

Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich)

Von KARL KRAINER*

Mit 4 Abbildungen und 3 Tafeln

Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER zum 50. Geburtstag

*Kärnten
Gurktaler Decke
Stangalm-Mesozoikum
Sedimentologie
Klastika
Perm
Untertrias*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 183, 184

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	159
1. Einleitung	160
2. Pfannock-Schuppe	161
2.1. Allgemeines	161
2.2. Basissandstein	161
2.3. Rotschichten („Bockbrekzie“)	163
2.3.1. Paläogeographische Überlegungen	166
2.4. Werfener Horizont	166
2.5. Pfannockschiefer	167
3. Melitzen-Scholle	167
3.1. Allgemeines	167
3.2. Makroskopische Beschreibung	167
3.3. Mikroskopische Beschreibung	168
4. Perm der Gurktaler Decke	169
5. Schlußdiskussion	169
Dank	171
Literatur	171

Zusammenfassung

Im Bereich des Stangalm-Mesozoikums wurden die permischen und untertriadischen Sedimente (vorwiegend Klastika) der Melitzen-Scholle („zentralalpin“), der Pfannock-Schuppe („südoberostalpin“), sowie das Perm der Gurktaler Decke (Werchzirmschichten) sedimentologisch untersucht.

Die untersuchten Profile (Melitzen-Scholle, Pfannock-Schuppe, Gurktaler Decke) weisen untereinander deutliche fazielle, vor allem lithologische Unterschiede auf. Die sedimentologischen Untersuchungen haben gezeigt, daß eine fazielle Anknüpfung an den Drauzug weder für das Pfannockprofil noch für das Permoskyth der Melitzen-Scholle möglich ist.

Das Perm-Untertrias-Profil der Pfannock-Schuppe wurde in vier lithologische Serien gegliedert: (1) in einen wenige m mächtigen, dem „Permoskythsandstein“ der nordalpinen Fazies sehr ähnlichen Basissandstein, (2) in eine 50 m mächtige Abfolge aus rot gefärbten Konglomeraten und Sandsteinen (Rotschichten), deren auffallendstes Merkmal der hohe Gehalt an Staurolith (bis 9 %) und Disthen (bis 2 %) ist. Diese Rotschichten sind Ablagerungen eines verzweigten Flußsystems und bestehen ausschließlich aus Aufarbeitungsprodukten eines Kristallins (Grünschiefer- bis niedrige Amphibolitfazies).

Die darüberfolgenden (3) karbonatführenden Sandsteine des „Werfener Horizonts“ gelangten bereits in einem flachmarinen

Milieu mit stark klastischer Einschüttung zur Ablagerung und gehen in die (4) anisischen „Pfannockschiefer“ über. Die Pfannockschiefer setzen sich aus grauen, gebankten, mikritischen, crinoidenführenden Dolomiten und eingeschalteten dolomitischen Sandsteinlagen, ebenfalls flachmarinen Sedimenten, zusammen.

Das geringmächtige, leicht metamorphe Permoskyth der Melitzen-Scholle ist ausschließlich aus den Aufarbeitungsprodukten des unterlagernden Kristallins zusammengesetzt.

Die dem Karbon der Gurktaler Decke auflagernden „Werchzirmschichten“ zeigen starke lithologische Ähnlichkeiten zum Unterrotliegend des Mittelkärntner Raumes.

Als Liefergestein für die kristallinen Aufarbeitungsprodukte in den Rotschichten der Pfannock-Schuppe („oberostalpin“) wird das die Gurktaler Decke unterlagernde „mittelostalpine“ Aitkristallin in Erwägung gezogen.

Die sich daraus ergebenden Konsequenzen und die damit verbundene Problematik werden kurz diskutiert.

Summary

This paper presents the results of sedimentological investigations on Permian and Lower Triassic sediments (mainly clastic sediments) of the Stangalm-Mesozoikum ("Central Austroalpine" Melitzen-block and "South-Upperaustroalpine" Pfannock-wedge), and on Permian sediments ("Werchzirmschichten") of the Gurktal nappe.

The investigated sections show distinct facial and above all lithological differences among themselves. A facial connexion

*) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4/II, A-6020 Innsbruck.

with the Drauzug is possible neither for the Permian nor for the Pfannock-wedge.

The cross-section through the Permian and Lower Triassic sediments of the Pfannock-wedge is divided into four lithological units: (1) an only a few m thick "Basalsandstone", very similar to the "Permian-Sandstone" of the Upper Austroalpine Facies, (2) a 50 m thick unit of red coloured conglomerates and sandstones ("Red Beds"), whose most remarkable feature is the high content of staurolite (up to 9 %) and kyanite (up to 2 %). The "Red Beds" are considered to be the deposits of a braided river system and exclusively consist of reworked products of metamorphic rocks (greenschist – lower amphibolite facies).

The overlying carbonaceous sandstones of the (3) "Werfen Horizon" were deposited in a shallow marine environment with high clastic influx.

The (4) "Pfannock-beds" (Lower Anisian) are composed of grey, thinly bedded, micritic dolomites with crinoids and interlayered dolomitic sandstone beds, also originating from a shallow marine environment.

The thin and weakly metamorphosed "Permian" of the Melitzen-block is exclusively composed of reworked products of the underlying metamorphites.

The "Werchzirm-beds", transgressively overlying the Upper Carboniferous clastic sediments of the Gurktal nappe, show strong lithological analogies to the Lower Permian (Unterrotliegend) of the Middle Carinthian area.

The "Middle Austroalpine" metamorphic complex underlying the Gurktal nappe is assumed to be the parent rock for the reworked metamorphic products (e. g. staurolite, kyanite) within the "Red Beds" of the Pfannock-wedge.

The resulting consequences and problems are discussed.

1. Einleitung

Das für die ostalpine Deckentektonik wichtige und inzwischen klassisch gewordene Stangalm-Mesozoikum liegt im kärntnerischen „Nockgebiet“ an der Grenze zu Salzburg und Steiermark (westliche Gurktaler Alpen). Zur geologischen Übersicht siehe Abb. 1.

Das zumindest teilweise triadische Alter des heute als Stangalm-Mesozoikum bezeichneten Sedimentstreifens hat schon PETERS (1855) vermutet, konnte aber erst relativ spät von HOLDHAUS (1921, 1922) nachgewiesen werden. Diese bedeutende Neuerkenntnis gab KOBER (1922, 1923, 1938) den Anlaß, die Deckenlehre auch in diesen bisher als weitgehend autochthon aufgefaßten Raum zu übertragen (Bundschuhgneis- oder Stangalpen Decke, darüber liegt überschoben als höhere Einheit die Turracher oder Gurktaler Decke).

Die erste moderne detaillierte geologische Aufnahme dieses Bereiches geht auf STOWASSER (1947, 1956) zurück.

TOLLMANN (1958) erblickte im Stangalm-Mesozoikum „zentralalpines“ Faziescharakter, was ihn in der Folge dazu führte, ein eigenes tektonisches Stockwerk in Form des „Mittelostalpins mit zentralalpinem Mesozoikum in Stangalmbildung“ von der darüberliegenden oberostalpinen Gurktaler Decke abzutrennen (TOLLMANN, 1959; 1963).

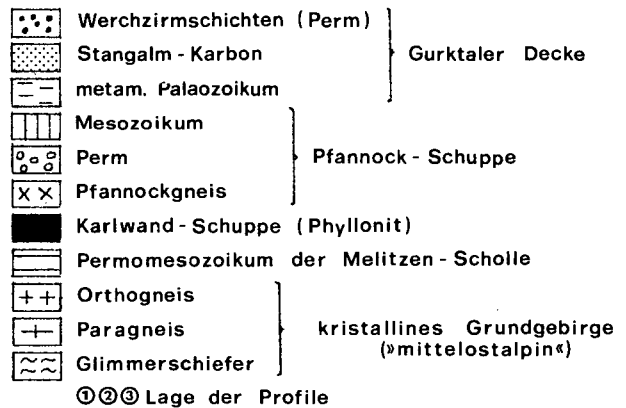
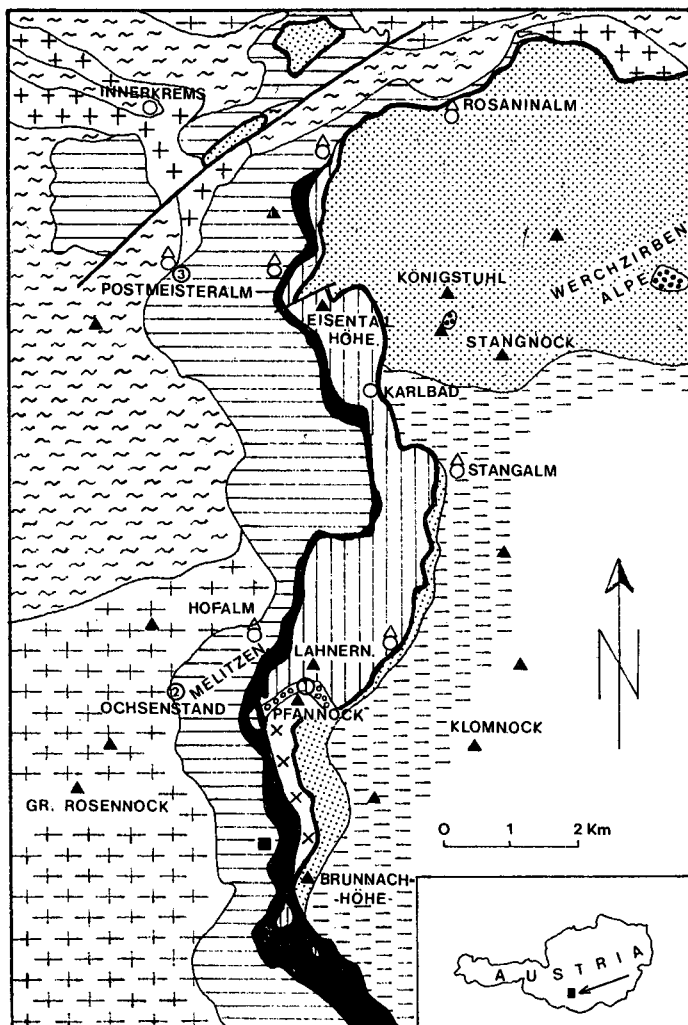


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Stangalm-Mesozoikums (nach TOLLMANN, 1975 und PISTOTNIK, 1980, umgezeichnet).

Nach der mikropaläontologischen Bearbeitung des Kössener Profils der Eisentalhöhe, das als Standardprofil für mittelostalpinen Rhät gewertet wurde, wurde das Stangalm-Mesozoikum zur Typuslokalität für das Mittelostalpin östlich der Zentralalpen (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1964).

Das überkippte Pfannock-Profil, das in seiner faziellen Ausbildung deutlich vom übrigen Stangalm-Mesozoikum abweicht, stellt nach TOLLMANN (1968) „einen lokalen Sondertypus innerhalb des Mittelostalpins“ dar.

Bereits SCHWINNER (1932) gliedert den nord-süd-verlaufenden Streifen des Stangalm-Mesozoikums, den er als Kleinkirchheimer Flügel bezeichnet, in zwei Schuppen. Diese Gliederung wurde von LIEGLER (1973) bestätigt, indem er im Bereich des Pfannocks eine eigene „Pfannockscholle“ vom übrigen Stangalm-Mesozoikum abtrennen konnte.

Dies führte TOLLMANN (1975, 1977) dazu, das bisher gänzlich als mittelostalpin aufgefaßte Stangalm-Mesozoikum in eine oberostalpine „Pfannock-Schuppe“ und eine durch die „Karlwandschuppe“ getrennte „Melitzen-Scholle“ (= mittelostalpinen Stangalm-Mesozoikum s. str.) zu gliedern.

Nach TOLLMANN (1975) ist das aus Verrucano, Werfener Schichten und crinoidenführenden „Pfannocksichten“ aufgebaute Pfannockprofil „einzig und allein“ mit der Drauzugfazies zu verbinden, wobei jedoch das Pfannockprofil, abgesehen von einer mikropaläontologischen Bearbeitung des Anis (Crinoiden), nie einer faziellen bzw. sedimentologischen Untersuchung unterzogen wurde. Die Pfannock-Schuppe ist nach TOLLMANN (1975) eine „südoberostalpine“ Einheit, die die Gurktaler Decke überfahren hat und dann von dieser eingewickelt wurde.

FRANK (1983) sieht keine faziellen Unterschiede zwischen Perm und Untertrias der mittelostalpinen Melitzen-Scholle und der oberostalpinen Pfannock-Schuppe: „Der klastische Inhalt der Serie ist identisch (gemeint ist das sandige Anis), die geringe Mächtigkeit des metamorphen Profils kann wenigstens teilweise durch die sichtbare Plättung der Gesteine erklärt werden.“ FRANK (1983) hängt sowohl die Pfannock-Schuppe als auch die Melitzen-Scholle an den Drauzug an, was besonders für die Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen von Bedeutung ist.

