

Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges.

Von GERHARD NIEDERMAYR & ELISABETH SCHERIAU-NIEDERMAYR*)

Mit 2 Abbildungen

*Kärnten
Drauzug
Postvariszische Transgression
Permoskyth
Nomenklatur
Seriengliederung
Lithofazies*

*Österreichische Karte 1:50.000
Blätter 199, 200, 201*

Inhalt

1.	Einleitung	34
2.	Postvariszische Transgressionsserie	35
	2.1. Laaser Schichten	35
	2.1.1. Kurzgefaßte Definition	35
	2.1.2. Nomenklatur	36
	2.1.3. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt	38
	2.1.4. Milieuhinweise	39
	2.2. Grödener Schichten	40
	2.2.1. Nomenklatur	40
	2.2.2. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt	41
	2.2.3. Milieuhinweise	43
	2.3. Alpiner Buntsandstein	43
	2.3.1. Nomenklatur	43
	2.3.2. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt	43
	2.3.3. Milieuhinweise	44
	2.4. Werfener Schichten	45
	2.4.1. Nomenklatur	45
	2.4.2. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt	45
	2.4.3. Milieuhinweise	45
3.	Schlußfolgerungen	46
	3.1. Mineralisationen	46
	3.2. Karbonate	48
	3.3. Feldspäte	48
	3.4. Kaolinit und Chlorit	49
	3.5. Schwerminerale	49
	Literatur	50

*)Anschrift der Verfasser: Dr. GERHARD NIEDERMAYR, Naturhistorisches Museum Wien, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien; Dr. ELISABETH NIEDERMAYR, Thimiggasse 15/1, A-1180 Wien.

Zusammenfassung

Die permo-skythische Schichtfolge des westlichen Drauzuges läßt sich an Hand lithologischer Kriterien in vier Gesteinskomplexe untergliedern. Über einem retrograd metamorphen Kristallin folgen vom Liegenden zum Hangenden dieser Serie Laaser Schichten, Grödener Schichten, Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten. Diese Schichtglieder sind, mit Ausnahme der Grödener Schichten, die bisher keine stratigraphisch brauchbaren Fossilreste geliefert haben, auch biostratigraphisch einzuordnen. Die Laaser Schichten werden aufgrund bestimmbarer Florenreste in das Unterrotliegend gestellt. Die Grödener Schichten werden dem Oberrotliegend zugeordnet, und das Skyth repräsentieren Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten. Die Ablagerungen der Laaser Schichten und der Grödener Schichten sind durch Abtragungsprodukte des variszischen Gebirges gekennzeichnete grobklastische Bildungen mit z. T. mehr oder weniger häufigen marinen Ingressionen und stellen solcherart Molasse-Sedimente dar. Die entscheidende Umgestaltung des Landschaftsbildes erfolgt an der Wende Perm zu Trias. Der skythische Alpine Buntsandstein leitet den alpinen Großzyklus ein. An Hand des mitgeteilten Datenmaterials, speziell der allgemeinen Sedimentcharakteristik, des Mineralbestandes und der Schwermineralspektren, sollte auch dem kartierenden Geologen eine Zuordnung der permo-skythischen Serien des Drauzuges zweifelsfrei möglich sein.

Summary

The permo-scythian sequence of the western Drauzug can be divided by lithological criteria into four different complexes: Laaser Schichten, Grödener Schichten, Alpine Buntsandstein and Werfener Schichten can be distinguished from bottom to top of this series. Except the Grödener Schichten, which provided until now no fossil remains for a stratigraphical approach, all other series mentioned can be defined by biostratigraphical means. The Laaser Schichten represent the Unterrotliegend. The Grödener Schichten are thought to be of Oberrotliegend age. Alpine Buntsandstein and the Werfener Schichten belong to the Scythian. The Laaser Schichten and the Grödener Schichten contain the erosional products of the variscian mountain chains and represent coarse grained deposits with interlayered marine incursions in places; they are typical molasse sediments. The principal change in landscape takes place at the turn of the Permian to the Triassic. The scythian Alpine Buntsandstein marks the beginning of the alpine mega-cycle. Lithotypes, mineralogy and heavy minerals provide useful tools to distinguish between the permo-scythian series of the Drauzug.

1. Einleitung

Die Gliederung und Parallelisierung der fossilereen bzw. fossilarmen permo-skythischen Sedimentfolgen des Alpenraumes bereitete seit jeher Schwierigkeiten insbesondere dann, wenn ein Zusammenhang zu chronostratigraphischen Einheiten angestrebt wurde. Diese Problematik gilt ganz allgemein für fossilere Serien. In einem solchen Fall kommt daher der Lithostratigraphie eine wichtige prostratigraphische Funktion zu. Im Alpenraum führte die Fossilarmut des klastischen Perms und Skyths zur Aufstellung sehr weit gespannter und damit meist chronostratigraphisch irrelevanter Begriffe, wie Verrucano (vgl. CASSINIS et al. 1979), Permo-Werfenien (z.B. TRÜMPF 1930), Permoskythsandstein (RIEHL-HERWIRSCH, 1965) u. a. Insbesondere bereitete die stratigraphische Abgrenzung dieser Komplexe nach oben hin Schwierigkeiten. Dies schon allein deshalb, weil eine Überschneidung von Chronostratigraphie und Lithostratigraphie an Hand der angenommenen Faziesmodelle nicht auszuschließen ist (ASSERETO et al., 1973; VIRGILI, 1977; CONTI et al., 1977).

Für den Mittelkärntner Raum prägte RIEHL-HERWIRSCH (1965) den Begriff „Permoskythsandstein“, der in der Folge auch von anderen Bearbeitern permo-skythischer Serien des Ostalpenraumes übernommen wurde (MOSTLER, 1972a; COLINS &

NACHTMANN, 1974; WARCH, 1973, 1979; u. a.) Für das „Permoskyth“ des westlichen Drauzuges erstellte MOSTLER (1972b) eine Prostratigraphie und empfahl auch hier den Terminus „Permoskythsandstein“. Im Rahmen einer Neubearbeitung der permo-skythischen Sedimente des westlichen Drauzuges wurde dann aufgrund sedimentologischer Untersuchungen eine lithostratigraphische Untergliederung dieses Komplexes vorgenommen (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1973; NIEDERMAYR, 1974), und mit Hilfe einiger biostratigraphischer Daten eine chronostratigraphische Zuordnung und lithofazielle Parallelisierung mit anderen permo-skythischen Folgen der Alpen vorgeschlagen (NIEDERMAYR et al., 1978). Einige zusammenfassende Darstellungen der letzten Zeit (BECHSTÄDT, 1978; WARCH, 1979; BAUER, 1980) ließen erkennen, daß diese Ergebnisse z. T. fehlinterpretiert worden sind. Wir nehmen daher dies zum Anlaß, nicht zuletzt aufgrund neuen Datenmaterials, zur Nomenklatur und Seriengliederung der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges kritisch Stellung zu nehmen.

2. Postvariszische Transgressionsserie

Die postvariszische Sedimentation findet im westlichen Drauzug ein variszisch geprägtes, retrograd metamorphes Kristallin (Gailtalkristallin, HERITSCH & PAULITSCH, 1958) vor. Die Transgression – soweit von einer Transgression i.e.S. überhaupt gesprochen werden kann – erfaßt den Ablagerungsraum sehr unterschiedlich. Mit Einsetzen der Quarzporphyrgerölle führenden Konglomeratfolge (Grödener Schichten) scheint aber das Gebiet bereits zur Gänze im Sedimentationsbereich zu liegen. Es muß in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen werden, daß die Grenze Kristallin/permische Sedimente nahezu immer mehr oder weniger tektonisch überprägt ist. Ein eindeutiger Transgressionsverband kann nur an wenigen Stellen als solcher interpretiert werden (z.B. FRITSCH, 1961; SCHLAGER, 1963). Komponenten des Gailtalkristallins als Gerölle, besonders an der Basis der permischen Sedimente häufig, machen aber eine transgressive Auflagerung sehr wahrscheinlich.

