

Carinthia II	179./99. Jahrgang	S. 401–424	Klagenfurt 1989
--------------	-------------------	------------	-----------------

Vorbericht über sedimentologisch- sedimentpetrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth- Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich)*

Von Hanns SYLVESTER

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung: Die Korrelation der im Korngrößenverlauf über das Perm/Skyth-Profil festgehaltenen Schüttungsenergie mit dem Klastenspektrum ermöglicht eine Abgrenzung einzelner Schüttungsereignisse entsprechend den lithostratigraphischen Formationen bzw. untergeordneten Members. Im Krappfeld-Profil können die permische Werchzirm- und Gröden- sowie die skythische Alpine Buntsandstein-Formation in weitere durch das Klastenspektrum gekennzeichnete Abfolgen untergliedert werden. Im Pfannock-Profil beginnt die Sedimentation erst im höheren Perm/Skyth und nimmt bis ins Anis eine deutlich liefergebietsnähere Position ein. Das Ochsenstand-Profil nimmt eine vergleichbare stratigraphische Stellung ein, hat aber ein anderes Liefergebiet und ist einem anderen Sedimentationsbecken zuzuordnen.

Abstract: Correlation of the energy of sediment input as inferred from the grain size curve with the clast spectrum enables definition of the input events, which, in turn, correlate to formations and members. In the Permian-Skythian profile of the Krappfeld the Permian Werchzirm- and Gröden-Formation, and the Skythian Alpine Buntsandstein-Formation are further divided into members based on their clast spectrum. In the Pfannock profile sedimentation starts in Upper Permian – Skythian time and is characterized by its proximity to the source rock. The Ochsenstand profile has a similar stratigraphic position, but it has to be attached to a different basin.

EINLEITUNG

Im Verlauf der Exkursionen zu den Kärntner Perm-Gesprächen 1987 wurde ein Einblick in den Bearbeitungsstand der Hamburger/Münsteraner Untersuchungen an den permischen Siliziklastika gegeben. Diese Arbeiten haben zum Ziel, mittels einer Analyse der als Deckenscheider

* Publiziert im Rahmen der „Kärntner Perm-Gespräche 1987“

fungierenden Perm/Skyth-Vorkommen und Ermittlung ihrer wahrscheinlichen Liefergebiete, eine Rekonstruktion der paläogeographischen Anordnung dieser Vorkommen zu erreichen. Von der Kenntnis dieser Paläoprofilverteilung wird ein Beitrag zur strittigen Frage des Deckenbaus in den Ostalpen erwartet.

Die vorliegende Publikation einiger Arbeitsergebnisse aus dem Krappfeld, vom Pfannock und vom Ochsenstand stellt einen Vorbericht dar. Es wird eine neue, weitergehende Untergliederung des Schichtenstapels zwischen altpaläozoischem bzw. kristallinem Grundgebirge und anisischen Karbonatschichten vorgestellt. Die Gegenüberstellung von Ablagerungsmechanismus und Klastenführung ermöglicht eine Abgrenzung von Schüttungsphasen, die im folgenden als Abfolgen bezeichnet werden.

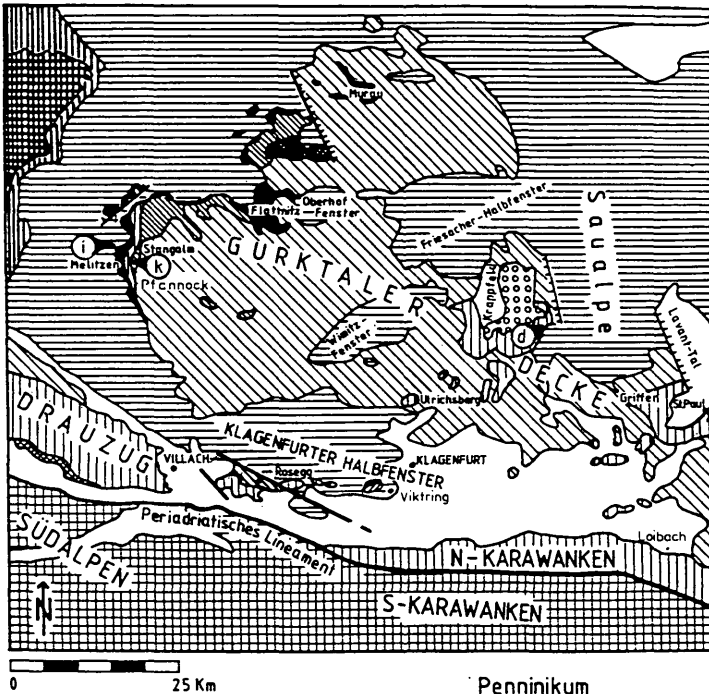
Es konnte somit über die Aufgliederung des Permoskythsandsteins sensu RIEHL-HERWIRSCH (1965) in Grödener Schichten und Alpenen Buntsandsteins (vgl. NIEDERMAYR et al., 1982; KRAINER, 1985, 1987; CLAASSEN et al., 1987) hinaus eine weitergehende Untergliederung der Formationen in Abfolgen erzielt werden. Die einzelnen Abfolgen der Formationen sind über die Profile einer tektonischen Einheit miteinander korrelierbar und erlauben so eine Abschätzung der lateralen Ausdehnung eines Schüttungsereignisses. Sie sind auch in den metamorphen Perm/Skyth-Profilen des Zentralalpins abzugrenzen.

Nach den „Perm-Gesprächen 1987“ wird vorgeschlagen, die stark untergrundbezogenen Schichten des Unterrotliegenden bis einschließlich des intrapermischen Tuffits als **Werchzirm-Formation** zu bezeichnen. Diese Werchzirm-Formation ist in eine Untere und eine Obere Sedimentitgeröll-Abfolge und eine abschließende Tuffit-Abfolge zu untergliedern. Die Grenze zwischen Unterer und Oberer Sedimentitgeröll-Abfolge stellt der Basisvulkanismus sensu RIEHL-HERWIRSCH (1965) dar.

Die **Gröden-Formation** wird in eine Untere und eine Obere Porphyrgeröll-Abfolge unterteilt. Es besteht keine Notwendigkeit, diese Formation als Griffener Schichten zu bezeichnen, wie es von KRAINER (1987) für die St. Pauler Berge vorgeschlagen wird. Für diesen Begriff liegen schon unterschiedliche Ausdeutungen von BECK-MANNAGETTA (seit 1953) und TOLLMANN (1977) vor. Die Gröden-Formation ist nicht genauer als oberpermisch einzustufen.

Eine grobe Quarzgeröll-Abfolge mit deutlich fluviatilem Sedimentationsmuster und eine höhere Sandstein-Abfolge mit vielen Aufarbeitungshinweisen sind nach regional-lithostratigraphischem Vergleich und aufgrund ihrer Nähe zu den skythischen Werfener Schichten in das Skyth einzustufen. Beide stellen zusammen die **Alpine Buntsandstein-Formation** dar.

Lage der untersuchten Profile:



Profile:
 d = Krappfeld
 k = Pfannock
 i = Ochsenstand

- Neogen u. Quartär
- Oberostalpin**
 - Gosau
 - Permomesozoikum
 - Karbon
 - Altpaläozoikum
 - Kristallin
 - Viktringer Paläoz.
- Mittelostalpin**
 - Permomesozoikum
 - Kristallin, mit Diaphthoriten
- Unterostalpin**
 - Radstädter-Katschberg-Zone

Die Gurktaler Decke

(nach TOLLMANN 1977, verändert)

- Penninikum**
 - Tauernfenster-inhalt
- Südalpen**
 - Mesoozoikum

Gegenüber WOLTER et al. (1982) wird die **Werfen-Formation** im Krappfeld-Profil in ihrem Umfang eingeschränkt.

Von der Zuordnung zu definierten fluviatilen Faziesmodellen und bestimmten Flußtypen im Sinne von MIALL (1977, 1978) oder RUST (1978) wird abgesehen. Nach MIALL (1985) ist eine genaue Fazieszuordnung fluviatiler Systeme nur mit der großmaßstäblichen Betrachtung der Sedimentkörper möglich. Die dafür nötigen Aufschlüsse im 100-Meter-Bereich gibt es in diesen Profilen nicht.

Die gesamten Ergebnisse der Untersuchungen an diesen und weiteren Profilen aus dem oberostalpinen und zentralalpinen Raum werden in einer späteren Arbeit vorgestellt.

