

Sideritlagerstätte des Steirischen Erzberges und Paläozoikum der Grauwackenzone am Polster/Präbichl

The siderite deposit of the „Steirischer Erzberg“ and the Paleozoic sequence of the Graywacke Zone at Polster/Präbichl

Von

WALTER PROCHASKA, FRITZ EBNER, GERHARD BRYDA & ARBEN KOÇIU

Mit 11 Abbildungen
With 11 figures

Exkursionsführer

PANGEO 2010



Anschriften der Autoren, addresses of the authors:

WALTER PROCHASKA und FRITZ EBNER

Montanuniversität Leoben

Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

Peter Tunnerstrasse 5

A-8700 Leoben

E-Mail: walter.prochaska@unileoben.ac.at, fritz.ebner@unileoben.ac.at

GERHARD BRYDA und ARBEN KOÇIU

Geologische Bundesanstalt

Neulinggasse 38

A-1030 Wien

E-Mail: gerhard.bryda@geologie.ac.at, arben.kociu@geologie.ac.at

Journal of Alpine Geology

53

S. 47-62

Wien 2010

Inhalt

Zusammenfassung.....	48
Abstract.....	48
1. Allgemeines (F.E.).....	48
2. Schichtentwicklung und Tektonik der Norischen Decke im Raum Eisenerz/Polster (F.E.).....	49
3. Mineralisationen im Bereich der Eisenerzer Grauwackenzone (F.E.).....	52
4. Zur Genese der Siderite (W. P.).....	53
5. Beschreibung der Exkursionspunkte	53
Erzberg (F.E. & W.P.).....	53
Parkplatz an der Präbichl N-Rampe (F.E.).....	56
Aufschlüsse N der Straße zwischen Parkplatz und Präbichlpass (F.E.).....	56
Trasse unter dem Polster Sessellift und Polster S-Flanke (F.E.).....	56
Polstergipfel (Sh. 1910 m) (F.E.).....	56
NE-Kamm Polstergipfel-Hirscheeggsattel (F.E.).....	57
Blick vom Polster NE-Kamm auf Reste einer Augensteinlandschaft im NE-Bereich der Leobner Mauer (G.B.).....	57
Kalkalpen Panorama am Hirscheeggsattel (G.B.).....	57
Die Massenbewegung unterhalb des TAC-Spitz (A.K. & G. B.)	59
Leobner Hütte (F.E.).....	60
Knappensteig im Polsterkar W der Leobner Hütte (F.E.).....	60
Fußweg unter Materiallift Leobner Hütte-Handlalm (F.E.).....	60
Weg Handlgraben - Präbichlpass (F.E.).....	61
Literatur.....	61

Zusammenfassung

Die östliche Grauwackenzone zeigt im Raum Leoben-Eisenerz einen alpidischen und variszischen Deckenbau. Die variszische Nordzone der alpidischen Norischen Decke beherbergt am Steirischen Erzberg einen in Abbau befindlichen Siderit-Großtagebau und im Raum Präbichl-Polster biostratigraphisch gut belegte Profile vom oberen Ordoviciu m bis ins Devon, die klassische variszische Winkeldiskordanz an der Basis der klastischen permischen Präbichl-Formation sowie den Übergang zu den basalen Kalkalpen. Im Exkursionsführer werden diese Profile beschrieben sowie Argumente und Feldbefunde für eine postpermische metasomatische Entstehung der in den paläozoischen Erzführenden Kalken und den permischen Kalkkonglomeraten auftretenden Siderit-/Ankerit-Vererzungen diskutiert.

Abstract

Variscan and Alpine nappe structures dominate the tectonic structure of the Leoben-Eisenerz area in the eastern Graywacke Zone. The Variscan „North Zone“ of the Alpine Noric Nappe includes the giant open pit siderite deposit of the Styrian Erzberg and in the Präbichl-Polster area biostratigraphically well established Late Ordovician-Devonian sequences, the classical Variscan angular unconformity at the base of the clastic Präbichl-formation and the transition to the Mesozoic Calcareous Alps. This excursion guide includes general and field descriptions of these sections. Furthermore, arguments and field evidence for a post-Permian metasomatic formation of the siderite/ankerite mineralizations hosted in the Paleozoic limestones and the Permian Präbichl conglomerate are discussed.

1. Allgemeines

Die östliche Grauwackenzone erreicht im Bereich Leoben mit ca. 25 km N-S-Erstreckung ihre größte Breite (Abb.1). Sie gehört dem oberostalpinen Deckensystem an und besteht in ihrem östlichen Teil aus mehreren alpidischen Decken- bzw. Schuppenelementen (NEUBAUER et al. 1994). Im tektonisch hangenden Anteil ist in mächtigen Schichtfolgen die Norische Decke entwickelt. Zumindest örtlich ist diese mit winkeldiskordanten Schichtverbänden mit den Kalkalpen verbunden. Die alpidischen Decken der Grauwackenzone sind über dem Silvretta Seckauer-Kristallinsystem (SCHMID et al. 2004; Murideneinheit des Mittelostalpinen Kristallins sensu TOLLMANN 1977) vom Liegenden zum Hangenden die aus karbonen Gesteinen bestehende Veitscher Decke, die Silbersberg Decke (Quarzphyllite, metamorpher Alpiner Verrucano), die Kristallinschuppen beinhaltende Kaintaleck Decke und die Norische Decke (Ordoviciu m-Karbon) (NEUBAUER et al. 1994). Mitunter fehlen die Kaintaleck Decke und Silbersberg Decke oder sie sind nur in schmalen Streifen vorhanden. Speziell im Raum Leoben-St. Michael bestehen noch Probleme in der Ausscheidung dieser Einheiten zwischen der Veitscher und Norischen Decke.

Die alpidischen Decken- bzw. Schuppenelemente der Grauwackenzone stammen aus unterschiedlichen paläogeographischen Bereichen von denen sie bei der eoalpidischen Deckentektonik abgeschert und nach NW-Transport in der Grauwackenzone an der Basis der Kalkalpen in den jetzigen Verband inkludiert wurden. Nach diesen Vorstellungen wurde die Norische Decke vom Kor-alpen-Wölz- und die tieferen Decken der Grauwackenzone vom Silvretta-Seckauer-System abgeschert (FROITZHEIM et al. 2008, GASSER et al. 2009).

W von Leoben ist das Areal um den Häuselberg (mit

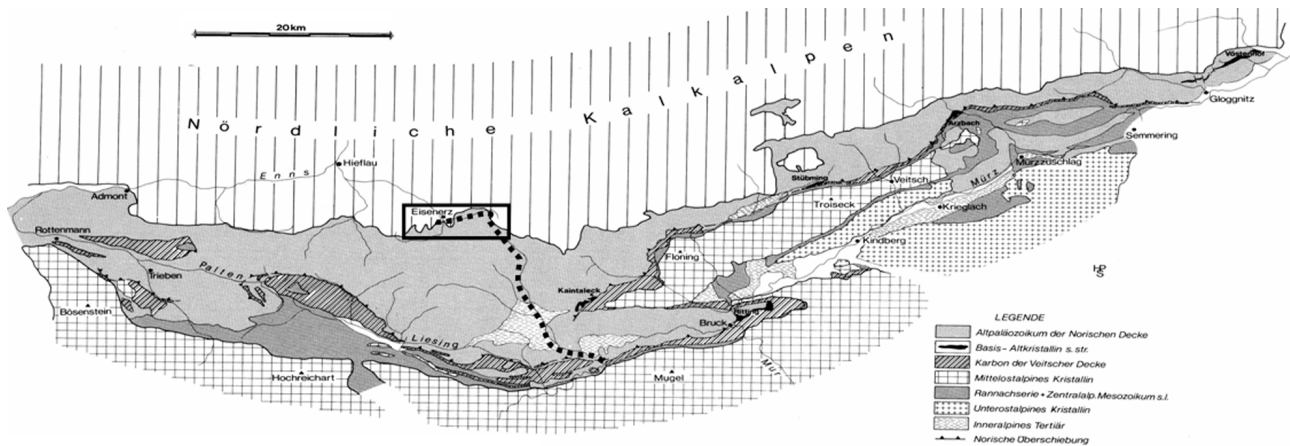


Abb. 1: Gliederung der östlichen Grauwackenzone (aus SCHÖNLAUB 1979). Kaintaleck und Silbersberg Decke sind nicht ausgeschieden. Die Kaintaleck Decke entspricht dem Basis-Alt-kristallin s.str., die Silbersberg Decke ist im Altpaläozoikum der Norischen Decke inkludiert. Umrandet Exkursionsgebiet; dick punktiert: Fahrtroute der Exkursion, beginnend in Leoben.

Fig. 1: Geology of the eastern Graywacke Zone (SCHÖNLAUB 1979). The Alpine Kaintaleck and Silbersberg nappes are not shown. The Kaintaleck nappe corresponds with the basement crystalline = „Basis-Alt-kristallin s.str.“ and the Silbersberg nappe is included within the Early Paleozoic of the Noric nappe = „Altpaläozoikum der Norischen Decke“. The excursion area is within the box, thick dots indicate the excursion route starting in Leoben.