Generell ist festzuhalten, daß die Reliefenergie des schuttliefernden Hinterlandes vom Liegenden ins Hangende der permo-skythischen Basisbildungen abnimmt. Nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten werden folgende Schichtglieder unterschieden (in Klammer sind die zu Beginn unserer Aufnahmen verwendeten Arbeitsbegriffe angeführt, siehe NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1973; NIEDERMAYR, 1974):

Werfener Schichten	} Hangende Serie = „Permoskythsandstein“
Alpiner Buntsandstein	
Grödener Schichten	
Laaser Schichten	
	(Liegende Serie, Quarzporphyr)

2.1. Laaser Schichten

2.1.1. Kurzgefaßte Definition

Da es sich bei der im Rahmen dieser Arbeit vorgeschlagenen Bezeichnung „Laaser Schichten“ um die Neudefinition eines Schichtgliedes der permo-skythischen Basisserien des Drauzuges handelt, seien der allgemeinen Charakterisierung die wesentlichsten Daten in kurzer Form vorangestellt:

a) Ableitung des Namens

Die Bezeichnung „Laaser Schichten“ wird in Anlehnung an das im Drauzug

wichtigste (wenn nicht sogar ausschließliche) Verbreitungsgebiet im Raum zwischen Gailbergsattel im Westen und Maiengraben im Osten abgeleitet. Die wichtigsten Typusprofile mit zugleich biostratigraphisch wichtigen Fossilresten liegen etwa 1500 bis 2000 Meter östlich von Laas.

b) Typusgebiet

An der Südseite von Jukbühel und Jauken in den westlichen Gailtaler Alpen; Verbreitung zwischen Gailbergsattel im Westen und Maiengraben bei St. Daniel im Osten.

c) Liegend- und Hangendgrenze

Liegendes: Gailtalkristallin; Grenze z. T. sicher tektonisch überprägt. Hangendbegrenzung: Grobklastika der Grödener Schichten

d) Mächtigkeit

Unterschiedliche Mächtigkeit. Zum Teil nur grober, ortsgebundener Verwitterungsschutt (Regolith) entwickelt (mit einer Mächtigkeit von 4 bis 5 Meter bis herab zu 1 Meter und darunter ?). Maximale Mächtigkeit der gesamten Serie etwa 150 Meter.

e) Farbe

Überwiegend rotbraun; nur an der Basis, im mittleren Bereich und im Hangenden (unter dem Quarzporphyr-Niveau) grau und graugrün. Reduzierendes Milieu durch organische Substanzen bedingt.

f) Spezielle Charakteristika

In Siltsteinlagen intensivst durchwühlt (Ausbildung von Ichniten).

g) Typusprofil

Die in Abb. 1 gegenübergestellten Typusprofile sind am von der Gehöftgruppe Lanz Richtung Dellacher Alm führenden Forstweg aufgeschlossen. Zusätzliche Profile liegen an den Forstwegen im westlichen Maiengraben und an dem von Mandorf über die Buschgrede zur Pioneralm führenden Fahrweg im Bereich nördlich der Buschgrede. Die Aufschlußverhältnisse sind in den meist übersteilten Hangböschungen der Forstwege als gut zu bezeichnen und dürften auch über einem längeren Zeitraum als durchaus erhaltungsfähig anzusehen sein. Das durch Pflanzenreste (Kö-4, AMEROM et al., 1976b), eine Tetrapodenfährte und andere Fossilreste ausgezeichnete Profil am Forstweg im Bereich des Lammergrabens nördlich des Weilers Dobra liegt in einem Rutschgelände und ist daher zur Aufnahme eines Profiles leider nur bedingt geeignet.

Bei einem Vergleich der verschiedenen Profile ist darauf zu achten, daß sich in dem mehrfach geschuppt vorliegenden Schichtpaket der postvariszischen Bassisserien im tiefsten Anteil dieses Stapels deutlich ein Paläorelief durchpaust (Gliederung in Rand- und Beckenbereich !).

2.1.2. Nomenklatur

Resultierend aus ihrer Lage im allgemeinen unter einem markanten Band von Quarzporphyr wurde eine Serie von überwiegend dunkelrotbraunen Sand- und Siltsteinen mit zwischengeschalteten Konglomerat- und Brekzienlagen unter dem Arbeitsbegriff „Liegende Serie“ zusammengefaßt. Auf Ähnlichkeit in der lithologischen Entwicklung mit den höheren Collio Schichten der Bergamasker Alpen (CASSINIS, 1966) und dem Waidbrucker Konglomerat (= Conglomerato basale, DAL CIN & LEONARDI, 1972) der Südtiroler Dolomiten wurde hingewiesen (NIEDERMAYR, 1974). Der von ANGER (1965) vorgeschlagene Terminus „Serie von Laas“ (siehe auch MOSTLER, 1972b) ist dafür nicht anwendbar, da die namensgebende Abfolge beim Elektrizitätswerk von Laas (inklusive des Baumstammes von Laas) litholo-

gisch den Laaser Schichten nicht bzw. nur zum Teil entspricht und darüber hinaus aufgrund der sedimentologischen Befunde bereits an die Basis der Grödener Schichten zu stellen ist und damit über dem Quarzporphyrniveau liegt. TOLLMANN (1977) schlägt auch für die „Liegende Serie“ von Kötschach den Terminus „Werchzirmschichten“ vor. Solange aber kein hinreichend gesichertes sedimentologisches Datenmaterial von den Werchzirmschichten der Typlokalität (Werchzirmalpe bei Turrach) vorliegt, scheint uns die Bezeichnung Werchzirmschichten für die Unterrotliegend-Folge von Kötschach noch problematisch. Die lithologische Entwicklung der Werchzirmschichten der Typlokalität weist – mit Ausnahme der Rotfärbung der Sedimente und Hinweise auf einen Quarzporphyrvulkanismus im Hangenden – kaum Ähnlichkeit mit der Unterrotliegend-Folge von Kötschach auf. Es ist dabei allerdings zu berücksichtigen, daß die dem Unterrotliegend im allgemeinen zugerechneten Sedimente im gesamten Ostalpenraum sehr stark durch lokal wechselnden Detritus dominierte Ablagerungen, entsprechend eher kleinräumigen, intramontanen Senkungsfeldern, darstellen, und somit überregionale Gemeinsamkeiten im wesentlichen nur durch klimatische Faktoren bestimmt sein können. BECHSTÄDT (1978) verwendet für die „Liegende Serie“ des westlichen Drauzuges in Anlehnung an CLAR (1972) die Bezeichnung „Kontinentaldetritisches Perm“. Da aber für diese Folge mit großer Wahrscheinlichkeit doch u. a. eine marine Beeinflussung anzunehmen ist, erscheint auch dieser Terminus ungünstig. Wir schlagen daher für diese Serie die Bezeichnung „Laaser Schichten“ vor. Entsprechend den gegenüber den anderen Unterrotliegend-Vorkommen der Ost- und Südalpen unterscheidbaren lithologischen Eigenheiten der Laaser Schichten erscheint uns unserer Meinung nach diese Bezeichnung vertretbar.

2.1.3. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt

Chronostratigraphisch brauchbare Fossilreste fanden sich bisher nur an der Basis dieser Folge, und zwar meist an Toneisensteine gebundene Pflanzenreste. Aufgrund der bestimmten Flora wird ein Unterrotliegend-Alter angegeben (AMEROM et al., 1967b). KOZUR (1978) stellt allerdings den stratigraphischen Leitwert von *Callipteris conferta* (STERNB.BRONGNIART) für das Perm in Frage und spricht sich auch für die Schichten von Kötschach für eine Einstufung ins Karbon aus (vgl. dazu auch TENCHOV, 1980).

Weitere, bisher aber unbestimmbare Pflanzenreste stammen aus dem Mittelteil der Folge. Aus dem gleichen Bereich wurden in an organischem Material äußerst reichen bis brotlaibgroßen Calcitkonkretionen bisher leider unbestimmbare Fischschuppen und Zähne festgestellt. In schlierigen bis konkretionären Kalklagen fanden sich Ostrakoden und Spirorben. Charakteristisch für die gesamte Folge ist eine ausgesprochen starke Bodenwühlertätigkeit, die bis zur Ausbildung von Ichniten führt. Bei den Wühlgefügen handelt es sich um Stopftunnel eines Sedimentfressers, der möglicherweise der nicht-marinen *Scoyenia*-Fazies (SEILACHER, 1967) zuzurechnen ist, doch ist der diagnostische Wert dieser Spuren nicht unumstritten (GEYER, 1977) – siehe dazu auch Punkt 1c.