Trotz der großen Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums für den ostalpinen Deckenbau und vor allem trotz der immer wieder angestellten Faziesvergleiche des Stangalm-Mesozoikums mit anderen Faziesbereichen sind bisher keine umfangreicheren sedimentologischen Untersuchungen in diesem Raum durchgeführt worden.

In der vorliegenden Arbeit werden die permischen und untertriadischen Sedimente, vor allem Klastika des Stangalm-Mesozoikums (Pfannock-Schuppe und Melitzen-Scholle) und auch das Perm der Gurktaler Decke einer sedimentologischen Analyse unterzogen. Daraus und aus Vergleichen mit anderen Faziesbereichen (vor allem Mittelkärntner Raum, Drauzug) sollen Hinweise für eine paläogeographische Rekonstruktion gewonnen und die bisherigen Vorstellungen diskutiert werden.

2. Pfannock-Schuppe

2.1. Allgemeines

Die erste, bereits richtige Beschreibung des überkippten aber ungestörten Perm-Untertrias-Profiles am

Pfannock-Nordgrat findet sich bei HOLDHAUS (1932). STOWASSER (1956) hat die geologischen Verhältnisse am Pfannock-Nordgrat nicht richtig erkannt. Er zieht zwischen den von ihm als „Bockbrekzie“ bezeichneten roten, permisch-(skythischen) Konglomeraten und Sandsteinen und darüberfolgenden „Werfener Schiefern“ eine Deckengrenze und betrachtet die „Werfener Schiefer“ und das sandige Anis als „rhätoliassische Kalkschieferfolge mit Sandsteineinschaltungen“. TOLLMANN (1968) konnte jedoch durch den Nachweis von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und *Entrochus multifurcatus* (LINCK) das unteranische Alter der über den Werfener Schiefern folgenden sandigen, crinoidenführenden Dolomite (Pfannocksichten) bestätigen und somit zeigen, daß es sich hier um eine überkippte, tektonisch ungestörte Serie handelt, die von den postvariszischen Klastika über Werfener Äquivalente, anische Pfannocksichten bis in den Wettersteindolomit reicht. Eine kurze Beschreibung des Pfannockprofils findet sich bei LIEGLER (1973) und bei PISTOTNIK (1980).

Lithologisch läßt sich das Pfannockprofil, das am besten am Pfannock-Nordgrat zwischen Pfannock und Lahnerock aufgeschlossen ist, folgendermaßen gliedern (siehe auch Abb. 2):

- a) Basissandstein
- b) Rotschichten (Bockbrekzie)
- c) „Werfener Horizont“
- d) Pfannocksichten (Anis).

2.2. Basissandstein

STOWASSER (1956) vergleicht diese ca. 3–4 m mächtigen dem Pfannockgneis (tektonisch oder transgressiv?) auflagernden hellen Sandsteine mit Karbonkonglomeraten. Auch nach PISTOTNIK (1980) beginnt die Abfolge mit „pflanzenführendem, kontinentalklastischem Oberkarbon (Pfannockkarbon)“.

Nach dem am häufigsten verwendeten Klassifikationsschema für klastische Sedimente (DOTT, 1964; PETTIJOHN et al., 1972; PETTIJOHN, 1975) handelt es sich bei diesen hellen Sandsteinen um lithische Arenite (Abb. 3), die nach vergleichenden Untersuchungen in ihren kompositionellen und textuellen Eigenschaften starke Ähnlichkeiten mit dem Permoskythsandstein des Mittelkärntner Raumes (Ulrichsberg, Christophberg, St. Pauler Berge) und den östlichen Gailtaler Alpen aufweisen.

Es sind mäßig bis schlecht sortierte, subgerundete Sandsteine mit einem geschlossenen Gefüge (hauptsächlich Längskontakte). Die „Inclusive graphic standard Deviation“, berechnet nach FOLK (1974) ergibt Werte um 1, die Packungsdichte, berechnet nach KAHN (1956) schwankt zwischen 0,86 und 0,88. Bei den Basissandsteinen handelt es sich um Sedimente, die nicht direkt untergrundbezogen sind (kein typischer Pfannockgneis aufgearbeitet, eine Basisbreccie oder ein Basiskonglomerat fehlt), sondern bereits größere Transportweiten und damit auch schon eine gewisse kompositionelle Reife aufweisen (Foto 1).

Monokristalliner, meist undulöser Quarz mit selten authigenen Anwachssäumen bildet mit 40–44 % des Gesamtmineralbestandes die Hauptkomponente.

Bei den polykristallinen Quarzen (28–39 %) überwiegen metamorphe Typen (Typ C und E nach PETTIJOHN et al., 1972, p. 31) bzw. „schistose metamorphic“ und „stretched metamorphic quartz types“ nach FOLK, 1974). Daneben treten besonders die für

den nordalpinen Permoskythsandstein (Mittelkärntner Raum, Drauzug, Nördliche Kalkalpen) so charakteristischen Aufarbeitungsprodukte der intrapermischen Vulkanite (saalische Phase) in Form von vulkanischen Chert-komponenten (rekristallisiertes vulkanisches Glas, Typ G und J nach PETTIJOHN et al., 1972) und vulkanische Gesteinsbruchstücke (Porphy Quarz- und selten Feldspateinsprenglinge in feinkörniger, durch feinst verteiltes Hämatitpigment leicht bräunlich gefärbter vulkanischer Grundmasse) auf, die zusammen bis zu 7 % des Gesamtmineralbestandes ausmachen (Foto 5).

Metamorphe Gesteinsbruchstücke aus polykristallinem Quarz und Feldspat sind relativ selten (bis zu 4 %).

Der Feldspat-Gehalt (hpts. K-Fsp) ist mit maximal ca. 4 % gering. Die Feldspäte sind nicht verwilligt und weisen oft starke Zersetzungserscheinungen auf, ein Teil der Feldspäte liegt heute als „Pseudomatrix“ i. S. v. DICKINSON (1970) vor. Dies deutet darauf hin, daß der ursprüngliche Feldspatgehalt etwas höher war.

Vereinzelte finden sich infolge Kompaktion meist mechanisch deformierte detritische Hellglimmer-Scheiter (unter 0,5 %).

Akzessorisch treten im Dünnschliff grüner Turmalin und Zirkon in Erscheinung.

Der Matrixgehalt, überwiegend in Form von „Epimatrix“ (rekristallisiertes, feinkörniges Hellglimmer-Quarz-Gemenge), z. T. als „Pseudomatrix“ (DICKINSON, 1970) beträgt bis zu 8 %, der Gehalt an Quarzzement, meist in Form von Anwachs säumen um detritische Quarzkörner, maximal 6 %. Hämatitzement und damit auch die rote Farbe des Sediments fehlen.

Diese hellen, auffallend geringmächtigen lithischen Arenite sind schon HOLDHAUS (1922) aufgefallen und von ihm zum „Verrucano“ gestellt worden. Später sind diese Sandsteine mit Oberkarbon verglichen bzw. auch als solches eingestuft worden (STOWASSER, 1956; PI-STOTNIK, 1980).

Nach vergleichenden Untersuchungen unterscheidet sich jedoch der Basissandstein sowohl textuell als auch kompositionell recht deutlich vom Oberkarbon-sandstein: Letztgenannter weist einen geringeren Reifegrad, höheren Matrixgehalt, meist höheren Feldspat-gehalt und schlechtere Sortierung auf, vor allem fehlen die charakteristischen vulkanischen Aufarbeitungsprodukte.

Auf die starke Ähnlichkeit des Basissandsteines mit dem Permoskythsandstein der nordalpinen Fazies wurde bereits hingewiesen, vor allem hinsichtlich der vulkanischen Aufarbeitungsprodukte, die uns gleichzeitig einen Hinweis auf die zeitliche Einstufung des Basissandsteines liefern.

Zieht man als Liefergestein für die vulkanischen Komponenten des Basissandsteines intrapermische Vulkanite der saalischen Phase (Grenze Unter-Oberrotliegend) in Betracht, so kommt für den Basissandstein Oberrotliegendalter (oder noch jünger) in Frage. Zwar treten im Mittelkärntner Raum die ersten intrapermischen Vulkanite in Form zweier geringmächtiger Tufflagen schon innerhalb des Unterrotliegend auf (RIEHL-HERWIRSCH, 1965; RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972; THIEDIG et al. 1974, 1975), doch weisen die Unterrotliegendensedimente deutlich andere lithologische Eigenschaften auf als der Permoskythsandstein und der diesem ähnliche Basissandstein, sodaß eine Einstufung

des Basissandsteines sowohl in das Oberkarbon als auch in das Unterrotliegend weitgehend auszuschließen ist.

Bezüglich des Ablagerungsmilieus lassen sich auf Grund fehlender Sedimentstrukturen keine genauen Aussagen machen, doch handelt es sich nach den textuellen Eigenschaften zweifellos um fluviatile Sedimente (proximales, verzweigtes Flußsystem?, mäandrierendes Flußsystem?).

2.3. Rotschichten (Bockbrekzie)

Über dem Basissandstein folgt eine 50 m mächtige, aus fluviatilen Sequenzen aufgebaute, rot gefärbte Serie von Konglomeraten und Sandsteinen, die STOWASSER (1947, 1956) als „Bockbrekzie“ (Quarztrümmerebrekzie), nach der Typuslokalität am Kanninger Bock-Sattel, bezeichnet hat. Er beschreibt sie (1956, p. 136) als „violettroten, grobglimmerigen Sandsteinschiefer bis Quarzsandstein mit recht unregelmäßiger Einstreuung von Quarztrümmern bis zu sehr dichter Packung. Die Quarztrümmern besitzen sehr verschiedene Größen von 0,15 mm bis 30 mm (und darüber) Durchmesser und sind eckig begrenzt aber deutlich kantengerundet (!)“. Zur Definition siehe auch KUEHN (1962, Lex. Strat., p. 58).

Aber gerade an der Typuslokalität, die direkt an der Deckenbasis der Pfannock-Schuppe an der Grenze zur Karlwand-Schuppe liegt, ist dieses Gestein infolge der starken tektonischen Beanspruchung, die zu einem kataklastischen Zerbrechen der Quarzgerölle und zu einer starken Hämatitanreicherung führte, untypisch ausgebildet (Hämatit wurde am Kanninger Bock-Sattel sogar bergmännisch abgebaut, siehe CANAVAL, 1930).

Im tektonisch ungestörten und lückenlos aufgeschlossenen Profil durch diese Rotschichten am Pfannock-Nordgrat, zwischen Pfannock und Lahnerock, das auch als Typusprofil bestens geeignet ist, sind keine typischen Brekzien sondern Konglomerate mit kanten- bis subgerundeten, nicht selten auch gut gerundeten Quarzgeröllen und Sandsteine ausgebildet, sodaß die Bezeichnung „Bockbrekzie“ nicht zutreffend ist. In der vorliegenden Arbeit wird für diese Serie der Arbeitsbegriff „Rotschichten“ verwendet.

HOLDHAUS (1932) hat das Profil am Pfannock-Nordgrat erstmals beschrieben und die roten Konglomerate und Sandsteine als permischen Verrucano eingestuft. Auch LIEGLER (1973) und TOLLMANN (1968) stellen diese Serie größtenteils ins Perm.

Die Rotschichten setzen mit einer scharfen Grenze über dem Basissandstein ein. Im Liegenden setzen sich die einzelnen bis zu wenige m mächtigen fluviatilen Sequenzen überwiegend aus Konglomeraten und nur untergeordnet aus Sandsteinen zusammen. Die Konglomerate sind schlecht sortiert, setzen sich aus meist kanten- bis subgerundeten, bis etwa 12 cm großen Quarz- und vereinzelt Gneisgeröllen zusammen, die in einer sandigen roten Matrix eingebettet sind.

Bei den Konglomeraten können 2 Typen unterschieden werden:

- Massige bis schlecht geschichtete Konglomerate, teilweise mit Imbrikation und Gradierung.
- Geschichtete Gerölllagen mit trogförmiger Schrägschichtung (Rinnenfüllungen).

