

**DIE BLETTERBACH-SCHLUCHT BEI RADEIN (REDAGNO) -
EINE WANDERUNG DURCH 50 MILLIONEN JAHRE ERDGESCHICHTE**

von

Gerhard Niedermayr

Mineralogisch-Petrographische Abteilung
Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien, Austria

gerhard.niedermayr@chello.at

Einer der sowohl landschaftlich schönsten als auch geologisch interessantesten Aufschlüsse im Süden der Bozener Porphyrlatte ist wohl die Schlucht des Bletterbaches zwischen Aldein und Radein, östlich Auer (Ora). Der Bletterbach entspringt am Weißhorn (2317m). Er bildet eine tiefe Schlucht an der Westwand des Weißhorns und mündet bei ca. 900m SH beim kleinen Ort Hohlen in den Hohlenbach, der seinerseits wenige hundert Meter südlich Auer in etwa 300m SH in die Etsch fließt. Der solcherart geschaffene Canyon erschließt dabei ein über viele Millionen Jahre reichendes Kapitel der Erdgeschichte vom Unter-Perm bis in die Ablagerungen des blendend weißen Sarldolomits (Ober-Anis), der den Gipfelaufbau des Weißhorns bildet. Die Bletterbach-Schlucht gilt neben dem Canyon de Araza im Ordesa-Nationalpark in den spanischen Pyrenäen als die zweite derartige Bildung in Europa, die in gewissem Sinn mit dem Grand Canyon in Nordamerika verglichen werden kann.

Anfahrt

Von Meran geht es zunächst über Bozen nach Auer (Ora). Von der Autobahnausfahrt „Auer – Neumarkt“ gelangt man über Auer auf die Straße nach Cavalese. Gleich nach Auer steigt die in beeindruckenden Windungen durch die Bozener Porphyrmasse angelegte Straße steil bergan zur Verebnungsfläche von Castelfeder, mit prähistorischen und historischen Spuren sowie einer besonderen Flora und Fauna. Bereits in vorgeschichtlicher Zeit soll hier eine Befestigungsanlage existiert haben. Später haben Räter und vermutlich auch Römer die strategisch günstige Lage des Hügels genutzt. Um 590 errichtete der langobardische Herzog Chedinus die in der Zwischenzeit zerstörte Wehranlage wieder und baute sie mit einer Ringmauer und Türmen aus. Der Verfall dieser so lange bedeutenden Burg begann im 13. Jahrhundert; heute sind nur mehr Trümmerreste vorhanden. Von hier und weiter auf der Panoramastraße genießt man einen herrlichen Blick auf das Etschtal und auf den im Nordwesten von Auer gelegenen Porphyrblock des Mitterberges zwischen Etsch und Kaltern und auf den Karbonatgesteinszug des Nonsberges.

Nach dem Ort Kaltenbrunn verläßt man die Straße nach Cavalese in Richtung Radein. Nach der Abzweigung können direkt an der Straße im rötlichbraunen Quarzporphyr Gänge mit Fluorit und Baryt sowie Quarz, Galenit und Sphalerit studiert werden. Der Porphyr wird hier auf einer Strecke von etwa 100 Metern von mehreren, bis maximal 1 Meter dicken, meist aber wesentlich geringmächtigeren, Gängen durchschlagen. Während der Galenit ziemlich homogen und Ag-frei ist (der Ag-Gehalt liegt $< 0,1$ Gew.% Ag), ist der Sphalerit sehr inhomogen; sein Fe-Gehalt schwankt von 0,02 Gew.% bis 0,90 Gew.% Fe²⁺. Als Gangart sind neben Quarz noch Fluorit und Baryt zu nennen, wobei Letzterer vor allem in den geringmächtigeren Gängen dominiert. Für den Baryt wurde ein $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von +13,7 ‰ bestimmt (siehe dazu auch NIEDERMAYR & NIEDERMAYR 1983).

Bei der Lokalität „Stadt“ endet die Fahrstraße. Von hier führt ein Weg vom Gasthaus „Niggelhof“ in die vom Bletterbach canyonartig eingeschnittene Schlucht. Im Bereich von „Taubenleck“ erreicht man den Bletterbach und hier auch die Oberkante der Quarzporphyr-Masse.

Das Profil in der Bletterbach-Schlucht

Im Bletterbach ist eines der vollständigsten vom Unter-Perm bis in die Mitteltrias reichenden Profile der Dolomiten aufgeschlossen.

Quarzporphyr (Unter-Perm): Im Bereich von „Taubenleck“ befindet man sich an der Oberkante der Bozener Quarzporphyr-Masse, und wandert zunächst im Bachbett bergauf an dieser intrapermischen Erosionsfläche entlang. Es ist ein rötlichvioletter Quarzporphyr vom Typus „Porfidi di Lagorai“ (LEONARDI, 1967). Er wird von LAMMERER (1990) auch als „Kastelruther Quarzporphyr“ bezeichnet. Der Mineralbestand umfasst Kalifeldspat und Quarz, mit Spuren von Muskovit, Chlorit und Hämatit. Auch im Bletterbach ist, wie ebenso in anderen Bereichen des Bozener Vulkanit-Komplexes, mit Vergrusungen der obersten Partien des Quarzporphyr und mit lokalen Auskolkungen eine ausgeprägte Paläomorphologie festzustellen (WOPFNER et al. 1983).



Abb. 1

Lage der Bletterbach-Schlucht, E Auer (Ora).

- Aufschluss mit Baryt-Fluorit Gängen im Quarzporphyr,
- Geoparc Bletterbach, Besucherzentrum Aldein.

Grödener Sandstein (Mittel- bis Ober-Perm): Die Mächtigkeit des Grödener Sandsteins im Bletterbach-Profil beträgt etwa 250 Meter. Die auf dem Quarzporphyr auflagernden Sedimente werden als festländische, meist fluviatile, Ablagerungen in einer intramontanen Senke gedeutet. Eine sehr detaillierte sedimentpetrologisch sowie paläontologisch ausgerichtete Studie dieser Ablagerungen haben MASSARI et al. (1988) vorgelegt.