Viséalken und Spatmagnetit) sicher der Veitscher Decke zuzuordnen. Der Norischen Decke sicher zuordenbare Gesteine treten N von Leoben ab dem S-Rand des neogenen Trofaiacher Beckens bis in den Raum Eisenerz auf. In ihr liegt auch die Sideritlagerstätte des Steirischen Erzberges und die paläozoischen Profile im Bereich des Polsters, die über die dem Paläozoikum winkeldiskordant auflagernde Präbichl-Formation mit den Kalkalpen verbunden sind. Das neogene Trofaiacher Becken ist als Pull-apart Becken entlang der Trofaiach Linie eingesenkt, die ein Teilsegment der bei der miozänen Extrusionstektonik sinistral operierenden Norischen Linie darstellte.

2. Schichtentwicklung und Tektonik der Norischen Decke im Raum Eisenerz/Polster

Der Raum Eisenerz im Zentrum des auf ÖK 101 Eisenerz liegenden Paläozoikums der Norischen Decke stellt seit jeher eine Schlüsselregion für die stratigraphische Erforschung der Grauwackenzone dar. Nach ersten Fossilfunden in Kalken des Erzberges (STUR 1865, 1866, 1871) wurden einzelne Gesteinseinheiten wie der Blasseneck Porphyroid (HERITSCH 1908), die feinschichtigen Grauwackenschiefer (HAMMER 1924) oder die Erzführenden Kalke zunächst großzügig zusammengefasst, bis dann dank detaillierter Kartierungs- und biostratigraphischer Untersuchungen diese Gesteinskomplexe detaillierter gegliedert und z. T. auch biostratigraphisch zugeordnet werden konnten (FLAJS 1967, FLAJS & SCHÖNLAUB 1976; vgl. auch SCHÖNLAUB & HEINISCH 1993, PILLER et al. 2004, EBNER 2010). Alle Gesteine der Norischen Decke sind im Bereich der Grünschieferfazies metamorph überprägt.

Intern besteht die Norische Decke aus mehreren

variszischen Teildecken, wobei dieser Deckenbau durch permotriadische Klastika der tirolischen Kalkalpenbasis plombiert wird. Das tektonisch tiefste Element ist SW Eisenerz die Wildfeld Decke, der tektonisch die Reiting Decke auflagert, über der eine tektonisch schwer auflösbare Schuppenzone zu der an der Basis der Kalkalpen liegenden Nordzone vermittelt (SCHÖNLAUB 1982, BRYDA 2009). Der Bereich Erzberg-Polster liegt in der Nordzone. Über dem oberordovicischen Blasseneck Porphyroid tritt eine geschlossene Silur-Devon Kalkentwicklung auf, der im Südbereich der Eisenerzer Alpen (Wildfeld Decke) im Silur eine durch Vulkanoklastika und Schwarzschiefer dominierte Entwicklung gegenübersteht (Abb. 2; SCHÖNLAUB 1979, 1982).

Ein Leithorizont in allen Deckeneinheiten ist der Blasseneck Porphyroid, der im Bereich Polster-Eisenerz ca. 400 m mächtig wird und aus unterschiedlichen rhyolithischen bis rhyodazitischen Gesteinstypen (Ignimbrite, nicht verschweißte Tuffe, Tuffite, siliziklastische Einschaltungen) besteht (HEINISCH 1981). Seine Alterseinstufung ins oberste Orodovicium (älteres Ashgill) erfolgt durch Conodontenfunde aus Kalkeinschaltungen der unterlagernden Gerichtsgraben-Formation und den Cystoideenkalken, die über dem den Porphyroiden auflagernden Polster Quarzit folgen. Die Conodonten liegend wie auch hangend der Porphyroide entstammen einer einzigen Conodontenzone (*Amorphognathus ordovicicus* Zone; FLAJS & SCHÖNLAUB 1976). Damit ist belegt, dass das im gesamten Ostalpen- und Südalpenraum existente „Porphyroid-Event“ (LOESCHKE & HEINISCH 1993) einen extrem kurzen Zeitraum darstellt.

Unter dem Porphyroid lagert, entlang der Präbichl N-Rampe (zwischen Parkplatz und Präbichlpass) gut aufgeschlossen, mit der Gerichtsgraben-Formation eine monotone, einige 100 m mächtige metapelitisch-psammitische Abfol-

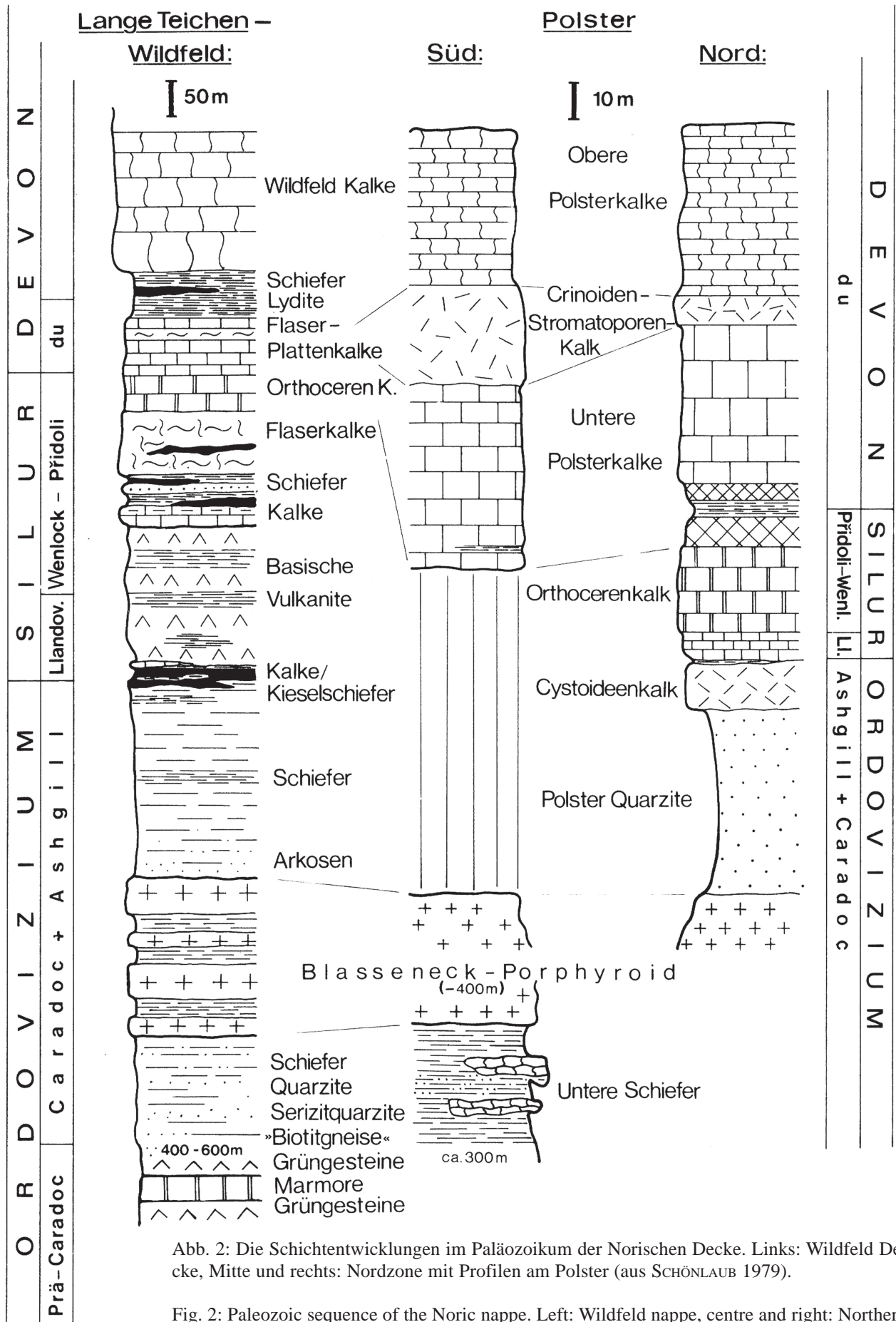


Abb. 2: Die Schichtentwicklungen im Paläozoikum der Norischen Decke. Links: Wildfeld Decke, Mitte und rechts: Nordzone mit Profilen am Polster (aus SCHÖNLAUB 1979).

Fig. 2: Paleozoic sequence of the Noric nappe. Left: Wildfeld nappe, centre and right: Northern zone with sections at Polster Mt. (from SCHÖNLAUB 1979).

ge, in die in den hangenden Teilen o.g. Conodonten führende Karbonatlagen eingeschaltet sind.