Diese beiden Konglomerattypen können nach dem Faziesmodell von MIALL (1977, 1978) und RUST (1978) als Fazies „Gm“ und „Gt“ innerhalb eines verzweigten

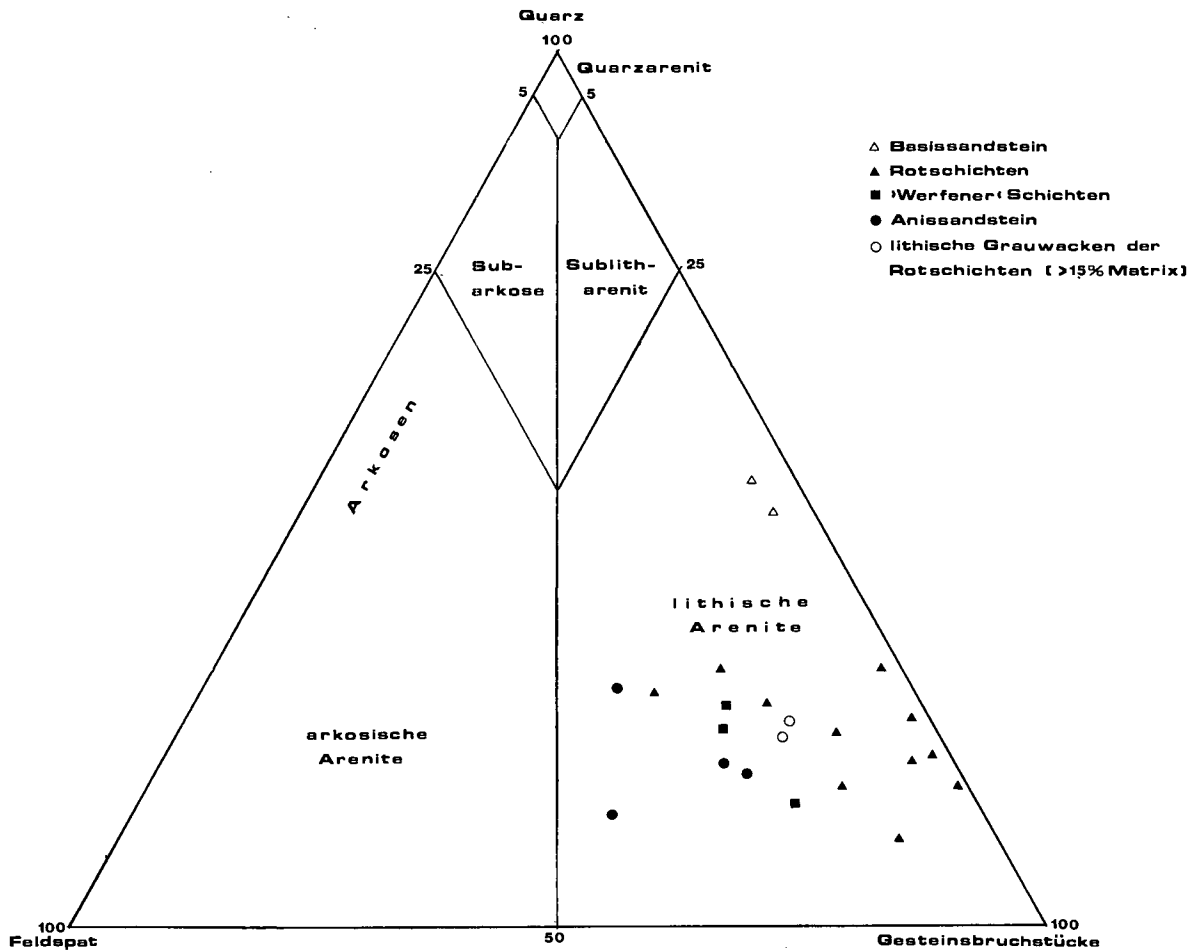


Abb. 3: Klassifizierung der klastischen Sedimente des Pfannockprofils nach dem Schema von DOTT (1964) und PETTIJOHN et al. (1972).

Flußsystems aufgefaßt werden. Unter diese beiden Faziestypen fallen longitudinale Uferbänke, verschiedene Rinnenfüllungen, "lag deposits" und "sieve deposits".

Bei den Sandsteinen handelt es sich meist um Grobsandsteine, häufig mit bis zu mehrere cm großen, locker eingestreuten Geröllen. An Sedimentstrukturen konnte nur Horizontalschichtung beobachtet werden (Fazies „Sh“ nach MIAL, RUST).

Im Liegenden der Rotschichten überwiegen Konglomerate des Faziestyps „Gm“ und „Gt“, Fazies „Sh“ tritt nur untergeordnet auf. Diese Faziesvergesellschaftung entspricht den Ablagerungen eines proximalen, verzweigten Flußsystems mit "stream flows" (Scott-Typ nach MIAL, 1977, 1978 bzw. Fazies „GII“ nach RUST, 1978).

Im Hangenden tritt neben den Faziestypen „Gm“ und „Gt“ infolge der Korngrößenabnahme der Faziestyp „Sh“ immer stärker in den Vordergrund, was auf einen Übergang in ein distales, geröllführendes verzweigtes Flußsystem (Donjek-Typ nach MIAL bzw. Fazies G_{III} nach RUST) hinweist.

Bei den besonders im Liegenden der Rotschichten häufig vorkommenden Konglomeraten handelt es sich um fluviatile Orthokonglomerate (oligomikte orthoquarzitische Konglomerate i. S. v. PETTIJOHN, 1975).

Die Korngröße beträgt maximal rund 10–12 cm (feinkörniger Geröllkies), liegt jedoch meist unter 6 cm (Kiesbereich).

Der Porenraum wird durch sandige, rotgefärbte Matrix von derselben Zusammensetzung wie die Sandstei-

ne ausgefüllt, was innerhalb der Konglomerate zu einer bimodalen Korngrößenverteilung führt. Als Komponente kommt fast ausschließlich weißer, selten rötlich gefärbter Quarz (hpts. Gangquarz) vor, nur in einer Konglomeratbank konnten auch einige Gneisgerölle beobachtet werden.

Die Orthokonglomerate zeigen einen höheren kompositionellen Reifegrad als die mit ihnen vergesellschafteten Sandsteine (an Komponenten fast ausschließlich Quarzgerölle, die auch eine bessere Rundung aufweisen als die Komponenten der Sandsteine) – dies ist darauf zurückzuführen, daß im Kiesbereich die instabilen Komponenten nach einem wesentlich kürzeren Transportweg eliminiert werden als im Sandkornbereich (PETTIJOHN, 1975).

Die Orthokonglomerate zeigen außer Imbrikation, selten trogförmiger Schrägschichtung und Gradierung keine internen Strukturen. Die Orthokonglomerate bilden linsenförmige Gesteinskörper, die lateral rasch auskeilen bzw. in Sandsteine übergehen und an der Basis oft einen erosiven Kontakt zur Liegendbank zeigen, was typisch für Rinnenfüllungen ist.

Die Sandsteine und Feinkonglomerate sind schlecht sortiert, mäßig-dicht gepackt mit überwiegend Punktkontakten zwischen den meist eckigen, seltener kantengerundeten Komponenten. Die "Inclusive graphic standard Deviation", berechnet nach FOLK (1974) liegt zwischen 1 und 2, die Packungsdichte, berechnet nach KAHN (1956) zwischen 0,68 und 0,83. Es handelt sich zum Großteil um lithische Arenite (10–15 % Matrix)

und teilweise auch um lithische Wacken (15–22 % Matrix, Klassifikationsschema nach DOTT, 1964); siehe Fotos 4,6,7,10.

Monokristalliner Quarz ist mit 8–40 % beteiligt. Es handelt sich um metamorphe polykristalline Quarze vom Typ C und E nach PETTIJOHN et al. (1972). Typische "stretched metamorphic rock fragments" (FOLK (1974) sind selten. Einsprenglinge von Hellglimmer und Apatit sind nicht selten.

Polykristalliner Quarz ist mit 8–40 % beteiligt. Es handelt sich um metamorphe polykristalline Quarze vom Typ C und E nach PETTIJOHN et al. (1972). Typische "stretched metamorphic rock fragments" (FOLK, 1974) sind selten. Einsprenglinge von Hellglimmer und Apatit sind nicht selten.

Polykristalline Quarze >1 mm sind durchwegs aus mehr als 6 Kristallindividuen zusammengesetzt. Die Korngröße der einzelnen Kristallindividuen ist unterschiedlich (leicht bimodal), die Kornkontakte zwischen den einzelnen Individuen sind meist leicht suturiert. In der Hauptsache sind die internen Kristallindividuen nicht bis nur schwach gelängt. Bei stärker gelängten internen Kristallen ("stretched metamorphic") ist beim Einschleiben des Gipses im Mikroskop des öfteren auch eine kristallographische Orientierung der Kristallindividuen zu beobachten.

Die Korngröße innerhalb der polykristallinen Quarzkomponenten ist relativ grob, die einzelnen Kristalle sind häufig >0,1 mm. daher sind die polykristallinen Quarzkomponenten <0,1 mm meist aus weniger als 6 Subindividuen zusammengesetzt.

Der Gehalt an polykristallinen Quarzen ist am höchsten in den groben Sandsteinen und Feinkonglomeraten und nimmt zu den feineren Korngrößen hin kontinuierlich ab. Nach Untersuchungen von CONOLLY (1965) treten polykristalline Quarze nach der Verwitterung am häufigsten in den grobsandigen Korngrößen auf.

Vulkanische Cherts und vulkanische Gesteinsbruchstücke, wie sie für den Basissandstein typisch sind, fehlen in den Rotschichten und darüberfolgenden Einheiten vollkommen.

Gesteinsbruchstücke sind mit 6–27 % am Gesteinsaufbau beteiligt. Sehr häufig sind polykristalline Quarz-Glimmer-Aggregate, häufig finden sich Quarz-Glimmer-Feldspataggregate, Glimmer-Aggregate aus Muskovit-Biotit(-Chlorit). Selten sind Quarz-Feldspat und Quarz-Feldspat-Glimmer-Stauroolith-Aggregate. Auch der Gehalt an Gesteinsbruchstücken steigt mit zunehmender Korngröße.

Der Feldspatgehalt schwankt zwischen 2 und 21 %. Nach ersten Mikrosondenuntersuchungen handelt es sich um sehr reine Albite ($An < 1$). Der ursprüngliche Feldspatgehalt war teilweise höher, doch führten Verwitterungs- und Diageneseprozesse häufig zu einer vollständigen Zersetzung einzelner Feldspatkomponenten in Pseudomatrix. Auch die noch im Sediment erhaltenen Feldspäte zeigen meist mehr oder weniger starke Zersetzungserscheinungen (Skelette von Feldspat „schwimmen“ in feinkörniger Hellglimmermasse, Foto 10). Frische Albite, vereinzelt polysynthetisch verzwilligt, sind selten.

Deutlich ist die Korngrößenabhängigkeit der Feldspäte. Die höchsten Feldspatanteile treten im Feinsand auf.

Die Korngrößenabhängigkeit des Feldspatgehaltes wurde schon in mehreren Arbeiten herausgestrichen

(z. B. ODOM, 1975; ODOM et al., 1976; HEIM, 1976) und wird dadurch erklärt, daß Feldspäte auf Grund ihrer guten Spaltbarkeit im hochenergetischen Environment durch Abrasion leicht zerkleinert werden und sich dadurch in der Feinsand-Grobsiltfraktion (<0,125 mm) anreichern. Feldspäte dieser Korngröße können mechanisch nur mehr sehr schwer noch weiter zerkleinert werden. Bei mehrmaliger Aufarbeitung oder ständiger Umlagerung des Sediments, wie es beispielsweise auch in einem verzweigten Flußsystem mit ständiger Umlagerung der einzelnen Rinnen der Fall ist, kann es nachfolgend zu einer Differenzierung von Quarz und Feldspat und dadurch zu einer relativen Anreicherung der Feldspäte im Feinsand-Grobsiltbereich kommen. Nebenbei sind natürlich auch die Einflüsse der Verwitterung und Diagenese von großer Bedeutung für den Feldspatgehalt im Sediment.

Der Gehalt an detritischen Glimmern ist hoch (8–25 %). es handelt sich um z. T. sehr große Muskovit-, Biotit- (häufig grün) und seltener Chlorit-Scheiter. Häufig sind große Glimmeraggregate aus mehreren Glimmerkristallen („Gesteinsbruchstücke“). Die Glimmer sind durchwegs frisch nur in seltenen Fällen zu „Pseudomatrix“ umgestanden.

Durch Kompaktion sind die einzelnen Glimmerscheiter meist mechanisch deformiert (verbogen oder gänzlich zerbrochen).

Biotite zeigen Entmischungserscheinungen, des öfteren sind entm. Biotit-Hämatitverwachsungen zu beobachten.

Auffallend und typisch für die Rotschichten ist der sehr hohe Gehalt an Stauroolith (bis 9 %) und Disthen (bis 2 %) – beide in Form von bis zu 0,5 cm großen Körnern im Schliff gut zu studieren. Beide, Stauroolith und Disthen sind noch recht frisch, zeigen nur randlich infolge von Verwitterungs- und Diageneseinflüssen Zersetzungserscheinungen in Form eines feinkörnigen Sericit-(Quarz?)-Saumes. Auch sind die Stauroolithe häufig entlang ihrer Spaltbarkeitsflächen in viele kleine Körner aufgelöst, zwischen denen ebenfalls solche Säume aus Sericit und ?Quarz auftreten können.

Im Stauroolith sind Einschlüsse von Rutil und vereinzelt Granat (\pm chloritisiert) zu beobachten. Disthen tritt in etwas kleineren Korngrößen auf als Stauroolith (siehe Fotos 4,6,7,8,9).

Beide Minerale sind in den gröberen Kornfraktionen etwas häufiger vertreten, doch konnte keine deutliche Korngrößenabhängigkeit festgestellt werden. Allgemein gilt Stauroolith als „stabiles“ und Disthen als „sehr stabiles“ Schwermineral (siehe BOENIGK, 1983; WIESENER, 1953).

Akzessorisch sind Granat (\pm chloritisiert), selten sogar mit rotiertem Si (Fotos 8,9), Apatit, grüner Turmalin, Zirkon und Rutil zu nennen.