KRAPPFELD-PROFIL

Werchzirm-Formation, Unterrotliegend

Im Krappfeld-Profil sind von drei in den St. Pauler Bergen ermittelten Untereinheiten der Werchzirm-Formation nur die Obere Sedimentitgeröll-Abfolge und die Tuffit-Abfolge in Relikten mit wahrscheinlich verringerter Mächtigkeit vorhanden. Die Untere Sedimentitgeröll-Abfolge, die keinen Porphyrdetritus führt, wurde hier möglicherweise nicht abgelagert, am Christofberg ist sie aber sicher vorhanden. Da die Werchzirm-Formation im Deckenbau des Krappfeldes als Bewegungsbahn fungierte (APPOLD et al., 1984), kann diese Abfolge hier tektonisch reduziert worden sein. In Aufschlüssen der Oberen Sedimentitgeröll-Abfolge ist eine kräftige Durchschieferung am Umfließen des Bindemittels um die Gerölle in den grobklastischen Lagen zu erkennen. Häufige kalzitgefüllte Fiederklüfte gehören allerdings zu Scherbahnen, die mit Transversal-Bewegungen an der Görttschitztalstörung in Zusammenhang stehen.

Die Obere Sedimentitgeröll-Abfolge der Werchzirm-Formation ist hier 48,5 m mächtig, die Liegendgrenze ist nicht aufgeschlossen. Im unteren Viertel sind in bis zu 3 m mächtigen Konglomeratbänken nach oben hin zunehmend feinklastische Zwischenlagen eingeschaltet. Dieser Bereich zeigt keinen deutlichen Trend in der Korngrößen-Entwicklung. Innerhalb der grobklastischen Konglomerate nimmt allerdings zum Hangenden hin die Regelung der Gerölle zu. Die groben Schichten stellen vermutlich distale Schuttstromsedimente dar. Sie werden von feinklastischen Ablagerungen nachlassender Wasserführung und von Rinnensanden überlagert.

Der mittlere Abschnitt der Abfolge wird von einem relativ einheitlichen Tonsiltstein gebildet. Ebene Feinschichtung, bei geringem Sandgehalt feine Flaserschichtung, kleinste Rippeln, kleine Tongallen und vereinzelte Kalkkonkretionen weisen diese Schichten als Sedimente einer alluvialen Schwemmebene aus. Das obere Viertel der Abfolge zeigt eine zunehmende Transportkraft, möglicherweise eine Reliefverstärkung, mit einer oben/grob-Sequenz an. Aus Sedimenten einer Schwemmebene, gebildet aus tonflaserigen Siltsteinen mit kleinen Sandlinsen, entwickeln sich zunehmend gröbere Sandsteinschichten. Diese sind aufgrund von Feinkiesgeröllen und Tonsiltstein-Fetzen, die in die ebene bis schräge Schichtung eingeregelt sind, als überlagernde Rinnensande von distalen Schuttflächern oder benachbarten Flußsystemen zu deuten.

Die Obere Sedimentitgeröll-Abfolge der Werchzirm-Formation ist gekennzeichnet durch Gerölle grauer Sandsteine und roter Tonsiltsteine (? Intraklasten) neben schwarzen, gut gerundeten Lyditen. Diese Gerölle erreichen wie auch die eckigen Quarzklasten eine Maximalgröße von 6,8 cm. Der Karbonatgehalt der Abfolge beruht auf primär vorhan-

denen Kalk-Konkretionen und fetzenförmigen Kalkmikritklasten. Die Dünnschliff-Auswertung zeigt über das Nebeneinander von Sedimentiten, Lyditen und Quarzklasten hinaus das Vorhandensein von Porphyrdetritus, Alkalifeldspat und Plagioklas an. Quarzklasten stammen sowohl von Porphyren als auch von unterschiedlich stark metamorphem Liefergebiet ab.

Die Tuffit-Abfolge der Werchzirm-Formation ist im Krappfeld als ein 21,7 m mächtiger Tonstein mit zwei Tuffitlagen ausgebildet. Die zwei Tuffitlinsen sind 0,7 m bzw. 1,4 m mächtig. Das hellgrüne, hornig dichte Gestein führt gelegentlich schwarze Silexite, die von orangerotem Karneol geädert sind. Eine 0,4 m mächtige Kalkbank schließt die wiederholt karbonatische Tuffit-Abfolge ab.

Diese Abfolge ist als Schwemmebenen-Ablagerung zu interpretieren. Kleinere, feinklastische Rinnen bilden geringfügige Umlagerungen ab. In diesem schwach energetischen Milieu konnte das vulkanische Material gut konserviert werden.

In der Tuffit-Abfolge treten, bedingt durch die Korngröße, die Lithoklasten zurück, während Tonminerale, detritische Glimmer und opake Substanz zunehmen. In den tuffitischen Schichten findet sich schwieriger Chlorit, der aufgrund der starken Zerschering nicht auf ein bestimmtes Ausgangsmineral zurückzuführen ist.

Gröden-Formation, Oberrotliegend/? Oberperm

Die **Gröden-Formation** wird von zwei Abfolgen mit einer bzw. mehreren oben/fein-Sequenzen aufgebaut, in denen die Porphyngerölle dominieren. Im Gelände konnte für diese Abfolgen ein durchschnittliches Verhältnis von Quarzklasten zu Porphyngeröllen von 1:2 bis 2:3 ermittelt werden. Diese Abfolgen werden **Untere Porphyngeröll-Abfolge** und **Obere Porphyngeröll-Abfolge** genannt.

Die **Untere Porphyngeröll-Abfolge** setzt oberhalb der Tuffit-Abfolge recht feinklastisch, aber mit der typischen Lithologie der hangend folgenden Schichten ein. Besser aufgeschlossen sind die oberen 54,7 m der insgesamt 67,7 m mächtigen Abfolge.

Basal herrschen etwa 1 m mächtige Stein- bis Kiesbänke mit einer klastengestützten Textur vor. Gerundete Klasten liegen stets geregelt, teils in Dachziegellagerung vor. Sand- bis Feinkiessteinbänke, bis zu 0,3 m mächtig, sind oft schräggeschichtet und führen bei größerer Mächtigkeit selbst Geröllagen. Dazwischen befinden sich bis zu 6 m dicke Pakete von matrixgestützten Sand- bis Kiessteinbänken mit unregelmäßigen Geröllen bis in die Steinfraktion.

Hangend folgender Mittel- bis Grobsandstein führt basal mittelkie-sige Geröllagen und im oberen Bereich Tonsteinflatschen und Tongerölle. Da keine Schichtflächenmerkmale gefunden wurden, kann

dieser Bereich nur als Rinnenfüllung im weiteren Sinne angesprochen werden.

Der oberste Bereich wird von wiederholten grauroten Folgen von geröllführenden Sand-Kies-Schichten über normal gradierte Sandsteine bis zu tonflaserigen Silt- bis Feinsandsteinen aufgebaut. Die Schichten sind 0,3 m bis 1 m mächtig. Die groben Basisschüttungen haben eine matrixgestützte Textur und führen viele Tonsteinfetzen.

Die Schichten der Unteren Porphyngeröll-Abfolge wurden nach diesen Merkmalen in einem alluvialen Fächer in mehreren erlahmenden Schüttungen unter einem generellen retrogradierendem Trend, möglicherweise entsprechend einer Reliefverringering, abgelagert. In diesem Schuttfächer erreichen gut gerundete Porphyngerölle 20 cm, angerundete Quarzgerölle bis 5,4 cm und dunkelrote Tonsiltsteingerölle 6,8 cm Maximalgröße. Diese Geröllgröße tritt an der Basis der Abfolge in gut ausgewaschenen Sedimenten auf und läßt auf einen bedeutenderen Kanal innerhalb des Fächers schließen.

Die lithologische Zusammensetzung grenzt die Untere Porphyngeröll-Abfolge deutlich von der liegenden Werchzirm-Formation und der hangenden Abfolge ab.

Unter den meist sehr eckigen bis subangularen Klasten herrscht der Porphyrdetritus mit meist 40% gegenüber der Summe der Metamorphitklasten von 15 bis 35% vor. Im Liegenden noch vorkommende Lydite und Plagioklase fehlen. Der Einfluß der liegenden Tuffit-Abfolge zeigt sich in Karneolbruchstücken, die bis zu 3% erreichen. Alkalifeldspäte weisen mit Einschlüssen von Quarztröpfchen und zonarem Bau ebenfalls auf eine vulkanische Herkunft hin.

In der Unteren Porphyngeröll-Abfolge bilden Tonminerale, disperser Hämatit und feiner Quarz das Bindemittel, das die Klasten der Schieferung folgend umfließt.

Die Obere Porphyngeröll-Abfolge ist in diesem Profil aus drei oben/fein-Sequenzen aufgebaut und hat eine Gesamtmächtigkeit von 87,5 m.