Nach BUGGISCH (1978) sind hier über Porphyrsatz, zum Teil mit Konglomeraten, die einen hohen Anteil an Quarzporphyr-Geröllen aufweisen, bis zu etwa 100 Meter mächtige kontinentale Ablagerungen anzutreffen. Doch geben schon die wenige Meter über der Quarzporphyr-Oberkante liegenden Gipskrusten und Gipsknollen-Lagen Schwefelisotopen-Werte, die auf die Beteiligung permischen Meerwasser-Sulfates schließen lassen! (Abb. 2). Es hat somit den Anschein, dass wir hier im Bletterbach schon über dem Quarzporphyr teils marin beeinflusste Bildungen vorliegen haben.

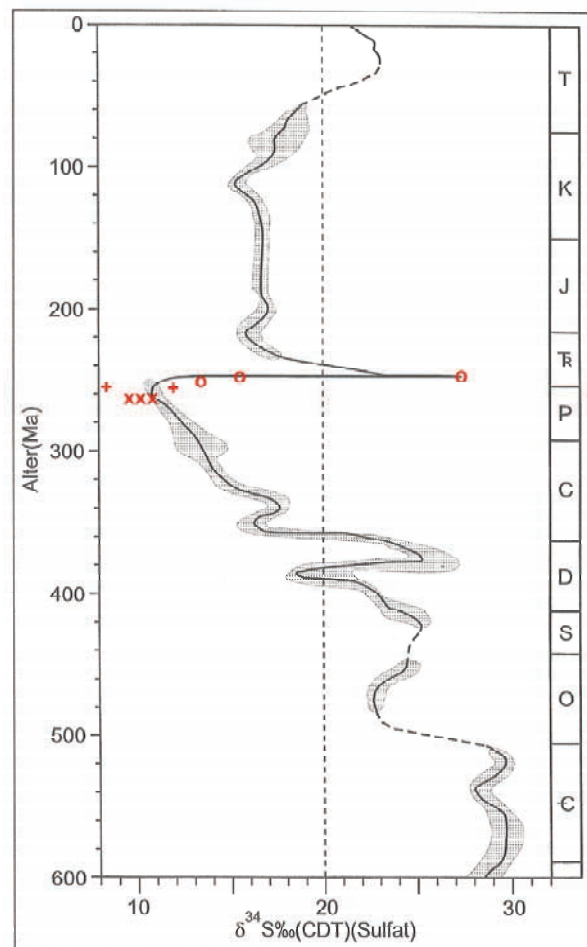


Abb. 2
 $\delta^{34}\text{S}$ -Verteilung von Sulfat-Mineralien (Gips, Anhydrit und Baryt) aus dem Bletterbach-Profil (x Grödener Sandstein, + Bellerophon Formation, o Werfen Formation). Unter Benutzung einer Vorlage eines Diagrammes aus WEBER (1997, nach HOLSER et al. 1995).

Als Bodenbildungen zu deutende Sedimente einer Salzmarsch wechsellagern mit fluviatil eingeschüttetem Material. Verschiedenste sedimentäre Strukturen, wie Rippelmarken, Auflastmarken, Kreuz- und Schrägschichtung, sind hier zu beobachten. Auch Trockenrisse und Bodenbildungen sind festzustellen. Grobklastischen Gesteinen an der Südseite des Canyons (z.B. Lokalität „Knappenlöcher“) stehen an der Nordseite tiefrote Siltsteine, mit reichlich Gips-Einschaltungen, gegenüber. Die Gips- und Siltstein-Lagen keilen z.T. in den Grobklastika aus. CONTI et al. (1986) deuten die Sandsteine aufgrund ihrer sedimentären Strukturen als typische „Point-Bar-Sequenzen“, also als Ablagerungen von Sandbänken am Flußufer, und werden von diesen Autoren somit einem fluviatilen Bildungsmilieu zugeordnet. Das steht allerdings, wie schon vorhin erwähnt, in gewissem Gegensatz zu den Ergebnissen von $\delta^{34}\text{S}$ -Daten an Gipsen aus diesem tiefsten Teil des Grödener Sandsteins. Meiner Meinung nach spricht aber auch vieles dafür, und nichts dagegen, dass das Profil im Bletterbach den distalen Bereich eines in einen schmalen, Fjord-ähnlichen Meeresarm schüttenden fluviatilen Schwemmfächers aufschließt, mit all den Wechselwirkungen, die sich aus einem solchen Sedimentationsmilieu ergeben können. Es müssen somit nicht unbedingt Bildungen einer vom Meer abgeschlossenen intramontanen Senke vorliegen. Dagegen nehmen MASSARI et al. (1988) anhand der im Canyon des Bletterbaches aufgeschlossenen Gesteine und der daraus folgenden Interpretation des Ablagerungs-

milieus im unteren Teil des Grödener Sandsteins das Vorliegen von im wesentlichen fluviatil in einen küstennahen Bereich eingebrachten Sedimenten an. Die Autoren unterscheiden aufgrund ihres Datenmaterials 3 Sedimentationszyklen, deren jeweils transgressiver Charakter durch eine Regressions-Phase abgeschlossen wird. Die in der Bletterbach-Schlucht zu studierenden Ablagerungen repräsentieren demnach das gesamte Spektrum fluviatiler Systeme, beginnend von alluvialen Schwemmfächern über Ablagerungen von ins Tiefland schüttenden verzweigten und mäandrierenden Flüssen, mit typischen Ufersandbänken (point bars), die in terminale fluviatile Sequenzen auf einer flachen Küstenebene austreichen.