Über dem Porphyroid (Abb. 2) folgen im südlichen Polsterkar die 60-80 m mächtigen Polster Quarzite mit stratigraphisch nicht verwertbaren Abdrücken von Brachiopoden und Bryozoen. Die Quarzite werden als transgressive hochenergetische Küstenbildungen über dem Prophyroid angesehen, bei deren Ablagerung der Porphyroid im Untergrund aufgearbeitet und detritisches Material aus einem niedriggradig metamorphen Hinterland eingetragen wurden (HERITSCH 1927, SCHOUPPE 1950, STATTEGGER 1980, FLAJS & SCHÖNLAUB 1976, SCHÖNLAUB 1982). Darüber liegen die Cystoideenkalke, 13 m mächtige, hellgraue bis rosa gefleckte Spatkalke mit Cystoideenresten (Cystoideenschutt, Querschnitte von Cystoideentheken) und Condontenfaunen des obersten Ordoviciums (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976).

In darüber folgenden 60 cm mächtigen sandigen Schiefern liegt die Ordoviciu/Silur-Grenze, wobei die auftretenden Conodontenfaunen eine kontinuierliche Sedimentation über diese Systemgrenze nicht ausschließen (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976). Danach folgende 3 m mächtige rote Sparitkalke gehören bereits dem tiefsten Silur (Llandovery) an. Höhere silurische Zeitabschnitte (Llandovery-Ludlow) werden von ~30 m mächtigen grauen, mit vereinzelt rosagefärbten Lagen durchsetzten grobgebankten Orthocerenkalken eingenommen. Im Polsterprofil folgt dann bis zum Gipfel eine als Polsterkalke zusammengefasste Einheit von grauen bis rosa/violett geflammten Bank- und Flaserkalken, die von 10 m mächtigen Fossilschuttkalken (Crinoiden-Stromatoporen-Kalken) in die Unteren (ca. 50

m) und Oberen Polsterkalke (ca. 60 m) unterteilt werden. Conodonten stufen die Unteren Polsterkalke in das Lochkovium und die Crinoiden-Stromatoporen Kalke und Oberen Polsterkalke bereits in das Pragium ein (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976, SCHÖNLAUB 1982).

Am Erzberg treten abweichend bzw. ergänzend zur Unterdevon-Schichtfolge am Polster weitere karbonatische Schichtglieder auf. Das ist einmal der seit STUR (1866) bekannte Sauberg Kalk, der ursprünglich von einer heute nicht mehr existierenden Lokalität (Sauberg Steinbruch) am Erzberg SSW Abhang beschrieben wurde. Unter diesem Terminus werden hellrosa gefleckte Kalke verstanden, die eine relativ reiche Fauna (Korallen, Gastropoden, Bivalven, Orthoceren, Trilobiten, Brachiopoden) geliefert hatten (STUR 1865, 1866, 1871, HERITSCH 1931, CZERMAK 1931). Die Mächtigkeit dieser Kalke wird zwischen 70 und 150 m angegeben, Conodonten weisen auf ein Alter des späten Pragiums-Zlichovs (SCHÖNLAUB 1979, SCHÖNLAUB et al. 1980).

Massige Kalke des Erzberges wurden früher als „Massenkalke“ einer mitteldevonen Rifffazies zugeordnet. Bis auf eine Probe von der Etage „Dreikönig“ ergaben jedoch alle Conodontenproben ein unterdevones Alter. Trotzdem könnte Mitteldevon in den Bänderkalken der Reiting Decke gesehen werden (SCHÖNLAUB 1982).

Die Sedimentation von Flaserkalken setzte sich ursprünglich bis ins höhere Oberdevon und tiefere Unterkarbon fort. Aufgearbeitete Komponenten dieser Kalke mit Conodonten dieses Zeitraumes sind am Erzberg über einem auf Verkarstung rückführbaren Relief in einer maximal 10 m

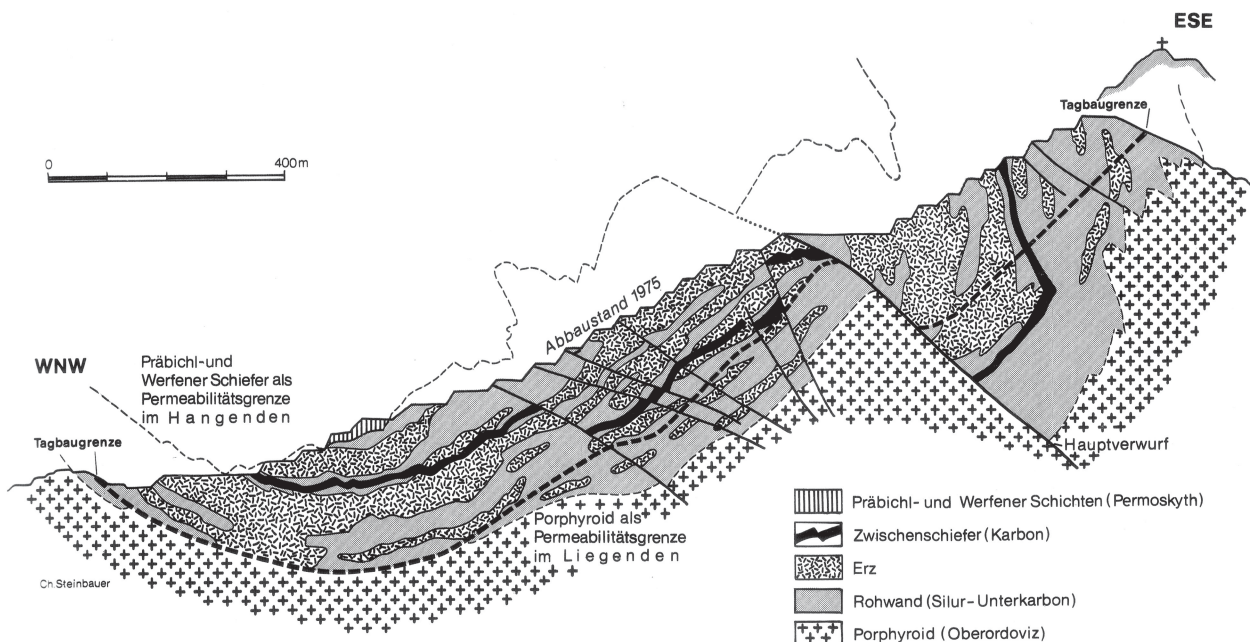


Abb. 3: Geologisches Profil (Abbaustand 1975) durch die Sideritlagerstätte des Steirischen Erzberges. Es zeigt den variszischen Deckenbau, der durch die Präbichl und Werfen Formation plombiert wird, die alpidische Struktur mit dem Christoph Hauptverwurf und die den „Erzführenden Kalk“ stockförmig durchsetzenden Erzkörper (HOLZER 1980).

Fig. 3: Geological section of the Erzberg siderite deposit (mining levels of 1975). A Variscan nappe structure is sealed by the Permian Präbichl and Werfen Formations. The Alpine structure is dominated by a wide syncline with the Ordovician Blasseneck Porphyroid at the bottom intersected by the Christoph normal fault (HOLZER 1980). Note the irregular shape of the orebodies within the carbonate host rock.

mächtigen Crinoidenkalk Kalkbrezkie vertreten. Das Visé-Bildungsalter und der Zeitumfang der aufgearbeiteten Kalkkomponenten ist aus darin enthaltenen Conodonten Mischfaunen ersichtlich. Die jüngsten nicht aufgearbeiteten Flaserkalke entstammen am Erzberg dem tiefsten Frasnium (SCHÖNLAUB et al. 1980). Damit ist, wie in anderen Bereichen des ost- und südalpinen Paläozoikums, belegt, dass im Unterkarbon über pelagischen Cephalopoden- und Conodonten-führenden Schichtfolgen Trockenfallen mit tiefgreifender Verkarstung weit verbreitet war und diese Erosionslücke im höheren Unterkarbon wiederum durch karbonatische, Conodonten-führende pelagische Sedimente beendet wurde (EBNER 1991). Die variszische Schichtfolge endet am Erzberg mit der bisher nicht datierten Eisenerz-Formation (früher auch als Grenzschiefer VACEK 1903, oder als Zwischenschiefer JUNGWIRTH & LACKENSCHWEIGER 1922, bezeichnet) mit „öl“-grünen Serizitquarziten, dunklen Schiefen und Sandsteinen (SCHÖNLAUB 1979, SCHÖNLAUB et al. 1980).

Die variszische Gefügeprägung mit einem Falten- und Deckenbau und ? auch einer grünschieferfaziellen Metamorphose erfolgte nach der Ablagerung der Eisenerz-Formation frühestens im obersten Visé (SCHÖNLAUB 1982, EBNER et al. 2008).