Die untere oben/fein-Sequenz dieser Abfolge setzt mit meterdicken Bänken von geröllführendem Sand- bis Kiesstein markant über der Unteren Porphyngeröll-Abfolge ein. Diese ungeschichteten Bänke führen in einer matrixgestützten Textur unregelmäßig Porphyngerölle bis 7,5 cm, Quarzklasten bis 3,5 cm und auffällig viele Metamorphitbruchstücke, die bis zu 6,7 cm groß sind. Nach oben hin nehmen die Geröllführung und der Tonsiltanteil ab. Das Gestein variiert von roter zu grauroter Farbe. Der noch immer als schlecht sortiert zu bezeichnende, hangende Sandstein ohne besondere Schichtungsmerkmale wird von einer 8 m mächtigen Tonsiltsteinfolge überlagert. Der dunkelrote, glimmerreiche Tonsiltstein zeigt bei schwacher Sandführung leicht flaserige Ausbildung, kleine Ero-

sionsrinnen und Tonanhäufungen in nicht näher identifizierbaren Spuren. Im Dünnschliff wurden hier Hinweise auf Wühlgefüge gefunden.

Die nächsten oben/fein-Folgen sind insgesamt feiner klastisch ausgebildet.

Die Obere Porphyngeröll-Abfolge beinhaltet wie die liegende Abfolge Sedimente eines alluvialen Fächers. Die Klasten sind auch hier überwiegend sehr eckig bis subangular, nur selten angerundet, jedoch ist in dieser Abfolge die maximale Korngröße geringer. Das Spektrum der vertretenen Korngrößen ist größtenteils auf die Sandfraktion beschränkt. Es ist deshalb für diese Phase in diesem Profil eine distalere Position zu vermuten.

In der Oberen Porphyngeröll-Abfolge verändern sich gegenüber der liegenden Abfolge die Proportionen in der Klastenvergesellschaftung. Zwar hat Porphyrdetritus hier noch einen Anteil von 40%, die Summe des Metamorphitbruchs beträgt jedoch durchwegs 30% und steigt bis 45% an. Aus der Tuffit-Abfolge stammendes, aufgearbeitetes Material wurde nicht mehr vorgefunden. Unter den Lithoklasten aus metamorphem Liefergebiet nehmen besonders die Bruchstücke von höher metamorphem, gneisähnlichem Gestein zu.

Alle Klasten werden in der Oberen Porphyngeröll-Abfolge meist von braunen, filzigen Hämatitrinden überzogen. Der Zwickelraum ist mit klaren bis hellbraunen Tonmineralen gefüllt. Im Druckschatten durchgeschieferter Proben fand geregelten Aufwachsen eines Quarz-Serizit-Gewebes mit feinkristallinem Hämatit statt.

Alpine Buntsandstein-Formation, Skyth

Die **Alpine Buntsandstein-Formation** wird in eine liegende Quarzgeröll-Abfolge (Unterer Alpiner Buntsandstein) und eine hangende Sandstein-Abfolge (Oberer Alpiner Buntsandstein) gegliedert.

Die Quarzgeröll-Abfolge setzt mit scharfem Schnitt über der Oberen Porphyngeröll-Abfolge ein. Hier beträgt jetzt das Verhältnis Quarzklasten zu Porphyngerölle 4:1. Der Rundungsgrad der Gerölle wie auch die texturale Reife sind wesentlich höher.

Diese 87 m mächtige Abfolge wird basal durch eine 17 m bis 35 m umfassende Wechsellagerung von lateral ausgedehnten Geröllagen mit zwischengeschalteten Sandschichten aufgebaut. Die Geröllagen sind klastengestützte Stein- bis Kiessteinschichten mit eingeregelten Geröllen, teilweise tritt auch Dachziegellagerung auf. Vereinzelt bilden die geregelten Gerölle eine planare Schrägschichtung in den bis zu 1 m dicken Bänken ab. Vorherrschend unter den gut gerundeten Geröllen sind Quarze mit einer Maximalgröße von 12 cm.

Ferner treten bis 10,5 cm große Porphyre und bis zu 10 cm große Lydite auf. Metamorphitdetritus kommt nur untergeordnet vor. Die mittel- bis grobsandigen Zwischenschichten sind normal gradiert und schrägschichtet und wie die Geröllagen mittelgrau-rosa.

Über weitere 20 bis 45 m nimmt die Korngröße dann bis zum Siltstein ab. Die Schichtflächen führen bogige Strömungsrippeln, die teilweise undulieren und gekappt sind, vereinzelt treten darauf auch Tonsiltsteinfetzen auf. Gelegentlich kommen kleine Erosionsrinnen mit schlechter Internschichtung vor. Flache Schrägschichtung ist nur in den höheren Partien, in fein rosa/grau farbstreifigen Feinsandsteinen festzustellen.

In der höheren Folge treten wiederholt gröbere Rinnenfüllungen mit Schrägschichtung und Dachziegellagerung auf, die jedoch hangend rasch in feinklastische Sedimente übergehen.

Die Quarzgeröll-Abfolge zeigt ein deutliches fluviatiles Sedimentationsmuster mit lateral ausgedehnten Sedimentkörpern. Die Basis der Abfolge belegt ein abruptes Einsetzen mit hoher Transportenergie.

Die basale grobe Rinnenfüllung geht in feinere Schichten über, die in Bereichen geringerer Transportenergie abgesetzt wurden. Kleinere und flache Erosionsrinnen belegen Phasen geringster oder fehlender Wasserbedeckung. Gelegentliche, in den höheren Partien eingeschaltete gröbere Schichten sind als die Sedimente kleinerer Rinnen anzusehen. Generell hält aber in dieser Abfolge von unten nach oben der Trend zu einem distaleren fluviatilen Sedimentationsbereich an, wie es durch die Abnahme der Reliefenergie verursacht sein kann. Eine grobe Einschaltung im obersten Abschnitt kann als eingetieft Rinne mit Aufarbeitung des Liegenden angesehen werden. Es ergibt sich somit für diese Abfolge das Bild einer anfangs kräftigen Schüttung durch einen flächenhaft großen Fluß, der sich dann zu einer sandigen Schwemmebene mit geringer oder auch nur zeitweiser Wasserbedeckung wandelt.

Im Modalbestand hebt sich die Quarzgeröll-Abfolge deutlich von der Gröden-Formation ab. Der Anteil des Porphyrdetritus am Gesamtbestand geht auf 12 bis 15% zurück, während die Summe des Metamorphitdetritus jetzt 45 bis 65% einnimmt, wobei den metamorphen Lithoklasten 35% zukommen. Sehr eckige Porphyrquarze werden seltener, dafür kommen jetzt viele gut gerundete Porphyrquarze vor, die mit Anwachssäumen um gerundete Klasten eine Umlagerung anzeigen. Metamorphquarz (monokristallin) liegt in verschiedenen Rundungsgraden mit 25 bis 30% vor. Unter den metamorphen Lithoklasten dominieren gneisähnliche Quarz-Glimmer-Feldspat-Verwachsungen. Alkalifeldspat setzt mit 3% ein, nimmt aber zum Hangenden auf 20% zu. Die Feldspäte sind ohne deutliche Spaltbarkeit, selten undulös und teilweise mit angedeuteter Mikrolingitterung. Sie führen Einschlüsse von Turmalin und Quarztropfen. Auffällig sind die höheren Rundungsgrade in dieser Abfolge. Basal

ist das Bindemittel ein helles Quarz-Tonmineral-Gewebe, das in den Zwickeln vorliegt. Die Quarzkomponente des Bindemittels ist teilweise auf die Quarzklasten aufgewachsen. Die Feldspäte und die detritischen Glimmer werden korrodiert. Generell ist hier der Quarz weitergewachsen. Die Alkalifeldspäte sind hier ebenfalls über dust rims weitergewachsen, deutlich streben sie die Idiomorphie an.

Die überwiegend graugrüne **S a n d s t e i n - A b f o l g e** des Oberen Alpenen Buntsandsteins stellt eine 24,8 m mächtige, neue Schüttung dar.

Sie setzt mit einem 12,1 m mächtigen Paket sich verzahrender Geröllbänke ein. Die lateral auskeilenden Kiessteinbänke mit geregelten Klasten in einer klastengestützten Textur führen zwischen-geschaltet in Linsenform zum einen geröllagenführende Sandsteine und zum anderen normalgradierte Sand- bis Tonsteine. Darüber folgt eine oben/fein-Sequenz von kiesführenden Sandschichten mit gerippten, feinen Zwischenlagen bis zu Feinsandschichten, die von Tonschichten durchzogen werden. Die bis 1,5 mm dicken Tonschichten sind oft durch Setzung zerdrückt und intensiv von ockrigen Punkten, möglicherweise Karbonatresiduen, durchsetzt.

In die distale, sandige Schwemmebene des Unteren Alpenen Buntsandsteins ist in der Phase des Oberen Alpenen Buntsandsteins erneut grobes, unsortiertes Material geschüttet worden. Es ist hier eine unreife fluviatile Schüttung zu vermuten. Dieser regressive Trend, die Verlagerung des Sedimentationsraums in einen proximaleren Bereich, kann wieder durch tektonische Verstellung verursacht sein. Zum Hangenden ergibt sich dann wieder das Bild einer sandbetonten Schwemmebene.

