhermetamorphe voralpine Beanspruchung getroffen worden.

Im Bereich des Otuchova-Berges und nahe der Ortschaft Treffen ist der Phyllit wegen seines fleckigen Serizitfilms, gebildet aus voralpinen Muskovit-Flatschen eher als Phyllitischer Glimmerschiefer zu bezeichnen.

Direkt unterhalb des aufgeschobenen Triasdolomits vom Kathreinkogel steht ein Glimmerschiefer-Myonit an. Der Glimmerschiefer-Myonit wird von Scherflächen in mm- bis cm-Abständen durchzogen, die mit Chlorit und Serizit belegt sind. Zwischen den Scherflächen finden sich linsige Quarz- und Hellglimmer-Aggregate, selten noch Reste des metamorphen Lagenbaus.

Die Mylonitisierung greift mindestens 1,5 m in den Dolomit (Dolomit-Reibungsbreccien und -Kataklasite) und ca. 3 m in das unterlagernde Gestein. Unversehrte Glimmerschiefer wurden nicht angetroffen.

Die Gesteine östlich der Drau sind somit wohl eher dem diaphthoritisierten Altkristallin zuzuordnen.

Kalkmarmore verschiedener Varietäten liegen als tektonische Linsen im m- bis 100 m-Bereich sowohl westlich als auch östlich der Drau vor. Die über Farbwechsel im cm-Bereich abgebildete Bänderung der Marmore repräsentiert meist einen metamorphen Lagenbau mit wechselnden Anteilen opaker Substanz (meist Graphit) und Serizit. Einige Kalkmarmore weisen über Graphit- und Kalzit-Korngrößenverteilungen eine Gradierung in der Bänderung auf, die mit parallel verlaufenden Lagen geringen Dolomitgehaltes auf Schichtungsreste deutet.

Dolomitmarmore bilden zum einen bänderungsparallele Lagen in den Kalkmarmoren im dm- bis 10 m-Bereich. Zum anderen finden sie sich in den Scheiteln erster alpiner Faltung (F_1) der Kalkmarmore, ferner als tektonische Linsen in den Phylliten. Die meist mittelgrauen Dolomitmarmore werden von bräunlichen Schlieren durchzogen und von cm-breiten, quarzgefüllten Klüften zerteilt. Im Tierpark von Rosegg und in der Ortschaft St. Martin enthalten sie Fahlerverzungen (KÄHLER, 1931; UČIK, 1972; WORSCH, 1937).

Im Übergang zu den Kalkmarmoren und als dm- bis m-dicke Lagen und Linsen in den Phylliten finden sich Kalkphyllite, deren metamorpher Lagenbau über wechselndem Schichtsilikat- und Kalzitgehalt abgebildet wird. Der geringe Quarzanteil ist überwiegend an kalzitreiche Lagen gebunden.

Grünschiefer treten sowohl als cm- bis dm-dicke Lagen in den Phylliten, als auch in größeren Körpern

Drauzug-Oberostalpin
verändert nach NIEDERMAYR & SCHERIAU - NIEDERMAYR (1982)

Faaker See — Rosegg
SYLVESTER (1984)

Kathreinkogel
CLAASSEN (1984)

Krappfeld – Oberostalpin
verändert nach WOLTER, THIEDIG, PESCH, HALAMIC & APPOLD (1982)

Stangalm – Mittelostalpin
verändert nach TOLLMANN (1977)

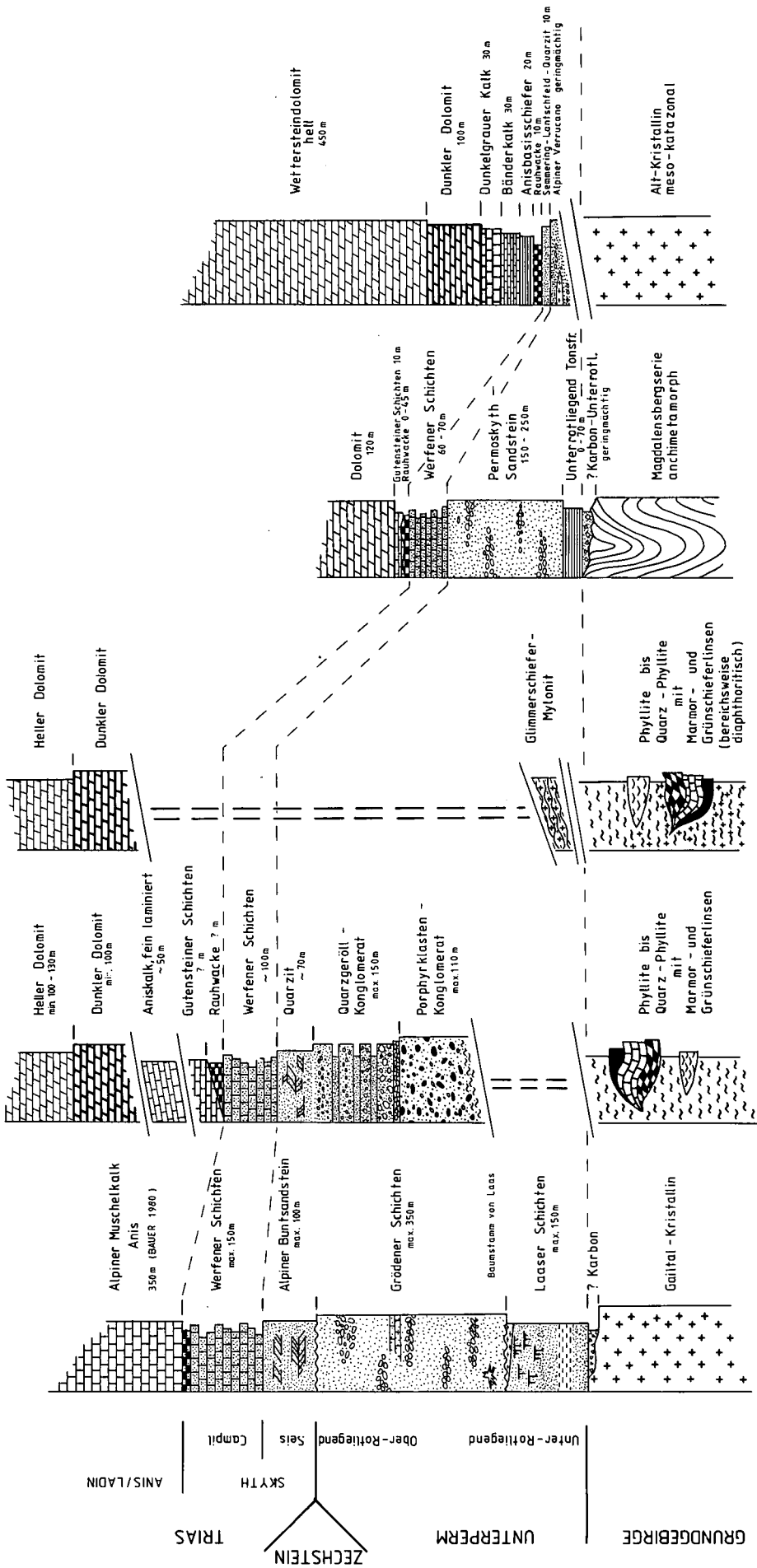


Abb. 2.
Ostalpine Perm/Trias-Profil und ihr Grundgebirge.

auf. Sie sind makroskopisch meist undeutlich geschiefert, Materialwechsel werden über Lagen mit wechselndem Schichtsilikat- und Plagioklasanteil abgebildet. Wenige mm-dicke Quarzgängchen und -linsen liegen den Materialwechseln parallel.

In dem Vorkommen in der Ortschaft St. Martin führt ein Grünschiefer eine Anreicherung von Amphibol. In diesem Verbreitungsgebiet fanden sich ferner in einem isolierten Aufschluß Plagioklas-Amphibolite, deren metamorpher Lagenbau (Amphibol- und Plagioklasreiche Lagen) von einer vermutlich alpinen Schieferung geschnitten wird. Die mit Chlorit belegten Scherflächen durchsetzen das Gestein in mm-Abständen. Die Beziehung der Amphibolite zu den umgebenden Grünschiefern konnte nicht geklärt werden. Auch ist unsicher, ob es sich hier um ein anstehendes Vorkommen handelt.

2.2. Permotriadische Schichten

Die klastischen Schichten des Perm/Skyth sind auf den Bereich des Petelin-Berges beschränkt. Die triadischen Karbonate treten zwischen der Drau-Enge von Wudmath und dem Faaker See sowie am Kathreinkogel auf (vgl. Geol. Karte). Die höhere Triasfolge und Jura-/Kreideschichten sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Sie könnten wie im Drauzug sedimentiert worden sein, wären dann aber durch die folgende (?präoberkretazische) Erosion entfernt worden (vgl. v. GÖSEN & THIEDIG, 1980).

Das Tertiär wird durch den Roten Ton von Petschnitzen und das auflagernde Sattnitz-Konglomerat vertreten (oberstes Miozän: ANDERLE & SCHMID, 1982 in HAUSER, 1982). Dem Quartär gehören die Augsdorfer Nagelfluh nördlich St. Egyden, das Moränenmaterial der riß- und würmzeitlichen Vereisungen sowie die jüngeren Flußschotter an (vgl. Übersicht bei ANDERLE, 1982 in HAUSER, 1982).

Für die im folgenden beschriebenen Schichtglieder der aufrecht lagernden Permotrias-Abfolge werden aufgrund der Aufschlußverhältnisse und der Schuppentektonik lediglich abgeschätzte Mächtigkeiten angegeben (vgl. Abb. 2).

Das schlecht sortierte, kräftig grün gefärbte und ca. 110 m mächtige Porphyroklasten-Konglomerat (tieferes Perm / Skyth) enthält Gerölle von Kies- bis Steingröße. Es handelt sich überwiegend um angerundete bis gut gerundete, rote bis rötlich violette Quarzporphyr-Klasten. Hinzu treten eckige bis angerundete polykristalline Quarze sowie Bruchstücke von Metamorphiten und Lyditen. Die Geröllbänke sind gegen geröllärmere Schichten meist unscharf begrenzt.

Das zum Hangenden folgende max. 150 m mächtige Quarzgeröll-Konglomerat (Perm / Skyth) setzt mit einer basalen dicht gepackten Lage gut gerundeter klarweißer Quarze (Steingröße) in sandigem Bindemittel ein. Nach oben folgen Schichten mit Geröllen in Stein- bis Kiesfraktion sowie eingeschaltete und scharf abgegrenzte Schichten mit Geröllen im Sand- bis Kiesbereich.

Zum Hangenden nehmen Mächtigkeiten und Anzahl der feinerklastischen Zwischenschichten zu. Einher geht ein Farbumschlag von violettgrau zu rosagrau. Gelegentlich ist gradierte Schichtung und Dachziegellagerung zu beobachten, Schichtflächen tragen im oberen Abschnitt oft Strömungsrippeln.

Typische Gerölle dieses Schichtglieds sind milchige, gut gerundete Quarze (bis zu 15 cm Ø). Untergeordnet treten gut gerundete Lydite (bis 26 cm Ø), gut gerundete Quarzporphyre und verschiedenen gerundete Metamorphit-Bruchstücke hinzu. Die Menge der Alkalifeldspat-Klasten steigt zum Hangenden auf bis zu 20 % an.

Von einem unruhigen Sedimentationsmilieu mit abrupten Wechseln der Transportenergie im Basalteil ist nach oben ein Übergang zu einem energetisch gleichförmigen Milieu zu beobachten.

Der aus dem lithologischen Verband in das höhere Perm / Skyth einzustufende hellgraue Quarzit weist eine Maximalmächtigkeit von ca. 70 m auf. Der Meta-Grobsandstein besteht zu ca. 75 % aus Quarz, bis zu 20 % aus Feldspat (Plagioklas und Alkalifeldspat) und bis zu 5 % aus sedimentärem Hellglimmer. Er ist gut sortiert, fein- und schräggeschichtet und enthält oft Oszillationsrippen.