Interessant war der Fund einer Tetrapodenfährte, und zwar von *Ichniotherium collae* (POHLIG), im unteren Teil der Folge (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1981). Die gleiche Fährte wird auch von CONTI et al. (1977) aus dem südalpinen Perm beschrieben und ebenfalls dem Unterrotliegend zugerechnet.

Die Entscheidung, ob die Laaser Schichten auch karbonische Anteile enthalten, wird vielleicht durch neue, sorgfältigere Besammlungen der verschiedenen Pflanzenfundstellen im Kötschacher Raum möglich sein. In jedem Fall hat aber die end-

gültige Entscheidung der Paläobotaniker zu treffen. Lithostratigraphisch vielleicht bedeutsam ist die Feststellung, daß die pflanzenführenden Lagen bereits Rotsedimenten zwischengeschaltet sind.

Der Quarzporphyrvulkanismus im Hangenden wird noch zu den Laaser Schichten gestellt. Da nach RIEHL-HERWIRSCH (1965) und FALKE (1972) der saure Vulkanismus die Unterrotliegend-Grenze in Mitteleuropa nicht überschreitet, ist die Obergrenze der Laaser Schichten mehr oder minder an die Wende Unterrotliegend/Oberrotliegend zu legen.

Gute Aufschlüsse der Laaser Schichten finden sich an den neuen Forstaufschließungswegen im Bereich Lammer Graben-Dellacher Alm, E Laas, insbesondere N der Gehöftgruppe Dobra und E Stelzlinghütte sowie am SE-Abhang des Trutschwaldes (Abb. 1).

2.1.4. Milieuhinweise

In Senkungszone kommt es zunächst lokal zur Anhäufung von grobem Verwitterungsschutt und zur Ausbildung von Wurzelböden. Darüber bzw. sich damit seitlich verzahnend wurden pflanzenführende Siltsteine und Tonschiefer bis Toneisensteine festgestellt. Die Toneisensteine weisen ankeritische Zemente und sideritische Sammelkristallisationen auf. Der Bor-Gehalt der begleitenden Siltsteine und Tonschiefer ist vergleichsweise gering (im Mittel um 60 ppm B). Aus dem sedimentologischen Befund läßt sich eine Torfmoorentwicklung unter deutlich lakustrisch beeinflussten Sedimentationsbedingungen ableiten. Die Hauptmasse der Laaser Schichten bilden aber überwiegend dunkelrotbraune, seltener graue und graugrüne Konglomerate bzw. Brekzien und Sand- und Siltsteine. Die gesamte Folge besteht aus unzähligen Einzelzyklen, die fast immer mit Grobklastika beginnen und in der Regel mit Siltiten enden. In den grobklastischen Lagen sind fluviatile Geröllmuster häufig. Im allgemeinen schlechte bis nur mittelmäßige Rundung der Komponenten läßt auf einen kurzen, aber strömungsaktiven Transportweg schließen. Die Siltsteine zeigen fast immer charakteristische Wühlgefüge, die auf ein ursprünglich sehr nährstoffreiches Sediment hinweisen (siehe auch 1b). NIEDERMAYR (1974) hat ein rein lakustrisch-fluviatiles Ablagerungsmilieu für diese Sedimente angenommen. Nach NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1981) könnte diese Folge aber auch einen marinen Strandbereich repräsentieren, dessen Sedimente im wesentlichen einerseits durch fluviatile Einschüttung von Grobmaterial in den Ablagerungsraum und andererseits intensiv bioturbate marine Ingressionen charakterisiert sind. Abgesehen von den erwähnten Wühlgefügen sprechen auch das Auftreten von Spirorben und höhere B-Gehalte dieser Siltsteine (im Gegensatz zu den niedrigen B-Gehalten der pflanzenführenden Sedimente an der Basis der Folge) für das Vorliegen mariner Bildungen (oder zumindest für Brackwassereinfluß). Wiederaufgearbeitete Siltsteinbrocken in den Konglomeratlagen belegen Emer-sionshorizonte.

Im obersten Bereich der Laaser Schichten findet sich ein teils eingekieselter Bodenhorizont (mit z. T. noch gut erhaltenen vekieselten Wurzelröhren); damit in Verbindung stehen möglicherweise calicheartige Bildungen (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1974). Dieser hangendste Abschnitt der Laaser Schichten ist durch Produkte eines sauren Vulkanismus ausgezeichnet. Neben Anlieferung von Quarzporphyrdetritus (Porphyrzirkone) kommt es bereichsweise zu Porphyrgüsen. Die Abfolge von stark verschweißtem Quarzporphyr, violettem ignimbritischem Quarzporphyr und rotbraunem Quarzporphyrtuff und Porphyrzersatz weist auf sich bereichsweise z. T. mehrfach wiederholende Porphyrgüsse mit nachfolgender Tuffförderung und subsequenter Verwitterung hin.

Es wurden sowohl Kalifeldspat führende Quarzporphyre als auch ausschließlich Plagioklas führende Porphyre festgestellt; dies weist ebenfalls eindeutig auf mehrere Eruptionen hin.

Im allgemeinen setzt über den Porphyren die hellrote Konglomerat- und Sandsteinfolge der Grödener Schichten recht unvermittelt ein. Diese sind schon ihrem Erscheinungsbild nach von den Laaser Schichten deutlich abzutrennen. Nur im Bereich des oberen Mühlwiesen Grabens NE Kötschach ist eine geringmächtige Sedimentüberdeckung über dem Quarzporphyr erhalten geblieben, die dem Sedimentcharakter nach noch den unterlagernden Ablagerungen entspricht. Dies veranlaßt uns, den Quarzporphyrvulkanismus und seine Produkte noch zu den Laaser Schichten zu stellen.

Die erwähnte Sonderentwicklung im oberen Mühlwiesen Graben zeigt fluviatile Geröllmuster mit dachziegelartiger Lagerung der Komponenten. Abplattung und Zurundung der Gerölle sprechen eindeutig für normalen fluviatilen Transport. Bei den Geröllen handelt es sich – abweichend von den übrigen Laaser Schichten, aber auch im Gegensatz zu den Grödener Schichten – überwiegend um helle, mehr oder weniger stark geschieferte Gneise. Selten, aber dafür sehr charakteristisch, sind große vollkommen angulare Quarzporphyrbrocken, die diesen Schottern regellos eingelagert sind. Sie weisen unserer Meinung nach auf ein ausgeprägtes Relief hin und sind wohl nur als praktisch nicht fluviatil transportierte Steinschlagprodukte einer nahegelegenen Quarzporphyrmasse zu erklären. Den Schottern sind intensiv bioturbate Siltite, wie sie für die Laaser Schichten typisch sind, zwischengeschaltet.

2.2. Grödener Schichten

2.2.1. Nomenklatur

Auf die Widersprüchlichkeit in der Benennung der im Alpenraum auf die Quarzporphyre folgenden und/oder Quarzporphyrgerölle führenden Rotsedimente wurde schon eingangs hingewiesen. Bezüglich der den stratigraphischen Nomenklaturregeln dem Terminus Grödener Schichten entsprechenden bzw. nicht entsprechenden Bezeichnungen siehe TOLLMANN (1977). Nicht ganz zu verstehen ist auch die Erwähnung von BAUER (1980) „Im Gegensatz zu der bisher üblichen Bezeichnung Permoskythsandstein verwenden G. NIEDERMAYR et al. (1977) für diese Serie wieder den Begriff Grödener Schichten“ (l.c.S.413). Es sei daran erinnert, daß fast ein Jahrhundert lang die in Frage kommenden Rotsedimente als Grödener Schichten bezeichnet worden sind, und immerhin auch in der 1977 erschienenen Geologischen Karte des Dobratschgebietes (1:50.000, Blatt 200 Arnoldstein, Geol. B.-A. Wien) die anscheinend „unübliche“ Bezeichnung Grödener Schichten beibehalten wird. Neue Beobachtungen haben darüber hinaus gezeigt, daß das Ablagerungsmilieu der Grödener Schichten des westlichen Drauzuges durchaus jenem der Grödener Schichten der Südtiroler Dolomiten (BUGGISCH et al., 1976) vergleichbar ist (NIEDERMAYR et al., 1981). Unsicherheiten bestehen daher weniger in der Abschätzung des Milieus als eher in der chronostratigraphischen Abgrenzung der Grödener Schichten des Drauzuges nach oben hin. Wie BECHSTÄDT (1978, l.c.S. 14) hinweist, ist eine volle Altersübereinstimmung aber keine Voraussetzung für die Abänderung bzw. Verwendung eines bestimmten Formationsnamens; damit wird aber die Argumentation MOSTLERS (1972b), die zur Einführung des Terminus „Permoskythsandstein“ im bearbeiteten Gebiet geführt hat, hinfällig.