In dem Modalbestand ergeben sich unter Berücksichtigung der Korngrößen der untersuchten Proben keine markanten Unterschiede zur liegenden Abfolge. Allerdings sind in der groben Basisschüttung der Sandstein-Abfolge die Rundungsgrade geringer als im Liegenden. Das Bindemittel und die diagenetischen und tektonischen Veränderungen sind mit denen der Quarzgeröll-Abfolge vergleichbar.

Werfen-Formation, Skyth

Die **Werfen-Formation** hat im Krappfeld eine Mächtigkeit von etwa 98 m, wobei große Teile davon sehr schlecht aufgeschlossen sind.

Ein 10 bis 17 m mächtiger Stapel von maximal dm-dicken Sandsteinbänken bildet die Basis der Abfolge. Die gut geschichteten rotgrauen Sandsteine sind schräggeschichtet und normalgradiert. Sie werden durch dunkelrot-grünliche Tonsiltsteinschichten abgeschlossen, die auf ebenen Schichtflächen sehr viel Glimmer führen. Diese Korngrößenabnahme leitet den mächtigen Abschnitt karbonatischer Tonsiltsteinschichten ein. Dieser Abschnitt hat im Profilverlauf eine recht kontinuierliche Korngrößenverteilung. Der überwiegende Teil des Abschnitts besteht aus 1 bis 2 cm mächtigen, teils tonfet-

zenführenden Sandschichten, die in Wechsellagerung mit mm- bis cm-dicken Tonsiltschichten stehen. Daneben tritt der Sand auch in kleinen Linsen innerhalb dickerer Tonschichten auf und verleiht diesen ein flaseriges Gefüge. Die Schichtflächen sind eben bis runzelig, oft sind kleine Wellenrippelmarken ausgebildet. Die Sandschichten sind rotgrau bis weiß und durch Karbonatführung häufig braun-ockrig gepunktet. Der Karbonatgehalt führt in höheren Partien zur Knollenbildung. Die Tonsiltschichten sind dunkelrot bis graugrün gefärbt und glimmerreich.

Die Absenkung des Sedimentationsraums zur marinen Sedimentation in der Werfen-Formation ist in der kurzzeitig höheren Transportenergie der Sandschüttung an der Basis dokumentiert. Danach folgen die unter flachmarinen Bedingungen abgelagerten Schichten. Der marine Charakter dieser Sedimente ist durch Fossilfunde (WOLTER et al., 1982) belegt. Wellenrippeln, Gipskristallabdrücke und Funde von *Pleuromeia* sp. belegen die Situation flacher, möglicherweise episodischer Wasserbedeckung nahe des Landes.

Die Modalzusammensetzung der Werfener Schichten wird durch die Karbonatführung charakterisiert. Bedingt durch die Korngröße hat der Anteil der Lithoklasten bis auf wenige Prozent abgenommen. Ebenso sind wegen der feinen Fraktion nicht immer die monokristallinen Quarzklasten voneinander abzugrenzen. Dennoch ist Porphyrdetritus neben Metamorphitbruch bis zur Rauhwanne zu verfolgen. Alkalifeldspat variiert zwischen 1 und 15%, stets ist er hämatitstaubig. Es treten Klasten mit Mikroklingitterung, mit angedeuteter Undulosität und selten mit Karlsbader Zwillingen und feiner Entmischung auf. Sedimentitklasten kommen nur im obersten Abschnitt in Form von karbonatzementierten Intra-klasten vor. Das Karbonat liegt in sehr unterschiedlicher Ausbildung vor. Basal durchsetzen einzelne, neugebildete Dolomitrhomboeder das Gestein. Im mittleren Abschnitt liegt Dolomit/Kalzit sowohl als detritisches Korn als auch als feines Bindemittel vor. Nahe der Hangendgrenze ist das Karbonat völlig weggelöst, und lediglich braune Lösungsreste weisen auf ehemalige Karbonatführung hin. Das Bindemittel ist im unteren Bereich ein Quarz-Tonmineral-Gewebe, zum Hangenden wird es durch Karbonatzement ersetzt. Das Karbonat greift alle Klasten bis auf die Hellglimmer an. Lediglich im unteren Abschnitt zeigt Alkalifeldspat noch ein Weiterwachsen.

Anmerkung zur Perm/Trias-Grenze im Krappfeld-Profil

Aus den beigegeführten Profildarstellungen ist ersichtlich, daß nicht nur an der Grenze der Tuffit-Abfolge (Werchzirm-Formation) zur Unteren Porphyrgeröll-Abfolge (Gröden-Formation) ein neues Liefergebiet aktiv wird, sondern an den höheren Begrenzungen zwischen den terrestrischen Abfolgen ebenfalls. Der Beginn einer Abfolge, also einer

Schüttungsphase, markiert im Idealfall die sprunghafte Veränderung der Reliefenergie und das neue Hinzutreten eines andersgearteten Liefergebiets. Beides ist möglicherweise auf germanotype Bruchtektonik zurückzuführen. Die Steuerung der Sedimentation im Perm durch Bruchtektonik ist durch Untersuchungen im Südalpin von WOPFNER (1984) herausgestellt worden. Für diese Tektonik kommen im Unterrotliegenden saalische Bewegungen in Frage (vgl. KRAINER, 1987).

Die saalischen Verstellungen äußern sich nach meiner Meinung aber nicht, wie von KRAINER (1987) angeführt, in einzelnen Konglomeratlagen innerhalb der Werchzirm-Formation. Innerhalb der Schüttungsphase, die einer Abfolge entspricht, stellen derartige Konglomeratlagen nur untergeordnete Ereignisse dar.

Die bruchhafte Schollenverstellung zwischen dem Krappfeld-Profil und seinen Liefergebieten hält bis in die Gröden-Formation und untergliedert somit auch die Gröden-Formation in weitere Abfolgen. In der Alpenen Buntsandstein- und der Werfen-Formation kommen als Ursache für die Reliefenergieveränderungen auch Meeresspiegelschwankungen in Betracht, die bis jetzt jedoch nicht als solche abgegrenzt werden können.

An jeder der Begrenzungen zwischen terrestrischen Abfolgen kann eine Schichtlücke von nicht mehr ermittelbarem Ausmaß vorhanden sein. Innerhalb terrestrischer Abfolgen selbst können auch Schichtlücken unbekannter Größe vorliegen. Alle Hinweise auf Sedimentationsunterbrechungen können bei geringer Pflanzenbedeckung durch die nächstfolgende Schüttung erosiv rasch entfernt worden sein. Deshalb ist die Frage nach dem stratigraphischen Umfang der Gröden-Formation und die Lage der Perm/Trias-Grenze hier lithostratigraphisch nicht zu klären.

Pfannock-Profil

Das Profil steht in dem Sattel zwischen Pfannock und nordöstlich vorgelegertem Lahnerock in überkippter Lagerung an. Der Profilbeginn liegt an der Seite des Pfannocks in 2175 m Sh. Das Grundgebirge stellt der Pfannock-Gneis dar, der hier stark kataklastisch deformiert ist, aber nach GOSEN v. et al. (1985) grundsätzlich mit den Bundschuh-Orthogneisen vergleichbar ist. Die Begrenzungsfläche des Pfannock-Gneises zur Perm/Skyth-Abfolge liegt etwa $160/55^\circ$. Nahe dieser Begrenzung weist der Gneis eine Scherflächenschar mit Werten bei $160/42^\circ$ und bei $150/40^\circ$ mit einem Harnisch bei $200/30^\circ$ auf.

Die Bezeichnungen „Liegende“ und „Hangende“ beziehen sich im folgenden stets auf eine aufrechte Folge.

Die Neubearbeitung des Pfannock-Profiles bestätigt im wesentlichen die von KRAINER (1984) vorgestellten sedimentologisch-sedimentpetrogra-

phischen Daten. Die neue Untersuchung mit der gleichen Methodik wie im Krappfeld und anderen Mittelkärntner Profilen führt aber zu einer anderen Abgrenzung lithostratigraphischer Einheiten. Die von KRAINER (1984:161) als „Basissandstein“ bezeichnete Einheit wird nach der Klaffenführung weiter in die hangenden „Rotschichten“ (KRAINER, 1984:161) ausgedehnt. Diese Porphyrdetritusführende Abfolge ist nach Sedimentreife und Lithologie am ehesten mit Schichten der Alpenen Buntsandstein-Formation von St. Pauler Bergen und Krappfeld zu vergleichen. Damit kommt den hangend folgenden, unreifen „Rotschichten“ (KRAINER, 1984:161), die hier als Untere und Obere Metamorphitgeröll-Abfolge bezeichnet werden, ein ? oberpermisch/? skythisches Alter zu. Eine Abgrenzung von Werfener Schichten wie bei KRAINER (1984) ist nicht nachzuvollziehen, vielmehr stellen die feinklastischen Schichten im Liegenden der anisichen Pfannock-Schichten die Weiterentwicklung im oben/fein-Trend der Metamorphitgeröll-Abfolgen dar.