Die über der klassischen variszischen Diskordanz folgende permische Präbichl-Formation setzt sich aus basalen Kalkbrezken, die oft rötlich-violett, siltig-sandig gebunden sind, Silt-/Sandsteinen und feinen Quarzkonglomeraten zusammen. Im Hangenden werden sie von ähnlich gefärbten feinklastischen Sedimenten der Werfen-Formation überlagert. Im Bereich des Polster-Leobner Hütte erreicht die Präbichl-Formation eine Mächtigkeit bis zu 70 m (SOMMER 1972). Nach sedimentologischen Untersuchungen an der Typuslokalität besteht die Präbichl-Formation aus mehreren kontinentalen-fluviatilen Fining-Upward Megasequenzen mit alluvialen Schuttfächern mit

proximaler Schuttfächerfazies (Basiskonglomerat), verzweigten Rinnensystemen eines Midfan-Bereichs und distalen Schichtflutbereichen (KRAINER & STINGL 1986). Die lithologisch nur schwer abtrennbaren untertriadischen Werfener Schichten entstammen dagegen einer seicht marinen Entwicklung (BRYDA et al. 2009). Am Erzberg und u. a. auch an der Basis des Pfaffensteins und der Griesmauer ist im Bereich der permotriadischen Klastika auch gipsführendes Haselgebirge eingelagert.

3. Mineralisationen im Bereich der Eisenerzer Grauwackenzone

Für die Eisenerzer Grauwackenzone bezeichnende Mineralisationen werden in den Eisen- (Kupfer-) Erzbezirk Norische Decke und den Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis inkludiert (WEBER et al. 1997, EBNER 1997). In erstem treten neben den namensgebenden Eisenkarbonaten in den paläozoischen „Erzführenden Kalken“ und Grauwackenschiefern immer wieder Sulfidvererzungen (Kupferkies, Fahlerz, Arsenkies, Zinnober) auf, die zumindest teilweise (z. B. in der Hinterradmer) klar an alpidische Gangstrukturen gebunden sind und daher einem von der Eisenerz-Mineralisation getrennten, jüngeren metallogenetischen Ereignis zuordenbar sind (EBNER et al. 2000; UNTERWEISSACHER et al. 2010). Der Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis umfasst karbonatische und oxidische Eisenvererzungen, die in den basalen permotriadischen klastischen Einheiten der Kalkalpen liegen (WEBER et al. 1997). Die karbonatischen (Siderit-, Ankerit-Vererzungen) dieses mineralogenetischen Bezirks werden von uns als cogenetisch mit den Eisenvererzungen des Eisen- (Kupfer-) Erzbezirks Norische Decke angesehen (EBNER et al. 2000). Von all diesen Lagerstätten wird lediglich am Steirischen Erzberg

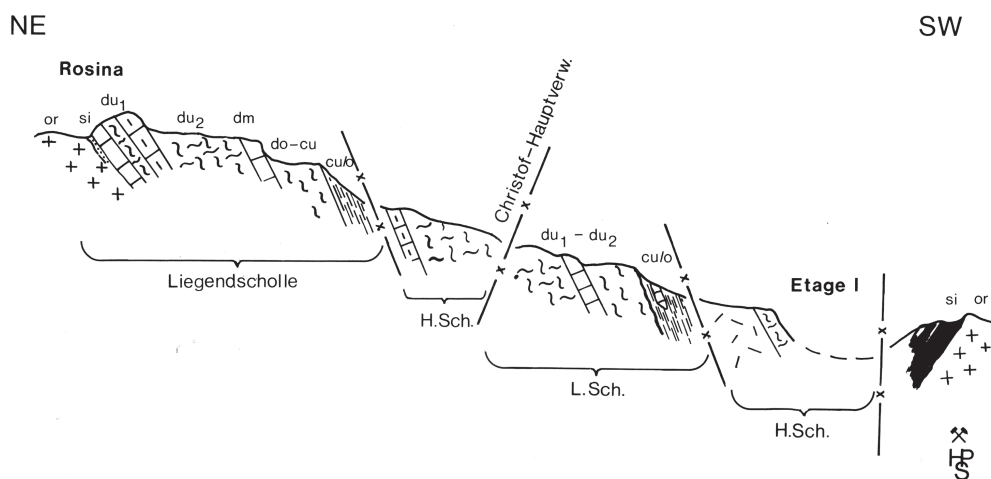


Abb. 4: Stratigraphisch-tektonisches Profil durch den Erzberg (aus SCHÖNLAUB 1979): or Ordoviciem; si Silur; du, dm, do Unter-, Mittel-, Oberdevon; cu/o Unter und Oberkarbon. Legende zu den Lithologien siehe Abb. 5.

Fig. 4: Stratigraphic-tectonic section of the Erzberg (from SCHÖNLAUB 1979): or Ordovician; si Silurian; du, dm, do Lower-, Middle and Upper Devonian; cu/o Lower- and Upper Carboniferous. Legend for lithologies see Fig. 5.

Siderit abgebaut.

4. Zur Genese der Siderite (W.P.)

Seit 150 Jahren ist die Diskussion um die Genese und die geodynamische Stellung der Sideritvererzungen der östlichen Grauwackenzone und im Besonderen des Steirischen Erzbergs sehr widersprüchlich und es gibt zur Zeit kein allgemein akzeptiertes Bildungskonzept für diese Vererzungen. Die frühen Bearbeiter in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts bevorzugten syngenetische Modelle, während danach bis in die 70-er Jahre des 20. Jahrhunderts epigenetische Vorstellungen entwickelt wurden. Die Entdeckung rezenter Vererzungsvorgänge vom Typ „Black Smoker“ in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts bewirkten sedimentär exhalative, also syngenetische Erklärungsversuche für die Bildung der gegenständlichen Lagerstätten. In diesem Sinne wurden auch die gebänderten Siderite von der Radmer (BERAN 1975, BERAN & THALMANN 1978) interpretiert. Von Vertretern syngenetischer Modelle wird zur Erklärung der vorherrschenden epigenetischen Vererzungsstrukturen häufig eine nicht näher definierte „Remobilisation“ angeführt. Dazu gibt es aber keine nachvollziehbaren Beobachtungen. Berücksichtigt man die Tatsache, dass mittels neuerer Sm/Nd-Datierung das erzbildende Ereignis auf Obertrias (208 ± 22 Ma) festgelegt werden konnte (PROCHASKA & HENJES-KUNST 2009) kann die Möglichkeit einer paläozoisch-metamorphen Remobilisation ausgeschlossen werden.

Weiters fehlen in der Obertrias entsprechende thermische Ereignisse, die eine umfangreiche Mobilisation bewirken könnten. Die eoalpidische Metamorphose kann für die Bildung der Mineralisationen jedenfalls nicht herangezogen werden, da ein sideritbildendes Ereignis nach der Deckenstapelung auch jüngere mesozoische Serien erfasst hätte.

In den letzten beiden Jahrzehnten wurden wieder verstärkt hydrothermal-metasomatische Modelle publiziert.

Im Vergleich mit anderen Sideritmineralisationen, z.B. bei der Fe-Lagerstätte Vares in Bosnien (PALINKAS et al. 2003) oder der Sideritlagerstätte Bakal im Ural (PROCHASKA et al. 2003) fällt das Vorherrschen von sauren und besonders auch von hochsalinaren, chloridischen Lösungen auf. Eine entscheidende Frage dabei ist, woher die entsprechenden Fluide ihre Salinität erlangt haben. Bei diesen Prozessen spielen hochsalinare, evaporitische Lösungen oft eine bedeutende Rolle, es gibt aber auch Beispiele von Sideritlagerstätten, wo die erzbildenden Lösungen während ihrer Migration durch die Kruste ihre Salinität durch das Lösen von salzführenden Serien erlangten, wie am Beispiel der Sideritlagerstätten Nordafrikas zu sehen ist (PROCHASKA et al. 2007).

Das hier präsentierte genetische Modell der untersuchten Vererzungen stützt sich auf folgende Beobachtungen bzw. analytische Daten:

- Die Natur der Vererzungen ist hydrothermal-metasomatisch. Es können keine Anzeichen einer primär sedimentären Eisenanreicherung beobachtet werden.

- Entsprechend ihrer ähnlichen, relativ homogenen Fluidzusammensetzung scheinen die Sideritmineralisationen der östlichen Grauwackenzone zu einem minerogenetischen Ereignis zu gehören.
- Die mineralisierenden Fluide waren ursprünglich aufgrund ihrer stark halitfraktionierten Zusammensetzung evaporitische, residuale Meerwässer mit hoher Salinität.
- Die zeitliche Einstufung des mineralisierenden Ereignisses wurde mittels Sm/Nd-Datierung auf Obertrias (208 ± 22 Ma) festgelegt (PROCHASKA & HENJES-KUNST 2009).