2.2.2. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt

Die direkte biostratigraphische Einstufung der Grödener Schichten des Drauzuges ist derzeit mangels geeigneter Fossilreste nicht möglich. Bezüglich der chronostratigraphischen Einordnung der Grödener Schichten und des Verrucano lombardo Norditaliens wird auf ASSERETO et al. (1973) und CONTI et al. (1977) verwiesen. Der Baumstamm von Laas (Van BEMMELEN, 1957) ist für eine biostratigraphische Fixierung irrelevant, und die aus seiner unmittelbaren Umgebung stammende Sporenform *Vittatina costabilis* WILSON reicht nach ANGER (1965) vom Oberkarbon/Rotliegend bis zur unteren Trias. Die diese Pflanzenreste enthaltenden Sedimente liegen jedenfalls an der Basis der Grödener Schichten (NIEDERMAYR, 1974). In den den Konglomeratbänken zwischengeschalteten Sand- und Siltsteinen sind reliktsch Wühlgefüge erhalten, doch war deren Erhaltungsfähigkeit in den gegenüber den Siltsteinen der Laaser Schichten grobkörnigeren Sedimenten offenbar beschränkt.

Eine sehr wichtige Frage ist aber die stratigraphische Abgrenzung der Grödener Schichten nach oben hin. Lithostratigraphisch ist die Situation klar. Die Quarzporphyrdetritus führenden, in der Regel massigen und ungeschichteten Grödener Schichten werden von einem an Quarzporphyrdetritus freien, dünn- bis dickbankten und gut geschichteten Sandsteinkomplex überlagert. Es ist ein deutlicher Hiatus sowohl im Ablagerungsmilieu als auch im schuttliefernden Hinterland festzustellen (NIEDERMAYR, 1974). Dies sind unserer Meinung nach sehr gewichtige Argumente für die Annahme einer relativ großen Sedimentationsunterbrechung. Obwohl der zeitliche Umfang der Schichtlücke nach unserem derzeitigen Kenntnisstand im bearbeiteten Gebiet biostratigraphisch nicht erfaßbar ist, haben NIEDERMAYR et al. (1978) in Anlehnung an die Arbeiten italienischer Geologen, vor allem aber aufgrund der Ergebnisse von ASSERETO et al. (1973), diese Sedimentationsunterbrechung in etwa dem Bellerophoniveau gleichgesetzt. Ausschlaggebend dafür sind folgende Überlegungen:

a) Lithologische und bis zu einem gewissen Grad auch fazielle Übereinstimmung der Grödener Schichten des Drauzuges mit jenen der Südtiroler Dolomiten und mit dem damit vergleichbaren Verrucano lombardo. Diese Übereinstimmung hat sich durch neue Ergebnisse weiter bestätigt (z. B. Nachweis von marinen Ingressionen in den Grödener Schichten des Drauzuges). Aus dieser Gemeinsamkeit können ein relativ einheitlicher Sedimentationsraum und damit eine ähnliche lithostratigraphische Stellung abgeleitet werden.

Für den oberitalienischen Raum haben CONTI et al. (1977) allerdings darauf hingewiesen, daß die Obergrenze der Grödener Schichten bzw. des damit äquivalenten Verrucano lombardo gegenüber den Bellerophon Schichten als diachron anzusehen ist, und sich somit die Bellerophon Schichten zumindest z. T. mit den Grödener Schichten seitlich verzahnen.

Die Frage, inwieweit eine derartige Verzahnung der beiden faziell so unterschiedlich entwickelten Gesteinskomplexe von der Sedimentologie dieser Serien her gesehen überhaupt möglich ist, ist unserer Meinung nach aber noch nicht befriedigend beantwortet. Aber auch nach CONTI et al. (1977) sind die Grobklastika der Grödener Schichten und des Verrucano lombardo intrapermische Bildungen und werden einerseits von den Werfener Schichten und andererseits vom Servino, die beide in das Skyth zu stellen sind, überlagert.

b) Sedimentcharakter: Die Grödener Schichten des westlichen Drauzuges sind ausgesprochen grobklastisch entwickelt und bestehen aus einer Unzahl von sich nach allen Richtungen verzahnenden Schotterkörpern bei im einzelnen

teils recht beträchtlicher Mächtigkeit. Die Gesamtmächtigkeit der Grödener Schichten wird im hier betrachteten Gebiet kaum 350 Meter übersteigen. Bedenkt man, in welch kurzen Zeiträumen eine grobklastische Sedimentfolge zu bedeutender Mächtigkeit akkumulieren kann, so ist die Annahme eines Ablagerungszeitraumes von Oberrotliegend bis Seis nicht unbedingt überzeugend (zumindest spricht nichts gegen eine kürzere Dauer der grobklastischen Sedimentation). Darüber hinaus ist mit Ausnahme einer lokal feinklastischen Entwicklung im Mittelteil der Grödener Schichten (Dobratsch und Lienzer Dolomiten) die Konstanz der grobklastischen Sedimentation bemerkenswert. Vom Liegenden bis ins Hangende der Grödener Schichten ist keine Abnahme der Reliefenergie festzustellen. Dies spricht ebenfalls gegen eine sehr lange Dauer der Grödener Sedimentation.

- c) Das Fehlen einer ausgeprägt diskordanten Lagerung ist nicht unbedingt als Beweis für eine durchgehende Sedimentation zu werten. Dies besonders dann nicht, wenn es sich um grobklastische Ablagerungen handelt. Das Fehlen von Bodenhorizonten an der Oberkante des Komplexes ist nicht als Gegenargument anzusehen, da in einem ariden Sedimentationsraum – und ein solcher wird für die Grödener Schichten angenommen – Böden im allgemeinen nur untergeordnet vorhanden und in der Regel auch nicht erhaltungsfähig sind. Dazu kommt, daß im Zuge der Sedimentation des Alpenen Buntsandsteins das ursprüngliche permische Relief weiter eingeebnet wurde; dafür sprechen u. a. auch die quarzreichen Restschotter an der Basis des Alpenen Buntsandsteins.
- d) Der überlagernde Alpine Buntsandstein bzw. die Werfener Schichten (sensu BECHSTÄDT, 1978; siehe auch Profil 1.c., S. 17) reichen biostratigraphisch gesichert bis in das tiefe Skyth. Da auch bei der Annahme eines Permoskythsandstein-Komplexes zwischen diesem und den überlagernden noch klastisch beeinflussten Werfener Schichten eine Schichtlücke angenommen werden muß (abrupter Wechsel im Sedimentcharakter!), bleibt damit kaum Platz für einen skythischen Anteil des Permoskythsandsteins. Somit ist in jedem Fall ein ausschließlich permisches Alter für den „Permoskyth-Sandstein“ (sensu BECHSTÄDT, 1978) anzunehmen.