Porphyrdetritusführende Abfolge, ? Oberperm/? Skyth

Eine Porphyrdetritusführende Abfolge stellt die unterste Abfolge dar. An der Basis dieser Abfolge findet sich oft nur schlecht anstehend und mehr in phacoidförmigen Lesesteinen ein mylonitisches Gestein, in das sowohl Anteile des liegenden Gneises als auch Teile der hangenden Schichten eingearbeitet sind. In dichtem dunkelgrün-schwarzlichem Grundgewebe sind helle Feldspatlagen, die vermutlich aus dem Gneis stammen, intensiv schlingenförmig verfaultet. In diesem basalen Mylonitbereich von 0,5 m Dicke wurden Harnische mit Werten von $280/45^\circ$ ermittelt. Darüber folgt ein ebenfalls etwa 0,5 m mächtiger Bereich mit häufigen größeren Quarzknuern von ovaler Form in reihiger Anordnung in einem dichten, feinen Grundgewebe. Es handelt sich dabei vermutlich um geplättete und durchgeschieferte Quarzklasten von Steingröße in kieseligem, schwarzglänzendem Bindemittel. Nach oben erfolgt eine normalgradierte Korngrößenabnahme der groben Gerölle bis zu einem Sand- bis Feinkiesstein mit vereinzelt Geröllen und Geröllagen der Kiesfraktion.

Über diesem 1 m umfassenden, tektonisierten Bereich folgen 2 m eines schwach siltigen Feinsandsteins. Die basalen 0,6 m sind schlecht sortiert und führen eckige Kiesklasten. Zum Hangenden wird die Sortierung besser. In den mäßig bis gut sortierten Sandsteinen bilden Schwerminerallagen die Schichtung ab, gelegentlich tritt Schrägschichtung auf. Die gesamte Gesteinseinheit zeigt in ihrer lateralen Verbreitung eine Variation zu kräftigen Rottönen.

In dieser Abfolge ist der tektonisch beeinflusste Kontakt an der Basis der Perm/Skyth-Schichten aufgeschlossen. Ein Transgressionskonglomerat an

der Basis der Schichtenfolge ist tektonisch überprägt worden, wobei das unterlagernde Kristallin ebenfalls von der Deformation erfaßt wurde. Eine größere, tektonisch verursachte Schichtlücke ist vermutlich nicht anzunehmen. Die unteren 3 m der Abfolge stellen reife Sedimente dar, die aufgrund der guten Klastenrundung und der Schrägschichtungen vermutlich distale fluviatile Schüttungen sind.

Ein hangend folgender, 2,7 m mächtiger Bereich von schlecht sortierten Sand- bis Kiessteinen mit Steingeröllen weicht zwar in der Sedimentologie vom Liegenden ab, soll aber wegen seiner engeren lithologischen Verwandtschaft zum Liegenden gezählt werden. Die reihige Anordnung der Gerölle größer als Mittelkies, diffus abgegrenzte geröllfreie Schichten und eine bankige Absonderung in 0,5 m dicke Bänke sind undeutliche Schichtungshinweise in diesem rotgefärbten Bereich. Im Aufschluß sind nur subangulare bis ange rundete Quarzgerölle zu erkennen. Alle Klasten sind von einem roten Tonsiltbindemittel überzogen.

Einen deutlich regressiven Charakter zeigt der Sprung zu diesen unreifen Sedimenten im oberen Teil der Abfolge. Größere Transportkraft und kürzerer Transportweg sind kennzeichnend für diese Schichten, es handelt sich dabei vermutlich um proximale fluviatile oder intermediäre Schuttstrom-Ablagerungen.

Die Führung von Porphyrdetritus grenzt die beiden unterschiedlich reifen Teile dieser Abfolge von den hangend folgenden, unreifen Schichten ab.

Porphyrquarze halten durch die Abfolge mit 15 bis 20%, mit eckigen bis angerundeten Klasten in der gröberer Fraktion an. Sie sind zwar metamorph beansprucht, aber die scherbigen Bruchstücke ehemals idiomorpher Kristalle sind dennoch erkennbar. Unregelmäßig geformt und auf die feinere Fraktion beschränkt sind die mit 20 bis 30% auftretenden Metamorphquarze, die eckig bis gerundet sind. Phyllitreste und Mylonitquarze sind subangular bis gerundet und treten in geringerer Menge als die gneisähnlichen Lithoklasten auf. Gut gerundet sind Porphyrlithoklasten, die meist in der feineren Fraktion vorkommen. Akzessorisch kommt gut gerundeter Quarzit vor.

Generell tritt nur wenig Bindemittel in dieser Abfolge auf. Quarz zeigt mit Meniskenzementen ein Aufwachsen an. Ein goldfarbiger FeO(OH)- bis braunopaker Hämatitfilm überzieht die Klasten. In den verbleibenden Zwickeln liegt ein Tonmineralgewebe vor, das aus zersetzten, teilweise noch erkennbaren Feldspäten hervorgegangen ist. Die Quarzklasten haben bis auf jene in den Scherzonen ihre Kornform beibehalten. Deutlich sind die Kornkontakt-Deformationen in den Quarzen zu erkennen. Der Anwachssaum der Quarze ist wieder bis zur Undulosität deformiert. In Scherzonen sind die Klasten kataklastisch zerrissen, die Bruchstücke sind mit dunklem Bindemittel verheilt.

Metamorphitgeröll-Abfolge, ? Oberperm /? Skyth

Nach einer Aufschlußblücke von 3,5 m folgt eine 11 m mächtige, rotgefärbte oben/fein-Sequenz, die Untere Metamorphitgeröll-Abfolge, die vermutlich noch um 2 m nach unten in die Lücke zu verlängern ist.

Der Grobsand- bis Feinkiesstein ist deutlich in normalgradierte, 0,5 m mächtige Bänke mit schmalen Geröllagen gegliedert. Nach oben hin sind geröllfreie, siltig-tonige Sandschichten von 0,2 m Mächtigkeit eingeschaltet, die auf wenigen Metern lateral auskeilen. Diese Zwischenschichten werden von den Geröllagen an der Oberseite erosiv gekappt. Dieses Sedimentationsmuster weist auf eine Ablagerung im proximalen Bereich eines Flusses oder in einem reichlich wasserführenden Schuttstrom hin. In den klastengestützten Geröllagen überwiegen angerundete bis gut gerundete Quarze. Auffällig ist hier die Führung von feinem Hellglimmer und bis zu 1 cm großem Biotit.

Auf den obersten 4 Metern wird das Gestein zunehmend von Hämatit imprägniert, wodurch sich die Farbe zu violett-dunkelgrau ändert.

In der Lithologie ist die Untere Metamorphitgeröll-Abfolge deutlich vom Liegenden abgegrenzt.

Es kommt kein Porphy Quarz und kein Porphydetritus vor. Metamorph Quarz liegt in sehr eckigen bis eckigen Klasten mit 10 bis 35% vor. Eckiger, leicht zonarer Turmalin, serizitisierter Disthen oder Staurolith und stark zersetzter Feldspat sind in glimmerschieferähnlichen Klasten zu finden. Dieser Klastentyp tritt mit bis 15% bis in die Steinfraction auf und ist meist eckig bis subangular, gelegentlich sind es Bruchstücke ehemals gut gerundeter Klasten. In mit bis zu 35% auftretenden, gneisähnlichen Lithoklasten finden sich Hellglimmer in ungeordneter und in geregelter Anordnung, teils werden Faltscheitel abgebildet. Diese Hellglimmer werden teils von Biotit überwachsen. Detritische Hellglimmer und Biotite des Sediments sind auf das gleiche Liefergebiet zurückzuführen, auch sie zeigen in Glimmeraggregaten ältere Gefüge. Sie erreichen Größen von über 2 mm und sind im Sediment meist zerdrückt. Zersetzter Feldspat, fast reiner Albit nach KRAINER (1984), ist vermutlich auch auf dieses Ursprungsgestein zurückzuführen. Bis zu 6 mm große Tonsiltsteine bis Phyllite sind blaßgrün, selten auch rötlich gefärbt. Diese eckigen bis subangularen Klasten sind vermutlich auf altpaläozoische Gesteine zurückzuführen.

Die Untere Metamorphitgeröll-Abfolge weist eine Zunahme des Bindemittelanteils zum Hangenden bis auf 30% auf. Sehr geringe Mengen eines älteren Bindemittels stellt ein helles, teils chloritisches Tonmineralgewebe dar. Es haftet vereinzelt den Klasten an. Fein-

körniger Hämatit nimmt nach oben hin stark zu. Basal überzieht er nicht alle Klasten, füllt aber die Zwickel und in situ entstandene Risse. Weiter oben durchdringt Hämatit das gesamte Korngefüge, füllt alle Risse und tränkt poröse Klasten wie Sedimentite und Glimmerschieferbruch. Eine syn- bis postdeformative Einbringung des Hämatits ist wahrscheinlich.