Bei Berücksichtigung der oben angeführten Fakten ergibt sich für die Sideritbildungen der Grauwackenzone folgendes Bild:

Über altpaläozoischem, variszischem Grundgebirge lagern sich während des Perms kontinentale, siliziklastische Sedimente unter ariden Bedingungen ab. Durch evaporitische Ablagerungen wird das residuale Meerwasser zu hochsalinaren und Br-reichen Lösungen fraktioniert. Während der Ablagerung der Werfener Schichten ist das ursprünglich akzentuierte Relief allmählich ausgeglichen, wobei die evaporitischen Bedingungen lokal fortauern. Durch die Auffüllung der Becken und die andauernde Sedimentation werden die hochsalinaren, evaporitischen Wässer als Formationswässer in diesen Sedimenten fixiert. Fortschreitende Sedimentation der karbonatischen Plattformensedimente und die damit verbundene anwachsende Auflast führen schließlich in der Obertrias zur diagenetischen Mobilisation der begrabenen Formationswässer. Diese reduzierenden, sauren, hochsalinaren Fluide (23 % NaCl-Äquiv. nach BELOCKY 1992) haben ein großes Potential, während ihrer Migration Metalle (z. B. Fe, Mg, Ba etc.) aus den Nebengesteinen aufzunehmen. Geothermometrische Untersuchungen von BELOCKY (1992), POHL & BELOCKY (1994, 1999) zeigen, dass die Homogenisierungstemperaturen der Siderite im Bereich von 100-140 °C liegen, was bei einem Druck von etwa 1 kbar einer Temperatur von etwa 200 °C entsprechen würde.

5. Beschreibung der Exkursionspunkte

Erzberg (F.E. & W.P.)

Der Steirische Erzberg ist die größte Sideritlagerstätte der Welt und zurzeit der einzige Eisenerzabbau Österreichs (Anmerkung: in Waldenstein/Kärnten wird Eisenglimmer als Industriemineral abgebaut). Zugleich ist der durch die VA Erzberg GmbH betriebene Abbau der größte Tagebau Mitteleuropas. Das charakteristische Bild des Erzberges wird durch 30 Etagen mit jeweiliger Höhe von 24 m geprägt. Bei einer Förderung von 2 Mio. t Erz und 6,8 Mio t. Gesteinsbewegung betrug die Fe-Produktion im Jahr 2008 650455 t (WEBER et al. 2010). Damit wird zwischen 20 und 25 % des in Linz und Donawitz von der Voest Alpine benötigten Erzes abgedeckt.

Über erste Abbaue wird aus dem Jahr 712 berichtet, vermutlich wurde aber bereits römischzeitlich Erzbergbau be-

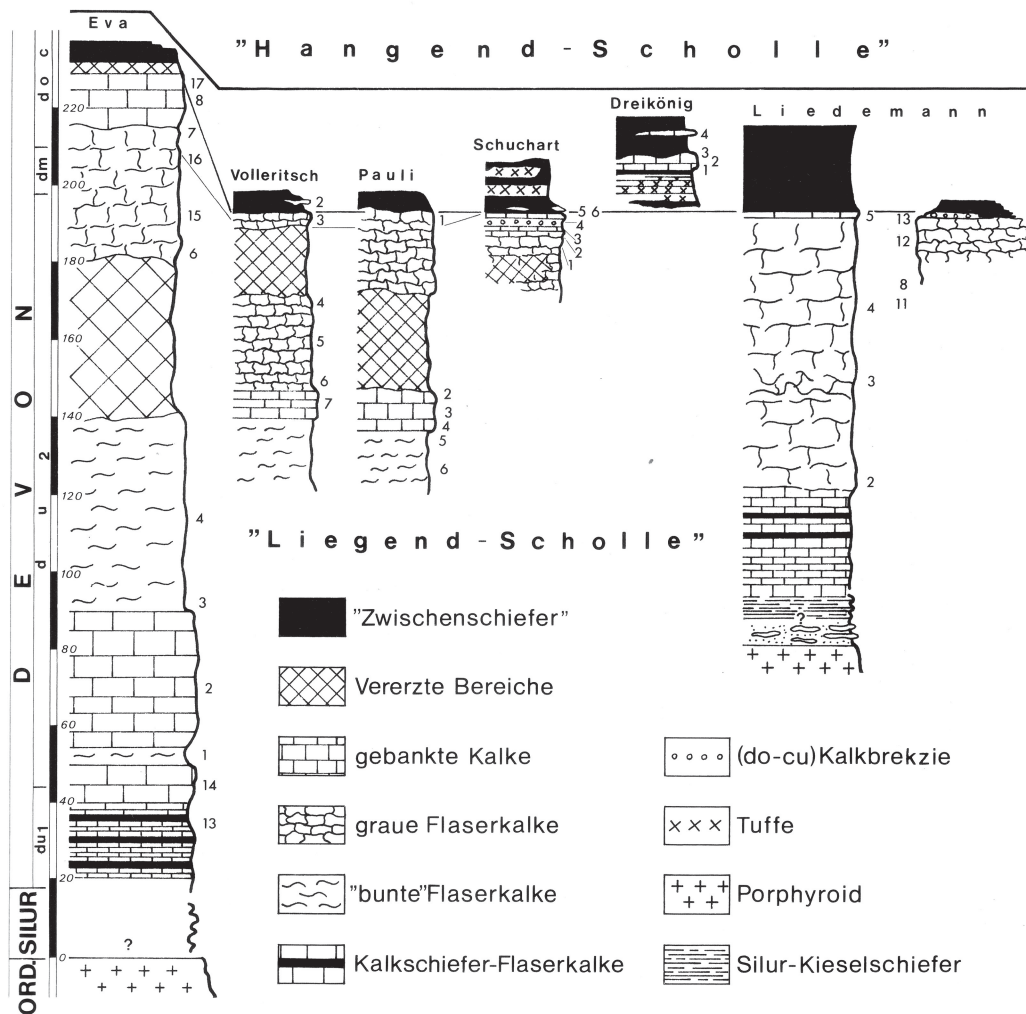


Abb. 5: Stratigraphische Abfolge (Ordovicium-Karbon) innerhalb der Liegendscholle des Erzberges. Der Zwischenschiefer entspricht der Eisenerz-Formation (aus SCHÖNLAUB 1979).

Fig. 5: Stratigraphic sequence (Ordovician to Carboniferous) of the lower tectonic unit of the Erzberg; „Zwischenschiefer“ meets the Eisenerz Formation (from SCHÖNLAUB 1979).

trieben. Der Sage nach ist das Auffinden der Lagerstätte auf einen Wassermann zurückzuführen, der in einer Grotte nordwestlich von Eisenerz lebte und von den Bewohnern nahe dem Leopoldsteinersee gefangen wurde. Um sich seine Freiheit wieder zu erkaufen, bot er „Gold für zehn Jahr“, Silber für hundert Jahr“ oder Eisen für immerdar“. Die Eisenerzer wählten letzteres, worauf ihnen der Wassermann den Erzberg zeigte. Danach wurde der Wassermann freigelassen, worauf dieser in einer Karstquelle verschwand, die seither Wassermannloch genannt wird. Das abgebaute Erz besteht aus Siderit und Siderit/Ankeritverwachsungen mit durchschnittlichen Fe-Gehalten von 30-33 %, Mn 1,5-2 %, CaO 7 % und SiO₂ 3-4 %. Der „cut off grade“ liegt bei 22-28 % Fe. Ankerite („Rohwand“) mit einem Fe-Durchschnittsgehalt von 15 % wird nicht abgebaut und verhaldet. Das Erz wird für die heimische Stahlproduktion in Linz und Donawitz eingesetzt. Aufgrund seiner karbonatischen Zusammensetzung ist es ein gutes Additiv für die sauren präkambrischen Bändereisenerze, die in den genannten Hüttenwerken eingesetzt werden. Bis zur Gegenwart wurden etwa 250 Mio. t Erz

abgebaut, die gegenwärtigen Reserven werden mit ca. 140 Mio. t angegeben. Im Rahmen der Exkursion werden am Erzberg verschiedene Vererzungsbilder gezeigt, die in Abhängigkeit von der Nebengesteinslithologie sehr unterschiedlich ausgeprägt sein können. Vorherrschend sind dreidimensionale, stockförmige Vererzungen mit diskordanten Nebengesteinskontakten. Davon ausgehend können gangförmige Vererzungen beobachtet werden, bei denen es sich häufig um echte querschlägige Gänge handelt, es treten aber auch konkordante Lagergänge auf. Ein weiterer, für die zeitliche Stellung der Vererzungen wichtiger Vererzungstyp sind vererzte Konglomerate (Präbichl Konglomerate) der Permotrias. Die Mineralisation betrifft auch hier stockförmige Bereiche, die in toto vererzt sind. Gelegentlich verläuft die Vererzungsfront aber auch quer durch einzelne Karbonatkomponenten (Abb. 6). Isolierte Sideritkomponenten, die vereinzelt in sonst unvererztem Konglomerat auftreten, sind nicht zu sehen. Schließlich treten auch noch Vererzungen am Kontakt zum Porphyroid auf. Entsprechend der Entfernung zum Erz-

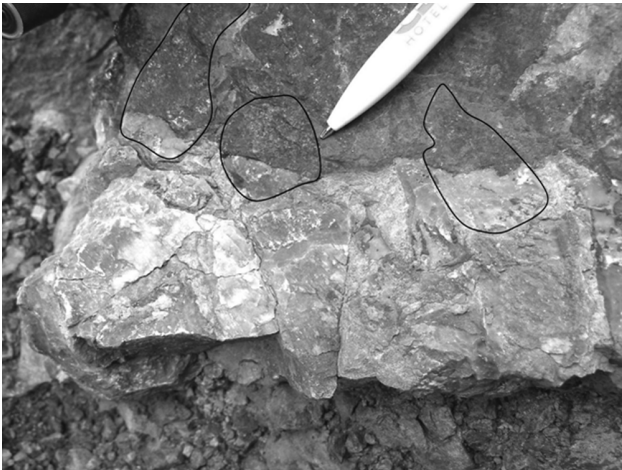


Abb. 6: Am Erzberg auftretende vererzte permische Präbichl Konglomerate, die in der oberen Bildhälfte eine komplette, Matrix und Kalkkomponenten erfassende Mineralisation zeigen, deren metasomatische Bildungsfront die nichtvererzten Kalkkomponenten der unteren Bildhälfte schneidet.