Der Matrixgehalt der untersuchten Proben bewegt sich zwischen 11 und 22 % und besteht zum überwiegenden Teil aus „Orthomatrix“ i. S. v. DICKINSON (1970). Diagenetisch gebildete „Pseudomatrix“ kann teilweise einen beträchtlichen Anteil am Gesamtmatrixgehalt haben und ist zum Großteil auf die Zersetzung von Feldspäten zurückzuführen. Auf diesen wichtigen Prozeß der diagenetischen Matrixbildung besonders in unreifen Sedimenten weisen u. a. CUMMINS (1962) und WHETTEN & HAWKINS (1970) hin.

Orthomatrix ist durch fein verteiltes Hämatitpigment meist leicht bräunlich gefärbt, inhomogen, etwas grö-

ber, selten zu radialstrahligen Aggregaten rekristallisiert. Pseudomatrix ist durch fehlendes Hämatitpigment heller, homogener und häufig sind die Umrisse der aufgelösten Komponenten (Feldspäte) noch deutlich zu erkennen, wodurch sie relativ leicht von der Orthomatrix unterschieden werden kann.

Charakteristisch für die Rotschichten ist auch der hohe Gehalt an Hämatitzement (2–13 %), dessen Entstehung zumindest zu einem beträchtlichen Teil auf die Entmischung von Biotiten (häufig Biotit-Hämatitverwachungen), Chloriten und auch auf die randliche Auflösung von Staurolith während der Diagenese zurückgeführt wird.

In einer Reihe von Arbeiten konnte WALKER (1967, 1974, 1976) zeigen, daß während der frühen Diagenese detritischer, Fe-führender Komponenten rotfärbendes Hämatitpigment gebildet wird, und zwar sowohl in feuchten als auch in trockenen Klimabereichen. Das Eisen kann durch Porenlösungen in Form von z. B. amorphen Eisenhydroxiden (entstehen während der Verwitterung) dem Sediment zugeführt werden, woraus dann während der Diagenese durch Entwässerung Hämatit kristallisieren kann. Die Rotfärbung der Rotschichten ist fast ausschließlich sekundärer, d. h. diagenetischer Natur und nicht ein primäres Merkmal der Sedimente in dem Sinn, daß z. B. aus dem Liefergestein stammende Hämatit- oder Magnetitkörner oder Hämatitriden und detritische Quarzkörner ("coated grains") für die Rotfärbung verantwortlich sind, wie dies MADER (1982) für den Buntsandstein der Westeifel nachweisen konnte. "Coated grains", die nebenbei auch auf die Aufarbeitung älterer Sedimente hinweisen würden, fehlen in den Rotschichten vollkommen.

Andere Zementtypen sind in den Rotschichten kaum nachzuweisen, nur sehr vereinzelt findet sich feinkristallines Quarzzement.

2.3.1. Paläogeographische Überlegungen

Aus dieser petrographischen Beschreibung sollen nun paläogeographische Rückschlüsse, besonders hinsichtlich Liefergestein/Liefergebiet, gezogen werden. Gute Hinweise liefern vor allem Staurolith und Disthen. Das charakteristische Verbreitungsgebiet des Staurolithes liegt in der mittelgradigen Regionalmetamorphose, am Beginn der Amphibolitfazies („mittelgradige Staurolithzone“; TURNER, 1980; WINKLER, 1979). Staurolith tritt dort weit verbreitet in Metapeliten auf und zwar in Paragenese mit Almandin, einer Al_2SiO_5 -Modifikation (häufig Disthen) Biotit, Muskovit, Oligoklas-Andesin und Quarz (TURNER, 1980), durchwegs Mineralphasen, die auch für die Rotschichten kennzeichnend sind. Eine Ausnahme bilden die Feldspäte. Die für die Staurolithzone charakteristischen Feldspäte (Oligoklas-Andesin, An 15) konnten noch nicht nachgewiesen werden. Dafür tritt ein sehr reiner Albit auf (An <1). Reine Albite (An 0–7) sind dagegen für die Grünschieferfazies typisch. Albit (An 0–7) ist bis in den Übergangsbereich Grünschieferfazies-Amphibolitfazies stabil und koexistiert in diesem Bereich („Biotit-Zone“) mit dem zu Beginn der Amphibolitfazies neu gebildeten Oligoklas (TURNER, 1980). Mit diesem Sprung im Plagioklaschemismus von Albit (An 0–7) zu Oligoklas (An 15) und dem dazwischen liegenden „Loch“ wurde auch häufig die Grenze Grünschieferfazies-Amphibolitfazies gezogen.

Staurolith, Disthen und Albit liefern uns somit recht gute Anhaltspunkte über das Liefergestein: aufgearbeitet wurden Metamorphite der Grünschieferfazies (Albit)

und Metamorphite der niedriggradigen Amphibolitfazies („Staurolithzone“) mit Staurolith, Disthen. Der metamorphe Charakter der Liefergesteine wird auch durch die Gesteinsbruchstücke und polykristallinen Quarze bestätigt. Als wichtigstes Kriterium für metamorphe polykristalline Quarze hat BLATT (1967) neben suturierten Kornkontakten und kristallographischer und morphologischer Elongation der Subindividuen besonders die bimodale Korngrößenverteilung der Kristallindividuen herausgearbeitet. Metamorphe polykristalline Quarze bestehen meistens aus mehr als 6 Kristallindividuen.

Diese genannten Merkmale gelten für den Großteil der polykristallinen Quarze, häufig handelt es sich um ganz typische „Gneis“- und „Schiefer“-Komponenten. Für die Aufarbeitung von Plutoniten oder Vulkaniten gibt es keinerlei Hinweise.

Der Sedimentcharakter (kompositionell und textuell unreif, eckig bis kantengerundet, schlecht sortiert, hoher Matrixanteil, große Glimmerscheiter, viel Staurolith und Disthen usw.) weist auf eine plötzliche Heraushebung eines metamorphen Blocks, gefolgt von rascher Abtragung, kurzem Sedimenttransport und rascher Sedimentation, Einflüsse stärkerer chemischer Verwitterung sind nicht bemerkbar.

Die teilweise noch sehr frischen und gut erhaltenen, teilweise randlich angewitterten Staurolithe und Disthen müssen auch im Liefergestein frisch gewesen sein, das variszische Liefergestein stammt also aus Bereichen, die nicht variszisch diaphthoritisiert wurden.

Nach den vorliegenden Ergebnissen sind die bisher als permisch eingestuften Rotschichten in das Oberperm zu stellen und könnten u. U. sogar in das unterste Skyth hinaufreichen.

2.4. „Werfener Horizont“

Mit einer recht scharfen Grenze folgt über den Rotschichten ein wenige m mächtiger, dunkelgrau gefärbter, feinkörniger, karbonatischer, geschichteter Sandstein mit vereinzelt Wellenrippeln. Diese geringmächtige Sandsteinfolge ist bisher immer mit „Werfener Schiefer“ verglichen worden (HOLDHAUS, 1932; TOLLMANN, 1968, 1975) und weist auch tatsächlich gewisse lithologische Ähnlichkeiten mit den Werfener Schichten des Mittelkärntner Raumes (z. B. Ulrichsberg) auf.

Es handelt sich um stark karbonatführende lithische Arenite, feinkörnig, schlecht-mäßig sortiert und mit einem offenen Gefüge. Die Komponenten sind angular bis subangular und „schwimmen“ häufig im dolomitischen Zement. Der klastische detritische Mineralbestand unterscheidet sich nicht von den darunterliegenden Rotschichten (Foto 11).

Monokristalliner, häufig undulöser Quarz ist mit 10–16 % beteiligt, polykristalliner Quarz mit 6–14 %. An Gesteinsbruchstücken (10–34 %) finden sich häufig Quarz-Feldspat-(Glimmer)-Aggregate. Cherts und vulkanische Gesteinsbruchstücke fehlen wiederum. Der Feldspatgehalt ist mit 14–16 % recht hoch. Die Feldspäte zeigen vielfach Zersetzungerscheinungen und werden häufig vom Karbonat verdrängt (Feldspatskelette im Karbonat). Frische Feldspäte sind selten. Die meisten Feldspäte sind nicht verzwillingt. An Zwillingen treten auf polysynthetische Zwillinge, Mikroklingitter und selten Karlsbader Zwillinge.

Detritische, häufig deformierte Muskovite und Biotite machen 5–10 % des Gesamtmineralbestandes aus.

Akzessorisch finden sich Staurolith, Disthen, Turmalin, Zirkon und Rutil.

Die detritischen Komponenten werden durch dolomitisches Zement (26–37 %) verkittet.

Selten sind Crinoidenstielglieder in Form von Dolomit-Einkristallen zu beobachten. Andere Biogenreste konnten nicht gefunden werden.

Für diesen geringmächtigen, stark karbonatischen und Crinoidenreste führenden Sandsteinhorizont kann bereits ein flachmarines, stark terrigen beeinflusstes Ablagerungsmilieu angenommen werden. Eine genaue zeitliche Einstufung des „Werfener Horizonts“ ist mangels an bestimmbareren Fossilien nicht möglich, aus der stratigraphischen Position kommt jedoch nur Skyth in Frage.

2.5. Pfannockschiefer (Anis)

Schon HOLDHAUS (1932) verglich die von ihm in den dunkelgrauen, gut gebankten mikritischen Dolomiten und eingeschalteten dolomitischen Sandsteinlagen gefundenen Crinoidenreste mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und beschrieb daher diese über den „Werfener Sandstein“ folgenden Gestein als „Gutensteiner Schichten“.

Nach einer genauen Bearbeitung der Crinoidenreste konnte TOLLMANN (1968) durch den Nachweis von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und *Entrochus multifurcatus* (LINCK) die Vermutung von HOLDHAUS bestätigen und diese Serie, die er als „Pfannockschiefer“ bezeichnet, in das „Unteranis“ („Unterhyasp“) einordnen.

Die Pfannockschiefer beginnen mit sandigen, bioturbaten Dolomitbänken, die bereits eine Reihe von Biogenresten beinhalten: Kleingastropoden, Bivalven (auch mit erhaltener Prismenschicht), Ostracoden (glatt) und bestimmbarere Foraminiferen (*Psammosphaerinae*, evt. *Sorosphaera*; *Glomospira*, cf. *Glomospirella*), die jedoch für eine engere zeitliche Einstufung nicht verwendbar sind (Foto, 2,3, 16).

An detritischem Material, das insgesamt ca. 23 % ausmacht, sind dieselben Komponenten zu finden wie in den liegenden Serien. Die Komponenten sind durchwegs eckig.

In den darüberfolgenden, leicht terrigen beeinflussten Dolomitbänken (geschichtete und bioturbate Dolomikrite) konnten ebenfalls Foraminiferen (*Glomospira*, cf. *Glomospirella*) und Echinodermenreste (u. a. Ophiuroidea-Laterale) nachgewiesen werden. Für die Bestimmung der Foraminiferen danke ich sehr herzlich Herrn Univ. Doz. Dr. W. RESCH, Innsbruck.

Die Serie setzt fort mit sandigen Dolomiten–dolomitischen Sandsteinen, darüber folgen dünnbankige, dunkelgraue, häufig bioturbate, Crinoiden führende Dolomikrite, in die bis zu 20 cm dicke dolomitische Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Der Karbonatgehalt der Sandsteinlagen ist stark schwankend und kann bis über 50 % ansteigen (sandige Dolomite). Der detritische, klastische Mineralbestand unterscheidet sich nicht von jenen der Rotschichten oder des Werfener Horizontes (Foto 12). Monokristalliner Quarz ist bis zu 24 % beteiligt, polykristalliner Quarz bis 23 %, Gesteinsbruchstücke (meist aus Qz-Fsp-Gl) bis zu 18 %, Feldspat (überwiegend Plagioklase, häufig polysynthetisch verzwilligt sowie auch Mikroklin) bis 26 %. Die Feldspäte sind besser erhalten, vereinzelt weisen sie Anwachssäume auf. Verdrängung der Feldspäte durch Karbonat ist häufig zu beobachten.

Ferner finden sich kleine Glimmerschiefer, meist Muskovit, selten Biotit, sowie Zirkon, Turmalin und vor allem immer noch Staurolith und Disthen – das Liefergebiet hat sich also noch nicht geändert (möglich ist auch eine Aufarbeitung älterer Sedimente, z. B. der Rotschichten).

Die Pfannockschiefer sind schon eindeutig in einem flachmarinen Milieu mit zeitweise verstärkter klastischer Einschüttung zur Ablagerung gekommen. Die zeitliche Einordnung der Pfannockschiefer in das Unteranis erfolgte bereits durch TOLLMANN (1968), möglicherweise reichen die tiefsten, bereits Foraminiferen und andere Biogenreste (aber noch keine bestimmbareren Crinoidenreste) führenden Bänke noch in das oberste Skyth.