Die Werfener Schichten (Skyth) stellen ein Schichtglied toniger Sandsteine mit wechselndem Karbonatgehalt dar, das ca. 100 m mächtig wird. Die unteren Partien bestehen überwiegend aus glimmerreichen, kräftig grünen/tonigen Silt-Sandsteinen, die häufig Oszillationsrippen enthalten. Gelegentlich sind härtere Schichten eines grünlich-grauen Sandsteins aufgeschlossen, der im Dünnschliffbereich Strömungsrippeln und normal-gradierte Schichtung aufweist.

Die oberen vorwiegend karbonatführenden Partien der Werfener Schichten beginnen mit dm-mächtigen Lagen eines grünen, tonigen Fein- und Mittelsandsteins, der zwischengeschaltete hellgrau-weißliche Grobsandsteine führt. Letztere enthalten 3 bis 5 mm große Flecken (korrodiertes Karbonat). Die Grobsandsteine nehmen zum Hangenden in ihrer Mächtigkeit zu.

Im obersten Bereich sind auf wenigen Metern braungraue bis ockerfarbene Karbonatbänke aufgeschlossen, die ohne scharfe Grenze in die hangende Rauhwacke des Skyth / Anis übergehen. Der karbonatführende Abschnitt zeichnet sich durch einen mittleren Karbonatgehalt von ca. 30 % aus, der in einzelnen Bänken bis zu 80 % ansteigt, sowie durch einen Feldspatanteil von 20 bis 25 %. Die folgende Rauhwacke fand sich an der Hangendgrenze der Werfener Schichten nur an einzelnen Punkten.

Mit schwarzen Kalken der Gutensteiner Schichten setzt im Hangenden der Rauhwacke die triadische Karbonatschichtenfolge ein. Die Mächtigkeit der schwarzen Kalke ist aufgrund der Schuppentektonik nicht sicher zu ermitteln.

Die gut gebankten, teils kieseligen, teils dolomitischen Kalke gehen hangend in einen fein laminierten, mittelgrauen Aniskalk über. Feine gradierte Materialwechsel zeigen, daß es sich bei der Lamination um Schichtungsreste handelt. Für den Kalk ist eine Mächtigkeit von ca. 50 m anzunehmen. Er wird im Liegenden und Hangenden oft durch Störungen begrenzt.

Der durch Diploporenfunde dem Anis / Ladin zuzuordnende Dunkle Dolomit setzt mit bläulich-dunkelgrauen Schichten ein, die weiße Fossilreste enthalten können. Hellgraue Schichten mit dunklen Fossilresten sind zwischengeschaltet.

Das stratigraphisch feststehende Trochitendolomit-Niveau (SORDIAN, 1961; TOLLMANN, 1958) wurde nicht aufgefunden. Lediglich an einer Lokalität fand sich eine Häufung von Gastropodenschalen, Bivalvenbruchstücken, Cyclokorallenresten und einzelnen Trochiten. Durch den intensiven Schuppenbau ist diese Fossilfüh-

rung nicht auf ein bestimmtes Niveau innerhalb des Dunklen Dolomits festzulegen. Eine genaue Bestimmung der Fossilreste war wegen der Dolomitisierung nicht mehr möglich. Die Mächtigkeit des Dunklen Dolomits beträgt ca. 100 m.

Das Hangende des Dunklen Dolomits wird von hellgrauem, feinschichtigem Dolomit aufgebaut. Im sedimentären Übergang zu Hellem Dolomit (Ladin) ist östlich des Rudnik-Berges in einem Wegeinschnitt eine Breccie hellgrauer Dolomitbruchstücke in bläulich-dunkelbraunem Bindemittel aufgeschlossen.

Im Dolomitvorkommen des Kathreinkogels enthält der Dunkle Dolomit wenig Fossilreste, während der z. T. tektonisch abgetrennte Helle Dolomit dort reichlich Diploporon führt. Letzterer bildet das Hangende der Permotrias-Schichtfolge.

3. Zur Fazieszuordnung der Permotrias

Die Perm/Skyth-Klastitfolge des Untersuchungsgebietes ist nicht mit der typischen zentralalpiner Faziesentwicklung (TOLLMANN, 1977) zu vergleichen. Auf die terrestrische Sedimentation der Konglomerate (Perm/Skyth) folgte hier im Übergang zu den lagunär-marinen Werfener Schichten (Skyth) der dem höheren Perm/Skyth zuzuordnende Quarzit, vermutlich unter marinen Flachwasserbedingungen abgelagert. Entgegen SORDIAN (1961, 1962) handelt es sich bei den feinklastischen Zwischenlagen im Quarzgeröll-Konglomerat nicht um Porphyroid-Lagen. Für die basale Klastitfolge fehlen alle Hinweise auf eine Zuordnung zum Alpinen Verrucano.

Aufgrund ihrer Schichtfolge und großen Mächtigkeit sowie der z. T. grobklastischen Ausbildung, steht die Perm/Skyth-Klastitfolge im Liegenden der Werfener Schichten dem Permoskythsandstein des Oberostalpins näher als den zentralalpiner Perm-Skyth-Kalstika (vgl. Abb. 2).

Permoskythsandstein steht in nächster Nähe in der Villacher Alpe (Drauzug) an. Für ihn haben COLINS & NACHTMANN (1974) eine Mächtigkeit von ca. 200 m ermittelt. Während sie an dem von RIEHL-HERWISCH (1965) aufgestellten Begriff des Permoskythsandsteins festhalten, konnten NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) im westlichen Drauzug die Grödener Schichten von dem Alpinen Buntsandstein trennen. Die im Untersuchungsgebiet gefundenen Konglomerate können mit den Grödener Schichten lithologisch verglichen werden, während der Quarzit (höheres Perm/Skyth) vermutlich teilweise oder vollständig mit dem Alpinen Buntsandstein zu korrelieren ist. Aufgrund der isolierten Stellung des Permotrias-Vorkommens ist dieser Vergleich jedoch nur als Möglichkeit anzusehen.

Besonders die Werfener Schichten sind ein wichtiges Kriterium für die Oberostalpin-Zuordnung der Permotrias-Schichtfolge. Dagegen ist die triadische Karbonatfolge nicht sehr aussagekräftig. TOLLMANN (1959) interpretiert das lückenhafte Auftreten der Rauhwacke und das Fehlen der Anis-Basissschiefer als Anklänge an die oberostalpine Fazies. Das Fehlen dieser Schichtglieder kann bestätigt werden, wenngleich dies auch tektonische Gründe haben kann. Schließlich steht die Abfolge mit Gutensteiner Kalken über Anis-Kalk zu Dolomiten

des Anis/Ladin der oberostalpinen Entwicklung näher als der zentralalpiner Fazies.

Aufgrund ihrer Ausbildung kann die Permotrias deshalb als Bindeglied zwischen dem Ostende des Westlichen Drauzuges (Villacher Alpe) und dem Östlichen Drauzug (Obirzug der Nordkarawanken) angesehen werden. Sie ist mithin am ehesten dem Oberostalpin zuzuordnen.

Sedimentpetrographische Untersuchungen in weiteren ostalpinen Vorkommen klastischer Perm/Skyth-Schichten zur Prüfung deckenspezifischer Ausbildungen werden zur Zeit am Hamburger Institut durchgeführt.

4. Tektonik

Zur Alterseinstufung der Deformation:

Die Deformationen des Grundgebirges werden nach Einfluß auf das metamorphe Gefüge in zwei voralpine (gefügeaufbauend) und drei alpine (gefügeaufbauend) gegliedert. Die dritte alpine Deformation des Grundgebirges läßt sich nach Deformationsrichtung und Bedingungen mit der jüngsten Deformation der Permotrias parallelisieren.

Davon ausgehend ist die zweite alpine Deformation des Grundgebirges mit der ersten Deformation der Permotrias zu korrelieren. Eine vergleichbare Deformationsrichtung und ähnlich begleitende P/T-Bedingungen bestätigen dieses.

4.1. Voralpine Gefügerelikte des Grundgebirges

In den Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern fanden sich Hinweise auf mindestens zwei voralpine Deformationen. Voralpin angelegte Quarzgänge sind voralpin mindestens einfach isoklinal verfault worden. Relikte der Quarzgangfalten liegen dem metamorphen Lagenbau parallel. Gleiches gilt für die noch erkennbare voralpine Schieferung, die verbreitet nur über die Regelung großer Helglimmer (-Haufen) abgebildet wird. Letztere umrahmen die Faltenscheitel-Reste polygonal.

4.2. Alpine Gefügeelemente des Grundgebirges

Die erste nachweisbare alpine Schieferung (s_1) durchdringt die Phyllite s. l. teilweise bis in den Kornbereich und überschneidet den voralpinen Lagenbau (vgl. Abb. 3). Hier wird s_1 durch die Regelung von Serizit und Chlorit sowie durch Plättung und Zerschierung von Chlorit-Flatschen und Quarz-Aggregaten angezeigt. In den Grünschiefern werden Plagioklas-Rekristallisationsaggregate geplättet und von s_1 zerschert.

Die Marmore werden von s_1 in mm- bis cm-Abständen durchschnitten. In den Kalkmarmoren nach s_1 geregelte Serizite folgen der Plättungsebene voralpiner Kalzit-Körner, Dolomit-Körner werden in der s_1 -Ebene der Dolomitmarmore gleichfalls geplättet.

Selten ist auf s_1 -Flächen der Phyllite und Grünschiefer eine W-E bis WNW-ESE streichende erste Streckungsfaser (str_1) zu beobachten. Sie wird in den Phylliten durch zerrissene Ilmenit-Leisten, in den

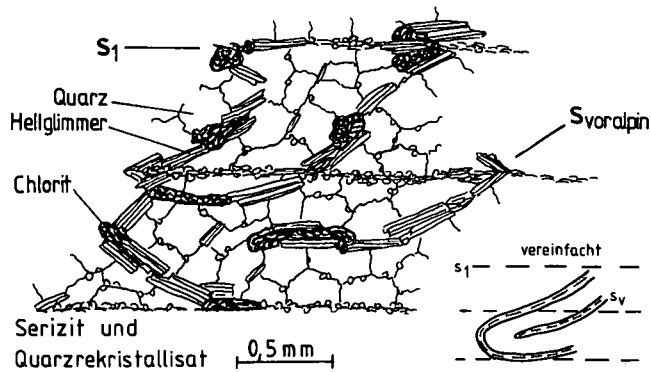


Abb. 3.

Phyllit (Serizit-Quarzit): Die erste alpine Schieferung s_1 überschneidet im mm-Abstand den voralpinen Lagenbau s_v und die Faltenscheitel voralpiner Isoklinalfalten, die von größeren Hellglimmern umrahmt werden.

Dünnschliff einer Probe von 500 m W' der Kirche Maria Humitz, Sh. 470 m.

Grünschiefern über Streckungshöfe an Plagioklasen sowie Regelung und Zerreißen von Epidot angezeigt.

Erste alpine Falten (F_1) in Phylliten s.l. und Kalkmarmoren falten den voralpinen Lagenbau um NNW–SSE bis NNE–SSW streichende Achsen (B_1), die überwiegend nach S tauchen. Die Falten erreichen Wellenlängen im cm- bis dm-Bereich, seltener finden sich Falten in m-Größe mit zugeordneten Parasitfalten im cm-Bereich. Die Schenkeldivergenzwinkel betragen 45 bis 65°. Neben vorherrschender E-Vergenz liegen auch W-vergente und gleichschenkelige Falten vor.

Die F_1 -Falten bilden in den Marmoren des Rosegger Tierparks einen Großfaltenbau mit einer E-vergenten Antiform und vier aufgeschuppten Antiform-Resten (Abb. 4). Dabei wurden an den vier westlichen Falten die liegenden Kurzschenkel abgesichert, die Faltenreste E-gerichtet aufgeschuppt. Dolomitische Lagen wurden in F_1 -Scheiteln der Kalkmarmore zerbrochen, in den Schenkeln parallel str_1 zu Linsen zerlegt. Die Marmore enthalten steil nach W einfallende bc-Reißklüfte.

In den Grünschiefern wurden keine ersten alpinen Falten beobachtet.