Fig. 6: Mineralized Permian Präbichl conglomerate from the Erzberg. The limestone components are only mineralized in the upper part of the picture. The sharp line cutting the non mineralized components at the bottom indicates the metasomatic front.

kontakt ist der Porphyroid in sehr unterschiedlichem Ausmaß alteriert, sodass bei erznahen Aufschlüssen der Meta-vulkanit zu einem Seriziphyllonit umgewandelt wurde. Die tektonisch mehrphasige Struktur des Erzbergs (Abb. 3) enthält, belegt durch die winkeldiskordante Überlagerung der Präbichl- und Werfen-Formation, einen variszischen Deckenbau und einen alpidischen Synklinealbau, dessen E-Teil entlang des Christopher Hauptverwurfes ca. 350 m abgeschoben ist. Die variszische Liegendeinheit enthält den spät-ordovizischen Blasseneck Porphyroid, Silur-Devon Kalke, denen nach einer Erosionsphase im Visé die Crinoidenkalkbrekzie auflagert, die direkt unter der variszischen Deckengrenze noch von der Eisenerz-Formation überlagert wird (Abb. 3-5). Die darüber folgenden Kalke gehören der variszischen Hangendeinheit an. Die metamorphe Überprägung im Bereich der Grünschiefer Fazies wurde? während der variszischen und/oder alpidischen (kretazischen) Metamorphose angelegt. Die Hangendscholle besteht ausschließlich aus unter-devonischen Kalken. Die Kalke beider variszischer Einheiten („Erzführender Kalk“) bilden auch das Wirtsgestein für die Siderit- und Ankerit-(Rohwand)Vererzungen. Ein großer nicht vererzter Kalkgesteinsbereich wird im Betrieb als „Kalkstock“ bezeichnet (STROHMAIER 2009).

Neben der Rohstoffgewinnung erfährt der Steirische Erzberg heute eine intensive zusätzliche Nutzung in vielen Bereichen als:

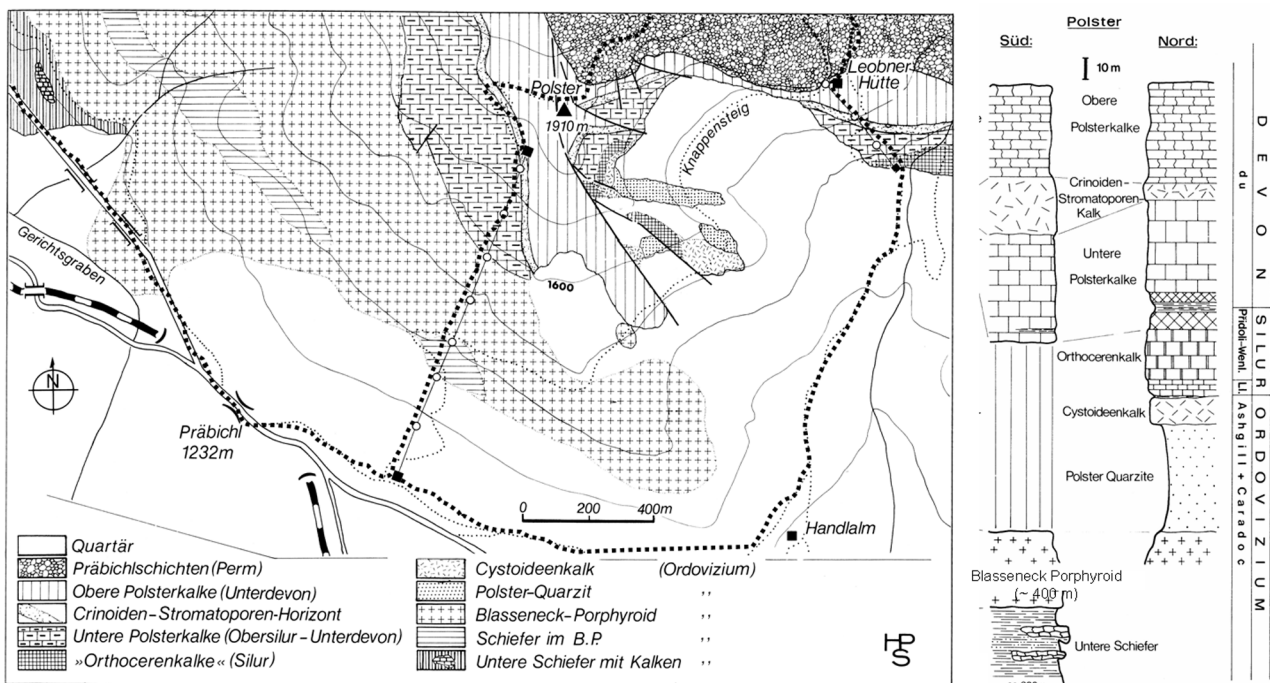


Abb. 7: (links): Geologische Karte der Norischen Decke im Bereich Präbichl-Polster (aus SCHÖNLAUB 1979). Dick punktiert die beschriebene Exkursionsroute. Rechts: Repräsentatives stratigraphisches Profil für das Exkursionsgebiet (aus SCHÖNLAUB 1979). Das Profil „Polster Süd“ entspricht dem an der Polster S-Flanke und entlang der Sessellifttrasse beschriebenen Profil. Die „Unteren Schiefer“ entsprechen den hangenden Anteilen der Gerichtsgraben-Formation.

Fig. 7: left: Geological map of the Noric nappe in the Präbichl-Polster area (from SCHÖNLAUB 1979); excursion route: bold line. right: Section „Polster Süd“ represents the described section along the trail of the chair lift. The „Untere Schiefer“ indicates the uppermost parts of the Gerichtsgraben-Formation.

- Schaubergwerksbetrieb mit jährlich ca. 50.000 Besuchern.
- Großversuchsgelände des Lehrstuhls für Bergbaukunde, Bergtechnik und Bergwirtschaft der Montanuniversität Leoben.
- Tunnelforschungszentrum ZaB (Zentrum am Berg = Forschungs- und Versuchstunnel zur Vermeidung und Bekämpfung von Tunnelbränden (VOLDERAUER et al. 2010).
- Adventure- und Eventzentrum (Erzberglauf und Northern Walking; Erzberg Rodeo etc.).
- Bohrkernlager der Geologischen Bundesanstalt am Steirischen Erzberg.

Das Bohrkernarchiv der Geologischen Bundesanstalt befindet sich am Erzberg in der ehemaligen Kompressorhalle auf der Etage „Dreikönig“. In der Halle mit einem Rauminhalt von 2471 m³ sind derzeit 5103 Kernkisten mit Kernstrecken von 372 Bohrungen (aus acht Bundesländern sowie drei Bohrungen des Auslandes) gelagert.

Die gelagerten Bohrkernkerne wurden größtenteils von Fachleuten aufgrund ihrer wissenschaftlichen und häufig auch volkswirtschaftlichen Bedeutung ausgewählt. Viele dieser Kernstrecken wurden bislang nur für bestimmte Zwecke und mit teilweise eingeschränkter Methodik untersucht. Sie sind im Bohrkernarchiv für weitergehende wissenschaftliche Untersuchungen leicht zugänglich.

Die auf der Homepage der Geologischen Bundesanstalt www.geologie.ac.at in der Rubrik GBA-ONLINE allgemein verfügbare Webapplikation-Datenbank zum Bohrkernlager der Geologischen Bundesanstalt zeigt die Bohrlokalitäten aller im Kernlager archivierten österreichischen Bohrungen. Darüber hinaus können auch Metadaten der jeweiligen Bohrungen abgerufen werden.