Zusammenfassend läßt sich somit feststellen: Die Sedimentation der Grödener Schichten des westlichen Drauzuges setzt im Oberrotliegend, auf alle Fälle aber erst nach dem Quarzporphyrvulkanismus, ein. Da der saure Vulkanismus im mitteleuropäischen Raum etwa an die Wende Unter-/Oberrotliegend zu stellen ist (RIEHL-HERWIRSCH, 1965), scheint die Untergrenze der Grödener Schichten einigermaßen gesichert. Die Obergrenze der Grödener Schichten ist im Drauzug derzeit biostratigraphisch nicht faßbar. Es ist aber sehr unwahrscheinlich, daß die Sedimentation der Grödener Schichten sehr lange gedauert hat; ein intrapermisches Alter ist anzunehmen. Über den Grödener Schichten folgt bereits der skythische Alpine Buntsandstein.

Die obigen Feststellungen gelten allerdings nicht für das Profil der Simmerlacher Klamm, NW Oberdrauburg. Hier sind Quarzporphyrgerölle führende Konglomeratbänke nicht nur an der Basis der Folge anzutreffen, sondern auch zwischen den durch Sporenfunde stratigraphisch ins Skyth eingestuften Lagen festzustellen (MOSTLER, 1972b). Die von NIEDERMAYR (1974) vertretene Ansicht, daß in diesem Profil sowohl Sedimente des Perms als auch des Skyths vorliegen, ist zu revidieren. Unserer Meinung nach ist der in Frage kommende Sedimentstapel zur Gänze in das Skyth zu stellen. In diesem Sinne sind auch die von NIEDERMAYR (1974) mit-

geteilten Schwermineraldaten, charakterisiert durch reichliche Apatitführung der Spektren, zu verstehen. Da in einzelnen Lagen Gerölle von Quarzporphyren auftreten, ist es auch erklärlich, daß sich in einigen Proben z. T. reichlich Zirkone mit für Quarzporphyrzirkone typischer Tracht feststellen ließen. Diese Beobachtungen stehen scheinbar im Widerspruch mit den vorhin angeführten Ergebnissen in den Lienzer Dolomiten und in den Gailltaler Alpen. Auf die lithologischen Unterschiede sowie den unterschiedlichen Deformationsplan der Trias-Schollen nördlich der Drau gegenüber jenen Folgen im Drauzug hat aber schon ANGER (1964) hingewiesen. Die geologische Konsequenz, die sich aus dieser Beobachtung ergibt, wäre die, daß diese Trias-Späne („Sedimentkeile“, EXNER, 1956) möglicherweise doch einem anderen tektonischen Stockwerk zuzurechnen sind. Eine Verbindung zum zentralalpinen Faziesraum wäre denkbar (siehe auch 4. a.).

2.2.3. Milieuhinweise

Die Grödener Schichten sind durch eine grobklastische Sedimentation ausgezeichnet. Eine Ausnahme bildet nur der feinklastisch ausgebildete Magnesit und auch andere Karbonate führende Mittelteil der Grödener Schichten. Charakteristisch sind sich lateral verzahnende Schotterkörper. In feinkörnigeren Bereichen ist z. T. Schrägschichtung festzustellen. Besonders die Quarzporphyrkomponenten sind überwiegend gut gerundet, bei gleichzeitig geringer Abplattung. Fluviale Geröllmuster sprechen für einen fluvialen Antransport der groben Komponenten. Die Geröllmorphologie und die Verteilung der Geröllagen (vgl. CLIFTON, 1973) machen z. T. auch Strandbildungen wahrscheinlich. Auf Grund von lokal auftretendem Magnesit und höheren B-Gehalten der die Karbonate begleitenden Siltsteine ist mariner Einfluß besonders im Mittelteil der Folge erwiesen. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich somit bei den Grödener Schichten des westlichen Drauzuges um den distalen Bereich alluvialer Schwemmfächer zugehörnde litorale Ablagerungen. Bemerkenswert ist die Konstanz des Geröllspektrums und der Morphologie der Gerölle über den gesamten Sedimentstoß hinweg. Lokal kommt es zur Anlage eines Sebkhä mit teils mächtigeren, fröhdiagenetischen Dolomit- und Magnesitlagen. Diese evaporitisch beeinflussten Folgen werden aber offenbar von terrigenem Material immer wieder überwältigt. Geschlossene, über größere Areale reichende Salzpflannen können sich daher nicht entwickeln. Mächtigere Gipsbänke finden sich erst in den Grödener Schichten Südtirols.

2.3. Alpiner Buntsandstein

2.3.1. Nomenklatur

Wie schon bei der Besprechung der Grödener Schichten erwähnt, werden diese von einer Folge gut geschichteter, dick- bis dünngebankter, grob- bis feinklastisch entwickelter Rotsedimente überlagert, die nach TOLLMANN (1977) unter dem Begriff „Alpiner Buntsandstein“ zusammengefaßt werden. Die von verschiedenen Autoren behauptete schwere Unterscheidbarkeit der beiden Serien (BECHSTÄDT, 1978; WARCH, 1979) ist nicht gegeben. Die stratigraphische Untergrenze des Alpiner Buntsandsteins ist durch Pflanzenfunde abschätzbar (siehe 3b); die Bezeichnung „Permoskythsandstein“, die definitionsgemäß sowohl Grödener Schichten wie auch Alpiner Buntsandstein umfassen müßte, daher nicht notwendig.

2.3.2. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt

Eines der Argumente, das gegen eine Einstufung der rotgefärbten dick- bis dünngebankten (und auch kreuzgeschichteten) Sandsteine und Konglomerate, die

im Hangenden der Grödener Schichten auftreten, in das Skyth ins Treffen geführt wurde, ist das Fehlen von stratigraphisch brauchbaren Fossilresten gewesen (SCHÖNLAUB, 1979; BAUER, 1980). Dies entspricht aber nicht den Tatsachen, da durch AMEROM et al. (1976) aus diesem Komplex Pflanzenreste beschrieben werden konnten, die das skythische Alter dieser Folge belegen. Auch die Sporenvergesellschaftung weist auf tiefes Skyth hin und ist damit deutlich älter als jene der, oft auch Gipse führenden, Werfener Schichten des westlichen Drauzuges (freundliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. W. KLAUS, Wien; siehe auch KLAUS, 1977).

Ähnliches gilt auch für den Alpinen Buntsandstein der Trias-Scholle von Oberdrauburg (ANGER, 1964). Im Profil der Simmerlacher Klamm konnten durch ANGER zwei Kohleflözchen festgestellt werden. Das stratigraphisch tiefere der beiden Flöze hat nach MOSTLER (1972b) Sporen des Seis, das im Profil stratigraphisch höher gelegene Sporen des Campil geliefert. Es ist allerdings fraglich, ob die Trias-Schollen nördlich der Drau (Gödnachgraben, Oberdrauburg, Potschling, Glanz und Glatschach b. Dellach/Drau) so ohne weiteres mit dem übrigen Drauzug gleichgesetzt werden können. In den kleineren Körpern (Gödnachgraben und Glanz) kann auch eine gewisse anchimetamorphe Überprägung nicht ausgeschlossen werden.

2.3.3. Milieuhinweise

An der Basis des Alpinen Buntsandsteins liegen sehr charakteristische an Quarzgeröllen reiche, matrixarme Konglomerat- bis Brekzienbänke unterschiedlicher Mächtigkeit. Sie werden als Restschotterkörper älterer, permischer Schotterfluren angesehen. In den Lienzer Dolomiten treten mit abnehmender Geröllgröße an ihre Stelle z. T. quarzreiche Feinkonglomerate und mächtige Quarzite. Der Horizont ist sehr markant und als Leitgestein des Alpinen Buntsandsteins zu bezeichnen. Interessant ist, daß ähnliche Bildungen im europäischen Raum häufig die Wende Perm/Trias markieren (VIRGILI et al., 1973; MÜLLER, 1973; VIRGILI, 1977; TENCHOV & YANEV, 1980). Verschiedentlich wird eine Bewegungsphase (pfälzische Phase, vgl. TOLLMANN, 1977) damit in Verbindung gebracht. Da diese Quarzkonglomerate und -brekzien in der Regel mehr oder weniger große Schichtlücken abschließen, wäre es aber auch denkbar, daß es sich dabei eher um die verwitterungsresistenten Anteile älterer Schotterfluren handelt und nicht so sehr um den Ausdruck einer Bewegungsphase selbst. Der Umschwung im Ablagerungsmilieu von Grödener Schichten zum überlagernden Alpinen Buntsandstein ist jedenfalls so markant und abrupt, daß man von einer Faziesdiskordanz sprechen muß, obwohl eine Diskordanz im eigentlichen Sinn nicht unmittelbar zu beobachten ist.