Eine zweite alpine Schieferung (s_2) ist nur unvollkommen und nicht durchdringend ausgebildet. Dort, wo sie vorhanden ist, durchsetzt sie die Gesteine in mm- bis cm-Abständen. In den Phylliten s.l. wird sie durch Verstellungen und Umregelungen von Serizit und Chlorit sowie durch Regelungen von Graphitschüppchen und Plättung von Quarz-Rekristallisationsaggregaten abgebildet.

Zweite alpine Falten (F_2) verfallen in den Phylliten s.l. den voralpinen Lagenbau und s_1 . Sie überprägen F_1 -Falten über mm-bis cm-große Runzeln, die zum tektonischen Hangenden zu scharfen Knickfalten gesteigert werden. Dabei nehmen die Schenkeldivergenzwinkel von 45 zu 15° ab.

In den Phylliten zwischen Penken und Techelweg erreichen F_2 -Falten Wellenlängen von ca. 500 m. Ihnen sind dort scheideltvergente Parasitfalten zugeordnet, die auf einen übergeordneten Faltenbau weisen (Tafel 2, Fig. 5). Die F_2 -Falten besitzen eine strenge N-Vergenz, die E–W streichenden Achsen tauchen überwiegend nach W. F_2 -Langschenkel sind meist stark gedünnt und an Quarz relativ verarmt (Drucklösung). Die Kalkmarmore werden nur an wenigen Punkten flachwellig verfaultet (Tafel 2, Fig. 6). Diese dm-großen Biegungen werden in Kalkphylliten zu N-vergenten Falten

im cm- bis dm-Bereich gesteigert (Schenkeldivergenzen – 60°).

Eine dritte alpine Schieferung (s_3) wurde in der Mylonitzzone der Phyllite nördlich von Penken und im Glimmerschiefer-Mylonit gefunden. Sie ist durch Mylonitisierung der gesamten älteren Gefüge, durch extreme Plättung und Scherung der Quarz-Rekristallisationsaggregate und durch Serizit-Regelungen charakterisiert.

Die s_3 -Flächen fallen stets flach nach SW ein. Sie bilden die Grenzflächen zwischen Glimmerschiefer-Mylonit und überlagerndem Trias-Dolomit, den sie an der Basis ebenfalls durchsetzen.

Dritte alpine Falten (F_3) fanden sich nur an zwei Punkten nördlich Penken. Sie überprägen F_2 -Knickfalten um NW–SE streichende Achsen.

4.3. Alpine Gefügeentwicklung der Permotrias-Schichten

Die Permotrias-Schichten wurden von einem N-vergenten Faltenbau (F_1) mit W-E streichenden Achsen (B_1) erfaßt, die überwiegend nach W tauchen (Abb. 5). Die Schenkeldivergenzwinkel erster Falten nehmen von den Klastika über die Werfener Schichten zu den Karbonaten ab.

Die härteren Konglomerate und der Quarzit des Perm/Skyth werden um einen F_1 -Sattel mit einer Amplitude im Bereich mehrerer 100 m verbogen, die hangenden Werfener Schichten mit Amplituden im 100 m-Bereich offen verfaultet. Die beiden s_1 -Scherflächenscharen sind in den Klastika verbreitet noch nicht in Parallellagen aufeinander zu rotiert.

Die triadischen Kalke sind dagegen deutlich plastisch deformiert worden. So zeigt der laminierte Aniskalk einen engen, steilstehenden $\pm$ N-vergenten Faltenbau mit zugeordneten Parasitfältchen, deren Achsen mit 5 bis 80° nach E und W tauchen. s_1 wird in den Kalken durch feine, spitzwinklig zur Lamination dem s_1 folgende Kalkzit-Rekristallisate nachgezeichnet.

Demgegenüber zeigen die intensiv gescherten Anis-Ladin-Dolomite eine weniger enge Verfallung. Die s_1 -Flächen fallen mit ca. 30 bis 40° nach S ein.

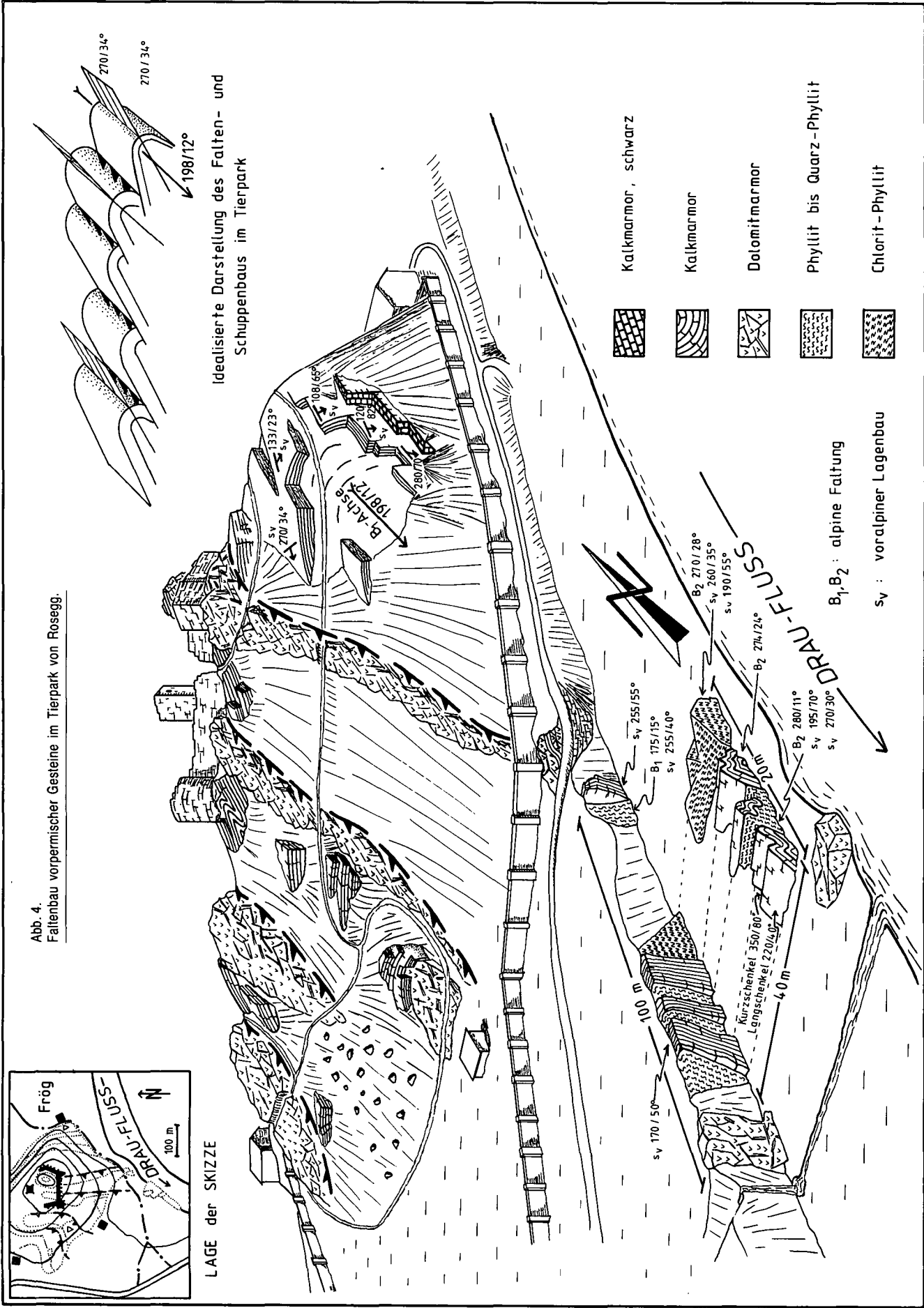
Während der ersten Deformation wurden in den Klastika, Kalken und Dolomiten verbreitet ac-, untergeordnet hkO- und Okl-Klüfte angelegt.

Die permotriadischen Schichten zeigen einen schräg durch die Stratigraphie verlaufenden tektonischen Kontakt zum Grundgebirge, der aus einer $\pm$ N-gerichteten Aufschubung mit zahlreichen Schuppungen resultiert.

Die Perm/Skyth-Konglomerate weisen südlich der Ortschaft St. Martin im Grenzbereich zu den Phylliten mit den Spuren einer intensiven kühlen Durchbewegung auf einen tektonischen Kontakt zum Grundgebirge. Typische Schichten des Unterrotliegend fehlen deshalb im Untersuchungsgebiet. Westlich des Moores von St. Martin liegen die Werfener Schichten vermutlich auf Phylliten.

Nördlich anschließend befinden sich die triadischen Karbonate in direktem tektonischem Kontakt zu den Phylliten, die bei der Erkundung der Karawanken-Trasse dort in geringer Teufe erbohrt worden sind. In Bohrungen angetroffene Kalkbreccien weisen auf kataklastische Aufschubungen hin.

Innerhalb der triadischen Karbonate treten mehrere Schuppenbahnen auf, die mit etwa 45° nach S bis SW



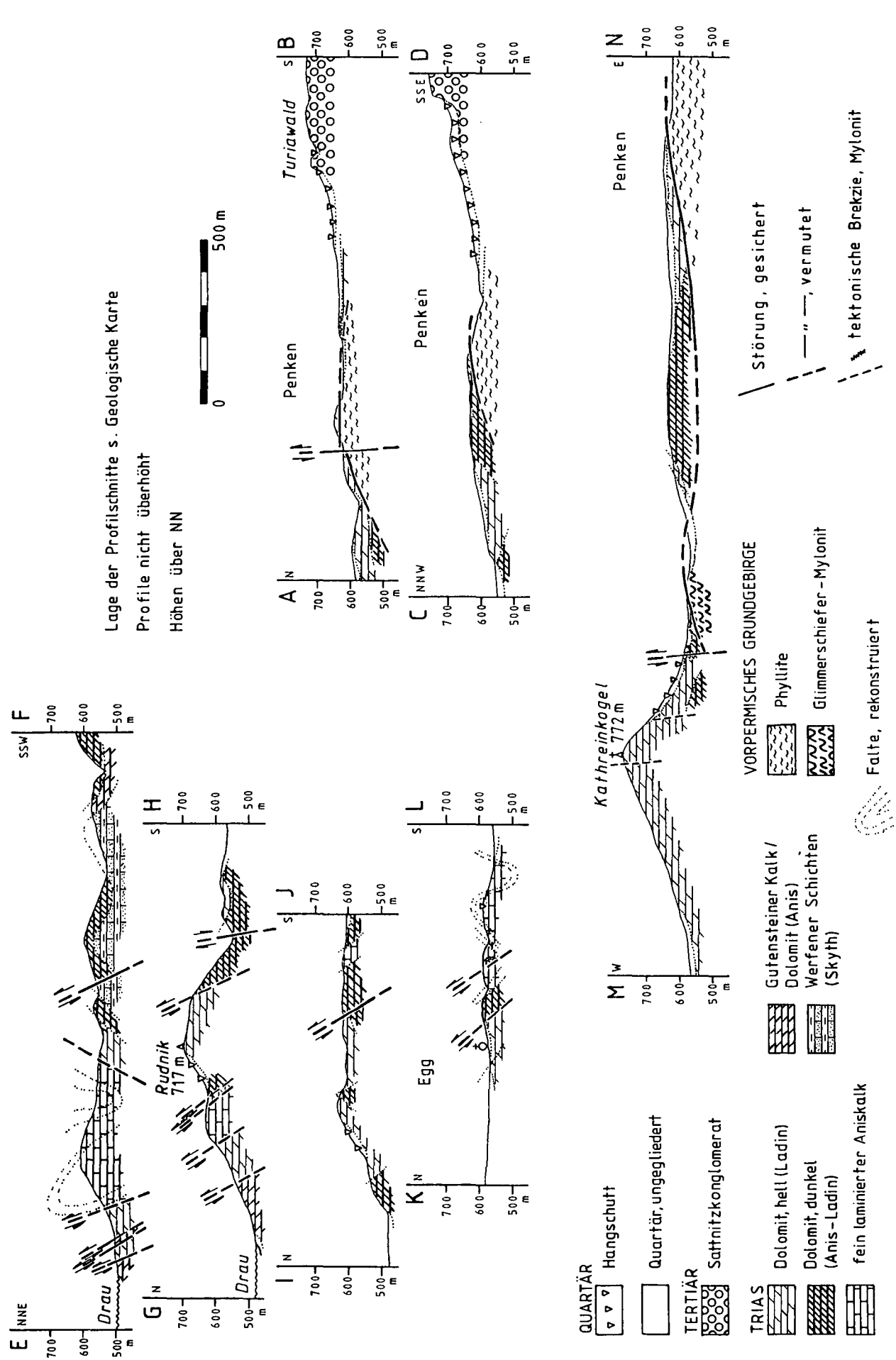


Abb. 5.
Geologische Profile durch die Gesteinsserien zwischen Fäakersee und Turtiawald ESE Villach.

einfallen. In den Bewegungsbahnen der Kalke entstanden ockerfarbene Kalkmylonite, in denen die Schichtung und s_1 in kleine Schleppepfalten gelegt und von SSW tauchendem s_2 überschritten wurden. Die B_2 -Achsen tauchen mit 20° nach SE. Diese abweichende Orientierung der B_2 - von den B_1 -Achsen weist auf eine Änderung des Beanspruchungsplans von erster Scherung zu folgender Aufschiebung mit Schuppung.