Alle Datensätze, zu denen auf der genannten Website ausgewählte Metainformationen zu finden sind, werden von der Geologischen Bundesanstalt (A-1030 Wien, Neulinggasse 38, www.geologie.ac.at) verwaltet. Da bei der Verwendung und Interpretation dieser Datensätze jeweils unterschiedliche Randbedingungen zu beachten sind, wird bei Anfragen die Vorgangsweise im Einzelfall festgelegt. Kontakte:

Dr. Stjepan CORIC; Fachabteilung Sedimentgeologie;
e-mail: stjepan.coric@geologie.ac.at
Tel.: + 43 - 1 - 7125674 - 235

Dr. Hans-Georg KRENMAYR; Hauptabteilung Geologische Landesaufnahme; e-mail: hg.krenmayr@geologie.ac.at
Tel.: + 43 - 1 - 7125674 - 200

Zur Identifikation des Bohrkerns, für den nähere Informationen gewünscht werden, ist bei der Anfrage die „Interne Bohrnummer“ (laut Metadatensatz) anzugeben.

Parkplatz an der Präbichl N-Rampe

Der an der Präbichl N-Rampe liegende Parkplatz bietet einen eindrucksvollen Blick auf den Erzberg mit den ausgedehnten Haldenkörpern in den Gerichtsgraben und der mesozoischen Umrandung (Kalkalpen) der Grauwackenzone im NW und N.

Am Parkplatz sind einige typische Gesteine und Erze des Erzberges in Großblöcken ausgestellt: Siderit-Ankerit-Erz, unterdevonischer Sauberger Kalk, das bevorzugte Wirt-

gestein der Vererzungen („Erzführender Kalk“), permisches Präbichl Konglomerat mit nicht mineralisierten devonischen Kalkkomponenten in einer feinklastischen violetten Matrix und das „Steirische Kletzenbrot“, eine quartäre, aragonitisch zementierte Erzbrekzie des Erzberges.

Ordovizischer Blasseneck Porphyroid ist auf der gegenüberliegenden Straßenseite N des Parkplatzes talab in Richtung des Gsollgrabens aufgeschlossen, während auf Höhe des Parkplatzes auf der anderen Straßenseite graue Metapelite und -psammiten der Gerichtsgraben-Formation anstehen. Vorsicht im Sommer: beliebter Aufenthaltsort von Kreuzottern!

Aufschlüsse N der Straße zwischen Parkplatz und Präbichlpass

Auf der N-Seite der Präbichl N-Rampe liegen einige gute Aufschlüsse in der Gerichtsgraben-Formation mit Einschaltungen von Kalklagen (mit Conodonten der oberordovizischen *Amphorphognathoides ordovicicus* Zone; FLAJS & SCHÖNLAUB 1976). Vereinzelt PKW-Parkgelegenheiten sind auf der S-Seite der Straße vorhanden. Vorsicht beim Überqueren der Straße!

Nach der letzten Grabenüberführung folgt N der Straße bis zum Präbichlpass der über der Gerichtsgraben-Formation liegende Blasseneck Porphyroid (Abb. 7).

Trasse unter dem Polster Sessellift und Polster S-Flanke

Die S-Flanke des Polsters erschließt vom Präbichlpass (1232 m) unter der Sesselliftrasse bis zur Bergstation und darüber hinaus bis zum Polstergipfel (1910 m) folgendes Profil:

- oberordovizischer Blasseneck Porphyroid (bei ca. Sh. 1360-1400 m mit metapelitischen Einschaltungen),
- nach Störungskontakt bei ca. Sh 1580 m bis zum Polstergipfel Polsterkalke. Der graue, biodetrische Crinoiden-Stromatoporen Kalkhorizont, der innerhalb dieser unterdevonischen Bank- und Flaserkalkfolge die Unteren von den Oberen Polsterkalken trennt, tritt im Bereich der Bergstation auf (Abb. 7).

Von der Bergstation führt der Weg zum Polstergipfel durch Obere Polsterkalke, in denen vereinzelt Nester von braun anwitternden Ankerit-Mineralisationen auftreten. Im Kammbereich treten störungsbedingt erstmals Grobklastika der permischen Präbichl-Formation auf.

Polstergipfel (Sh. 1910 m)

Vom Polstergipfel (situiert in hellen rosa-violetten Flaser- und Bankkalke der höher unterdevonischen Oberen Polsterkalke) Tiefblick auf den Erzberg und grandioser Rundblick, der die variszischen Einheiten der Norischen Decke und den großtektonischen Rahmen der Grauwackenzone zeigt. Im NW, N und E die Kalkalpen, im S am Ho-

izont noch das Kristallin des Gleinalmassivs (Silvretta Seckauer-System sensu SCHMID et al. 2004; Murideneinheit des Mittelostalpinen Kristallins sensu TOLLMANN 1977). Bei guten Witterungsbedingungen ist im S sogar noch der Schöckel des Grazer Paläozoikums sichtbar.

Erklärbar ist auch die Situation der jüngeren Eiszeit. Im Würm waren im Gesäuse, den Eisenerzer Alpen und Hochschwab Lokalglaciers entwickelt, die von den Plateaus mit ihren Zungen bis in die Talböden reichten. In der Rißzeit erfüllte ein verzweigtes Eisstromnetz die Talungen der Enns, des Erz-, Gams- und Lassingbaches und der Salza (van HUSEN 2009, van HUSEN in BRYDA et al. 2009).

NE-Kamm Polstergipfel-Hirscheeggattel

Im vom Polstergipfel nach NE verlaufenden Grat folgt devonischen Kalken nach Störungskontakt die Präbichl-Formation. Nach Kalkbrekzien und einigen Quarzkonglomeratlinsen treten am Grat hauptsächlich violette Silt-/Sandsteine und Schiefer der höchsten Anteile der Präbichl-Formation auf. Im Bereich des Hirscheegg Sattels folgen Schiefer der Werfener-Formation (SOMMER 1972). Inwieweit hier ein kontinuierlicher oder gestörter Kontakt besteht ist unklar.

Blick vom Polster NE-Kamm auf Reste einer Augensteinlandschaft im NE-Bereich der Leobner Mauer (G.B.)

Im Bereich des Ochsenbodens (1760 m Sh) NO der Leobner Mauer trifft man entlang des Wanderweges auf zahlreiche eckige und gerundete, teilweise verkittete Komponenten aus violetter Werfener Schiefer. Dabei handelt es sich jedoch nicht um ein schlecht aufgeschlossenes Vorkommen anstehender Werfener Schichten wie in der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich - Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz 1:75000 (SPENGLER & STINY 1926) - eingetragen, sondern um Reste von Flusskiesen mit nur geringer Transportweite. Diese wurden vermutlich ab dem oberen Oligozän bis in das Miozän als Teil der Augenstein-Formation abgelagert.

Der kurze NW-SO streichende Taleinschnitt zwischen Leobner Mauer und Lamingegg kann daher als ein von der Erosion verschonter Rest eines ursprünglich viel längeren Paläo-Tales interpretiert werden. Siehe auch Lehrpfadtafel am Weg.

Kalkalpen Panorama am Hirscheeggattel (G.B.)

Die überwiegend mesozoischen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen bilden mit ihren steil aufragenden Wänden den markanten morphologischen Rahmen des Paläozoikums der Norischen Decke um Eisenerz.

Die kalkalpine Schichtfolge dieser Region besteht aus einem mindestens 1200 m mächtigen Paket, das die Norische Decke entlang einer basalen Schubfläche tektonisch überlagert und zur Mürzalpen Decke (KRISTAN-TOLLMANN

& TOLLMANN 1962) gestellt wird. Ihre stratigraphische Reichweite erstreckt sich vom Perm (Gips, Haselgebirge) bis in die Obertrias (Dachsteinkalk der Kaltmauer, Nor). Die Schichtfolge der Mürzalpen Decke setzt über der basalen Schubfläche mit einer, entlang der Basis in einzelnen Scherkörpern unvollständig erhaltenen, Salinarabfolge aus Gips und Haselgebirge ein. Diese Scherkörper mit permischem Gips sind oft auch die einzige Möglichkeit, den Verlauf der Deckengrenze im Gelände festzumachen. Die Deckengrenze zwischen der juvavischen Mürzalpen Decke und der unterlagernden, tirolischen Norischen Decke verläuft daher nördlich Eisenerz innerhalb der untertriadischen Werfener Schichten und steigt gegen Süden, im Bereich der Griesmauer und des Trenchtling, bis an die Basis des ladinischen Wettersteinkalkes empor.

Über der Schubfläche folgen die meist violett gefärbten Silt- und Sandsteine der Werfener Schichten, die in ihrem obersten Abschnitt in die Werfener Kalke übergehen. Diese können jedoch nicht überall nachgewiesen werden, weil sie entweder tektonisch reduziert oder vielleicht auch bereits in der Trias teilweise erodiert wurden. An der Ostflanke des Kaiserschild erreichen sie mit 120 m eine ungewöhnlich große Mächtigkeit und sind dort besonders fossilreich ausgebildet. Für die Gesamtmächtigkeit der Werfener Schichten der Mürzalpen Decke im Raum N Eisenerz kann ein Betrag von mindestens 200 m angenommen werden.