Der marine Charakter der Sedimente nimmt allerdings auch nach den genannten Autoren in den höheren Profilanteilen dann sehr rasch zu. Etwa 80 Meter über der Quarzporphyr-Oberkante liegt an der von einem kleinen Wasserfall markierten Steilstufe die schon von MUTSCHLECHNER (1933) beschriebene Bank mit Cephalopoden. Bis zu dieser Bank sind mindestens sieben Sedimentationszyklen im tieferen Teil des Grödener Sandsteins ausgebildet. Jeder Zyklus beginnt mit mehr oder weniger grobem Sandstein (bzw. Feinkonglomerat) und geht nach oben hin in feinkörnigen Siltstein über. Die Siltsteine sind bereichsweise von Gipsknauern und von mit Gips verfüllten Schrumpfrissen durchsetzt; gelegentlich schließen bis mehrere Dezimeter mächtige Gipslagen so einen Zyklus ab. In die Siltsteinlagen eingreifende Trockenrisse, die damit ein periodisches Trockenfallen des Ablagerungsraumes belegen, sind mit grobem Sediment der jeweils überlagernden Sandsteinbank verfüllt. Etwa im mittleren Teil dieser unter der „Cephalopodenbank“ liegenden Folge fallen zwei etwa bis 1,5 Meter mächtige Silt- bis Ton-

schieferlagen auf, die den von ORTLAM (1974) aus dem Buntsandstein des Schwarzwaldes so treffend beschriebenen fossilen Bodenbildungen sehr ähnlich sehen. MASSARI et al. (1988) halten diese so typisch gezeichneten Bildungen in der Bletterbach-Schlucht für Trockenrisse. Trockenrisse sind allerdings üblicherweise nur wenige Zentimeter tief (vgl. REINECK & SINGH, 1973).

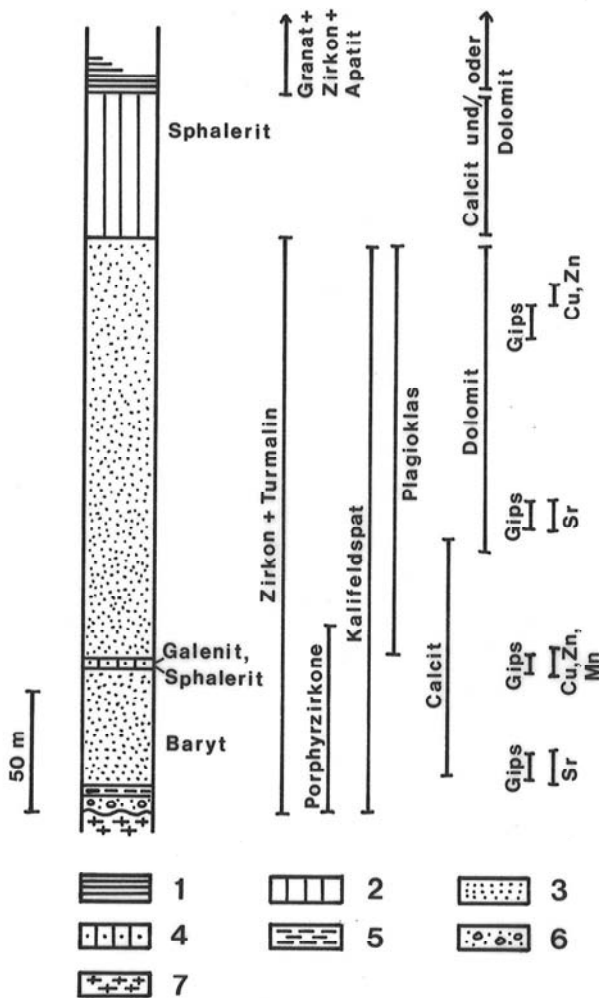


Abb. 3
Schematisches Profil durch die Bletterbach-Schlucht, mit Angabe verschiedener Leitminerale und Mineralisationen (aus: NIEDERMAYR & NIEDERMAYR 1982).

1: Werfen Formation, 2: Bellerophon Formation (Kalke, Dolomite, Gipslagen), 3: Grödener Sandstein (bunte Sand- und Siltsteine, z. T. mit Gips in Lagen und Knollen, sowie Pflanzenreste), 4: Grödener Sandstein (rote Tonschiefer), 5: Grödener Sandstein (Sandsteine mit Porphyrgeröllen), 6: Grödener Sandstein (Sandsteine mit Pflanzenresten), 7: Quarzporphyr.

Die Gesteine sind in diesem Bereich des Canyons überwiegend durch Hämatitpigment rot gefärbt. Nur in sandigen, seltener auch siltigen Gesteinen mit disperser Führung von Pflanzenhäcksel und größeren Pflanzenresten bedingt das reduzierende Milieu eine Graufärbung der Ablagerungen.

In den höheren Teilen des Profils tritt Hämatitpigment immer mehr in den Hintergrund und die Sedimente sind überwiegend grau bis bräunlich gefärbt. Gleichzeitig steigt der Gehalt an pflanzlichem Material, an Sulfiden, an Gips und an karbonatischer Matrix an.

In unmittelbarer Nähe des „Butterloch“-Wasserfalles ist eine eigenartige Schlotbrekzie aus hell- bis dunkelgrauen und rötlichbraunen Porphyrbrocken zu beobachten, deren Komponenten mit grobspätigem, gelblichem Calcit verbacken sind, in dem auch farblose Quarzkriställchen in normal-rhomboedrischem Habitus eingewachsen sind. Die Brekzie wird von CONTI et al. (1986) ins Ladin/Karn gestellt. Dem Aufschlußbefund nach hat es allerdings den Anschein, dass diese Schlotbrekzie von über der „Cephalopodenbank“ liegenden permischen Sedimenten überlagert wird, hier also eine intrapermische Bildung vorliegt. Geringmächtige, diskordante und stark verwitterte Vulkanit-Gänge sind zusätzlich aus diesem Bereich zu beobachten. Einer dieser Gänge durchschlägt auch die erwähnte Schlotbrekzie.