Im Aufschluß sind in diesem Bereich vielfach chloritbelegte Harnischflächen zu finden, die die Schichtung mittelsteil schneiden. Auffällig ist ferner, daß die Hämatitimprägung in der Unteren Metamorphitgeröll-Abfolge zur Hangendgrenze stetig zunimmt und dann in der Oberen Metamorphitgeröll-Abfolge fehlt. Es ist nicht auszuschließen, daß hier an bruchhaften Störungsflächen mächtigkeitsverändernde Bewegungen abgelaufen sind.

Die Obere Metamorphitgeröll-Abfolge ist ein 32 m mächtiger Stapel kräftig geröllführender, roter Sand- bis Kiessteine.

Die unteren 2 m werden durch eine Wechsellagerung von lateral ausgedehnten Geröllschichten, die klastengestützt und bis zu 0,5 m mächtig sind, mit ebenso ausgedehnten Sandsteinschichten aufgebaut. Unter dem bis 16 cm großen Gerölle überwiegen allgemein Quarze, daneben kommen sehr viele Metamorphitgerölle vor. Den höheren Teil der Abfolge bilden dann wulstige Schüttungskörper von maximal 0,5 m Dicke mit Schrägschichtungen. Diese Schüttungskörper haben oft eine erosive Basis. Sie werden zum Hangenden geröllärmer und sind intern deutlicher gradiert. In den obersten 5 m schalten sich verstärkt geröllfreie Sandsteinschichten ein, die einen besonders feinplattigen Zerfall aufweisen.

Es ergibt sich für die Metamorphitgeröll-Abfolgen das Bild einer Sedimentationsphase in einem fluviatilen System, in dem nach einer ersten kräftigen Schüttung das Material unter weiterer Neuanlieferung auch umgelagert wird. Der Korngrößentrend zeigt ein generelles Nachlassen der Transportenergie an.

Oberhalb von der Oberen Metamorphitgeröll-Abfolge befindet sich ein 4,5 m umfassender Bereich, in dem durch Aufschlußlücken voneinander getrennt mehrere kleine, siltige Sandsteinschichten zutage treten (Werfener Schichten nach KRAINER, 1984). Diese grau-grünlichen Sandsteine sind teilweise als kleine Rinnen mit wenigen Kiesgeröllen ausgebildet. Schmale, tonige Zwischenschichten sind ebengeschichtet und führen sehr viel Glimmer. Dieses Gestein kann als normal gradierte Fortentwicklung der liegenden oben/fein-Sequenz angesehen werden.

In der Lithologie gleicht die Obere Metamorphitgeröll-Abfolge sehr der liegenden Abfolge.

Metamorphquarz erscheint hier vereinzelt als monokristalliner Quarz mit geringer Deformation, der sich durch überwachsene dust rims von den

übrigen Klasten abhebt. Das primäre Bindemittel ist ein dunkelbrauner Hämatit-Tonmineral-Filz, der im unteren Bereich die Klasten pelzig überzieht und die Zwickel offenläßt. Nach oben nimmt dieses Bindemittel ab, und das sekundär die Zwickel füllende helle Tonmineralgewebe gewinnt an Bedeutung.

Pfannock-Schichten, Anis

Die Pfannock-Schichten sollen hier nur in ihrer lithologischen Zusammensetzung der betont siliziklastischen Schichten beschrieben werden. Für eine weitergehende Darstellung der Fossilführung und Fazies sei auf die Ausführungen bei KRAINER (1984) verwiesen.

In Anschluß an den Bereich der feinklastischen Schichten streichen auf 6 m Pfannock-Schichten aus. Nach einer Aufschlußlücke von 11 m folgt bis zu einer Bruchstörung, die im Sattel zwischen Pfannock und Lahnerock liegt, ein Anstehendabschnitt von etwa 40 m.

Die Pfannock-Schichten werden im wesentlichen aufgebaut von 0,05 bis 0,5 m mächtigen, stark sandigen Dolomitschichten und 0,5 bis 1 m mächtigen reinen Dolomitschichten. Der sandige, leicht kalkige Dolomit ist feinschichtig im cm-Bereich, die Quarzklasten der Feinsand- bis Feinkiesfraktion sind normalgradiert verteilt. Die Schichtflächen sind unregelmäßig wellig und weisen gelegentlich Pflanzenhäcksel auf. Aus diesen sandigen Schichten stammen die untersuchten Proben. Die reineren Dolomitschichten zeigen selten eine Feinschichtung, kleinere Sandlagen können eingeschaltet sein.

Im Bestand der silikatischen Klasten gleichen die Pfannock-Schichten sehr den liegenden feinklastischen Schichten der Metamorphitgeröll-Abfolge im obersten Bereich. In dem dolomitischen Bindemittel, das 40 bis 60% ausmacht, befinden sich Metamorphquarze, Mylonitquarze sowie metamorphe Lithoklasten. Alkalifeldspat ist oft stark zersetzt und führt kleine Quarzeinschlüsse. Vor der Korrosion durch Karbonat ist Alkalifeldspat noch weitergewachsen. Plagioklas kommt in gut polysynthetisch verzwilligten Individuen mit Einschlüssen idiomorpher Quarzkristalle vor. Feinkristalliner Dolomit bildet das Bindemittel, übergroße Kristalle könnten umkristallisierte Crinoiden sein, eindeutige Identifikation ist aber nicht möglich. Das Bindemittel verdrängt die silikatischen Klasten.

Interpretation des Pfannock-Profiles

Der ermittelte tektonische Kontakt an der Basis des Profils läßt auf eine nur geringfügige Bewegung des Profils über das Grundgebirge schließen, da in der näheren Umgebung sonst nur sedimentäre Übergänge vorgefunden werden.

Die von PISTOTNIK (1980) vom Südgrat des Pfannocks beschriebene sedimentäre Auflagerung des Pfannock-Karbons auf Pfannock-Gneis konnte während der Exkursion bestätigt werden. Der nach STOWASSER (1956) transgressive Verband von Oberkarbon und Bockbrekzie in der Kleinkirchheimer Wolitzen kann als sedimentärer Übergang von der Porphyrdetritusführenden Abfolge in die Metamorphitgeröll-Abfolge bestätigt werden. Es liegt also am Pfannock-Nordostgrat zwischen Pfannock-Gneis und der Porphyrdetritusführenden Abfolge eine nahezu autochthone Lagerung, aber kein rein transgressiver Verband, wie von LIEGLER (1973) beschrieben, vor.

Die basale Porphyrdetritusführende Abfolge beinhaltet, wie schon von KRAINER (1984) festgestellt, keine Aufarbeitungsprodukte des unterlagernden Pfannock-Gneises. Vor der Sedimentation dieser Schichten wird durch erosive Tätigkeit die Verwitterungsdecke des Kristallins fortgewaschen worden sein. Unter dem ariden Klima des Perms konnte es durch starke physikalische Verwitterung eher zur Bedeckung des Kristallins mit einer Schuttdecke als zur Bodenbildung kommen. Diese Schuttdecke war aufgrund der fehlenden Vegetationsdecke leicht bis auf das unveränderte Anstehende wegzuwaschen. Die Basisschichten lassen sich wegen ihrer Reife und ihrer Lithologie am ehesten mit den Perm/Skyth-Siliziklastika des Oberostalpin vergleichen. Diese Reife bei einer Führung von feinstem Porphyrdetritus wird dort nur in den Schichten des Alpenen Buntsandsteins erreicht. Auch das Verhältnis von Porphyrgesteinsbruch zu Metamorphitdetritus weist auf Ähnlichkeiten zum dortigen Alpenen Buntsandstein hin. Zusätzlich zu der Klastenvergesellschaftung von Schichten des Alpenen Buntsandsteins treten hier Staurolith und Disthen hinzu. Das ist ein Hinweis auf die schon in dieser Sedimentationsphase vorhandene Liefermöglichkeit aus später aktivem Liefergebiet. Noch innerhalb dieser Sedimentationsphase erfolgt eine sedimentologische Umstellung. Im oberen Bereich dieser Basisschichten wird eine Reliefverstärkung mit groben, relativ weniger reifen Sedimenten angezeigt. Diese Reliefverstärkung führt zur Begünstigung der Schüttung aus dem Staurolith/Disthen-Liefergebiet und zur Unterdrückung des bis dahin aktiven Liefergebiets. Die Anlieferung aus dem neu erschlossenen Liefergebiet erfolgt über eine kürzere Strecke entweder fluviatil oder über einen ausgedehnten Schuttfächer. Die Untere und die Obere Metamorphitgeröll-Abfolge nehmen somit, sofern das oberpermisch/skythische Alter zutreffend ist, innerhalb gleichalter Schichten des Kärntner Raumes eine abweichende, deutlich liefergebietsnähere Stellung ein.