In den Schuppenbahnen der Dolomite werden Störungsbreccien und Kataklastite gebildet. Diese primär grauen bis weißen Tektonite erscheinen angewittert rauhwackenartig mit graugelber bis ziegelroter Farbe.

Kataklastische Beanspruchung im Zuge der zweiten alpinen Deformation ist auch an der Basis des über dem Grundgebirge verschobenen Kathreinkogel-Dolomits nachweisbar. Die Überschiebungsbahn fällt mit 30 bis 40° nach SW ein und entspricht in ihrer Lage der alpinen s_3 -Fläche im unterlagernden Glimmerschiefer-Myonit.

Entgegen der Darstellung bei WORSCH (1937) fanden sich für das pannonische Sattnitzkonglomerat keine Hinweise auf eine Verschiebung. Es liegt vielmehr autochthon auf dem Relief des erodierten Permotrias-Untergrunds.

4.4. Bruchtektonik

Die jüngste tektonische Beanspruchung ist die germanotype Bruchtektonik. In dem untersuchten Gebiet sind drei Störungsrichtungen zu unterscheiden:

- 1) Nahezu saiger stehende, NNE–SSW bis NNW–SSE streichende Verwerfungen zerteilen die Permotrias und das Grundgebirge. Sie folgen in ihren Richtungen den bc-Reißklüften der E-vergenten F_1 -Antiform in den Marmoren (Abb. 4) und vergleichbaren Kluft-richtung in den Phylliten. Offensichtlich wurden von diesen Verwerfungen ebenso in den permischen Klastiten eine der hkO-Kluftflächenscharen und in den triadischen Karbonaten die a/c-Klüfte als Störungsfläche genutzt. Vertikale Versatzbeträge von 200 m bis 230 m sind wahrscheinlich.
- 2) Der Faltenbau im Rosegger Tierpark wird an der NE-Flanke von einer auffällig geraden, NW–SE streichenden Linie gekappt. Ein vergleichbares Streichen weist der gegenüberliegende SW-Abbruch des Otuchova-Marmors auf. Auch der Triasdolomit des Kathreinkogels wird von einer NW–SE streichenden Kluftchar durchzogen, die keiner alpinen Deformation zuzuordnen ist. Diese Linien und Klüfte stehen wahrscheinlich in Zusammenhang mit einer NW–SE streichenden Verwerfung zwischen Rosegger Tierpark und Otuchova, die bereits von WORSCH (1937) erkannt wurde und auch von ANDERLE (1977) verzeichnet wird. Diese Störung stellt wahrscheinlich eine Parallelverwerfung zur Gegendtal-Störung (PETRASCHECK, 1927) oder einen von ihr abzweigenden Ast dar.
- 3) Westlich des Moores von St. Martin verläuft eine W–E streichende, steil südgerichtete Abschiebung. Ihre Bildung und die damit verbundene Schollenverstellung kann u. U. in Zusammenhang mit der südlich gelegenen Karawanken-Nordrand-Aufschiebung gesehen werden.

Die Bruchtektonik wird im Mittelkärntner Raum allgemein in das Miozän gestellt. Da das pannonische Satt-

nitz-Konglomerat von $\pm N$ –S streichenden Brüchen in drei isolierte Schollen zerteilt wurde, ist ein post-miozänes Andauern der bruchtektonischen Aktivität in diesem Bereich nicht auszuschließen.

5. Metamorphose des Grundgebirges

5.1. Voralpin metamorph gebildete Minerale und Metamorphosegrad

In den Gesteinen des Grundgebirges sind neben den metamorph gebildeten Mineralen noch klastische Schwerminerale als Relikte erhalten, die nur als Einzelkörner auftreten, somit zur Rekonstruktion der Schichtungs-Lage nicht verwendet werden können.

Turmaline sind in Phylliten s. l., Kalkphylliten und Grünschiefern häufig als 0,03 bis 0,07 mm große klastische Kerne in metamorph weitergewachsenen Individuen erhalten. In einem Schliff finden sich stets unterschiedlich gefärbte Kerne, umhüllt von einheitlich gefärbten Fortwachsungen mit Längen bis 0,1 mm. Im Glimmerschiefer-Myonit fanden sich bis zu 1,5 mm lange Turmaline, die keine klastischen Kerne enthalten.

Apatite ($\varnothing$ 0,1–0,3 mm) sind selten und enthalten nur vereinzelt in Phylliten 0,03 bis 0,05 mm große (?)klastische Kerne, die gegen metamorphe Anwachsungen durch einen Saum opaker Körnchen begrenzt werden. Um 0,4 mm messende Apatite des Glimmerschiefer-Myonits enthalten keine älteren Kerne.

Zirkon tritt in einzelnen, 0,02 bis 0,1 mm großen, gut gerundeten Körnern in Phylliten und Grünschiefern auf.

Quarz ist voralpin vollständig rekristallisiert. Das voralpine, polygonale Zellengefüge ist selten gut erhalten (Korngröße 0,05 bis 0,3 mm).

Hellglimmer sind in dem phyllitischen Glimmerschiefer und dem Glimmerschiefer-Myonit deutlich voralpin rekristallisiert und umrahmen voralpine Faltscheitel polygonal. Sie erreichen Längen von bis zu 1 mm in dem phyllitischen Grünschiefer, 2 mm im Grünschiefer und 1,5 mm im Glimmerschiefer-Myonit (dort Hellglimmer der 3 T-Modifikation).

In den Phylliten wurden an den größten Hellglimmerstücken Längen von 0,5 mm gemessen.

Plagioklas tritt in den Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern, Grünschiefern und dem Amphibolit nur in Form von Blasten auf. Im Glimmerschiefer-Myonit kommen mechanisch verzwillingte Andesine (um An 38) vor, die stark saussuritisiert sind.

Im Grünschiefer bildet Plagioklas Rekristallisations-Aggregate, deren Individuen im Kern aus Oligoklas (bis An 30) und randlich aus Albit bestehen. An alpinen Scherflächen erwerben die Oligoklase mechanische Zwillingslamellen.

In dem Amphibolit liegen die Plagioklase als Andesine (bis max. An 38) in einem Rekristallisationsgefüge vor. Sie sind häufig mechanisch verzwillingt und randlich zu Albit umgewandelt. In den Phylliten finden sich vereinzelt mechanisch verzwillingte Oligoklase, daneben Albit-Blasten, die Einschlüsse von Rutil-Nädelchen enthalten. Die voralpinen Oligoklase schließen häufig Quarz-Abscheidungen ein.

Bei dem ausschließlich im Amphibolit zu findenden Amphibol handelt es sich um eine barroisitische Hornblende mit folgenden optischen Daten:

$Z\>c$ 23–25°, V_x 80–84°; Pleochroismus: X = gelbgrün, Y = grün, Z = bläulichgrün.

Biotite des Glimmerschiefer-Mylonits ($\varnothing$ bis 0,5 mm) sind weitgehend zu Chlorit umgewandelt (alpin). Sie enthalten zahlreiche Opakkorn-Einschlüsse kleinerer Biotite auch Sagenitgitter.

Ilmenit erreicht in den Phylliten bis zu 4 mm Länge. Stets entmischt Ilmenit senkrecht zur langen Leistenachse stehende Rutil-Nädelchen.

Kalzit bildet in den Marmoren ein Rekristallisations-Gefüge mit Korngrößen zwischen 0,3 und 1,5 mm. Dolomit-Rekristallisations-Gefüge ($\varnothing$ 0,05–0,1 mm) werden bei späterer Deformation leicht geplättet, die Körner jedoch selten verzwillingt.

Der skizzierte Mineralbestand weist auf unterschiedliche Metamorphosegrade der Grundgebirgsanteile vor der alpinen Metamorphose. Die Phyllite, Kalkphyllite und Grünschiefer wurden voralpin vermutlich nicht amphibolit-faziell aufgeheizt, da klastische Turmalin-Kerne nicht durch Diffusion entfernt wurden (ca. 560°C = T_{Diff} ; vgl. VOLL, 1969). Für diese Gesteine ist eine voralpine Metamorphose der oberen Grünschieferfazies wahrscheinlich. Dafür sprechen auch die Reste von Oligoklasen, die durch Kornvergrößerung entstandenen Quarz-Gefüge, die Größe der Hellglimmer sowie die Rekristallisations-Gefüge von Dolomit und Plagioklasen.

Ein Großteil der Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer östlich der Drau dürfte eine präalpine Metamorphose im Bereich der oberen Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies erlebt haben. Aus sicher amphibolit-faziell geprägten Gesteinen ist der Glimmerschiefer-Mylonit hervorgegangen. Große Turmaline ohne erhaltene klastische Kerne und Überreste von Andesin weisen auf Metamorphose-Temperaturen von über 540°C. Der Amphibolit enthält gleichfalls Andesin, der nach WENK & KELLER (1969) in derartigen Gesteinen im Bereich der Staurolith-Isograde gebildet wird. Diese liegt nach WINKLER (1979) im Temperaturbereich um 540°C.

5.2. Alpin-metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad des Grundgebirges

Voralpine Quarzrekristallisations-Körner erwerben in Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern bei alpiner Deformation suturierte Korngrenzen, zerfallen weitgehend zu Subkörnern und rekristallisieren häufig unter vollständiger Aufzehrung der Altkörner. Bei weiteren Deformationen erwerben die Rekristallisations-Körner ($\varnothing$ bis 0,05 mm) und Altkörner Deformations- und Böhm-Lamellen.

In den Phylliten kristallisiert druckgelöster Quarz in alpinen Streckungshöfen um Opakkörner und Plagioklasen sowie in aufgeweiteten alpinen Faltenscheiteln. In den Grünschiefern füllt Quarz alpine Streckungshöfe um Plagioklasen, Epidot und Titanit.

Voralpine Hellglimmer werden um F_1 -Scheitel gebogen und geknickt. Sie rekristallisieren in alpinen Scherflächen zu feinem Serizit, in alpin deformierten Hellglimmer-Aggregaten wachsen kleine Querglimmer. Im Glimmerschiefer-Mylonit wachsen Serizite in zerfallenden Plagioklasen und in Pseudomorphosen nach (?) Staurolith.

Chlorit wird im Glimmerschiefer-Mylonit aus Biotit gebildet, im Amphibolit aus Amphibol. Die Chlorit-Aggregate werden um B_2 -Falten gebogen und geknickt.

In den Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern und Grünschiefern östlich der Drau tritt Chlorit in länglichen Flatschen auf, ist in alpine Scherflächen geregelt und mit Hellglimmern parallel verwachsen. Die Chloritflatschen stellen vermutlich deformierte Pseudomorphosen nach Biotit oder Granat dar. In einem Grünschiefer östlich der Drau wurden die Achsen der Chlorit-Flatschen in Schnitten senkrecht s_1 , parallel und senkrecht str_1 vermessen. Die Achsenverhältnisse bleiben in den Schnitten ungefähr gleich. Die Chlorit-Flatschen sind vermutlich aus isometrischen Körnern hervorgegangen, möglicherweise aus Granat. In den Phylliten westlich der Drau tritt der Chlorit in den Schichtsilikatlagen diffus verteilt, bevorzugt in den durch Aufspaltung der Hellglimmer gebildeten Zwickeln auf.