Laaser Schichten und Grödener Schichten bauen sich jedenfalls aus Abtragungsprodukten des variszischen Gebirges auf und verkörpern typische Molasse-Sedimente. Der weltweit verbreitete unterpermische, überwiegend saure Vulkanismus – erster Ausdruck einer gesteigerten Mobilität der Erdkruste am Ende des Paläozoikums – ist auch im Drauzug wirksam, und seine Erosionsprodukte sind wesentlich am Aufbau der Grödener Schichten beteiligt. Die entscheidende Umgestaltung des Landschaftsbildes im mittel- und südeuropäischen Raum vollzieht sich aber erst an der Wende von Perm zur Trias. Die Grobklastika des Alpinen Buntsandsteins leiten bereits den alpinen Großzyklus ein (vgl. dazu auch VIRGILI, 1973; CASSINIS et al., 1979; TENCHOV & YANEV, 1980).

Die Hauptmasse des Alpinen Buntsandsteins (mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 60 Meter) besteht aus dünn- bis dickgebankten, mehr oder weniger gut geschichteten und oft auch kreuzgeschichteten Sand- und Siltsteinen bzw. Feinkonglomeratlagen in hellroten bis rosa Farbtönen. Der hangende Teil des Alpinen

Buntsandstein-Komplexes ist dagegen in der Regel feinkörniger, kreuzgeschichtet, teils auch mit bioturbaten Bänken und oft auch quarzitisch ausgebildet. Karbonatisch zementierte Sandsteine sind selten und führen Calcit und überwiegend Dolomit. Zu erwähnen sind quer durchschlagende Gängchen von grobblättrigem Baryt sowie kleine Barytsetten über Quarzrasen in offenen Klüften. Baryt ist bisweilen auch ein häufiges Akzessorium in Schwermineralpräparaten. Dem Sedimentcharakter nach handelt es sich beim Alpinen Buntsandstein um mehr oder weniger intensiv klastisch beeinflusste Ablagerungen des marinen Strandbereiches. Eine gewisse Beruhigung der Sedimentation und damit Anzeichen für tieferes Wasser sind erst in den Werfener Schichten festzustellen.

2.4. Werfener Schichten

2.4.1. Nomenklatur

Über dem grob- bis feinklastisch entwickelten Alpinen Buntsandstein folgt ein Komplex überwiegend feinklastisch-toniger und bunt gefärbter Sedimente. Diese werden von allen bisherigen Bearbeitern zu den Werfener Schichten gestellt (z.B. v. BEMMELEN, 1957; SCHLAGER, 1963; COLINS & NACHTMANN, 1974; WARCH, 1979 u.a.). Die lithologische Übereinstimmung mit den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen ist im allgemeinen ausgezeichnet. Lediglich die skythische Entwicklung der Simmerlacher Klamm E Oberdrauburg ist lithologisch nicht vergleichbar den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges (ANGER 1964).

2.4.2. Stratigraphischer Umfang und Fossilinhalt

Fossilreste sind in den Tonschieferlagen bereichsweise nicht selten; ihre Bestimmung ist aber aufgrund des im allgemeinen schlechten Erhaltungszustandes oft nicht möglich. Nach TOLLMANN (1977) gestatten bestimmbare Makrofossilien, wie z.B. *Homomya fassaensis* (WISSM.) und *Costatoria costata* (ZENKER), eine Einordnung der Werfener Schichten in das Campil. Diese Einstufung konnte durch palynologisches Datenmaterial weiter untermauert werden (MOSTLER, 1972b). Dies gilt besonders für die oberskythischen Gipse (Ochsengarten in den Lienzer Dolomiten, Lammergraben b. Laas, Monsell b. St. Daniel, Reißkofel und Dobratsch in den Gailtaler Alpen), deren oberskythisches Alter zusätzlich durch Schwefelisotopen-Daten abgesichert werden konnte. So haben die Gipse in den obersten Werfener Schichten des westlichen Drauzuges $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von + 24.5 ‰ bis + 29.0 ‰ ergeben (PAK 1974 und pers. Mitteilung). Möglicherweise reicht der gipsführende, oberste Anteil der Werfener Schichten aber bis in das tiefe Anis (vgl. STREHL et al. 1980, siehe dazu auch NACHTMANN, 1975).

2.4.3. Milieuhinweise

Die Werfener Schichten des westlichen Drauzuges werden von überwiegend grauen bis graugrünen, teils auch rotbraunen, in der Regel dünngebankten Sand- und Siltsteinen und Tonschieferlagen aufgebaut. Die Bänke sind oft durchwühlt, zeigen häufig Flaserschichtung und führen mehr oder weniger Karbonat und Pflanzenhäcksel. Kreuzschichtung, Rippelmarken und Trockenrisse sind zusätzlich anzuführen. Überraschend war ein teils unerwartet hoher Anteil an Magnesit (neben Dolomit und etwas Calcit, NIEDERMAYR et al., 1981). Der frühdiagenetisch gebildete Magnesit weist auf ein evaporitisches Ablagerungsmilieu hin. Es handelt sich somit um typische Lagunen- und Sebkhasedimente. Im allgemeinen nimmt der Karbonatanteil der Sedimente vom Liegenden zum Hangenden zu, die mittlere Korn-

größe dagegen ab. Im Hangenden kommt es zur Ausbildung von Rauhwackenlagen, die ebenfalls sehr reich an Magnesit sein können. Lokal sind Gipse und Gips-schiefer festzustellen, die ebenfalls eine Magnesitführung aufweisen. So wurden bis zu 20 cm mächtige, ziemlich reine Magnesitlagen beobachtet. Auffällig ist, daß im Bereich der Gipsvorkommen der mächtige Rauhwackenhorizont weitgehend fehlt. Insgesamt gesehen ist für die Werfener Schichten eine geringe Bildungstiefe in hypersalinarem Milieu anzunehmen. Über den Werfener Schichten folgt die karbonatische Mitteltrias (siehe dazu BECHSTÄDT, 1978); die Grenze zu den überlagernden Karbonatfolgen ist allerdings häufig tektonisch überprägt.

3. Schlußfolgerungen

In Abb. 2 ist die Seriengliederung im Perm und Skyth des westlichen Drauzuges schematisch zusammengefaßt. Zusätzlich angeführt sind einige lithologische Daten, Fossilreste und charakteristische Mineralisationen. Speziell hervorzuheben sind:

3.1. Mineralisationen

Die im normalen Sedimentverband auffallenden bzw. in Lösungshohlräumen und quer durchschlagenden Gängen und Klüften auftretenden Mineralisationen geben wertvolle Aufschlüsse über den früh- bis spätdiagenetisch wirksamen Lösungsumsatz. Hämatit, in Form von „Eisenglimmer“-Belägen in den Rotsedimenten sehr häufig, und Quarz sind weit verbreitet. Sie weisen auf eine spätdiagenetische Mobilisation einerseits von Eisen und andererseits von Silizium aus dem Sedimentmaterial hin. Das gleiche gilt für die beobachteten Karbonatphasen. Aragonit in Klüften der Grödener Schichten und der Werfener Schichten ist in der Regel als Hinweis auf einen Magnesitgehalt der die Klüfte umgebenden Sedimente anzuse-

Abb. 2: Seriengliederung des westlichen Drauzuges. Schematisiertes Säulenprofil mit charakteristischen lithologischen Parametern, Fossilinhalt und typischen Mineralisationen.