Je höher man die Schlucht emporsteigt, desto mehr nimmt der eindeutig marine Sedimentationscharakter zu. Die Oberkante des Butterloch-Wasserfalles bildet eine massive, sandige Karbonatlage, die schon seit Jahrzehnten als Fundstelle für verschiedene Cephalopoden (z.B. *Orthoceras* und *Nautilus*) bekannt und als „Cephalopodenbank“ in die Literatur eingegangen ist. Sie wird erstmals von KITTL (1901) beschrieben. Es sind marine Lebewesen, die hier gefunden werden, und diese beweisen, dass das aus Südosten auf den Südrand des „Ureuropa“-Kontinents anbrandende Perm-Meer immer weiter nach Nordwesten vordringt. Auch die vielen sedimentären Strukturen, die man immer häufiger beobachten kann, je höher man im Profil emporsteigt, belegen den zunehmend marinen Einfluß in eindrucksvoller Weise. Wohl zeigen Fährten von Landbewohnern und Trockenrisse an, dass es sich hier um einen Strandbereich handelt, doch sind zum Beispiel Rippelmarken, Ooide, Algenkrusten und seifenartig angereicherte Schwermineralien schöne Beweise für das Vorliegen eines flachen Meeresstrandes. Mehrmalige Meeresüberflutungen und nachfolgend wieder Rückzug des Meeres bzw. möglicherweise auch Meeresspiegelschwankungen sowie ein sich mehrfach ändernder Küstenverlauf bei insgesamt sehr flachem Strandrelief sind bei der weiteren Wanderung bachaufwärts schön zu verfolgen. Man beobachtet hier auch eine Vielzahl von sedimentären Strukturen, wie z. B. Schrägschichtung, typisch linsenförmig angeordnete Sandsteinkörper (Flaserschichtung), Trockenrisse (die auch hier ein gelegentliches Trockenfallen des flachen Strandbereiches anzeigen), Grab- und Wühlspuren bodenlebender Organismen, Strömungsmarken (als Anzeichen bewegten Wassers), eingeschwemmte Pflanzenreste u. ä.

An die Pflanzenreste sind häufig verschiedene sulfidische Erze (hauptsächlich Pyrit, Galenit und Sphalerit sowie Tennantit) gebunden (siehe weiter unten).

WYGRALA (1980) weist auf die Bi- bis Polymodalität der Strömungssysteme im Grödener Sandstein des Gebietes von San Martino in Badia hin. Aus der Bletterbach-Schlucht liegen meines Wissens nach dazu aber keine Daten vor. Bi- und polymodale Schüttungsspektren werden besonders häufig aus dem Gezeitenbereich beschrieben; dies könnte somit auf die zumindest zum Teil marine Natur des Grödener Sandsteins hinweisen. WYGRALA (1980) hält allerdings ein fluviatiles Ablagerungsmilieu des Grödener Sandsteines für erwiesen.

Doch scheint es wahrscheinlicher, dass es sich bei den Grödener Sandsteinen der Bletterbach-Schlucht um den distalen Bereich eines weit ausgreifenden, flachen Schwemmfächers handelt. Aus all dem ließe sich ableiten, dass die Grödener Sandsteine am Westrand der Südtiroler Dolomiten – eine ähnliche Sedimententwicklung kann man ja auch in anderen Profilen dieses Bereiches beobachten – einen Strandbereich repräsentieren, wobei in der Bletterbach-Schlucht vom Liegenden zum Hangenden des Profiles die marine Beeinflussung immer ausgeprägter zu Tage tritt, entsprechend einem von Südosten her sich nach Norden und Nordwesten ausdehnenden Meeresbecken.

Die Grödener Sandsteine westlich der Linie Bozen-Auer sind hingegen deutlich kontinental beeinflusst. Die Küstenlinie des mittel-permischen Meeres scheint demnach etwa im Bereich des Etschtales verlaufen zu sein. Parallel dazu keilt auch die Bellerophon Formation nach Westen hin rasch aus. Darüber transgredieren im gesamten südalpinen Raum die skythischen Basalbildungen.

Vererzungen im Grödener Sandstein der Bletterbach-Schlucht

Fahlerz ist in an Pflanzenresten reichen Sandsteinen an der orographisch rechten Seite des Bletterbach-Canyons (Lokalität „Taubenleck“) schon im tieferen Teil des Profiles zu beobachten. Es handelt sich um eine disseminierte Tennantit führende Vererzung (mittels EMS-Analysen konnten neben Schwefel im wesentlichen nur Kupfer, Arsen, Zink und Eisen festgestellt werden; vgl. NIEDERMAYR & NIEDERMAYR 1983). Der Sb-Gehalt liegt um $0,3 \pm 0,1$ Gew.% Sb; es konnten weder Ag noch Hg und Bi analytisch erfaßt werden. Die ausgewiesenen Analysensummen sind allerdings zu niedrig, was vermutlich durch den Oxidationsgrad des Fahlerzes bedingt ist. Davon abgesehen sind die Fahlerz-Körner sehr homogen und weisen auch von Korn zu Korn eine ähnliche Zusammensetzung auf.

Die xenomorphen Fahlerz-Körner sind 0,03 – 0,4 mm groß und füllen den Intergranularraum aus. Nach dem Schliffbefund handelt es sich aber nicht um Detritus einer von weiter her eingeschütteten Vererzung. Es muss vielmehr angenommen werden, dass die Metalle durch Verwitterungslösungen in den Sedimentationsraum eingebracht und hier in örtlichen Erzfallen durch organische Substanz in einem frühen Stadium der Diagenese im noch offenen Porenraum des Sandsteins ausgefällt wurden. Das saline Milieu und der Reichtum an organischen Substanzen scheinen wesentliche Faktoren für die Erzausfällung gewesen zu sein. Eine Stoffzufuhr durch tieftemperierte, hydrothermale Lösungen, wie dies für disseminierte Fahlerz-Vererzungen in den Quarziten der postvariszischen Transgressions-Serie im Arlberggebiet von MOSTLER et al. (1982) angenommen wird, scheint nicht gegeben. Ein ähnlicher Bildungsmechanismus gilt wohl auch für die Pb-Zn-Mineralisationen im höheren Anteil des Grödener Sandsteins.

Antimon- und/oder Arsen-Fahlerze werden bereits von WARTMANN & KNATZ (1977) im Grödener Sandstein vermutet (an organische Substanz gebundenes Sb und As konnte neben Cu und Pb mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse festgestellt werden!). Über Partzit und Mimetesit haben dann GRIESECKE (1979) und WOPFNER et al. (1983) berichtet. In der letztgenannten Arbeit wird darüber hinaus aus den Grödener Sandsteinen der Bletterbach-Schlucht noch Covellin, Chalkosin und Pyrit angegeben.