Stengelige Epidot-Körner in Grünschiefern ($\varnothing$ 0,1–0,5 mm) sind in str_1 zerbrochen und randlich häufig von Klinozoisit umwachsen.

Albite finden sich verbreitet in Phylliten s.l. und Grünschiefern. Sie bilden Anwachsäume an voralpinen Plagioklasen oder wachsen als neue Blasen. Letztere enthalten in den Phylliten nach s_1 geregelte Serizite und opake Minerale, in den Grünschiefern außerdem alpin gebildete Titanite ($\varnothing$ 0,03–0,1 mm) und in alpiner str_1 zerrissenen Epidot.

Voralpine Kalzite sind in den Kalkmarmoren und Kalkphylliten geplättet und druckverzwillingt, in alpinen Scherflächen rekristallisiert ($\varnothing$ 0,05–0,1 mm, selten bis 0,5 mm). Die Rekristallisations-Körner sind nur selten mechanisch verzwillingt. In Grünschiefern findet sich Kalzit in Rekristallisations-Aggregaten ($\varnothing$ um 0,1 mm), ferner als feine Einschlüsse in voralpin albitisierten Plagioklasen.

Die alpine Metamorphose erzeugte in allen Gesteinen des Grundgebirges Mineralneubildungen der unteren Grünschieferfazies. Dabei wurde die Quarz-Rekristallisationstemperatur überschritten, die nach VOLL (1976) bei 290° liegt. Diese Temperierung wurde auch in Glimmerschiefer-Mylonit erreicht. Quarz-Rekristallisation ist hier jedoch seltener, Subkornbildung dominiert.

Dolomit rekristallisierte alpin nicht mehr. Die Temperatur der beginnenden Rekristallisation (400–500°C; VOLL, 1980, 1983) wurde nicht erreicht.

6. Metamorphe Mineralbildungen und Metamorphosegrad der permotriadischen Schichten

Die durch Drucklösung formveränderten Quarzklasten der Perm/Skyth-Klastite enthalten alpin gebildete Subkörner. Da auch Kluftquarze diese Züge aufweisen, sind diese sicher erst nach der Sedimentation der Klasten erworben worden.

In wenigen Bereichen zeigen erste feine Quarz-Rekristallisations-Körner in den s_1 -Scherflächen der Klastite, daß die Temperatur der beginnenden Rekristallisation erreicht wurde.

In sandig-tonigen Partien der Werfener Schichten bilden sich dünne Quarzmobilisate. Die Quarzgangbildung erfolgte hier parallel zur antithetischen s_1 -Flächenschar.

Während der ersten Deformation wurde die Tonfraktion der Klastite zu Serizit umgewandelt, der, nach s_1 geregelt, in Druckschattenbereichen von druckgelöstem Quarz umwachsen wird.

Die triadischen Karbonate haben die zum plastischen Verhalten von Kalzit gegenüber Dolomit nötige

Temperatur von 150–200°C (VOLL, 1980) sicher überschritten. Dies wird auch durch Subkornbau und feine Rekristallisation von Quarz in Hornsteinknollen des laminierten Aniskalkes angezeigt.

Für die erste alpine Deformation ist eine Metamorphose-Temperatur von ca. 300°C wahrscheinlich. Sie weist mithin auf leicht grünschieferfazielle Bedingungen, die auch durch Untersuchungen der Illit-Kristallinität bestätigt werden (v. GÖSEN et al., 1987).

Die zweite alpine Deformation führte in den Perm/Skyth-Klastiten nicht über Quarz-Drucklösung und Ausbildung feiner Deformationslamellen in den Quarzkörnern hinaus. Quarz-Subkornbau konnte während der zweiten Deformation nicht nachgewiesen werden. Kataklaste und Breccien weisen auf kataklastische Bedingungen, wobei während der Strukturprägungen eine anchizonale Metamorphose nicht auszuschließen ist.

7. Schlußfolgerungen

Die voralpinen Mineralrelikte in den Gesteinen des Grundgebirges zeigen, daß diese Folgen unterschiedlichen voralpinen Metamorphosestufen entstammen.

Die an der Basis der Kathreinkogel-Trias mylonitisierten Glimmerschiefer sind aufgrund ihres voralpinen amphibolitfaziellen Metamorphosegrades als Späne des „Altkristallins“ anzusehen. Sie dürften verschürfte Späne des Mittelostalpinen Kristallins darstellen. Die im tektonisch Liegenden folgenden Phyllite bis phyllitischen Glimmerschiefer erlebten z. T. eine voralpine höher temperierte Grünschieferfazies, z. T. wohl auch amphibolitfazielle Metamorphosegrade. Sie wurden während erster durchdringender alpiner Scherung zu „Phylliten“ umgeformt, die mithin am ehesten als Diaphthorite zu bezeichnen sind. Sichere Belege für eine Gleichsetzung mit den altpaläozoischen Phylliten des Gurktaler Deckenkomplexes im Norden fehlen.

Die Phyllite westlich der Drauschleife von Rosegg weisen lediglich Züge mittlerer grünschieferfazieller Metamorphose auf, Hinweise auf höhere voralpine Metamorphose fehlen. Sie sind lithologisch am ehesten mit den altpaläozoischen Phyllitserien des Gurktaler Deckenkomplexes (Oberostalpin) zu vergleichen.

Mithin teilt die bedeutende NW–SE streichende Störung in der Drauschleife östlich Rosegg zwei unterschiedliche Anteile des Ostalpins:

Im Osten das diaphthoritisch geprägte Kristallin mit auflagernden Permotrias-Schollen, zu denen wohl auch das östlichste Vorkommen von Viktring zu zählen ist (SCHÜNEMANN et al., 1982). Im Westen dagegen grünschieferfazielle Phyllite als Unterlage einer umfangreicheren Permotrias-Abfolge. Geht man von einer Mittelostalpin-Zuordnung der Diaphthorite östlich der Draus aus, so enden diese an der Störung. Mithin wäre die Fortsetzung des heute erodierten Gurktaler Deckenkomplexes im Hangenden der Diaphthorite östlich der Störung zu sehen.

Aufgrund des tektonischen Kontaktes zwischen permotriadischen Schichten und dem Grundgebirge ist nicht sicher abzuschätzen, in welchem Ausmaß die basalen Perm/Skyth-Konglomerate im Vorkommen östlich des Faaker Sees tektonisch reduziert wurden. Ein Vergleich dieser Permotrias-Folge mit anderen Permotrias-Abfolgen des südlichen Ostalpins (Abb. 2) macht dennoch deren Zuordnung zum Oberostalpin (Drauzug)

wahrscheinlich. Dagegen sind ursprünglicher Schichtumfang und Zuordnung der östlich gelegenen Vorkommen bisher unsicher. Eine Zuordnung zum Oberostalpin ist generell nicht auszuschließen. Eine Anbindung an das Stangalm-Mesozoikum s. str. (Mittelostalpin) am Westrand des Gurktaler Deckenkomplexes ist hingegen nicht beweisbar.

Die bereits geschieferten Schichten der Permotrias wurden durch eine NNE-gerichtete Aufschiebung auf die heutige Unterlage verfrachtet. Das Grundgebirge hat im Zuge dieser Überschiebung seine dritte alpine Deformation erfahren, die über Gefügevergleiche mit der zweiten Prägung der Permotrias parallelisiert werden kann.

Die alpinen Prägungen der Permotrias und des Grundgebirges sind mit der begleitenden Temperierung am ehesten als altalpine (prägosauische) Ereignisse anzusehen. Sichere Hinweise auf jung- und/oder spätalpine Aufschiebungen fehlen. Die jungtertiäre Aufschiebung der Karawankenkette ist mit der hier abgelaufenen Einengungstektonik nicht gleichzusetzen.

Literatur

- ANDERLE, N.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 201–210 Villach-Assling. – Wien (Geol. B.-A.) 1977.
- CLAASSEN, T.: Geologische Neukartierung des Gebietes südlich Velden (Wörthersee), Kärnten – Österreich. – Unveröff. Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 99 S., Hamburg 1984.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriassische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch) Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/2, 1–43, Innsbruck 1974.
- FRITSCH, W.: Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. – Veröff. Haus Natur Salzburg, 16/3 (Abt. II), 1–27, Salzburg 1965.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer, 2. Mitteilung. – N. Jb. Miner. Mh., 1967, 374–376, Stuttgart 1967.
- GÖSEN, W., v. PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M.: Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpin, Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., 130/1, 31–36, Wien 1987.
- GÖSEN, W., v. & THIEDIG, F.: Erster Hinweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1979/3, 313–335, Wien 1980.
- HAUSER, C. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 201–210 Villach-Assling. – 44 S., Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- KAHLER, F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. Geologische Studien im Vorland eines jungen Gebirges. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 68, 83–145, Graz 1931.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., 1982, 33–51, Wien 1982.
- PETRASCHECK, W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 151–164, Wien 1927.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich von Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14-15, 229–266, Wien 1965.
- SCHÜNEMANN, M., GÖSEN, W., v. & THIEDIG, F.: Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten-Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53, 191–206, Hamburg 1982.
- SCHWAIGHOFER, B.: Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken (Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 149–178, Wien 1966.

- SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg – Förderlach – Bogenfeld – Egg am Faakersee – Ledenitzen – Mallenitzen – Schlatten – St. Jakob – Mühlbach – Rosegg (Kärnten/Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **12**, 85–103, Wien 1961.
- SORDIAN, H.: Zentralalpine Permotrias (Wauberg – Rudnik – Petelin) im Becken von Klagenfurt. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 330–340, Wien 1962.
- SYLVESTER, H.: Geologische Neukartierung des Mesozoikums zwischen Faaker See und Rosegg (Kärnten/Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 121 S., Hamburg 1984.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstätter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1957/58**, 325–354, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 3–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 1. Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- UCIK, F. H.: Vererzung und Bergbaue in der Umgebung von Rosegg bei Villach. – Carinthia II, **162/82**, 132–141, Klagenfurt 1972.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Unveröff. Habil.-Schrift, Techn. Univ. Berlin, 206 S., Berlin 1969.
- VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **56**, 641–647, Zürich 1976.
- VOLL, G.: Deformation, crystallization and recrystallization. – Abstr. Intern. Conf. Deform. on rocks, Append. 1–9, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Göttingen, Göttingen 1980.
- VOLL, G.: Deformation und Kristallisation wichtiger gesteinsbildender Minerale und ihre Auswirkung auf den Großbau der Westalpen. – Geologie der Alpen, 73. Jahrestagung der Geol. Vereinig., Kurzfassungen 59–60, Berchtesgaden 1983.
- WENK, E. & KELLER, F.: Isograde in den Amphibolitserien der Zentralalpen. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **49**, 157–198, Zürich 1969.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – X + 348 pp., fifth Ed., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. – Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., **73**, 1936, 58–59, Wien 1936.
- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. – Carinthia II, **127/47**, 41–57, Klagenfurt 1937.
- Manuskript eingelangt bei der Schriftleitung am 17. Mai 1987.

Tafel 1

Gefügediagramme aus dem vorpermischen Grundgebirge östlich der Drau-Schleife von Rosegg.