● Tetrapodenfährte – cf. *Ichniotherium coltae* (POHLIG)

Galiläi - Krisallin	U N T E R - P E R M		O B E R P E R M		S K Y T H		Stratigraphie	
	(KARBON?) - UNTERROTTL.	OBERROT LIEGEND	ZECHSTEIN	SEIS	--	CAMPIL		
	Laaser Schichten (bis zu 150m)	Grädener Schichten (bis zu 350m)	Alpiner Buntsandstein (bis zu 100m)	Werfener Schichten (bis zu 150m)				
							Schematische Säulenprofile	
<p>Wurzelseste</p> <p>Ostarknoten, Spirorben</p> <p><i>Stoeria gracilis</i> (WHITE)</p> <p>Fischschuppen, Zähnechen</p> <p><i>Callipteris conferta</i> (STERNB.)</p> <p>BRONGINIART</p> <p><i>Zanopterus cf. Jeyku</i> <i>ata GRAND</i></p> <p><i>Eurostiodendron</i> sp. EURY</p> <p>n.a. (AMERSON et al. 1976)</p>	<p><i>Vittatina costabilis</i> WILSON</p> <p>"Baumstamm von Laas"</p> <p>(<i>Dadoxylon schrollianum</i>)</p> <p>(LANGER 1965)</p>		<p>Sporen des Seis</p> <p>(MOSTLER 1972)</p> <p><i>Pleuronema cf. sternerbergii</i></p> <p><i>Voltzia</i> sp.</p> <p>(AMERSON et al. 1976)</p>	<p>Sporen des Campil</p> <p>(MOSTLER 1972)</p> <p><i>Homomya fassensis</i> (WISSM.)</p> <p><i>Costaria costata</i> (ZENKER)</p> <p>(TOLLMANN 1977)</p>	<p>Sporen des Campil (KLAUS 1977), eventuell auch Teile Anis, z.B. <i>Stellapollenites thiergartii</i> (STREHL et al. 1980)</p>		Fossilreste	
rotbraun bis rötlichviolett, teils grau und grünlich (Quarzporphyrer violett, rotbraun und grünlich)	z.T. grau	rot	hellrot bis rotbraun, z.T. grau	bunt; grau, grauviolett, rotbraun graugrün, schwarz gelblichbraun			Farbe	
Quarz	Siderit	Spinelrit Quarz	Baryt, Calcit, Dolomit, Quarz	Aragonit, Calcit, Dolomit, Quarz	Malschicht Pyrit	Aragonit, Baryt, Calcit, Dolomit, Quarz	Gips	Mineralisationsionen
Calcit, Dolomit, Ankerit, Chalkopit, Siderit	Calcit, Ankerit, Hämatit, Calcit		Dolomit, Magnesit (Calcit nur spät- liegend.)	Dolomit		Calcit, Dolomit und Magnesit	Karbonate	
Kalifeldspat und Plagioklas	lokal Plagioklas	Kalifeldspat		Kalifeldspat (zusätzlich Plagioklas im Skyth der Drautal-Schollen)		Kalifeldspat und Plagioklas	Feldspäte	
Chlorit und Kaolinit		Chlorit (nur in magnesitf. Serie)	Chlorit	Chlorit		Chlorit	Chlorit u. Kaolinit	
Granat, Zirkon, Turmalin		Zirkon, Turmalin, (+lokal Magnesit)		Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutill, (lokal Baryt)		Apatit, Zirkon, Turmalin, (+lokal Magnesit)	Schwerminerale	

hen (vgl. NIEDERMAYR et al., 1981). Das Auftreten von Baryt weist auf ein marines, bis zu einem gewissen Grad auch salinar beeinflusstes Ablagerungsmilieu der diese Mineralisationen enthaltenden Sedimente hin. Inwieweit bis zu mehrere zentimeterstarke Gänge aus grobspätigem Baryt in den Grödener Schichten deszendente, aus dem Niveau des Alpenen Buntsandsteins stammende Mineralbildungen darstellen, ist noch nicht ganz geklärt. Die bisher durchgeführten Schwefelisotopen-Daten lassen diese Deutung aber als sehr wahrscheinlich erscheinen (PAK, 1978).

3.2. Karbonate

Die primären Karbonate der Sedimente verdeutlichen deren jeweiliges Ablagerungsmilieu recht gut. Das gilt in gleicher Weise für die ankeritischen Zemente und fröhdiagenetischen, sideritischen Sammelkristallisationen der Laaser Schichten, die in Verbindung mit Pflanzenresten auf eine Torfmoorentwicklung hinweisen, wie auch für den Magnesit, der im Gegensatz dazu ein hypersalines Ablagerungsmilieu sowohl für die mittleren Grödener Schichten als auch für die Werfener Schichten anzeigt.

3.3. Feldspäte

Die Feldspatgehalte der permo-skythischen Serien des westlichen Drauzuges weisen auf sehr unterschiedliche Sedimentationsbedingungen und Einzugsgebiete hin. Zusätzlich ist dabei noch das Feldspat/Quarz-Verhältnis zu beachten, das allerdings bei unseren Untersuchungen bisher nicht zahlenmäßig erfaßt wurde. Zunächst ist festzustellen, daß in den Laaser Schichten und in den Werfener Schichten sowohl Kalifeldspäte als auch Plagioklas auftreten, in den Grödener Schichten und im Alpenen Buntsandstein in der Regel aber nur Kalifeldspat festzustellen ist. Der Meinung von BUGGISCH (1978), daß die Kalifeldspat-Führung der Grödener Schichten im süd-alpinen Perm im Gebiet der Quarzporphyrplatte und das Fehlen von Plagioklas in diesem Bereich im Prinzip auf den Kalifeldspat-Gehalt der unterlagernden Quarzporphyre, die z. T. wieder aufgearbeitet wurden, zurückzuführen ist, können wir uns nur bedingt anschließen. Dies vor allem deshalb, da es – wie BUGGISCH (1978) ebenfalls anführt – auch an Plagioklas reiche Porphyre gibt, und sich deren Erosionsprodukte durchaus in den Grödener Schichten nachweisen lassen. Das gilt in gleicher Weise für den Drauzug wie auch für die Südalpen. Plagioklas ist z.B. in den Porphyren aus dem Bereich um Bozen – Waidbruck, von Tregiovo und aus der Lombardei festzustellen. Auch die aus Porphyrersatz bestehenden basalen Grödener Schichten im Bereich Laas-Dobras, NW Kötschach, führen Plagioklas. Plagioklas ist aber der einzige Feldspat in dem diese Sedimente unmittelbar unterlagernden bzw. sich seitlich mit diesem verzahnenden Porphyregerüst. Schon wenige Meter darüber ist in der gleichen Folge kein Plagioklas mehr festzustellen.

Darüber hinaus ist Plagioklas in den Gesteinen des kristallinen Untergrundes, der zu einem erheblichen Anteil Detritus in das Ablagerungsgebiet der Grödener Schichten geliefert haben muß, wie der relativ hohe Anteil an entsprechenden Geröllen in den Grödener Schichten belegt, eine häufige Gesteinskomponente (vgl. HERITSCH & PAULITSCH 1958). Alles in allem gesehen muß daher das Fehlen oder Zurücktreten von Plagioklas in den Grödener Schichten und im Alpenen Buntsandstein des Alpenraumes wohl auf Verwitterungseinwirkungen und eventuell auch auf diagenetische Veränderungen im Sediment selbst, die zu einer Selektion des Plagioklases geführt haben, zurückgeführt werden. Die Beobachtung von BUGGISCH

(1978), daß Proben mit hohen Kaolinitanteilen geringe Feldspat-Gehalte aufweisen, können wir hingegen bestätigen. Das Verhältnis Feldspat/Quarz ist in den untersuchten Proben unterschiedlich. Höhere Feldspatgehalte sind aber besonders in den Laaser Schichten und im Alpenen Buntsandstein festzustellen. Die Grödener Schichten weisen, mit Ausnahme feldspatreicher Grobklastika im Bereich Laas-Do-bra, einen sehr geringen Feldspatanteil auf. Hervorzuheben ist ein hoher Feldspat-Gehalt (z. T. auch Plagioklas) in den skythischen Gesteinen der Trias-Schollen des Drautales.

3.4. Kaolinit und Chlorit

Kaolinit findet sich nur in den Tonschiefern und Siltsteinen der Laaser Schichten. 14Å-Chlorite sind in den permo-skythischen Sedimenten relativ häufig und finden sich dementsprechend auch in den Schwermineralspektren immer wieder. Praktisch nicht beobachtet wurde Chlorit aber in den Grödener Schichten. Chlorit wurde hier nur im salinar beeinflussten, feinklastischen Mittelteil der Grödener Schichten vereinzelt festgestellt.