Die marinen Pfannock-Schichten weisen mit ihrer sandigen Ausbildung der Dolomitschichten auf den im Anis andauernden Eintrag von einem nicht allzu weit entfernt gelegenen Festland hin. Die Klastenvergesellschaftung entspricht dabei im wesentlichen derjenigen der liegenden Metamorphitgeröll-Abfolgen.

OCHSENSTAND-PROFIL

Der Profilbeginn des insgesamt 22,3 m mächtigen, aufrecht gelagerten Profils liegt in der markanten Steilstufe des westlich vom Ochsenstand zur Hofalm hinabfließenden Bachs in 2025 m Sh. Das Grundgebirge unter den Perm/Skyth-Schichten ist hier ein Paragneis, der im wesentlichen von 2 bis 3 mm dicken Quarz-Feldspat-Lagen zwischen dichten Glimmerlagen aufgebaut wird. Das Gestein führt bis zu 0,5 m dicke Quarzmobilisate und liegt in offenen, NE-SW streichenden Falten vor. Im Grenzbereich zu den Perm/Skyth-Schichten tritt ein Biotit-Quarz-Schiefer mit großen Turmalinen auf. Der Kontakt der basalen Konglomerate zum Grundgebirge ist sedimentär und liegt unterhalb der Steilstufe im Bachbett.

Die Neubearbeitung des Profils brachte eine Gliederung, die von der von KRAINER (1984) vorgestellten Unterteilung in Permoskythschichten und Anis-Dolomit abweicht. Das Profil wird demnach zwischen Grundgebirge und reinen Dolomitschichten des Anis/Ladin von einer Metamorphitgeröll-Abfolge, einer Karbonatischen Metamorphitgeröll-Abfolge und einer Karbonatischen Abfolge aufgebaut. Die Letztere führt wie die anisischen Pfannock-Schichten Crinoidenbruchstücke, die hier allerdings deformiert sind, und ist vermutlich auch als anisisch einzustufen. Demnach sind die liegenden Abfolgen eher skythischen (? anisischen) Alters, als daß sie als permisch einzustufen sind. Im gesamten Profil wurde keinerlei typischer Vulkanitdetritus, wie etwa Porphy Quarze oder porphyrische Lithoklasten, gefunden. Somit liegt nach Liefergebiet und Sedimentationsraum kein Bezug zu den oberostalpinen Profilen vor.

Metamorphitgeröll-Abfolge, ? Skyth

Die 3,8 m mächtige, rein siliziklastische Metamorphitgeröll-Abfolge weist einen deutlichen oben/fein-Trend auf, der an der Obergrenze an einer 3 m umfassenden Aufschlußlücke endet.

Basale Grobsand- bis Feinkiessteine führen Gerölle bis knapp zur Steingröße. In dem mittelgrau-grünlichem Schichtstoß von 1,1 m Mächtigkeit zeigen die Klasten eine Einregelung der Längsachsen in 100° bis 110° , die tektonisch bedingt ist. Sedimentäre Einregelung und Art der Klastenpackung sind nicht mehr erkennbar. Die Klasten sind überwiegend ehemals eckige bis angerundete Quarze, die jetzt auf etwa 75% ihrer ursprünglichen Dicke geplättet und stark geschwänzt sind. Bis zu 2 cm große, porzellanfarbene Feldspäte sind aus ihrer ursprünglich isometrischen Form nur wenig geplättet, sie zeigen kleine Druckschatten-Anwachssäume. Die Korngröße nimmt in diesem groben Gestein nach oben ab. Hangend folgende, normalgradierte Schichten von kiesführenden Sandsteinen keilen lateral aus. Zuerst ist eine 0,5 m mächtige Kiessteinschicht aufgeschlossen, in der die Schrägschichtung auf eine Schüttung aus Süden hinweist.

Die fazielle Zuordnung der Metamorphitgeröll-Abfolge ist wegen der wenigen Sedimentstrukturen schwierig und nur ungefähr zu treffen. Normale Gradierung im Zusammenhang mit Schrägschichtung und lateral auskeilende Schichten deuten ein fluviatiles Sedimentationsmilieu oder das eines distalen Fächers an. Der geringe Schichtsilikatanteil weist auf einen sandreichen Fluß/Fächer hin.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß wegen der starken tektonischen Überprägung eine Ermittlung von Rundungsgraden nicht mehr möglich ist. Neben Metamorphquarz und Lithoklasten aus einem Liefergebiet mit Glimmerschiefern, tritt in grober Fraktion Detritus höher metamorpher Ursprungs auf. Dieser in der groben Fraktion vorherrschende Klastentyp nimmt trotz des oben/fein-Trends dieser Abfolge nach oben auf 40% zu. Auf das gleiche Liefergebiet ist Alkalifeldspat zurückzuführen, der in dieser Abfolge zwischen 5 und 20% variiert. Es handelt sich um Flecken- oder Aderperthite mit Einschlüssen von Quarz und Plagioklas. Klasten von Plagioklas sind stets polysynthetisch verzwilligt, teilweise auch antiperthitisch und halten mit 3 bis 5% durch. Eingeschlossene Hellglimmer belegen den metamorphen Ursprung des Plagioklases. Detritische Hellglimmer treten mit 10 bis 20% in gescherten und rekristallisierten Individuen auf, die im Sediment randlich in Tonminerale umgewandelt werden. Bräunlicher Biotit ist selten und vermutlich als Detritus anzusehen, da er stets stark zerdrückt ist.

Die Klasten sind durch Quarzdrucklösung und -rekristallisation und durch Serizitblastese von geregelten Quarz-Serizit-Geweben in Druckschattenbereichen umgeben. Über das frühere Bindemittel kann nur ausgesagt werden, daß es relativ schichtsilikatarm gewesen sein wird, die exakte Zusammensetzung ist nicht mehr ermittelbar.

Karbonatische Metamorphitgeröll-Abfolge, ? Skyth

Die Karbonatische Metamorphitgeröll-Abfolge besteht aus 0,1 bis 0,4 m mächtigen Bänken von Grobsandstein mit reichlich Fein- bis Mittelkiesführung, die auf 10 m lateral auskeilen. Die 3 m umfassende weiße bis beigefarbene Abfolge ist nach oben besser sortiert.

Im unteren Bereich sind 0,5 bis 2 cm mächtige Schichten fein normalgradiert, mächtigere Kiessteinschichten weisen Schrägschichtung mit Schüttung aus Südosten auf. Etwa ab 1,3 m oberhalb der Basis tritt Dolomit hinzu. Der Dolomitgehalt variiert aber lateral und vertikal. In dieses karbonatische Gestein sind sowohl stark dolomitische braune Siltsandsteinschichten als auch dolomitfreie Quarzite eingeschaltet. Größere Quarzklasten sind geplättet, kleinere Quarze haben ihre eckige Form behalten.

Diese Sedimente sind vermutlich im fluviatilen oder im distalen Fächerbereich abgelagert worden.

An der Westflanke des Bacheinschnittes steht ein Quarzit an, der nach seiner Raumlage vermutlich auch in diese Abfolge gehört. In diesem dolomitischen Quarzit sind die Schichtflächen um N-S streichende Achsen wellig verbogen. In der Schicht treten Quarzmobilisate und dm-dicke Dolomitboudins auf.

An der Ostflanke ist ein möglicherweise in diese Abfolge eingeschuppter Dolomitspan verdeckt aufgeschlossen. Die Schieferungsflächen des dunkelgrau-bläulichen Dolomits glitzern und sind mit einer Striemung versehen. Auffällig ist auch, daß das Profil im Hangenden des Dolomitspans eine weniger starke Deformation als im Liegenden erfahren hat.

Nach Abzug des Karbonatanteils gleicht diese Abfolge der Liegenden im wesentlichen. Der mit 25 bis 30% auftretende Dolomit stellt das Bindemittel dar.

In dieser Abfolge konnte von Herrn Dr. MÖRTL während der Exkursion der „Kärntner Perm-Gespräche 1987“ ein kleines Zinkblende-Vorkommen ausgemacht werden.

Karbonatische Abfolge, Anis

Die Karbonatische Abfolge mit dünnbankigen Dolomitschichten mit siliziklastischen Zwischenschichten bildet auf 12,7 m den Übergang zu den rein dolomitischen Anisschichten im Hangenden. Bereits in der 2,4 m umfassenden basalen Folge von Dolomiten mit sandig-kiesigen Einschaltungen, die schon äußerlich den Pfannock-Schichten sehr ähnlich sehen, konnten Crinoiden gefunden werden. Diese Schichten werden vermutlich wie die Pfannock-Schichten auch in das Anis zu stellen sein. In dieser Abfolge vollzieht sich der Übergang vom fluviatilen oder Fächerbereich in das marine Milieu.