Fig. 1: Phyllite

- = voralpiner Lagenbau s_v
- = s_1 -Flächen

Fig. 2: Phyllite

- ▲ = alpine B_1 -Achsen

Fig. 3: Phyllite

- = voralpiner Lagenbau s_v und s_1 -Flächen
- = s_3 -Flächen

Fig. 4: Phyllite

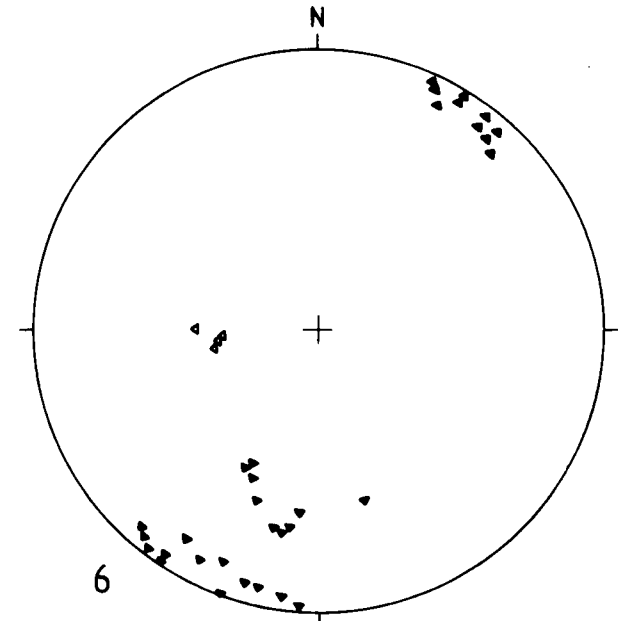
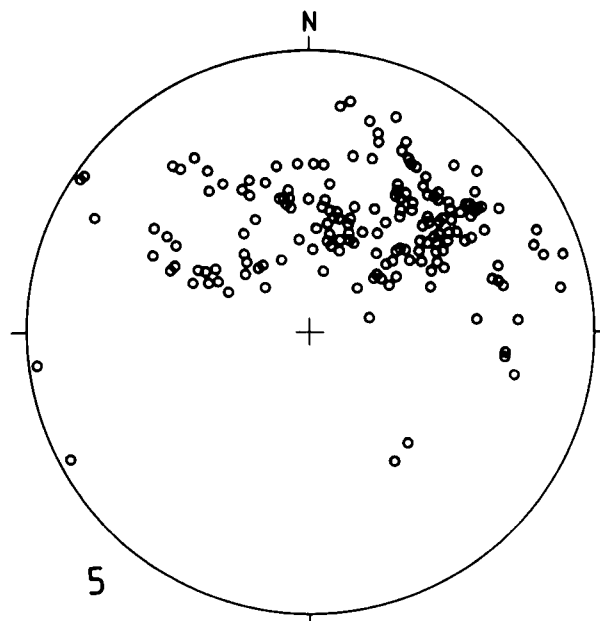
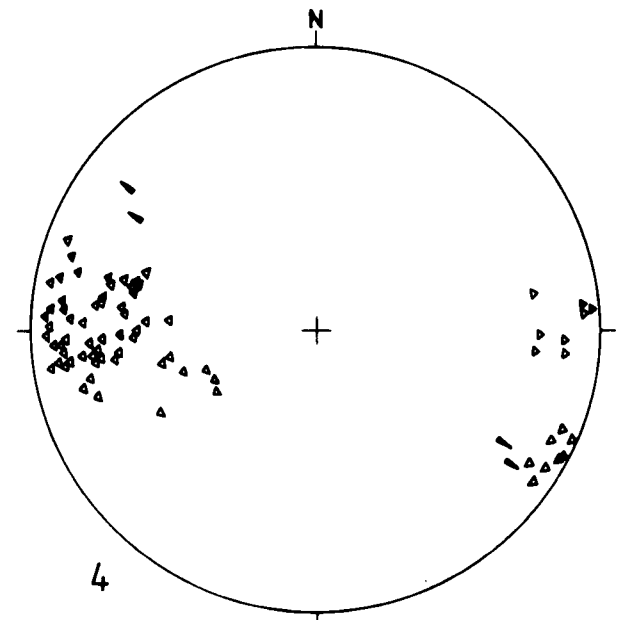
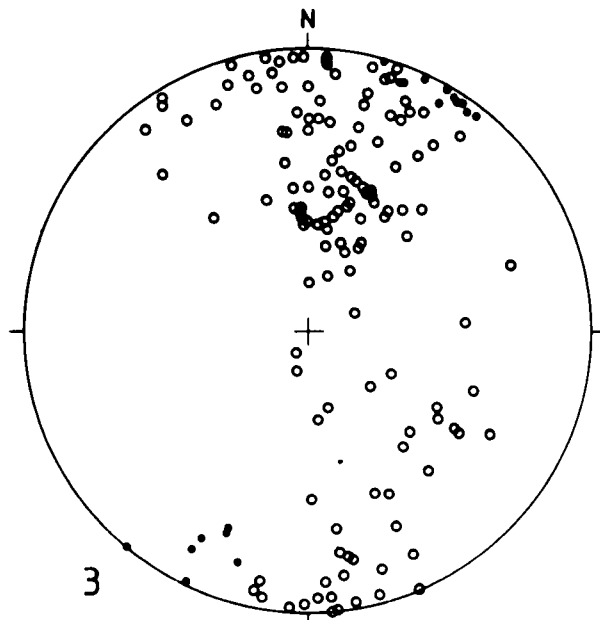
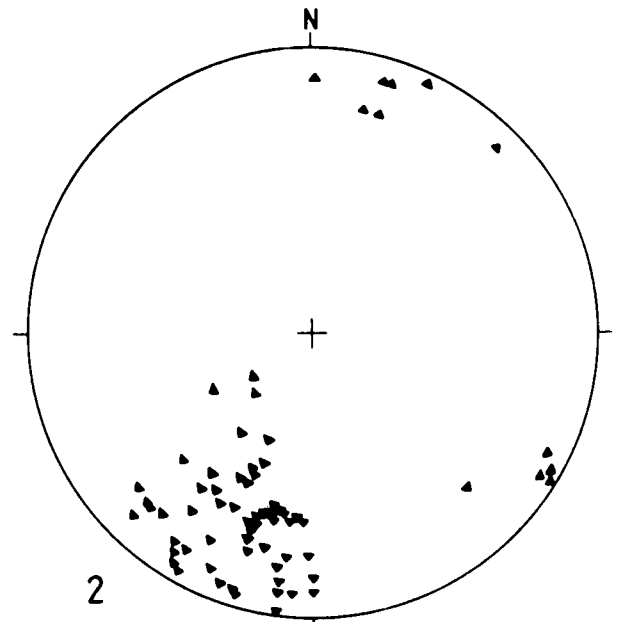
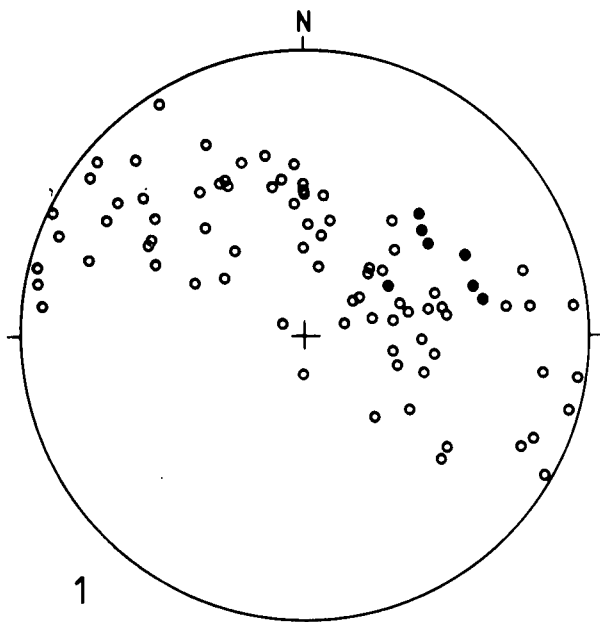
- △ = alpine B_2 -Achsen
- ▲ = alpine B_3 -Achsen

Fig. 5: Kalkmarmore

- = voralpiner Lagenbau s_v

Fig. 6: Kalkmarmore

- ▲ = alpine B_1 -Achsen
- △ = alpine B_2 -Achsen



Tafel 2

Fig. 1: Gefügediagramme des Phyllit/Marmor-Aufschlusses südlich des Tierparkes von Rosegg an der Drau.

- = alpine B_1 -Achsen
- ⊙ = alpine B_2 -Achsen
- ◆ = voralpines s um alpine B_1 verfaltet
- ◇ = voralpines s um alpine B_2 verfaltet

Fig. 2: Gefügediagramme in den Kalkmyloniten (= Tektonite zweiter alpiner Deformation).

- ⊗ = B_2 bei $140/20^\circ$
- = Klüfte
- × = ss bei $54/76^\circ$ und $230/80^\circ$
- = s_2 bei $200/45^\circ$
- / = Striemen auf s_2

Fig. 3: Gefügediagramme von der vollständig erhaltenen Antiform vorpermischer Marmore im Tierpark von Rosegg.

- = alpine B_1 -Achsen
- ◆ = voralpines s um alpine B_1 verfaltet

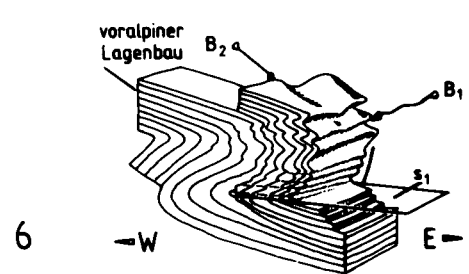
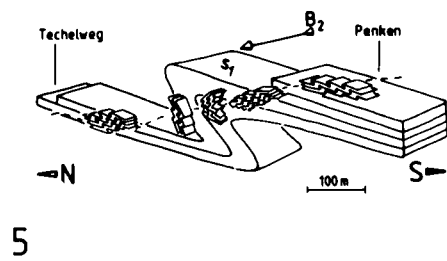
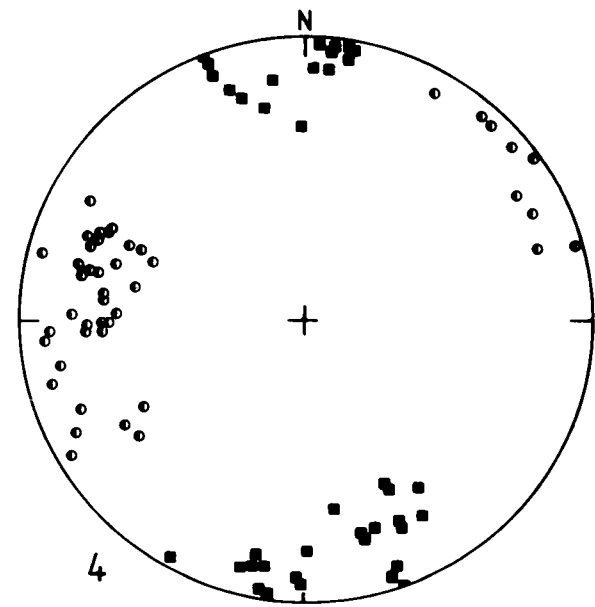
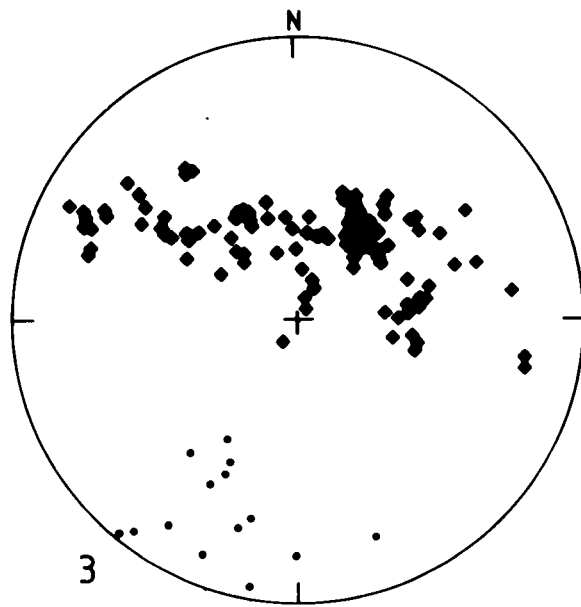
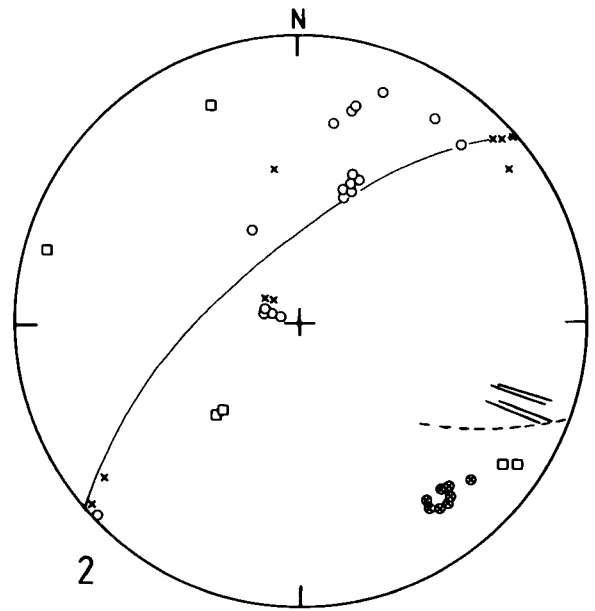
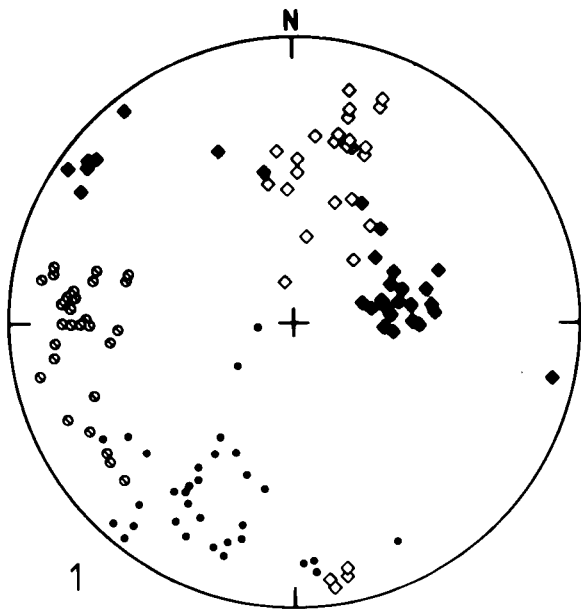
Fig. 4: Gefügediagramme von der vollständig erhaltenen Antiform vorpermischer Marmore im Tierpark von Rosegg.