Insgesamt gesehen sind in den permo-skythischen Sedimenten aber Illit und Muskovit die dominierenden Schichtsilikat-Phasen mit überwiegend 1M-, 1M₁-, und 1 Md-Polymorphen.

3.5. Schwerminerale

Die absoluten Gehalte an Schwermineralien sind in den untersuchten Proben recht unterschiedlich und liegen in der Regel unter 0.2 Gew.-%, ausgenommen magnesit- und teilweise auch barytführende Proben, wo auch höhere Gehalte bisweilen festzustellen sind.

Die einzelnen Schichtglieder zeigen im allgemeinen charakteristische Schwermineralspektren, die es gestatten, die an Hand des Geländebefundes getroffene Unterscheidung auch mit Hilfe der Schwermineralanalyse zu überprüfen (NIEDERMAYR, 1974; NIEDERMAYR et al., 1978). Die Unterschiede in den Schwermineralspektren sind in erster Linie auf unterschiedliche Liefergebiete zurückzuführen; dies kann durch zusätzliche Beachtung von Tracht, Habitus und Einschlußtypen der Zirkone und Apatite sowie verschiedenen Farbnuancen (vor allem bei Turmalin und Rutil) untermauert werden. Eine Selektion von bestimmten Schwermineralien im Zuge von Verwitterungseinflüssen und von Diageneseprozessen wird sicher stattgefunden haben (wie z.B. das Fehlen von Hornblenden, Staurolith, z. T. auch von Granat und von Apatit belegt). Es ändert dies aber offenbar nichts an der Signifikanz der Schwermineralspektren der verschiedenen Serien.

Neubildung von Anatas, Baryt und z. T. auch von Turmalin ist in manchen Proben zu beobachten.

Abschließend glauben wir feststellen zu können, daß sich die einzelnen Schichtglieder der permo-skythischen Abfolge des westlichen Drauzuges hinsichtlich ihrer lithologischen Entwicklung gut charakterisieren lassen, und deren Zuordnung auch dem kartierenden Geologen an Hand der mitgeteilten Kriterien jederzeit möglich sein sollte.

Dank

Die Autoren danken dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, der die Gelände- und Laborarbeiten im Rahmen des Projektes 1662 finanziell wesentlich gefördert hat. Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN (Wien) sind wir für die kritische Durchsicht des Manuskriptes zu Dank verpflichtet.

Literatur

- AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Notes on the sedimentology and paleobotany of the Werfener Schichten in the western Gailtaler Alps near Kötschach (Carinthia, Austria). – *Geol. en Mijnbouw*, **55**, 218–226, Amsterdam 1976 (a).
- AMEROM, H. W. J. van, BOERSMA, M., NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Das permische Alter der „Karbon“-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). – *Carinthia II*, **166./86.**, 93–101, Klagenfurt 1976 (b).
- ANGER, H.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. – Diss. phil. Fak. Univ. Innsbruck, 97 S., Innsbruck 1964.
- ANGER, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). Mit einem Beitrag von W. KLAUS, Wien. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., Abt. I*, **174**, 79–84, Wien 1965.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI-SESTINI, N. & SWEET, W. C. S.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). – *Mem. Canad. Soc. petrol. Geol.*, **2**, 176–199, Calgary 1973.
- BAUER, F. K.: Das Permomesozoikum des Drauzuges. – In: *Der Geologische Aufbau Österreichs*, Red. R. OBERHAUSER, 699 S., Wien-New York (Springer) 1980.
- BECHSTÄDT, Th. (1978): 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.
- BEMMELEN, R. W. van: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). T.1 – *Jb. Geol. B.-A.*, **100**, 2, 179–212, Wien 1957.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G. F.: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – *Geol. Rundschau*, **65**, 649–690, Stuttgart 1976.
- CASSINIS, G.: La formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore brecciano). – *Riv. Ital. Paleont.* **72**, 507–588, 1966.
- CASSINIS, G., ELTER, G., RAU, A. & TONGIORGI, M.: Verrucano: a tectonofacies of the alpine-mediterranean Southern Europe. – *Mem. Soc. Geol. It.* **20**, 135–149, Pisa 1979.
- CLAR, E.: Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion Wien–St. Johann. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 181–182, Wien 1972.
- CLIFTON, H. E.: Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. – *Sedimentology* **20**, 173–187, Amsterdam 1973.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobrutsch), Kärnten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **4**, 2, 1–43, Innsbruck 1974.
- CONTI, M. A., LEONARDI, G., MARIOTTI, N. & NICOSIA, U.: Tetrapod footprints of the «Val Gardena Sandstone» (North Italy). Their palaeontological, stratigraphic and paleoenvironmental meaning. – *Palaeontographica Italica*, **70**, 1–91, Pisa 1977.
- DAL CIN, R. & LEONARDI, P.: Die Exkursion in die Dolomiten. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 175–179, Wien 1972.
- EXNER, Ch.: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – *Mitt. naturw. Ver. Steiermark, Sdb.* 1956 (Angel-Festschr.), 32–39, Graz 1956.
- FALKE, H.: The Paleogeography of the continental Permian in Central-, West- and in part of South Europe. In: FALKE, H. (Ed.) – *Rotliegend. Essays on European Lower Permian.* – *Intern. Sed. Petr. Series*, **15**, 281–299, Leiden 1972.
- FRITSCH: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – *Carinthia II*, **71./151.**, 52–57, Klagenfurt 1961.
- GEYER, O. F.: Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde. Bd.2., 341 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 191–200, Wien 1958.
- KLAUS, W.: Microfloristic events towards Permo-Triassic boundary. – *Proc. IV. Palyn. Conf. Lucknow, India, 1976/77*, Preprint, 9 S., 1958.

- KOZUR, H.: Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung *Callipteris* BRONG. im Karbon. – Verh. Geol. B.-A., 1978, 11–22, Wien 1978.
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 155–162, Wien 1972 (a).
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 143–149, Wien 1972 (b).
- MÜLLER, D.: Perm und Trias im Valle del Baztán. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, 30–43, Stuttgart 1973.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia II, 85./165., 37–60, Klagenfurt 1975.
- 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 1974.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 77, 115–123, Wien 1973.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über Mineralisationen der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 78, 141–150, Wien 1974.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., BERAN, A. & SEEMANN, R.: Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. – Verh. Geol. B.-A., 1981, 109–131, Wien 1981.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., SEEMANN, R.: Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 81, 1–17, Wien 1978.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & SEEMANN, R.: Magnesit in der Untertrias des westlichen Drauzuges, Kärnten-Osttirol. – Carinthia II, 170./90, 91–102, Klagenfurt 1980.
- PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1974, 10, 1–8, Wien 1974.
- PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik II. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1978, 1, 1–17, Wien 1978.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14./15., 1963–64, 229–266, Wien 1965.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., 33, 124 S, Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- SEILACHER, A.: Bathymetry of trace fossils. – Marine Geol. 5, 413–428, Amsterdam 1967.
- STREHL, E., NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. PAK, E.: Die Gipsvorkommen an der Südseite des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. – Carinthia II, 170./90., 77–89, Klagenfurt 1980.
- TENCHOV, Y.: Die paläozoische Megafloora von Österreich. – Verh. Geol. B.-A. 1980, 161–174, Wien 1980.
- TENCHOV, Y. & YANEV, S.: Variscan movements and molasse in Bulgaria. – Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 58, 1979, 177–196, Potsdam 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1, 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- VIRGILI, C.: Le Trias du Nord de L'Espagne. – Bull. du B.R.G.M., Sect. IV, 3, 205, 2–3, Paris–Orleans 1977.
- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. & SOPENA, A.: Nota previa sobre el Permico de la Cordillera Iberica y bordes des Sistema Central. – Acta Geol. Hispanica, 8, 3, 73–80, Madrid 1973.
- WARCH, A.: Die Permotrias der nördlichen Gailtaler Alpen. – Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, S., Innsbruck 1973.
- WARCH, A.: Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen.. – 35. Sonderheft der Carinthia II, 111 S., Klagenfurt 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. September 1981.