In den basalen Dolomitschichten zeigen die sandig-kiesigen, 0,2 m mächtigen Schichten eine normalgradierte Korngrößenverteilung. Die sandfreien Zwischenschichten sind 0,1 bis 0,2 m mächtig. Nach der Einschaltung einer 2 m umfassenden Schicht von dunkelgrau-bläulichem, sand- und kiesfreiem Dolomit folgen bis zur Hangendgrenze wiederholt siliziklastische Einschaltungen von 1 bis 2 cm Dicke. Diese braun anwitternden Silt- bis Feinsandsteinschichten haben unregelmäßig wellige Schichtflächen und keilen lateral aus.

Im Dünnschliff wurden die siliziklastischen Schichten untersucht. Diese weisen deutliche Ähnlichkeit zu den liegenden siliziklastischen Abfolgen auf. Das Karbonat ist sicherlich detritisch in feiner Fraktion und selten in Form großer Crinoiden eingebracht worden und liegt jetzt ausschließlich als Dolomit vor. Dieser Dolomit greift von der Intergranularen die Quarze und Feldspäte an. Dunklere Streifen sind vermutlich Karbonat-Intraklasten. Diese besonders feinklastischen und glimmerreichen, ehemals weichen Sedimentfetzen sind geplättet und keilen lateral rasch aus.

VERGLEICH DER BEIDEN PROFILE IM NOCKGEBIET

Für beide Profile konnten kristalline Liefergebiete ausgemacht werden, die voneinander deutlich unterschiedlich ausgebildet sind.

Die basalen Schichten des Pfannock-Profiles haben ein Liefergebiet, wie es in den Mittelkärntner Vorkommen Krappfeld und St. Pauler Berge im Oberperm bis Skyth vorherrscht. Es wird zu dieser Zeit in diesem Profil aber auch schon zusätzlich von einem staurolith- und disthenführendem Kristallin geliefert. Die jüngeren, unreifen Rotsedimente haben nach den Schwermineralen und der Art der gneisigen Lithoklasten nur noch dieses Kristallinliefergebiet.

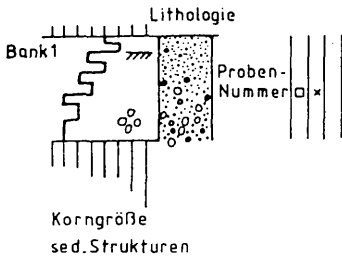
Das Ochsenstand-Profil zeigt auch nach KRAINER (1984) im Schwermineralspektrum und in der Feldspatführung markante Unterschiede zum Pfannock-Profil. Während das Pfannock-Profil Disthen, Staurolith, weniger Granat und untergeordnet Turmalin, Rutil und seltener Zirkon führt, dominieren im Ochsenstand-Profil Zirkon und Rutil. Granat kommt nur untergeordnet vor und Staurolith wurde von KRAINER (1984) nur in einem Korn und von mir nur in einem fraglichem Korn gefunden.

Der von KRAINER (1984) postulierte Untergrundsbezug zu staurolithführenden Hellglimmerschiefern der Priedröf-Serie ist wegen der geringen Staurolith- und Granatführung dieser Sedimente nicht einsichtig. Nach der Art der gneisigen Lithoklasten handelt es sich bei dem Liefergebiet um Kristallin, das schon präalpin bis zum kataklastischen Zerburchen der Feldspäte deformiert und präalpin bis zur Quarzausheilung getempert worden ist. Den wenigen Schüttungshinweisen zufolge wird dieses Kristallin nicht wie von KRAINER (1984) vermutet nördlich bei Innerkrems, sondern vermutlich südlich bis südöstlich vom Profil gelegen haben.

Das Pfannock-Profil direkt auf das Altkristallin von Radenthein zu beziehen, führt über die erkennbaren Liefergebietshinweise weit hinaus. Staurolith und Disthen dominieren zwar im Schwermineralspektrum, aber die Granatführung des Kristallins um Radenthein ist in den Schichten unterrepräsentiert. Das Liefergebiet läßt sich beschreiben als ein präalpidisch prograd amphibolitfazieller Paragneis mit reichlich Staurolith- und Disthenführung. Nach den wenigen Schüttungshinweisen wird das Liefergebiet westlich vom Profil gelegen haben.

Mit Sicherheit läßt sich feststellen, daß die beiden Profile nach der Klattenvergesellschaftung deutlich abzugrenzen sind und somit nicht im Sinne von FRANK (1983) in eine primär nähere Nachbarschaft zu rücken sind.

Legende zur Profildarstellung



Lithologie ; makroskop. ermitt.

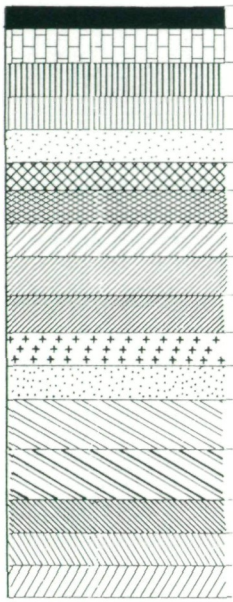
	Tonstein
	Siltstein
	fein
	mittel Sandstein
	grob
	fein
	mittel Kiesstein
	grob
	Kalkstein
	Dolomit
	Tuffit

Fossilinhalt :

	Spuren
	Schalenbruch
	Pflanzenreste

sed. Strukturen

	ebene Schichtung
	Rippelschichtung
	Flaserschichtung
	Rinnen
	Bioturbation
	Schrägschichtung
	normale Gradierung
	inverse
	Geröllagen
	Dachziegellagerung
	Schüttungskörper
	Gerölle, unregelt
	oben gewölbte Geröllagen
	Kalk-Konkretion
	Dolomit - Konkretion
	Verkieselung
	Tonsteinflatschen



Opak
Karbonat

Biotit

Hellglimmer

Sedimentit

Plagioklas

Alkalifeldspat

div. Porphyrvarietäten

Chert, Karneol

Lydit

Quarz + Glimmer ± Feldspat

– Verwachsung, statisch getempert

Quarz + Glimmer ± Feldspat

– Verwachsung, deformiert

Quarz ± Glimmer (± Feldspat) – Verwachsung, aus einem phyllit- bis glimmer
schieferähnlichem Gestein

Quarz, monokrist., metamorph beanspr.

Quarz, monokrist., vulkanischen Ursprungs

LITERATUR

- APPOLD, T., & P. PESCH (1984): Die Tektonik der postvariskischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich). – *Carinthia* II, 174./94.:319–337, Klagenfurt.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1953) mit Beiträgen von ZAPFE, H.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. – In: KÜPPER, H. (Hrsg.): *Skizzen zum Antlitz der Erde. Geologische Arbeiten*, herausgegeben zum Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. KOBER, Universität Wien (Kober-Festschrift), 131–147, Hollinek, Wien.
- (1955): Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 98, 67–92, Wien.
- (1963): Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.* 1963, 109–127, Wien.
- CLAASSEN, T., W. v. GOSEN, H. SYLVESTER & F. THIEDIG (1988): Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 130/4, 391–413, Wien.
- FRANK, W. (1983): Teilprojekt 15/02: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – *Jahresber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15*, 249–262, Graz.
- GOSEN, W. v., K. H. HAIGES, F. NEUBAUER, J. PISTOTNIK & F. THIEDIG (1985): Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 127/4, 693–699, Wien.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 127/2, 159–179, Wien.
- (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 14/2, 21–81, Innsbruck.

- (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, 177./97.:49–92, Klagenfurt.
- LIEGLER, K. (1973): Zur Geologie des zentralalpiner Mesozoikums im Bereich nördlich Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 183 S., Wien.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. – Earth Sci. Rev., 13, 1–62, Amsterdam.
- (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALL, A. D. (Hrsg.): Fluvial Sedimentology. – Can. Soc. of Petrol. Geol., Mem. 5, 597–604, Calgary.
- (1985): Architectural-Element Analysis: A New Method of facies Analysis Applied to Fluvial Sediments. – Earth-Sci. Rev., 22, 261–308, Amsterdam.
- NIEDERMAYR, G., & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., 1982, 33–51, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 358–363, Wien.
- RUEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., 14–15, 229–266, Wien.
- RUST, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. – In: MIALL, A. D. (Hrsg.): Fluvial Sedimentology. – Can. Soc. of Petrol. Geol., Mem. 5, 605–626, Calgary.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Geol. B.-A., Sdbd., Jg. 1956, IC Bd., Heft 1, 76–199, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich; Band I: Die Zentralalpen. – Deuticke Verlag, 766 S., Wien.
- WOLTER, L., F. THIEDIG, P. PESCH, J. HALAMIC & T. APPOLD (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeldmesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53, 207–248, Hamburg.
- WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as a product of initial taphrogenesis. – Geol. Rdsch., 73,1, 259–277, Stuttgart.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Hanns SYLVESTER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Westfälische Wilhelms-Universität, Corrensstraße 24, D-4400 Münster, BRD. Zurzeit Dept. Ingemiera de Minas, Universidad de Atacama, Casilla 240, Copiapó/Chile.