- = a/c-Klüfte der alpinen F_1
- halbgefüllt = b/c-Klüfte der alpinen F_1

Fig. 5: In den Phylliten zwischen den Ortschaften Penken und Techelweg treten schiefervergente Kleinfalten zweiter alpiner Falten auf. Aus der Lage und Vergenz der dm- bis cm-großen Kleinfalten konnte der übergeordnete Faltenbau ermittelt werden. Die F_2 -Großfalten besitzen hier Wellenlängen von ca. 500 m. In der schematischen Zeichnung sind die Kleinfalten stark vergrößert.

Fig. 6: Schematische Darstellung der alpinen Deformationen in den Kalkmarmoren.

Erste alpine Falten F_1 falten den voralpinen Lagerbau in reinen Marmoren mit Wellenlängen im 10 m- bis 100 m-Bereich, in silikatischen Marmoren und Kalkphylliten mit Wellenlängen im cm- bis dm-Bereich. Zweite alpine Falten F_2 treten selten auf, sie besitzen stets große Schenkelwinkel.



Tafel 3

Gefügediagramme erster alpiner Deformation des permotriadischen Deckgebirges.

Fig. 1: Perm/Skyth-Schichten des Petelin-Berges.

× = ss-Flächen

⊙ = δ-Achsen

Fig. 2: Perm/Skyth-Schichten des Petelin-Berges.

○ = s₁-Flächen

Fig. 3: Perm/Skyth-Schichten des Petelin-Berges.

□ halbgefüllt = a/c-Klüfte der F₁

△ = hk0-Klüfte

Fig. 4: Triadischer Dolomit von Bogenfeld.

× = ss-Flächen

⊙ = δ-Achsen

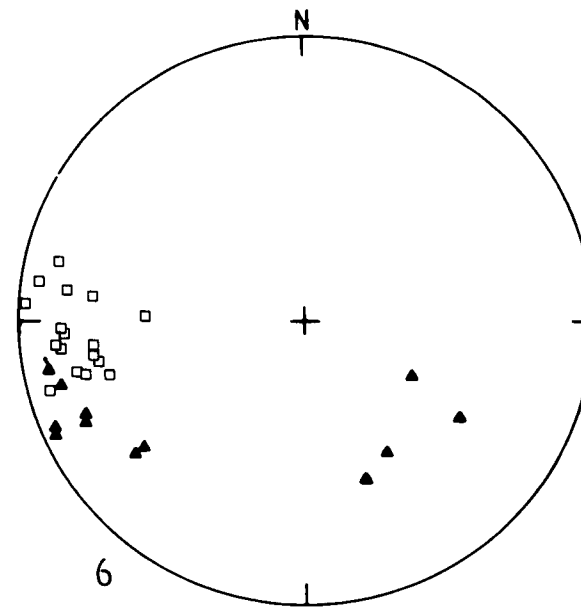
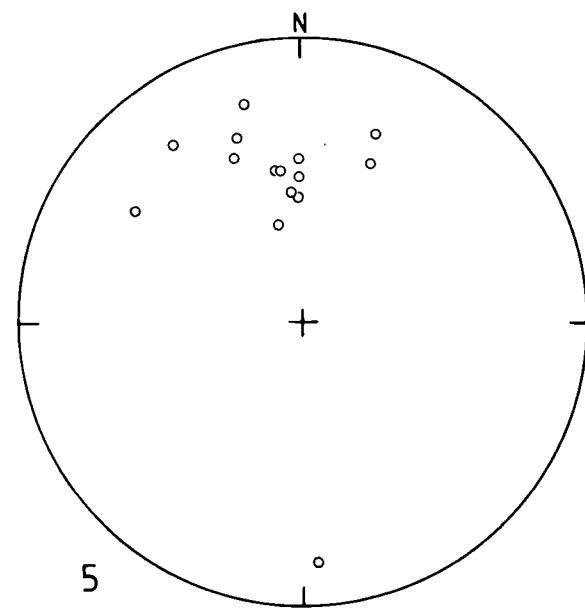
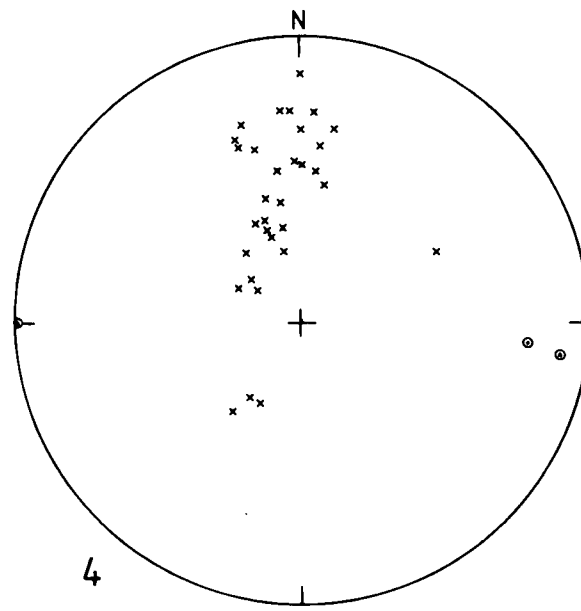
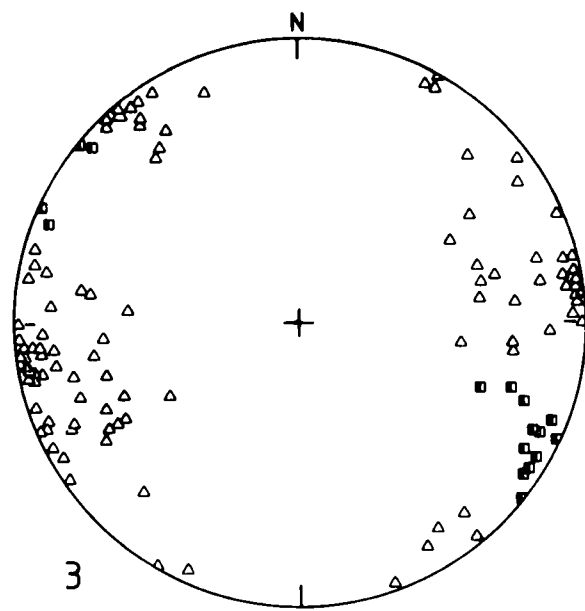
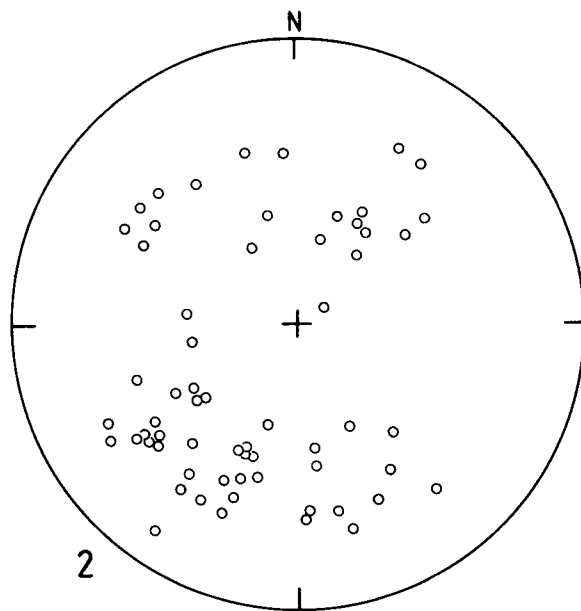
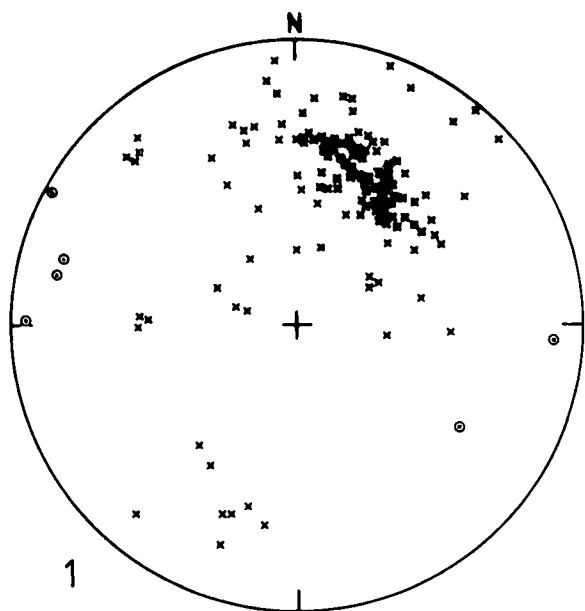
Fig. 5: Triadischer Dolomit von Bogenfeld.

○ = s₁-Flächen

Fig. 6: Triadischer Dolomit von Bogenfeld.