Bei der Lokalität „Taubenleck“ befinden sich an der orographisch linken Seite des Bletterbaches zwei Stollenmundlöcher, die auf ehemalige Bergbauversuche hinweisen. Nach KUNTSCHER (1990) besagen Urkunden aus den Jahren 1556 und 1558, die im Tiroler Landesarchiv in

Innsbruck aufliegen, dass hier nach Erz gesucht worden ist; das Vorkommen wird aber schon 1483 erwähnt (vgl. BAUMGARTEN et al., 1998). Offenbar war es die, schon vorhin beschriebene, disseminierte Fahlerz-Vererzung, der man hier nachgegangen ist. Dafür sprechen auch die blauen und grünen Imprägnationen von Azurit bzw. Malachit des hier anstehenden grauen Sandsteins, die als Sekundärbildungen nach Fahlerz anzusehen sind. In den Sandsteinen dieses Bereiches ist darüber hinaus auch Baryt im Schwermineralspektrum nachgewiesen. Die beiden von Hand geschrämten Stollen sind einige Zehnermeter in den Berg zu verfolgen; auch einige Querschläge wurden angelegt. Der Bergbau scheint aber nicht besonders rentabel gewesen zu sein, wie auch die Flurbezeichnung „Taubenleck“ (alter bergmännischer Ausdruck für „taubes Eck“, siehe KUNTSCHER, 1990) nahelegt. Wiedergewältigungsversuche um 1750 sowie Prospektionsarbeiten Mitte des vergangenen Jahrhunderts auf Uran blieben ebenfalls erfolglos (vgl. BAUMGARTEN et al., 1998).

Ag-reiche Arsen- und Antimonfahlerze sind in Gangvererzungen der Bozener Quarzporphyr-Masse schon von MAUCHER (1959) mitgeteilt worden. Das Fahlerz im Grödener Sandstein ist jedoch Ag-arm bis Ag-frei. Somit könnte die Zufuhr der Metalle nur über eine Lösungsphase erfolgt sein; eine Verfrachtung der Erzkörnchen aus älteren Vererzungen ist somit auszuschließen und vom Schliffbefund her auch nicht anzunehmen. Das dürfte auch für den hier im Schwermineralspektrum der Sandsteine zu beobachtenden Baryt gelten, der eher als Neubildung im Sediment zu deuten ist.

Über der „Cephalopodenbank“ an der Oberkante des Butterloch-Wasserfalles ist ein an Pflanzenresten und Gips/Anhydrit-Knollen reicher Sandsteinhorizont festzustellen, der relativ reichlich Galenit und Sphalerit im Intergranularraum des dolomitisch bzw. calcitisch zementierten Sediments führt; zum Teil ist hier auch Pyrit zu beobachten. BUGGISCH (1978) gibt aus der gleichen Schicht auch höhere Gehalte von Mn und Cu an. Nach KOCH (1982) weisen Pflanzenreste auch einen höheren U-Gehalt auf; eigentliche U-führende Mineralphasen konnten aber nicht identifiziert werden. Der offenkundig hohe Anteil an organischer Substanz scheint auch hier für die Ausfällung der Metalle aus den im Porenraum des Sediments zirkulierenden Lösungen verantwortlich zu sein. Vor allem Galenit bildet ein typisches Zementgefüge ab und ist sicher früh- bis anadiagenetisch aus im Intergranularraum des Sandsteins zirkulierenden Lösungen ausgefällt worden. Sphalerit scheint nach dem Schliffbefund jünger zu sein (siehe dazu auch NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1983). Beide Sulfide sind von Korn zu Korn und im jeweiligen Kornbereich weitgehend homogen. Der Sphalerit ist praktisch Fe-frei.

Die Schwermetalle könnten auf die zur Zeit der Ablagerung der Grödener Sandsteine der Erosion zugänglichen Quarzporphyre, die ja primäre Pb-Zn-Vererzungen aufweisen, hergeleitet werden. Dafür sprechen der feine Quarzporphyr-Detritus in den Sandsteinen dieses Bereiches, Porphyr-Zirkone und auch gelegentlich zu beobachtende Porphyr-Geröllchen. Aus dem Aufschlußbefund ist abzuleiten, dass es sich bei den solcherart vererzten Sandsteinen um Ablagerungen in einem stark übersalzenen Sebka-Milieu handelt (u. a. Gips, Anhydrit, Baryt, frühdiagenetischer Dolomit und Magnesit). Die Anlieferung der Schwermetall-Ionen erfolgte offenbar über den vom Land her (Westen?) beckenwärts migrierenden Grundwasserstrom. Die Schwefelzufuhr wird dagegen einesteils auf den Abbau organischer Substanzen im Sediment selbst, andernteils aber auch auf bakterielle Reduktion aus Meerwasser-Sulfat zurückzuführen sein. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Daten der Gipse in den tieferen Anteilen der Grödener Schichten des Bletterbach-Profiles lassen jedenfalls eindeutig permische Meerwasser-Sulfat-Werte erkennen.

In Bereichen stärkerer Zumischung von Meerwasser zum hypersalinen Grundwasser des Lagunenbereiches sinkt nicht nur die Salinität der Lösung (Bildung von Calcit an Stelle von Dolomit) sondern es wird auch die Erzausfällung stark reduziert. Ein ähnliches Modell einer syngenetischen bis frühdiagenetischen Galenit-Vererzung wird von SCHWEIZER (1979) für die „Bleiglanzbank“ des süddeutschen Gipskeupers vorgeschlagen.

Neben den sulfidischen Erzen und Pflanzenresten sowie Gips-, Anhydrit- und Barytknollen können in dem erwähnten Sandstein-Horizont auch Knollen spätigen Karbonats beobachtet werden. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Dolomit, in den reliktsch Magnesit in durchschnittlich nur 10 μm großen, unregelmäßigen Putzen eingelagert ist. Darüber hinaus konnten in diesen Knollen noch etwas Calcit und Quarz nachgewiesen werden. Aus dem Schliffbefund ist zu ersehen, dass die offenbar primär Magnesit führenden Karbonatknollen im Zuge von Diagenese Prozessen in grobkristallinen Mg-reichen Dolomit umgewandelt worden sind (vgl. NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1983). Eine Abnahme der Mg-Aktivität der frühdiagenetisch wirksamen Porenlösungen, etwa durch Frischwasserzufluß, ist anzunehmen. Die Bildung der Magnesit- und der damit gleichzeitig vorkommenden Gips-/Anhydritknollen weist auf eine Salzmarsh (Sebkha) hin. Magnesit als Bestandteil von meist spätigen Karbonatknollen in den Hangendanteilen des Grödener Sandsteins beschreiben bereits WYGRALA (1980) und KOCH (1982); siehe dazu auch WOPFNER & FARROKH (1988).