3. Melitzenscholle

3.1. Allgemeines

Erstmals erwähnt HOLDHAUS (1922, 1932) aus dem Bereich Innerkrems-Eisentalhöhe diskordant auf Altkristallin (Granatglimmerschiefer) auflagernde Quarzite und Quarzitschiefer von geringer Mächtigkeit (8–10 m), die er als Perm-Untertrias einstuft. STOWASSER (1956) beschreibt eine aus Arkosequarziten aufgebaute, geringmächtige, auf Altkristallin auflagernde Schichtfolge aus dem Bereich der Melitzen (beim Ochsenstand), die er ebenfalls als permisch-untertriadisch einstuft. Dieses Profil wird auch von LIEGLER (1973) kurz beschrieben.

Nach PISTOTNIK (1974) ist die Grenze Altkristallin–Permoskythquarzite häufig tektonisch überprägt. An der Nockalmstraße bei der Postmeisteralm ist eine ungestörte, transgressiv-diskordante Auflagerung des Permoskyths auf Granat führende Biotit-Hellglimmerschiefer mit einem geringen Relief zu beobachten (PISTOTNIK, 1976).

Im folgenden werden die beiden Profile „beim Ochsenstand“ und „Postmeisteralm“ näher untersucht (Abb. 4).

3.2. Makroskopische Beschreibung

Beide Profile setzen über dem Kristallin mit grobkörnigen, horizontal- und schräggeschichteten, ca. 2 m mächtigen Quarziten ein.

Darüber folgt eine ca. 2,5 m mächtige Wechsellagerung von dm-mächtigen Konglomeraten mit eingeregelter Quarzgeröllen und mittel- bis grobkörnige, horizontal- und schräggeschichteten Quarziten.

Dann folgen Quarzite, in die im Profil „beim Ochsenstand“ feinblättrige Silte eingeschaltet sind. Der Karbonatgehalt wird zunehmend stärker und über dieser Quarzit-Silt-Wechselfolge sind nur mehr sandige, dünngebankte Dolomite mit karbonatischen Silteinlagerungen zu beobachten. Der Gehalt an detritischem Material schwankt, nimmt jedoch kontinuierlich zum Hangenden ab und die sandigen Dolomite gehen allmählich in gebankte, graue Dolomite des Anis über.

Beim Profil bei der Postmeisteralm ist das Hangende nach dem Bau einer Straßenböschung heute nicht mehr aufgeschlossen. Nach PISTOTNIK (1976) waren auch hier Quarzite, Serizitschiefer und zunehmend „Quarzsandkalke“ sowie cm-dicke Rauhackenlagen, darüber ebenfalls dunkelgraue Anisdolomite ausgebildet.

»Ochsenstand«

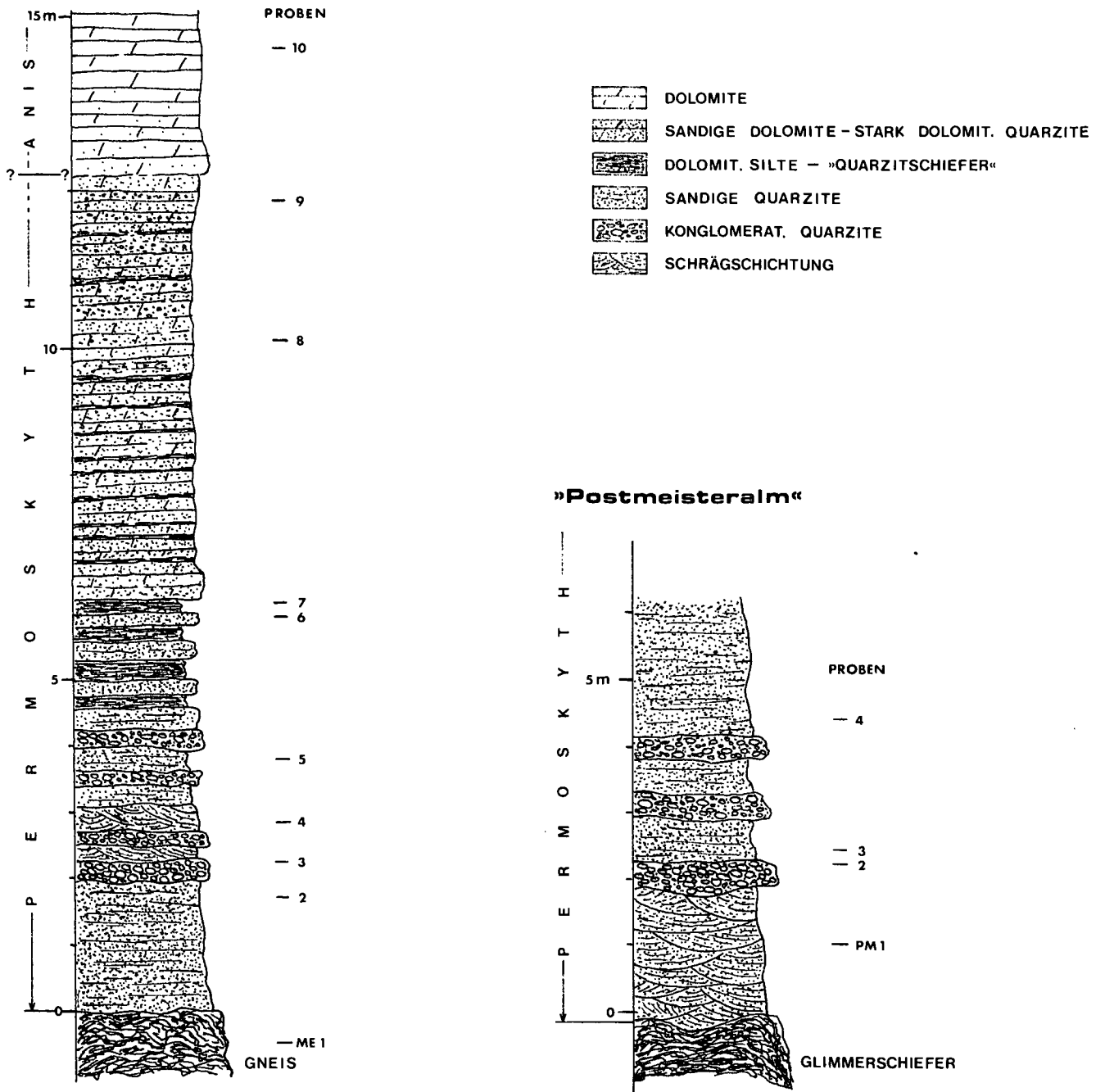


Abb. 4: Profile durch das zentralalpine „Permoskyth“ der Melitzen-Scholle (Profil beim Ochsenstand und Profil Postmeisteralm). Zur Lage der Profile siehe Abb. 1.

3.3. Mikroskopische Beschreibung

Strukturelle und textuelle Eigenschaften sind durch die Einwirkungen der alpidischen Metamorphose weitgehend zerstört. Die Metamorphose führte vor allem zu einer Rekristallisation von Quarz, wodurch heute eine Unterscheidung von ursprünglich mono- und polykristallinen Quarzen nur selten möglich ist.

Profil „beim Ochsenstand“: der Quarzgehalt (mono- und polykristalline Quarze) schwankt zwischen 11 % in stark karbonatischen und 33 % in schwach karbonatischen Lagen. Der Glimmergehalt (durchwegs Muskovite, zum Großteil aus Matrix rekristallisiert, vereinzelt

wahrscheinlich auch detritische Muskovite) schwankt zwischen 3,5 und 6,5 %. Der Anteil an Gesteinsbruchstücken (Qz-Fsp-Gl) ist beträchtlich (ca. 25–40 %), allerdings wegen der metamorphen Überprägung nur schwer zu erfassen. Der Feldspatanteil bewegt sich zwischen 4 und 24 %. Es handelt sich um teilweise verzwillingte K-Feldspäte, perthitische K-Feldspäte („Aderperthite“), Ab-reiche Plagioklase mit z. T. starker „Fülle“ aus Hellglimmer, häufig polysynthetisch verzwillingt, selten sind auch „Schachbretalbite“ zu beobachten (siehe Fotos 13,14,15).

Vereinzelt zeigen die Feldspäte leichte Zersetzungserscheinungen, z. T. sind sie auch leicht undulös.

Akzessorisch finden sich Apatit, Turmalin, Zirkon, Rutil und Erz.

Im Profil „beim Ochsenstand“ sind alle untersuchten Proben durch einen beträchtlichen Karbonatgehalt (Dolomit) von durchwegs über 5 % charakterisiert. In den stark dolomitischen Sandsteinen „schwimmen“ die detritischen Komponenten im Karbonat. Quarz und Feldspat werden häufig randlich vom Karbonat verdrängt.

Dem Mineralbestand nach sind die Gesteine als lithische Arenite zu bezeichnen. Der detritische Mineralbestand entspricht völlig dem unterliegenden Kristallin, vor allem hinsichtlich der Feldspäte.

Die Quarzite vom Profil bei der „Postmeisteralm“ unterscheiden sich kaum von jenen des Profils „beim Ochsenstand“. Im Liegenden ist der Karbonatgehalt geringer, fehlt teilweise überhaupt. An Feldspäten sind dieselben Typen zu beobachten, vereinzelt tritt noch Mikroklin auf. Zusätzlich zu den bereits genannten akzessorischen Mineralen sind in den Quarziten der Postmeisteralm vor allem Granat zu erwähnen, einmal konnte auch ein Staurolithkorn beobachtet werden.

Der Mineralbestand ist wiederum stark untergrundbezogen (Granatführende Biotit-Hellglimmerschiefer). Auch das vereinzelte Auftreten von Staurolith ist nicht weiter verwunderlich, da im Gebiet der Innerkrems auch Staurolith führende Hellglimmerschiefer vorkommen (TURNER, 1927).

Bei den basalen Anteilen mit den Konglomeratlagen handelt es sich wahrscheinlich um Ablagerungen eines distalen Flußsystems, die allmählich in flachmarine, stark klastisch beeinflusste Ablagerungen (dolomitische Sandsteine-sandige Dolomite) übergehen.

Spezielle Untersuchungen hinsichtlich des Metamorphosegrades wurden nicht durchgeführt. Die Metamorphose äußert sich vor allem durch Rekristallisation und Längung von Quarz sowie durch Neubildung von Muskovit aus der ursprünglichen, feinkörnigen, phyllosilikatischen Matrix. PISTOTNIK (1976) beschreibt Biotitneubildung im Hangenden des Profils bei der Postmeisteralm (heute nicht mehr aufgeschlossen). In den untersuchten Schriffen konnte eine solche Biotitneubildung jedoch nicht beobachtet werden.

Biotitneubildung fällt in den mittleren Bereich der Grünschieferfazies, sodaß die Metamorphose hier etwa den unteren bis maximal mittleren Bereich der Grünschieferfazies erreichte.

4. Perm der Gurktaler Decke (Werchzirmschichten)

An wenigen Stellen, z. B. im Bereich der Werchzirbenalpe (Typuslokalität) westlich von Turrach („Roter Rain“) oder am Ostabfall des Grates zwischen Großem Königstuhl und Karnock, liegt über dem klastischen Oberkarbon (Stangalm-Karbon) eine maximal wenige Zehnermeter mächtige Abfolge von intensiv rot gefärbten Tonschiefern, Silten und Sandsteinen mit Einschaltungen von polymikten Konglomeratlagen, z. T. richtigen Fanglomeraten. Diese Abfolge hat erstmals SCHWINNER (1931, 1932) nach der Typuslokalität auf der Werchzirbenalpe als „Werchzirmschichten“ beschrieben und gibt als wahrscheinliches Alter Perm (Rotliegend) an (siehe auch KUEHN, 1960, Lex. strat.). Eine kurze Beschreibung der Werchzirmschichten findet sich noch bei STOWASSER (1956) und PISTOTNIK (1974).

Erste sedimentologische Untersuchungen haben gezeigt, daß die Werchzirmschichten sowohl hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung als auch faziellen Ausbildung starke Ähnlichkeiten mit dem Unterrotliegend des Mittelkärntner Raumes (Christophberg, Ulrichsberg) und teilweise auch der Gailtaler Alpen aufweisen (Fotos 17,18,19). Damit lassen sich die Werchzirmschichten einigermaßen sicher in das Unterrotliegend einstufen, worauf auch ihre unmittelbare Auflagerung auf Oberkarbon schon hinweist. Eine vergleichende sedimentologische Untersuchung der Werchzirmschichten und des Unterrotliegend im Mittelkärntner Raum ist in Vorbereitung.

Diese ersten Untersuchungen haben auch gezeigt, daß der Begriff „Werchzirmschichten“ für das gesamte Unterrotliegend des Mittelkärntner Raumes und wohl auch des Drauzuges verwendet werden kann (TOLLMANN, 1977) und Priorität besitzt gegenüber den für das Unterrotliegend aufgestellten Begriffen „Christophberg-Schichten“, „Freudenberg-Schichten“ (RIEHL-HERWISCH, 1965; 1972) oder „Laaser Schichten“ (NIEDERMAYR et al., 1982).

5. Schlußdiskussion

Die Permoskythabfolgen der Pfannock-Schuppe und der Melitzen-Scholle sowie das Perm der Gurktaler Decke weisen eine lithologisch und faziell stark unterschiedliche Entwicklung auf, die schon primär vorhanden war und nicht auf die teilweise wirksam gewesene Metamorphose zurückgeführt werden kann.