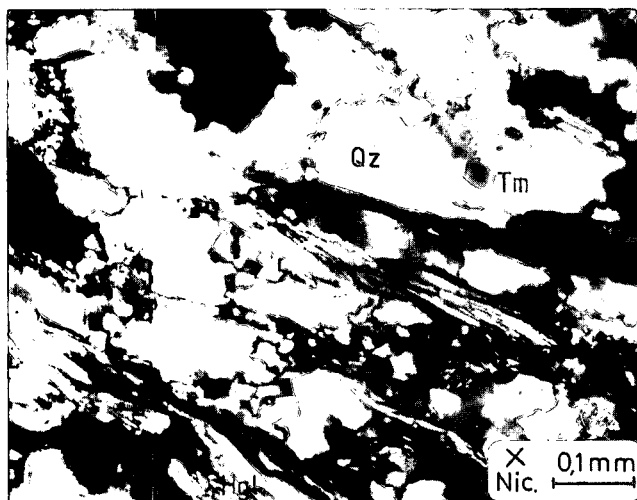
□ = a/c-Klüfte der F₁

▲ = okl-Klüfte der F₁



Tafel 4

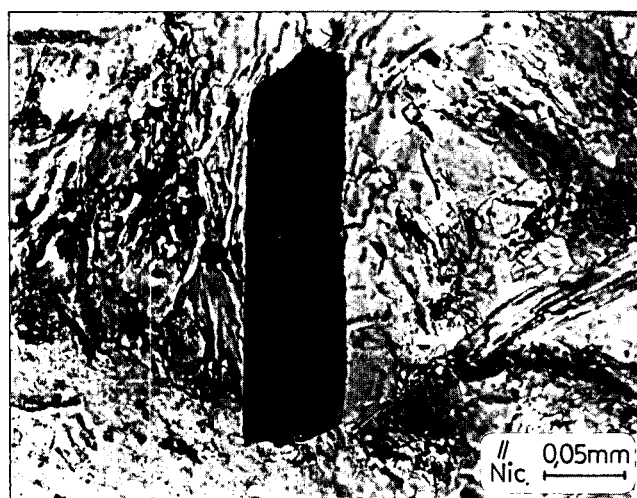
- Fig. 1: Phyllit: Voralpiner Lagenbau aus geregelten Hellglimmern (Hgl) und vergrößerten Quarzrekristallisaten (Qz); (Tm = Turmalin).
Das voralpine, polygonale Zellengefüge der Quarze wurde alpin durch Plättung, Suturierung der Korngrenzen und erneute, feinkörnige Rekristallisation im Bereich von Korngrenzen überprägt. Die Hellglimmer wurden bei alpiner Deformation undulös und beginnen randlich zu rekristallisieren.
Dünnschliff einer Probe von 200 m N' des Otuchova, Sh. 580 m.
- Fig. 2: Grünschiefer: Ein stengeliger Epidot ist parallel zum voralpinen Lagenbau und s_1 geregelt und durch Streckung zerbrochen. Ein zugehöriges Streckungslinear streicht ESE–WNW.
Dünnschliff einer Probe vom Techelbach, Sh. 600 m
- Fig. 3: Phyllit: Voralpiner Turmalin mit klastischem Kern; Kernfarbe = gelbgrün; Anwachsfarbe = olivgrün.
Dünnschliff einer Probe von 200 m WSW' des Otuchovagipfels, Sh. 575 m
- Fig. 4: Glimmerschiefer-Mylonit: Große, weitgehend zu Chlorit umgewandelte, voralpine Biotite mit zahlreichen feinen Einschlüssen opaker Substanz.
Dünnschliff einer Probe von 300 m NE' von Kreinz, Sh. 750 m.
- Fig. 5: Phyllit: Voralpiner Oligoklas (An_{30}) mit feiner mechanischer Verzwillingung (Periklin-Lamellen) und gröberer Wachstumsverzwillingung (Albit-Lamellen).
Dünnschliff einer Probe von 400 m ENE' der Kote 626 in Penken
- Fig. 6: Grünschiefer: Rekristallisatgefüge aus Albit, leicht in s_1 geplättet und teilweise kataklastisch deformiert.
Dünnschliff einer Probe von 600 m NE' von Penken.



1



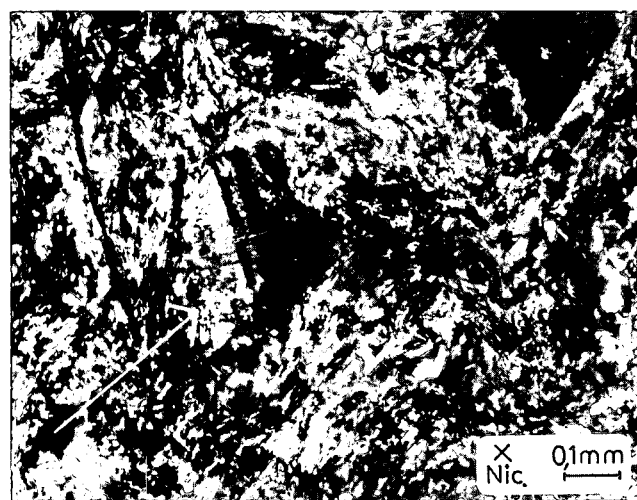
2



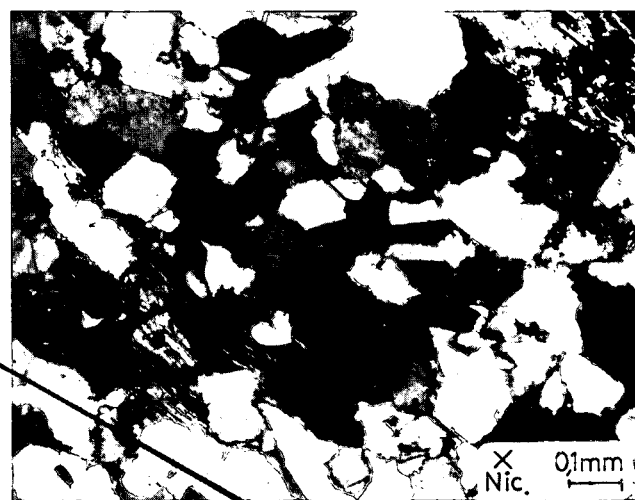
3



4



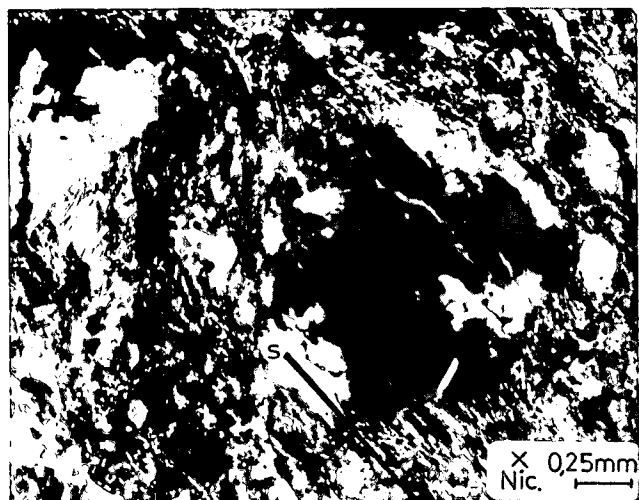
5



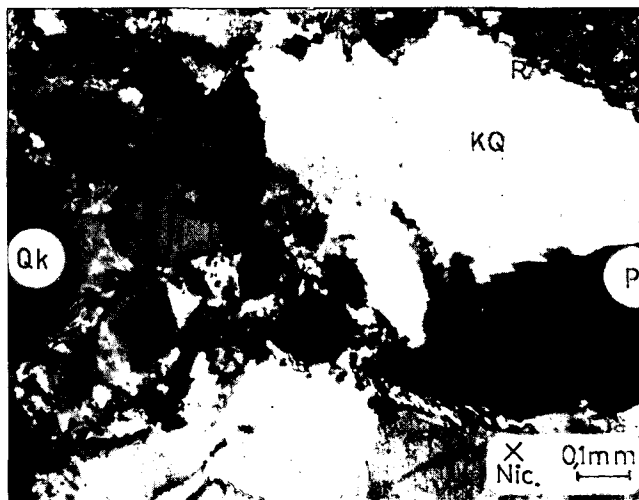
6

Tafel 5

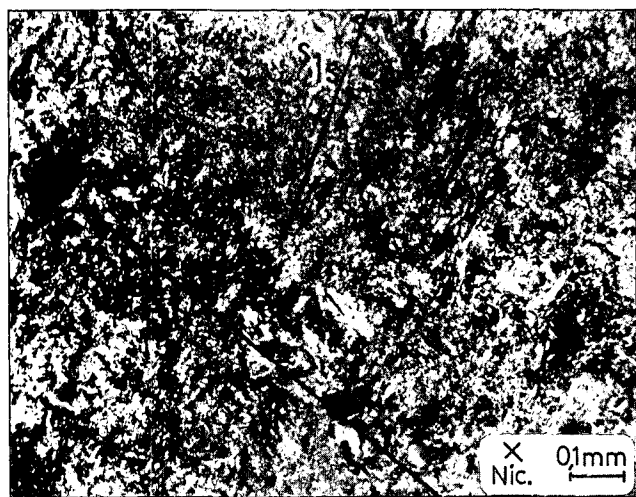
- Fig. 1: Grober Sandstein (Tieferes Perm/Skyth): Die Glimmer des feinkörnigen Quarz-Serizit-Bindemittels sind nach der Schieferung geregelt und umfließen die Klasten. Anwachsungen von druckgelöstem Quarz um geregelte Serizite befinden sich im Druckschatten der Klasten.
Dünnschliff einer Probe aus dem Fermitsch-Bach E' von St. Martin.
- Fig. 2: Obere Partie des Quarzgeröll-Konglomerats (Tieferes Perm/Skyth): Die Quarzklasten (Qk) des Quarzits in der linken Bildhälfte sind polygonisiert und führen zwischen den weitergewachsenen Klasten kleine Rekristallite (Qr). Die Kluftquarze (KQ, rechts) führen Deformationslamellen (D) und zeigen gelegentlich auch Rekristallite (R).
Dünnschliff einer Probe vom Wegaufschluß N' des Petelin-Berges, Sh. 630 m.
- Fig. 3: Werfener Schichten (Skyth): Die Schichtung wird in diesem Dünnschliff durch die nahezu waagrecht verlaufende Reihung von Quarzklasten abgebildet. Die synthetische Schieferungsschar s_{1s} verstellt die Schichtsilikate. Die antithetische Schieferungsschar s_{1a} wird durch die flach von links oben nach rechts unten verlaufenden Quarzaggregate angezeigt.
Dünnschliff einer Probe vom Vorkommen bei der AWP-Trasse 250 m W' des Moores von St. Martin.
- Fig. 4: Angeschliffene, orientiert entnommene Probe eines gelben Kalkes aus dem Bereich der Kalkmylonite: Im Anschliff ist die Verstellung des fein-laminierten Aniskalkes am alpinen s_2 (200/45°) zu erkennen. Die Oberseite des Probenstücks zeigt die dadurch hervorgerufenen B_2 -Achsen (140/20°).
Dünnschliff einer Probe vom Wegaufschluß NW' des Tabor-Berges, Sh. 600 m.
- Fig. 5: Angeschliffene Probenstück einer tonigen Feinsandlage des Quarzgeröll-Konglomerats (Tieferes Perm/Skyth): Die Feinschichtung wird durch einen Farb- und Materialwechsel von dunkelgrau-violetten, tonigen Feinsand-Schichten und blaßgrünen Fein- bis Mittelsand-Schichten abgebildet. Wiederholt tritt normale Gradierung auf.
Dünnschliff einer Probe vom Wegaufschluß NNE' des Petelin-Berges.
- Fig. 6: Werfener Schichten im N-S-verlaufenden Petelin-Bach in 545 m Sh: Ein kräftig brauner, kalkig-dolomitischer Silt-Sandstein wird von einem mürben, hellgrauen Fein- bis Mittelsandstein überlagert. Die Schüttung des hellen Sandsteins erfolgte nach dem Schrägschichtungsanschnitt (nachgezeichnet) aus allgemein nördlicher Richtung. Durch Strömung wurden Fetzen des braunen Sandsteins losgerissen und s-förmig verbogen (rip up clast, siehe Kreismarkierung).



1



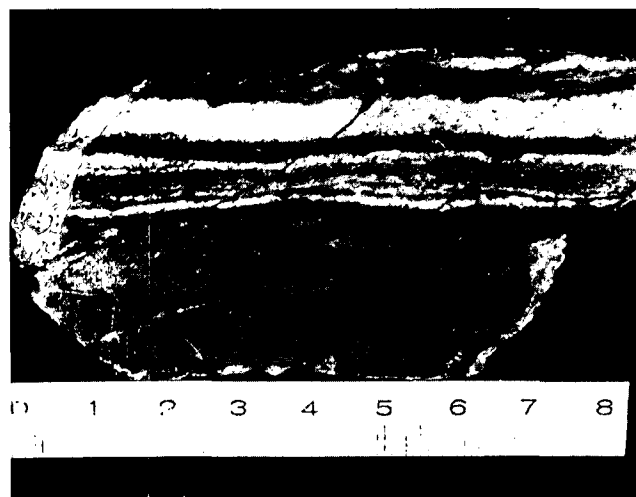
2



3



4



5



6

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: [130](#)

Autor(en)/Author(s): Claassen Thomas, Gosen Werner von, Sylvester Hanns, Thiedig Friedhelm

Artikel/Article: [Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiwald südöstlich von Villach \(Kärnten/Österreich\) 391](#)