Nach WOPFNER (1984) weisen die frühdiagenetischen Pb-, Zn-, Cu- und U-Mineralisationen sowie die Bildung von Dolomit, Magnesit und Baryt auf aggressive Grundwasserbedingungen in einem saisonal ariden Environment hin. Der Autor sieht dies als Anzeichen eines intra-kontinentalen Riftings im Frühstadium des alpidischen Zyklus.

Die Fossilführung im Grödener Sandstein

Die Bletterbach-Schlucht ist auch durch ihren Reichtum an Fossilresten bekannt geworden, wobei es vor allem Reptilienfährten sind, die großes Interesse erregten (vgl. CONTI et al. 1977). Die „Cephalopodenbank“ wurde schon erwähnt. Von hier wurden u. a. nachgewiesen (nach MUTSCHLECHNER, 1933, zitiert in CONTI et al. 1977):

Pleuronautilus sp.

Mojsvaroceras sp.

Nautilus sp.

Tainoceras sp.

Lopingoceras sp.

Darüber hinaus gibt es aber viele, zum Teil auch bestimmbare, Pflanzenreste, wie etwa *Voltzia hungarica* HEER, einer der ersten Nadelbäume der Erde, und Farne, Schachtelhalme und Schuppenbäume (Lepidodendraceae). So werden etwa von CONTI et al. (1977) genannt:

Lepidodendron sp.

Equisetites sp.

Pecopteris (*Cyatheites*) cf. *miltoni* ARTIS

Baiera digitata BRONGN.

Dadoxylon (*Araucarioxylon*) *schrollianum* GOEPP.

Lebachia (*Walchia* auct.) *laxifolia* FLORIN

Walchia (? *Lebachia*) *florini* CHARR.

und auch Sporen (auszugsweise nach den gleichen Autoren):

Luecksporites microgranulatus KLAUS
Gigantosporites hallstattensis KLAUS
Nuskoisporites klausii GREBE
Jugasporites delasaucei KLAUS
Limitisporites sp.
Vittatina costabilis WILS.
Striatites jacobi JANSON

Der Reichtum an Pflanzenresten beweist, dass das nahe Festland dicht bewachsen gewesen sein muss. Für die biostratigraphische Einordnung sind auch die Reptilienfährten wichtig. Sie finden sich insbesondere einige hundert Meter vom Butterloch-Wasserfall bachaufwärts in karbonatisch zementierten Sand- und Siltsteinen des oberen Grödener Sandsteins. CONTI et al. (1977) geben daraus u. a. an:

Pachypes dolomiticus LEONARDI et al.
Rhynchosauroides pallinii n. sp.
Rhynchosauroides palmatus sp.
Tridactylidium leonardii n. sp.
Synaptichnium sp.
Dromopus lacertoides GEINITZ
Demetropus sp.
Ichniotherium tridentinum
Ichniotherium cottae POHLIG
Laoporus sp.
Dicynodontipus geinitzi HORNSTEIN

Die Tetrapoden-Fährten im Grödener Sandstein können als eine der reichsten und jüngsten Ichnofaunen im Perm Europas angesehen werden. Der Reichtum an Pflanzenresten, hin bis zu dünnen Kohlenlagen, sowie die Tetrapoden-Fährten sprechen nach MASSARI et al. (1988) für das Vorliegen eines heißen, semiariden Klimas. Dies steht auch in guter Übereinstimmung mit den an den Ablagerungen der Bletterbach-Schlucht ermittelten sedimentologischen Daten. Nach CONTI et al. (1977) ist die „Cephalopodenbank“ stratigraphisch in etwa an die Grenze Unter-/Ober-Perm einzuordnen. Sie trennt damit aber auch den Sedimentstapel des Grödener Sandsteins in zwei hinsichtlich Flora und Fauna unterschiedlich entwickelte Teilbereiche. Die im stratigraphisch Hangenden der „Cephalopodenbank“ auftretende Fauna zeigt nach den genannten Autoren eine ausgeprägte Affinität zu triassischen Formen und läßt sich damit bereits mit der Fauna der Bellerophon Formation vergleichen. In die gleiche Richtung weisen auch die Reptilienfährten, die im Profil der Bletterbach-Schlucht relativ zahlreich sind.

Bellerophon Formation (Ober-Perm): Im Talschluß des Bletterbaches sind dann über dem Grödener Sandstein in einer einige hundert Meter aufragenden Felswand die gipsführenden, oberpermischen Ablagerungen der Bellerophon Formation und mit scharfer, auch schon von der Ferne gut zu erkennender Grenzzone, die darüber liegende Werfen Formation zu sehen. Steigt man die Wand entlang seitlich die von beiden Seiten herabstreichenden Schuttkegel bergauf so gelangt man aus dem obersten Grödener Sandstein wieder in den anstehenden Fels. Hier ist die „Fiamazza-Fazies“ der Bellerophon Formation mit den mehr oder weniger deutlich evaporitisch beeinflussten, bituminösen Sedimenten der oberpermischen Salzmarsch (Sebkha) ausgezeichnet

zu beobachten. Bänke mit überwiegend Gips, seltener mit Anhydrit, Lagen knolliger Gipse und typischer „Gekröse-gips“ sind besonders in den höheren Profilbereichen festzustellen. Das untere Drittel der Bellerophon Formation ist hingegen stärker terrigen beeinflusst. Überwiegend gut gebankte Dolomite und Kalke, zum Teil mit Stylolythen und bereichsweise mit Fossilien – hauptsächlich Ostrakoden, Lamellibranchiaten und Brachiopoden – sind am Aufbau der Schichten beteiligt. Selten finden sich auch Körnchen von Sphalerit. Die Gesamtmächtigkeit der Bellerophon Formation beträgt etwa 60 Meter.

Die detaillierte Studie von MASSARI et al. (1988) konnte zeigen, dass sich der im Schichtpaket des Grödener Sandsteins zu beobachtende transgressive Trend in der Bellerophon Formation fortsetzt. Hier sind es Gips führende Sebka-Sequenzen, die über lagunäre Mergel und Dolomite zu fossilführenden Kalken eines flachen Schelfes reichen. Dieser transgressive Trend wird schon durch die nach oben zunehmende Bedeutung der „Bellerophon Fazies“ und durch eine Zunahme in der Artenvielfalt der Foraminiferen-Assoziationen unterstrichen.