Entgegen der von TOLLMANN (1975) vertretenen Auffassung ist auch ein fazieller Vergleich des Pfannockprofils mit der Drauzugfazies und damit eine Anknüpfung an diesen nicht möglich. Den einzigen Hinweis an einen Zusammenhang mit der nordalpinen (oberostalpinen) Fazies liefert der dem Permoskythsandstein sehr ähnliche Basissandstein des Pfannockprofils. TOLLMANN (1975) stützt seine Auffassung vor allem auf das „sandige Anis“, nach ihm sind die anisischen Pfannockschichten „einzig und allein“ mit dem sandigen Anis des Drauzug zu verbinden.

Ein „sandiges Anis“ ist jedoch nicht nur im Drauzug entwickelt, sondern beispielsweise auch im Brennermesozoikum, in der Krabachjoch-Decke oder in der Jaggl-Plawen-Einheit (RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975) und ist nur ein Hinweis auf eine relative Landnähe, was schon BECHSTÄDT (1978) betont.

Außerdem besteht ein fazieller Unterschied zwischen dem „sandigen Anis“ im Drauzug und im Pfannockprofil. Im Drauzug setzt über der nur leicht klastisch beeinflussten Flaserkalkabfolge mit einer Faziesrekurrenz eine bis zu 150 m mächtige terrigen-klastische Abfolge (Sandsteinkomplex) ein (BRANDNER, 1972). Eine solche Faziesrekurrenz fehlt jedoch im Pfannockprofil. Hier ist ein allmählicher Übergang von der klastischen in die karbonatische Sedimentation zu beobachten, wobei der klastische Einfluß im Anis allmählich abnimmt.

Damit taucht erneut das Problem der Einwurzelung der Pfannock-Schuppe auf. Als ursprünglicher Ablagerungsraum kommt wohl nur der Bereich zwischen dem Drauzug und der heutigen Position der Pfannock-Schuppe in Betracht, wobei aus faziellen Gründen eine gewisse Entfernung vom Drauzug anzunehmen ist.

Gute Hinweise auf den aufgearbeiteten Untergrund liefern hierbei vor allem die Rotschichten (Bockbrekzie),

die den lokalen Schutt eines plötzlich herausgehobenen Altkristallins darstellen und reichlich Staurolith und Disthen führen, beides Minerale, die im unterlagernden Pfannockgneis nicht bekannt sind.

Nach LIEGLER (1973) besteht eine eindeutige transgressive Auflagerung des permomesozoischen Pfannockprofils auf dem Pfannockgneis.

Dagegen beschreibt STOWASSER (1947, 1956) östlich vom Pfannock, zwischen Grundalm und St. Oswaldler Bock-Sattel eine Verzahnung von Bockbreccie mit typischen Karbonkonglomeraten und Sandsteinen, also einen sedimentären Übergang vom Oberkarbon in das Pfannock-Perm.

Nach PISTOTNIK (1977) lagert am Pfannock-Südgrat das Oberkarbon transgressiv auf dem Pfannockgneis auf und führt „Pfannockgneisgerölle“.

Würde nun das Pfannock-Perm tatsächlich sedimentär dem Oberkarbon aufliegen, dann müßte es zumindest große Ähnlichkeit mit den eindeutig dem Oberkarbon auflagernden und in ihrer faziellen und lithologischen Ausbildung im gesamten Mittelkärntner Raum und Drauzug sehr einheitlichen Werchzirmschichten aufweisen, was jedoch keineswegs der Fall ist.

Die von STOWASSER (1947, 1956) und von PISTOTNIK (1977) gegebenen Darstellungen wären zu überprüfen, doch scheint hier eher ein tektonischer Kontakt vorzuliegen.

Ein eindeutig transgressiver Verband ist auch nicht zwischen Pfannockgneis und auflagerndem Permomesozoikum (Pfannockprofil) gesichert. Aufgearbeiteter Pfannockgneis ist nämlich weder im Basissandstein noch in den Rotschichten eindeutig nachweisbar, was sehr zum Nachdenken gibt, wo doch die Rotschichten ausschließlich aus Aufarbeitungsprodukten eines Altkristallins zusammengesetzt sind.

Und dieses Altkristallin lag zum Großteil in „Staurolithfazies“ (vermutliche Paragenese: St, Di, Ga?, Qz, Bi, Mu) und untergeordnet in einer etwas niedrigeren Metamorphosefazies vor, in der Albit noch stabil war (Grünschieferfazies oder Übergang Grünschiefer-Amphibolithfazies, mögliche Paragenesen: Qz, Ab, Ga?, Bi?, Mu).

Diaphthoritische, Staurolith und Granat führende Gneise und Glimmerschiefer (ohne Disthen) sind z. B. aus dem Gailltalkristallin bekannt (HERITSCH & PAULITSCH, 1958). In den darüberfolgenden, postvariszischen Sedimenten konnte jedoch Staurolith auch im Schwermineralpräparat bisher nicht nachgewiesen werden (NIEDERMAYR, 1975; NIEDERMAYR et al., 1978).

Das Gailltalkristallin kommt als Aufarbeitungsgebiet nicht in Frage, da es schon variszisch retrograd metamorph vorlag, was vor allem durch aufgearbeitete diaphthoritische Kristallinkomponenten in der permoskythischen Transgressionsserie belegt ist (HERITSCH & PAULITSCH, 1958; FRITSCH, 1961; MOSTLER, 1972). Außerdem ist Disthen aus dem Gailltalkristallin bisher nicht bekannt.

Das Aufarbeitungsgebiet muß nördlich des Gailltalkristallins gelegen sein, muß also im Altkristallin gesucht werden, das nach TOLLMANN (ab 1959) mittelostalpinen Stellung ist und die oberostalpine Gurktaler Decke unterlagert.

Dieses Altkristallin wurde zwar auch schon von einer variszischen Diaphthorose erfaßt, doch gibt es Bereiche, die davon verschont wurden, wo Staurolith und Disthen erhalten blieben (vor allem in der Gegend von

Radenthein) und als mögliches Liefergebiet ins Auge gefaßt werden müssen.

In diesem Kristallinkomplex, von SCHWINNER (1927) in Radentheiner Serie und Millstätter Serie gegliedert, ist Staurolith (Häufig in Hellglimmer umgewandelt oder mit einem randlichen Muskovit-Serizit-Saum) ein weit verbreitetes Mineral, vor allem in der Radentheiner Serie (z. B. SCHWINNER, 1927; FRITSCH & HAJEK, 1965; EXNER, 1967) und läßt sich bis in das Saualpen-Kristallin hinein verfolgen (CLAR et al., 1963; von GOSEN, 1982). Nach von GOSEN (1982) tritt Staurolith auch ausschließlich im Kristallin auf und nie im metamorphen Paläozoikum der Gurktaler Decke.

In der Millstätter Serie ist Staurolith ebenfalls verbreitet, tritt jedoch nicht so häufig auf wie in der Radentheiner Serie.

Nach SCHWINNER (1927) sind große Staurolithe und Disthene in Glimmerschiefern der Radentheiner Serie besonders im Bereich nördlich von Radenthein sehr häufig, was besonders bezüglich der Position der Pfannock-Scholle, die nur einige km nördlich davon liegt, sehr auffallend ist.

Disthen kommt ansonsten nur sehr selten vor, z. B. in Granatglimmerschiefern (von GOSEN, 1982).

Zieht man nun als Liefergebiet dieses von TOLLMANN als mittelostalpin eingestufte Altkristallin in Betracht, so stellt sich erneut die Frage nach der tektonischen Stellung dieses Altkristallins, die schon einmal von FLÜGEL (1960) eingehend diskutiert wurde.

Eine klare tektonische Abtrennung der Gurktaler Decke vom unterlagernden Kristallin ist nur im NW durch zwischengeschaltetes Permomesozoikum (Stangalm-Mesozoikum) möglich. Dagegen bereitet die tektonische Abtrennung im Süden und Osten der Gurktaler Decke nach wie vor Schwierigkeiten, hier konnte zwischen Altkristallin und Paläozoikum der Gurktaler Decke keine größere Überschiebungsbahn festgestellt werden (z. B. CLAR et al., 1963; CLAR, 1965; FRITSCH & HAJEK, 1965). Im Bereich von Murau-Neumarkt treten die als „Dekenscheider“ herangezogenen, altersmäßig nicht belegten „Mesozoikumspäne“ nach THURNER (1960) durchwegs im Paläozoikum, nur an einer Stelle an der Basis des Paläozoikums auf, sodaß auch hier eine tektonische Abgrenzung von Altkristallin und Paläozoikum der Gurktaler Decke Komplikationen mit sich bringt.

Im Zusammenhang mit der tektonischen Abgrenzung der Gurktaler Decke sei auch noch auf die Kristallingerölle hingewiesen, die besonders aus den basalen Konglomeraten des Stangalm-Karbon beschrieben werden (PISTOTNIK, 1977, 1978: Pfannockgneisgerölle; EXNER, 1967: Ortho- und Paragneisgerölle; STOWASSER, 1956: Bundschuh-Orthogneisgerölle; SCHWINNER, 1932: verschiedene Gneistypen aus dem Altkristallin). Hier könnte eine moderne sedimentpetrographische Geröllanalyse der Oberkarbon-Konglomerate wichtige Hinweise liefern.

Betrachtet man das Altkristallin als primäre Unterlage der oberostalpinen Gurktaler Decke, also ebenfalls als oberostalpin – eine Vorstellung die besonders von CLAR (1965) und jüngste von FRANK (1983) vertreten wird – so wird auch die zentralalpine Fazies (Stangalm-Mesozoikum bzw. Melitzen-Scholle) oberostalpin. FRANK (1983) konnte auf Grund von Metamorphoseuntersuchungen zeigen, daß das Kristallin immer schon von mächtigen, paläozoischen Serien überlagert war und es nur zu Verschiebungen zwischen unterlagerndem Kristallin und überlagerndem Paläozoikum + Me-

sozoikum (Gurktaler Decke) gekommen ist, was letztlich auch zur Überfahung der Melitzen Scholle und Einwicklung der Pfannock-Schuppe geführt hat.

Nach dieser Auffassung können die Nördlichen Kalkalpen nicht mehr unmittelbar nördlich des Drauzuges eingewurzelt werden, sondern müssen schon primär nördlich der „zentralalpiner Fazies“, z. B. nördlich des Silvretta-Kristallins gelegen haben, worauf auch jüngste Untersuchungen im Arlberggebiet hinweisen (FRANK, 1983; ROCKENSCHAUB et al., 1983).

Daraus ergibt sich für die permomesozoischen Faziesbereiche von Süden nach Norden folgende paläogeographische Anordnung: Drauzug – Gurktaler Decke (Permomesozoikum des Mittelkärntner Raumes) – Pfannock-Schuppe – „zentralalpine Fazies“ (z. B. Melitzen-Scholle s.str.) – und nördlich dieser „zentralalpiner Fazies“, der auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit und dem Einsetzen der Sedimentation wahrscheinlich erst im höheren Perm der Charakter einer „Schwelle“ innerhalb des Oberostalpins zukommt, wären die Nördlichen Kalkalpen einzuordnen.

Diese „Schwelle“ könnte auch das doch recht unterschiedlich ausgebildete Unterrotliegend des Drauzug-Mittelkärntner Raumes und der Nördlichen Kalkalpen erklären. Die im gesamten Mittelkärntner Raum und auch im Drauzug recht einheitlich und charakteristisch ausgebildete „Werchzirmfazies“ mit den darüberfolgenden Vulkaniten (hpts. Tuffe und Tuffite) der saalischen Phase fehlt zumindest im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen vollkommen. Das Unterrotliegend besteht dort aus einer z. T. recht mächtigen Basisbreccie, gefolgt von mächtigen Prebichlschichten (STINGL, 1983).

Vulkanite der saalischen Phase finden sich nur vereinzelt, z. B. im Montafon in Form von Quarzporphyr und Ignimbriten (ANGERER et al., 1976). Erst innerhalb des Perms, mit dem Einsetzen des „Permoskythsandsteines“ kam es zu einer über die Schwelle hinwegreichenden, mehr oder weniger einheitlichen Sedimentation.

Diese Vorstellung soll zunächst einmal zur Diskussion gestellt werden und zu weiteren Arbeiten anregen. Denn die dabei aufgetauchten Probleme haben gezeigt, daß bis zu einer endgültigen Lösung noch sehr viel Detailarbeit erforderlich sein wird.

Dank

Für die Anregung zur vorliegenden Arbeit danke ich sehr herzlich Herrn Univ. Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck. Herrn Univ. Doz. Dr. WERNER RESCH gebührt ein herzliches Dankeschön für die Bestimmung der Foraminiferen. Beiden Herren sowie Herrn Dr. RAINER BRANDNER sei auch für die anregenden Diskussionen, wertvolle Hinweise sowie für die kritische Durchsicht des Manuskripts gedankt.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich gilt mein Dank für die finanzielle Unterstützung zur vorliegenden Arbeit (Projekt Nr. 4453).