Werfener Formation (Skyth): Die Basis der Werfener Formation ist im Profil deutlich zu erkennen und durch einen wenige Meter mächtigen Horizont oolithischer Kalke und Dolomite gekennzeichnet („Tesero Oolith“/„Tesero Horizont“). Nach BROGLIO LORIGA et al. (1983) ist die Perm/Trias-Grenze über dem Tesero Horizont anzunehmen. Darüber folgen Oolithe und Kalke des „Mazzin Member“, die von den weithin sichtbaren bunten Mergeln des „Andraz-Horizontes“ überlagert werden. Den mit Muschelpflaster belegten Geröllen und größerem Blockwerk aus diesem Schichtglied begegnet man schon im Bachbett des Bletterbaches; von diversen Bearbeitern werden vor allem *Claraia clarai*, *Homomya* und *Myophora* genannt. In diesen bunten Mergeln sind ebenfalls knollige Gipse eingelagert. Verschiedene sedimentäre Strukturen deuten auf das Vorliegen eines Wattbereiches. In Lösungshohlräumen und in Muschel-Steinkernen können kleine, aber gut entwickelte, farblose bis trübweiße Coelestinkriställchen beobachtet werden.

Im Hangenden des „Seiser Members“, dessen Ablagerungen ein sehr markantes Bauelement der Westwand des Weißhorns bilden, folgt als typisches Schichtglied der obersten Werfen Formation der sogenannte „Gastropodenoolith“. Es sind dies bunte, hauptsächlich aber rötlichbraune, kalkige und zum Teil auch feinsandige, gut gebankte Kalke, mit Einschaltungen von Oolithbänken. Darüber liegen Gesteine des stark sandigen „Campil Members“, die vor allem durch reichlich vorhandene Sedimentstrukturen, zum Beispiel Rippelmarken, Auflastmarken, Trockenrissen etc., ausgezeichnet sind und eine typische Wattsedimentation repräsentieren. NIEMEYER (1979) hat diese Schichtfolge detailliert untersucht. In wannenförmigen Vertiefungen lagerten sich feinklastische Sedimente ab, während Fossilschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Dies spiegelt ein ausgeprägtes Relief des Meeresbodens wider. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsand-Dünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

Sedimentologisch interessant ist eine Galenit-Führung in auch an Pyrit reichen Sedimenten. Dies weist auf ein zum Teil reduzierendes, an Sauerstoff armes Ablagerungsmilieu hin. NIEMEYER (1979) vermutet, dass die Schwermetalle aus aufgearbeiteten, permischen Quarzporphyren hergeleitet werden könnten. Nach BROGLIO LORIGA et al. (1983) folgen die Gesteine des „Val Badia Members“ und als oberste Bildungen der Werfen Formation die Schiefer des „Cencenighe Member“. Es ist dies eine Folge von glimmerreichen, feinsandigen Sedimenten und gut gebankten Kalken, die reichlich Fossilien führen.

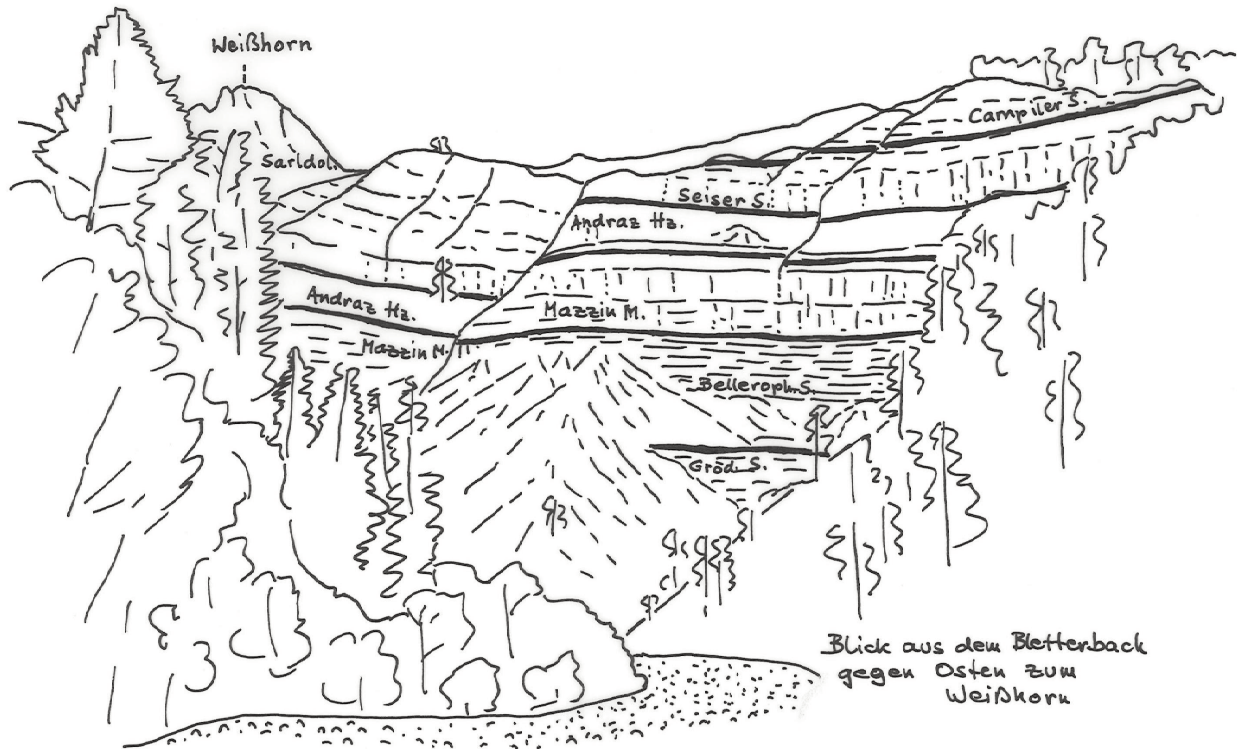


Abb. 4

Blick in den Talschluss des Bletterbaches (aus NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1982).

Richthofensches Konglomerat und Sarldolomit (Ober-Anis): Über der Werfen Formation folgen das Richthofensche Konglomerat und der Sarldolomit, der den markanten, schneeweißen Gipfelaufbau des Weißhorns bildet. Richthofensches Konglomerat und Sarldolomit werden in das Anis eingestuft und sind vor etwa 230 Millionen Jahren abgelagert worden. Der zuckerkörnige Sarldolomit ist zwar zum Teil stärker diagenetisch umkristallisiert, trotzdem sind Fossilreste teilweise gut erhalten, vor allem Diploporen und Crinoiden.

Mit dem Sarldolomit auf dem Gipfel des Weißhorns endet das geologische Profil durch die Bletterbach-Schlucht. Vom Gipfel hat man einen wunderbaren Rundblick in die Südtiroler Dolomiten und zum nahegelegenen Schwarzhorn, das zur Gänze aus Quarzporphyr aufgebaut und durch die Trudener Störungszone vom Weißhorn abgesetzt ist, sowie zur Bergkulisse im Westen.

Dank

Herrn Ass. Prof. Dr. Karl Krainer, Institut für Geologie der Universität Innsbruck, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und für entsprechende Anregungen.

Literatur

BAUMGARTEN, B., FOLIE, K. & STEDINGK, K. (1998): Auf den Spuren der Knappen. Bergbau und Mineralien in Südtirol. - Lana: Tappeiner AG, 288 S.

BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C. (1983): La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti Occidentali: Sedimentologia e biostratigrafia. - Riv. Ital. Paleont. 88, 4, 501-598.

- BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. - Geol. Rdsch. 67, 1, 149-180.
- CONTI, M. A., LEONARDI, G., MARIOTTI, N. & NICOSIA, U. (1977): Tetrapod footprints of the "Val Gardena Sandstone" (North Italy). Their paleontological, stratigraphical and paleoenvironmental meaning. - Paleont. Italica 70, 1-91.
- CONTI, M. A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M. & PITTAU, P. (1986): Field Guide-Book, Field Conference Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys. Brescia: Soc. Geol. Italiana, 99-119.
- GRIESECKE, S. (1979): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen des Grödener Sandsteins und der basalen Bellerophon-Schichten westlich und nordwestlich des Weißhorns, Südtirol. - Unveröff. Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Köln.
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & RIPPERDAN, R. L. (1995): Global isotopic events. - In: WALLISER, O. H. (Ed.): Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic in the IGCP Project 216 „Global Biological Events in Earth History“, 63-84. Berlin: Springer.
- KITTL, E. (1901): Saurierfahrten von Bozen. - Mitteilungen der Sektion für Naturkunde, Österreichischer Touristen Klub 3, 7.
- KOCH, J. (1982): Die Genese des Grödener Sandsteines der nordwestlichen Dolomiten (Südtirol, Italien). - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 43, 156 S.
- KUNTSCHER, H. (1990): Südtirol. - Bergwerke, Höhlen, Heilquellen. Bildwanderführer Bd. 2. - Berwang: Steiger Verlag, 248 S.
- LAMMERER, B. (1990): Wege durch Jahrmlionen. Geologische Wanderungen zwischen Brenner und Gardasee. - Bozen: Tappeiner Verlag, 223 S.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti, Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. Bd. I (552 S.) und Bd. II (1919 S.). - Rovereto: Manfrini.
- MAUCHER, A. (1959): Erzlagerstättenbildung und permischer Vulkanismus im Raume von Trient (Norditalien). - Geol. Rdsch. 48, 131-140.
- MASSARI, F., CONTI, M. A., FONTANA, D., HELMOLD, K., MARIOTTI, N., NERI, C., NICOSIA, U., ORI, G. G., PASINI, M. & PITTAU, P. (1988): The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): Biostratigraphy and Sedimentology. - Memorie di Science Geologiche XV, 229-273.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. - Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. 2, 131-136.
- MUTSCHLECHNER, G. (1933): Cephalopodenfauna im Grödener Sandstein (Vorbericht). - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1933, 136.
- NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G. (1982): Das Profil durch die Bletterbachschlucht bei Radein (Redagno). - In: MOSTLER, H. (Schriftl.): Exkursionsführer, 4. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern, Südtirol, 108 S. (98-104).
- NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G. (1983): Beitrag zu den Vererzungen im Quarzporphyr und in den Grödener Schichten im Raum Kaltenbrunn – Bletterbach bei Radein, Südtirol. - Mitt. Öserr. Geol. Ges. 76, 179-187.
- NIEMEYER, A. J. (1979): Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 135 S.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. - Geol. Rdsch. 63, 3, 850-884.

- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1973): Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics. - Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 439 pp.
- SCHWEIZER, V. (1979): Geochemische Untersuchungen zur Erzanreicherung in der Bleiglanzbank des süddeutschen Gipskeupers Km 1, Karn). - Oberrhein. geol. Abh. 28, 55-71.
- WARTMANN, R. & KNATZ, H. (1977): Petrographische Untersuchungen an Kohlen- und Sandsteinproben aus dem „mittel“-permischen Grödener Sandstein der westlichen Dolomiten. - Unveröff. Ber. Bergbau-Forschung GmbH., Essen, 17 S.
- WEBER, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500 000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. - Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A. 19, 607 S.
- WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. - Geol. Rdsch. 73, 259-277.
- WOPFNER, H. & FARROKH, F. (1988): Paleosols and heavy mineral distribution in the Groeden Sandstone of the Dolomites. - Memoire della Società Geologica Italiana 34, 161-173.
- WOPFNER, H., GRIESECKE, J., KOCH, J. & FELS, H. (1983): New aspects on metal deposits of the Groeden Sandstone (South Tyrol, Italy). - In: Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. Proceedings of the 4th Ismida 1981. Ed. Hans-J. Schneider. Berlin – Heidelberg: Springer, 60-69.
- WYGRALA, B. (1980): Der Grödner Sandstein im Gebiet von San Martino in Badia (Südtirol): Sedimentpetrographische und lithofazielle Untersuchungen. - Unveröff. Diplomarbeit Univ. Köln, 155 S.