Literatur

ANGERER, H., HADITSCH, J. G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 1–57, Innsbruck 1976.

BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige

Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**, 1–121, Wien 1978.

BLATT, H.: Original characteristics of clastic quartz grains. – Jour. Sed. Petrology, **37**, 401–424, Tulsa 1967.

BOENIGK, W.: Schwermineralanalyse. – 158 S., Stuttgart (Ferd. Enke) 1983.

BRANDNER, R.: „Südalpinen Anis“ in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 143–162, Innsbruck 1972.

CANAVAL, R.: Bemerkungen über einige kleinere Eisensteinvorkommen der Ostalpen. – Montanistische Rundschau, **22**, Wien 1930.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **Sh. G**, 11–35, Wien 1965.

CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). – Carinthia II, **153/73**, 23–51, Klagenfurt 1963.

CONOLLY, J. R.: The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. – Jour. Sed. Petrology, **35**, 116–135, Tulsa 1965.

CUMMINS, W. A.: The graywacke problem. – Liverpool Manchester Geol. Jour., **3**, 51–71, Liverpool 1962.

DICKINSON, W. R.: Interpreting detrital modes of graywacke and arcose. – Jour. Sed. Petrology, **40**, 695–707, Tulsa 1970.

DOTT, R. H.: Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? – Jour. Sed. Petrology, **34**, 625–632, Tulsa 1964.

EXNER, Ch.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 98–108.

FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1960**, 202–220, Stuttgart 1960.

FOLK, R. L.: Petrology of sedimentary rocks. – 182 S., Austin, Texas (Hemphill Publ. Comp.), 1974.

FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 244–262, Graz 1983.

FRITSCH, W.: Eine Transgression von Gröden Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia II, **151/71**, 52–57, Klagenfurt 1961.

FRITSCH, W. & HAJEK, H.: Zur Geologie des Gerlitzenstockes in Kärnten. – Carinthia II, **155/75**, 7–29, Klagenfurt 1965.

GOSEN, W. v.: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 33–149, Hamburg 1982.

HEIM, D.: Über die Feldspäte im Germanischen Buntsandstein, ihre Korngrößenabhängigkeit, Verbreitung und paläogeographische Bedeutung. – Geol. Rdsch., **65**, 943–970, Stuttgart 1976.

HERITSCH, H. & PAULITSCH, B.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 191–200, Wien 1958.

HOLDHAUS, K.: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **58**, 19–21, Wien 1921.

HOLDHAUS, K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **14**, 85–103, Wien 1922.

HOLDHAUS, K.: Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **25**, 177–194, Wien 1932.

KAHN, J. S.: The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments, 1. on the measurement of packing in sandstones. – Jour. Geol., **64**, 385–395, Chicago 1956.

KOBER, L.: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. – Sitzb. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **130**, 375–381, Wien 1922.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 283 S., Berlin (Gebr. Borntraeger) 1923.

- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer) 1938.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 539–589, Wien 1964.
- KUEHN, O. (Hrsg.): Lexique stratigraphique international, 1, Europe. – **8**, 646 S., Paris (CNRS) 1962.
- LIEGLER, K.: Zur Geologie des zentralalpinen Mesozoikums im Bereich nördlich von Bad Kleinkirchheim/Kärnten (Südschnitt des „Stangalm-Mesozoikums“) (Gurktaler Alpen). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 183 S., Wien 1973.
- MADER, D.: Entstehung der Rotfärbung im Buntsandstein der Westeifel. – N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1982**, 347–366, Stuttgart 1982.
- MIALL, A. D.: A review of the braided river depositional environment. – Earth Sci. Revs., **13**, 1–62, 1977.
- MIALL, A. D.: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. – Can. Soc. Petr. Geol., Memoir **5**, 597–604, Calgary 1978.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 143–149, Wien 1972.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973/1974), 105–126, Wien 1975).
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **81**, 1–17, Wien 1978.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 33–51, Wien 1982.
- ODOM, I. E.: Feldspar grain size relations in Cambrian arenites, upper Mississippi Valley. – J. Sed. Petrol., **45**, 636–650, Tulsa 1975.
- ODOM, I. E., DOE, T. W. & DOTT, R. H.: Nature of Feldspar grain size relations in some quartz-rich sandstones. – J. Sed. Petrol., **46**, 862–870, Tulsa 1976.
- PETERS, K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **6**, 508–580, Wien 1855.
- PETTJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks (3. Aufl.). – 628 S., New York (Harper & Row) 1975.
- PETTJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and sandstone. – 618 S., New York (Springer) 1972.
- PISTOTNIK, J.: Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – Carinthia II, **166/86**, 127–131, Klagenfurt 1976.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973/1974), 127–141, Wien 1976.
- PISTOTNIK, J.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Meso- und Paläozoikum auf Blatt 183, Radenthein (Gurktaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1977/1**, 146–147, Wien 1977.
- PISTOTNIK, J.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Paläozoikum und Mesozoikum auf Blatt 183, Radenthein (Gurktaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1978/1**, A139–A140, Wien 1978.
- PISTOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: R. OBERHAUSER (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Wien (Springer) 1980.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U.: Petrographie des „Permoskyth“ der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusher Herkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. – Geol. Rdschau, **64/3**, 783–807, Stuttgart 1975.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges, Kärnten-Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14–15** (1963/1964), 229–266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWISCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Mitt. Geol. Bergbaustud., **20**, 127–138, Wien 1972.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 223–227, Graz 1983.
- RUST, B. R.: Depositional models for braided alluvium. – In: MIALL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. – Can. Soc. Petr. Geol., Memoir **5**, 605–625, Calgary 1978.
- SCHWINNER, R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **136**, 333–382, Wien 1927.
- SCHWINNER, R.: Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach im Steyrisch-Kärnthnerischen Nockgebiet 1 : 25.000, 11 S., 1 Profiltafel, 1 Kte., Graz (Leuschner & Lubensky) 1931.
- SCHWINNER, R.: Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1932/3**, 65–75, Wien 1932.
- STINGL, V.: Ein Beitrag zur Fazies der Prebichschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 207–233, Innsbruck 1983.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen) (Vorläufige Mitteilung). – Verh. Geol. B.-A., **1945/10–12**, 199–214, Wien 1947.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **99**, 75–199, Wien 1956.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – Carinthia II, **164/84**, 105–113, Klagenfurt 1974.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens. – Verh. Geol. B.-A., **1974/2–3**, 269–279, Wien 1975.
- THURNER, A.: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark, **63**, 26–44, Graz 1927.
- THURNER, A.: Die Gurktaler Decke (Bemerkungen zu TOLLMANN'S Deckengliederung in den Ostalpen). – N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1960**, 481–490, Stuttgart 1960.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **9**, 57–73, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 3–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 28–45, Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150/1**, 19–43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TURNER, F. J.: Metamorphic Petrology – Mineralogical, Field and Tectonic Aspects, 2nd Ed. – 524 S., New York (McGraw-Hill) 1980.
- WALKER T. R.: Formation of red beds in modern and ancient deserts. – Bull. Geol. Soc. Am., **78**, 353–368, New York 1967.
- WALKER, T. R.: Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. – Bull. Geol. Soc. Am., **185**, 633–638, New York 1974.
- WALKER, T. R.: Diagenetic origin of red beds. – In: H. FALKE (Ed.): The Continental Permian in Central, West and South Europe. – 240–282, Dordrecht (Reidel) 1976.

WHETTEN, J. T. & HAWKINS J. W.: Diagenetic origin of graywacke matrix minerals. – *Sedimentology*, **15**, 347–361, Amsterdam 1970.

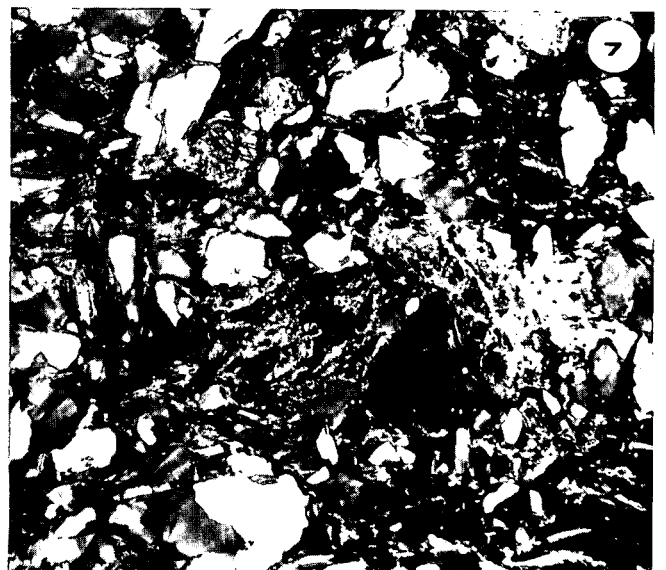
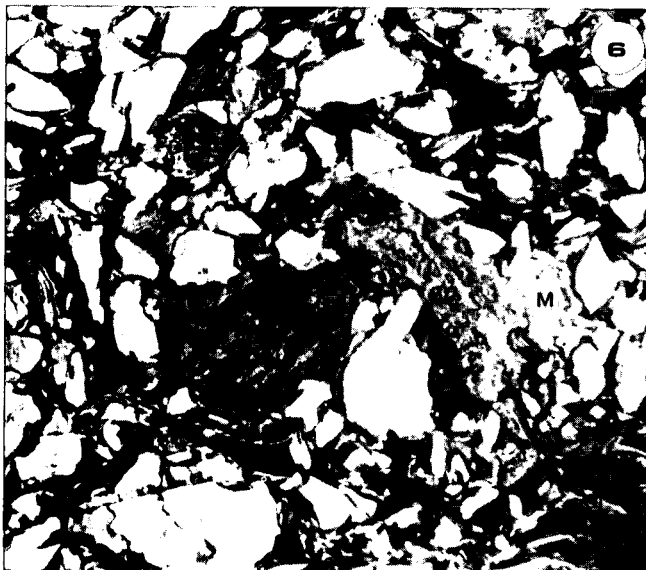
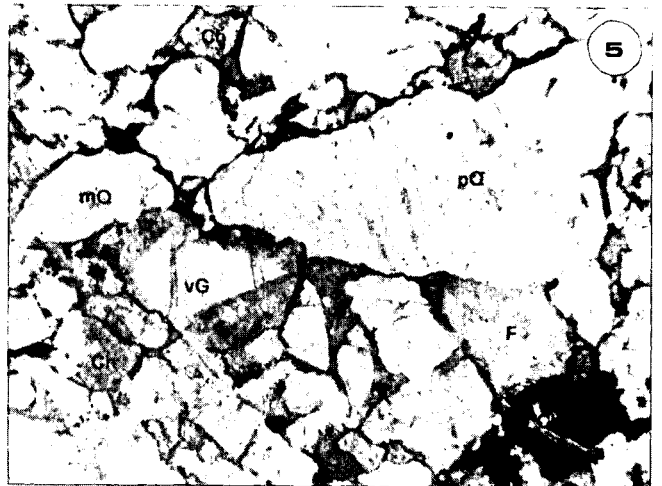
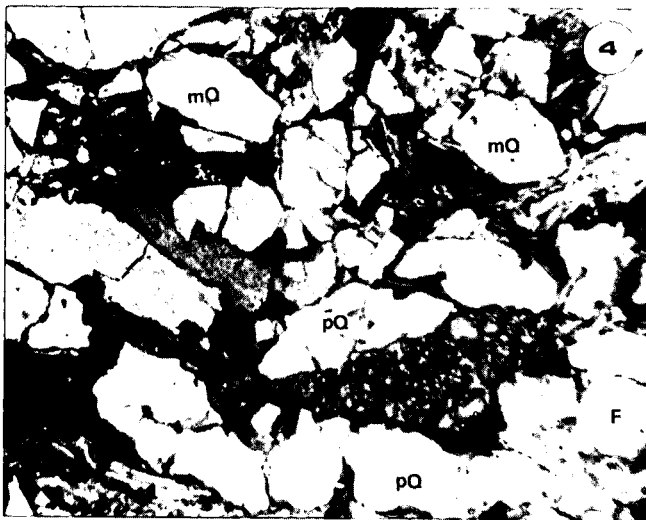
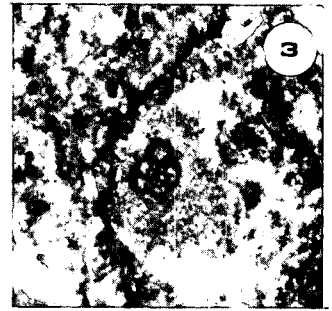
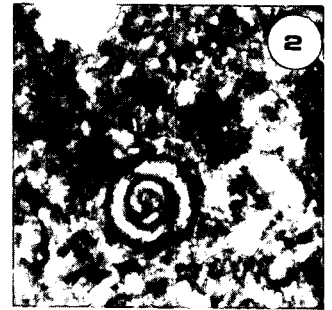
WIESENER, H.: Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. – *Erdöl und Kohle*, **6/7**, 369–372, Hamburg 1953.

WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th Ed. – 348 S., New York (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. November 1983.

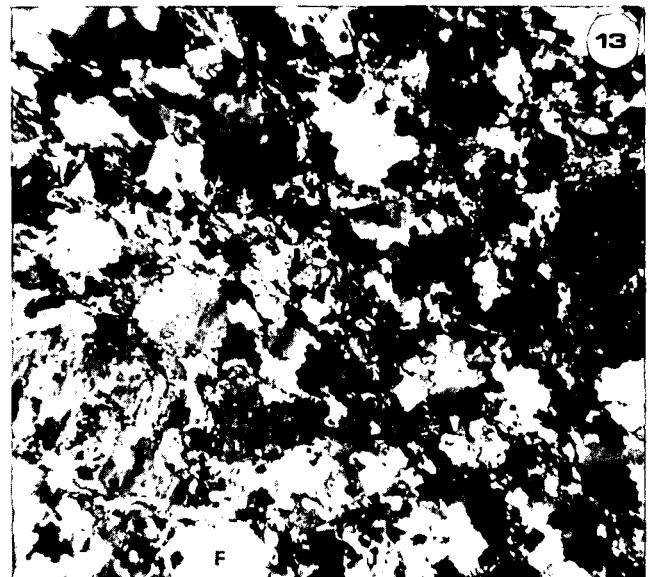
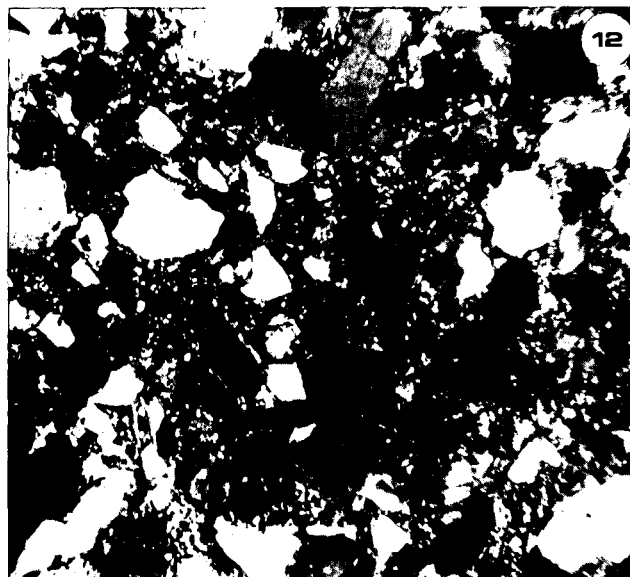
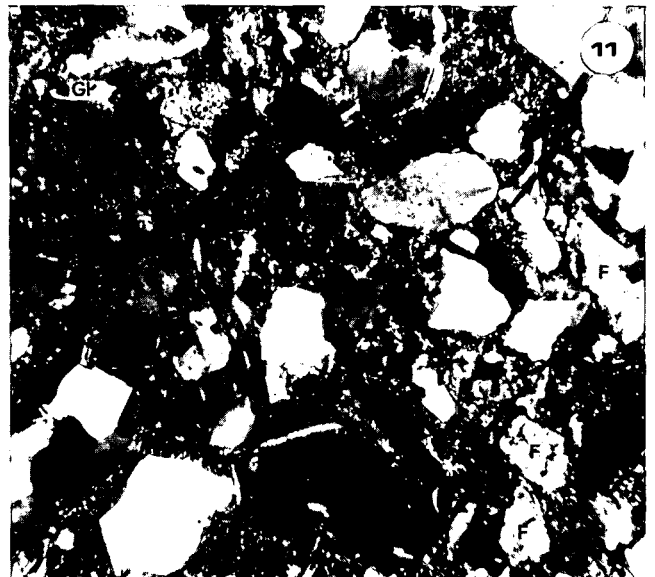
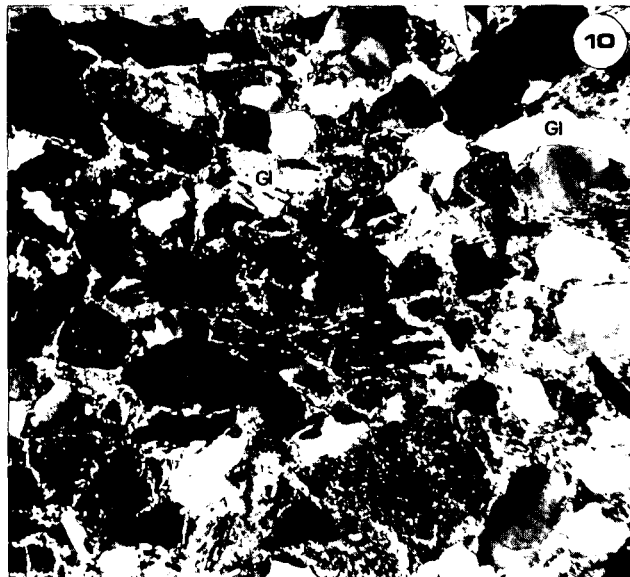
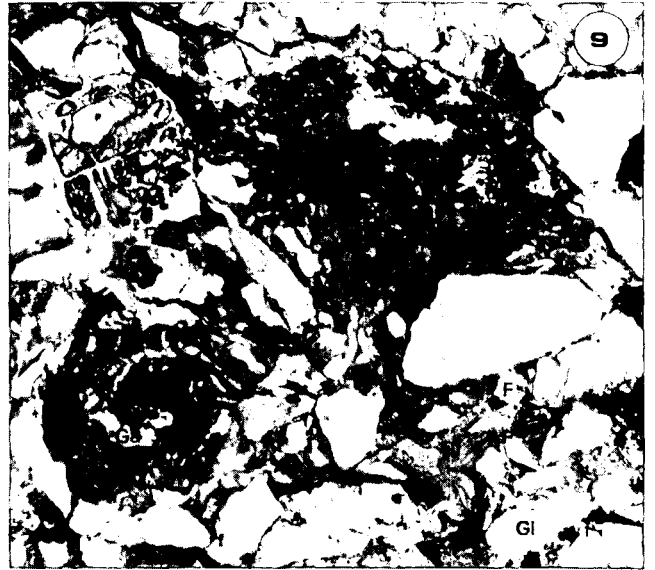
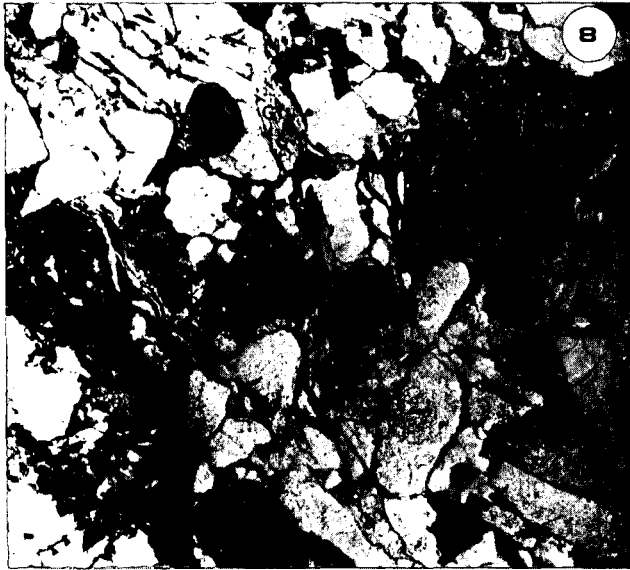
Tafel 1

- Foto 1: Basissandstein (lithischer Arenit), hauptsächlich poly- und monokristalline Quarze (pQ, mQ), wenig Feldspat (F), wenig Matrix (M).
Probe P 2, N +, Bildausschnitt 3,3×2,1 mm.
- Foto 2: cf. *Glomospirella*, Basis der Pfannocksichten (sandiger Dolomit).
Probe P 19, Bildausschnitt 1,2×1,2 mm.
- Foto 3: *Psammosphaerinae* (evtl. *Sorosphaera*), Basis der Pfannocksichten.
Probe P 19, Bildausschnitt 1,2×1,2 mm.
- Foto 4: Rotschichten (lithischer Arenit), poly- und monokristalline Quarze (pQ, mQ), wenig Feldspat, relativ viel Glimmer, Matrix und Hämatizement (schwarz), größere Staurolithkörner (St).
Probe P 4, N ||, Bildausschnitt 2,3×1,8 mm.
- Foto 5: Basissandstein (lithischer Arenit) mit vulkanischen Gesteinsbruchstücken (vG) und vulkanischen Chertkomponenten (Ch). F = Feldspat, pQ, mQ = poly- und monokristalline Quarze.
Probe P 1, N ||, Bildausschnitt 2,1×1,8 mm.
- Foto 6: Rotschichten (lithischer Arenit), viel Glimmer (Gl), Matrix (M), Hämatizement (schwarz) sowie Staurolith (St) und Disthen (Di), beide randlich aufgelöst.
Probe P 7, N ||, Bildausschnitt 3,7×3,3 mm.
- Foto 7: wie Foto 6, aber N +.



Tafel 2

- Foto 8: Rotschichten (lithischer Arenit) mit viel Staurolith (St) und Disthen (Di), sowie Granat (Ga). Staurolith und Disthen randlich aufgelöst. M = Matrix, Gl = Glimmer.
Probe P 12, N ||, Bildausschnitt 3,4×2,8mm.
- Foto 9: Rotschichten, große Staurolith- (St), Disthen- (Di) und Granatkörner (Ga, mit rotiertem s_i), große Glimmer (Gl), wenige und kleine Feldspäte (F).
Probe P 12, N ||, Bildausschnitt 3,0×2,7 mm.
- Foto 10: Rotschichten (feldspatreicher lithischer Arenit), Feldspäte (F) z. T. schon stark aufgelöst, M = Matrix, Gl = Glimmer.
Probe P 10, N +, Bildausschnitt 1,9×1,8 mm.
- Foto 11: „Wurfener Horizont“ (feldspatreicher lithischer Arenit), derselbe detritische Mineralbestand wie in den Rotschichten, Feldspäte (F) teilweise frischer, meist jedoch schon stärker aufgelöst, Gl = Glimmer, K = Karbonatzement (Dolomit).
Probe P 17a, N +, Bildausschnitt 2,2×2,0 mm.
- Foto 12: Pfannockschichten (feldspatreicher lithischer Arenit), Feldspäte (F) teilweise stärker aufgelöst, teilweise recht frisch und mit Anwachssäumen, G = Gesteinsbruchstück (Quarz, Feldspat), K = Karbonatzement (Dolomit).
Probe P 30, N +, Bildausschnitt 2,2×2,0 mm.
- Foto 13: Schwach metamorpher „Permoskythquarzit“ (Postmeisteralm), sedimentäres Gefüge durch Quarzrekristallisation zerstört. „Gefüllte Feldspäte“ (F) deutlich sichtbar. Feldspäte tw. verzwilligt.
Probe PM 2, N +, Bildausschnitt 2,5×2,3 mm.



Tafel 3

- Foto 14: Schwach metamorpher „Permoskythquarzit“ (beim Ochsenstand), feldspatreich, häufig „gefüllte“ Feldspäte (F), K = Karbonatzement (Dolomit), Gl = Glimmer (Muskowit).
Probe ME 2, N +, Bildausschnitt 2,0×1,7 mm.
- Foto 15: Schwach metamorpher „Permoskythquarzit“ (beim Ochsenstand), ähnlich Fotos 13, 14; viele gefüllte Feldspäte (F), K = Karbonatzement, Gl = Glimmer.
Probe ME 5, N +, Bildausschnitt 2,3×2,0 mm.
- Foto 16: Basis der Pfannocksichten, Foraminiferen (?*Glomospira*, ?*Glomospirella*, siehe Pfeil) führender Dolomit, terrigen beeinflusst (verschiedene Quarztypen Q, Disthen Di, Feldspäte und Glimmerscheiter).
Probe P 20b, N||, Bildausschnitt 2,2×1,7 mm.
- Foto 17: Werchzirmschichten, sandiges Feinkonglomerat („Fanglomerat“), hauptsächlich aufgearbeitete Sedimente in Form von Tonschiefer- und Siltbruchstücken (sedimentäre Gesteinsbruchstücke, G), große polykristalline Quarze (pQ), feinkristalline Quarze (fQ, „Lydit“) sowie kleinere poly- und monokristalline Quarzkomponenten (q).
Probe WZ 2, N||, Bildausschnitt 1,3×1,1 cm.
- Foto 18: Zum Vergleich sandiges Feinkonglomerat („Fanglomerat“) aus dem Unterrotliegend vom Christophberg (NW Klagenfurt): ebenfalls viele aufgearbeitete sedimentäre Gesteinsbruchstücke (G), feinkristalliner Quarz (fQ, „Lydit“) sowie kleinere Quarzkomponenten (mono-, polykristallin, q).
Probe Ch 20, N||, Bildausschnitt 1,3×1,1 cm.
- Foto 19: Werchzirmschichten, leicht sandiges Feinkonglomerat, texturell und kompositionell ähnlich Fotos 17, 18; fQ = feinkristalliner Quarz (Lydit), G = verschiedene sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Silt, siltige Tonschiefer).
Probe WZ 1, N||, Bildausschnitt 1,3×1,0 cm.