Im Hangenden werden die Werfener Kalke von der Gutenstein-Formation (Anisium/Aegeum?- bis unteres Pelson) überlagert. Diese erreicht eine Mächtigkeit von durchschnittlich 100 m und ist meist als dunkles Band im bereits steileren Gelände unterhalb der Felswände des Kaiserschild und der Wände zwischen der Seemauer (oberhalb des Leopoldsteiner Sees) im W und der Gsollmauer - Frauenmauer im Osten zu erkennen. Lithologisch handelt es sich entweder um kalkige, schwarze bis graue Dolominiten (teilweise als Algenlaminiten erkennbar), die in intraformationelle Brekzien übergehen können, oder um schwarze, dolomitische mitunter auch kieselige Kalke. Der Ablagerungsraum der Gutenstein-Formation liegt im Flachwasser bis Supratidal.

Im Hangenden werden die dunklen Dolomitolaminiten der Gutenstein-Formation von den hellen und dickbankigen Kalken der Steinalm-Formation (Anisium/Pelson) abgelöst. Die untersten Meter der Steinalm-Formation sind noch dunkelgrau - danach ist das Gestein überwiegend hellgrau gefärbt, die Bankmächtigkeiten (grobbankig) liegen jedoch bereits deutlich über denen der Gutenstein-Formation (dünn-mittelbankig). Die Fazies wird von Onkoidkalken (im Kern häufig Cyanophyceen oder Grünalgen), Foraminiferen-reichen Mud- bis Grainstones, die teilweise mit dolomitischen Algenlaminiten wechsellagern, dominiert. Die Ablagerungsbedingungen wechselten von offen lagunär bis supratidal.

Zwischen dem Kaiserschild im Westen und bis zu einer ca. 900 m östlich des Gehartsbach Sattels verlaufenden Störung geht der Steinalmkalk ohne deutlich erkennbare Unterbrechung in den gleichartig ausgebildeten lagunären Wettersteinkalk des Ladin über. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit sind die beiden Formationen nur mit Hilfe von biostratigraphischen Daten (Dasycladales,

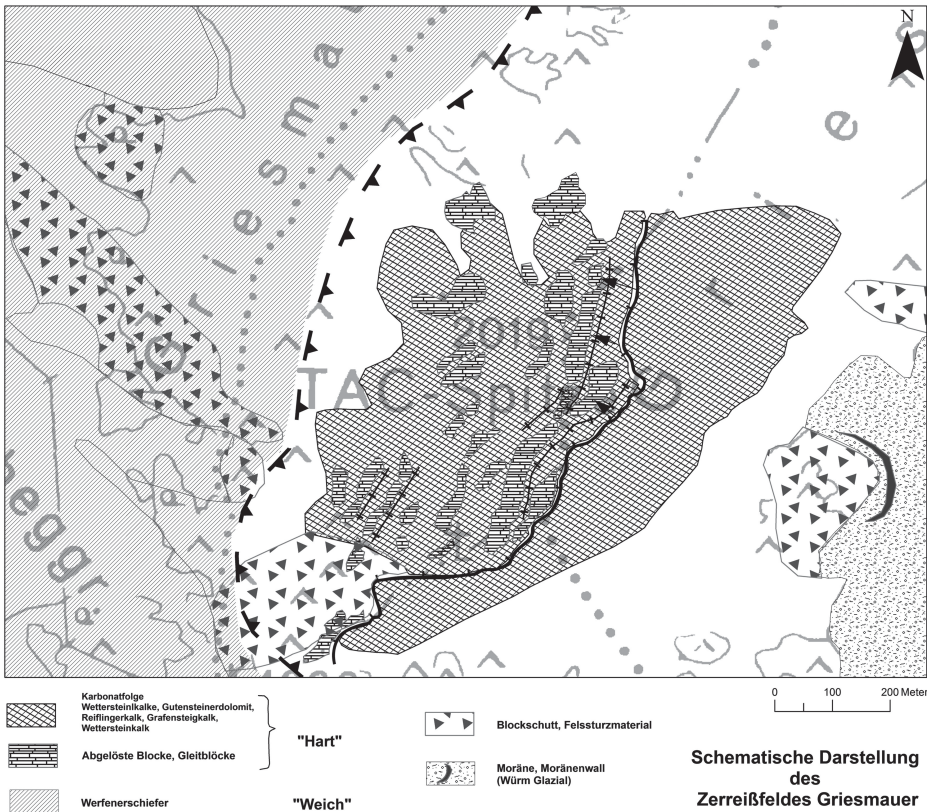


Abb. 8: Die Massenbewegung im unteren Teil der TAC- Spitze, N des Hirschegg Sattels.

Fig. 8: Mass movement at the bottom of the TAC-Spitze, N Hirschegg pass.

Foraminiferen) unterscheidbar und werden daher meist unter dem Begriff Steinalm-Wettersteinkalk zusammengefasst (TOLLMANN 1976: 105-106). Beide Einheiten bauen gemeinsam den überwiegenden Teil der kalkalpinen Bergstöcke im Raum Eisenerz auf und erreichen dort bis zu 1000 m Mächtigkeit.

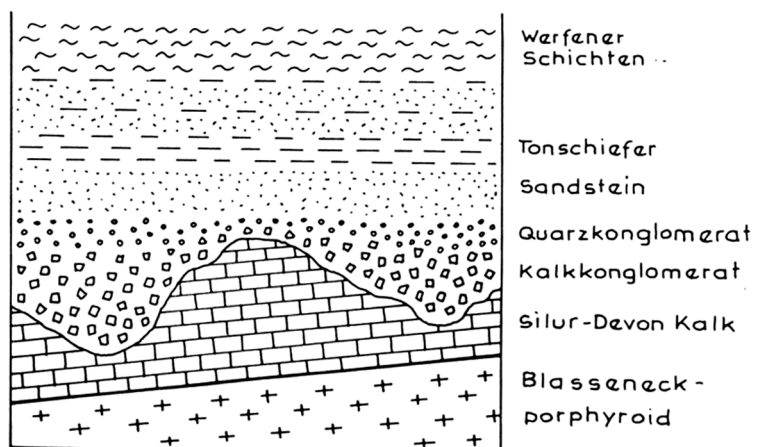
Am Steig von Münichtal auf den Kaiserschild konnten unterhalb der Sandgrube, im Grenzbereich der Steinalm-Formation zum lagunären Wettersteinkalk, Einschaltungen bunter Kalke nachgewiesen werden. Ein weiterer Aufschluss mit vergleichbaren Kalken befindet sich in der basalen Steinalm-Formation im Gehartsbach Graben am Fuß des Pfaffenstein bei 940 m Seehöhe (BRYDA 2001: 224). Auch im Schutt unterhalb der Felswände im Steinalm-Wettersteinkalk konnten an mehreren Stellen Lesesteine mit bunten, Crinoiden führenden Kalken aufgesammelt

werden. Spärlich vorhandene Conodonten ergaben ein Pelson Alter der Kalke, bei denen es sich vermutlich um den Rest eines Beckensedimentes, das im Rahmen der Reiflinger Wende im obersten Pelson auf dem Steinalkalk abgelagert wurde, handeln muss (PAVLIK 2000: 15). Warum diese Kalke innerhalb der Wettersteinkalk Plattform nur mehr als Spaltenfüllung nachgewiesen werden können, und die Steinalm-Formation scheinbar ohne Hiatus in den lagunären Wettersteinkalk übergeht, konnte bisher nicht geklärt werden.

Das Gebiet östlich der Störung, nahe des Gehartsbach Sattels, besitzt nur bis in das Niveau der Steinalm-Formation einen der Situation im Westen vergleichbaren geologischen Aufbau. Die Steinalm-Formation selbst ist teilweise nur geringmächtig entwickelt, oder aber durch erosive Prozesse bereits im unteren Ladin teilweise entfernt worden.

Abb. 9: Schematisches stratigraphisches Profil für das Exkursionsgebiet am Polster mit Annahme eines kontinuierlichen Überganges der Präbichl-Formation in die Werfen-Formation (aus SOMMER 1972).

Fig. 9: Schematic stratigraphic section of the excursion area at Polster Mt. with the suggestion of a continuous succession from the Präbichl-Formation to the Werfen Formation (SOMMER 1972).



Im Hangenden wird sie von dünn-mittelbankigen Beckensedimenten überlagert, die in ihren jüngeren Abschnitten mit Riffschutt und Riffsedimenten der ladinischen bis unterkarnischen Wettersteinkalk Plattform verzahnen.

Am Steig von der „Hinteren Gsoll“ durch das Karl bis zum Bärenlohssattel trifft man nach Verlassen des vom Hangschutt bedeckten, unteren Hangabschnittes zuerst auf dunkle Laminite der Gutenstein-Formation, die am Wandfuß der Frauenmuer durch den helle, massig wirkenden Kalk der Steinalm-Formation überlagert wird. Unmittelbar am Steig folgen über Gutenstein-Formation bunte Kalke der Sonnschien-Formation (BRYDA 2009), die nach wenigen Metern in den dunklen Bankkalk der Grafensteig-Formation übergehen. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN, Univ. Wien) aus der Sonnschien-Formation konnte über eine Fauna mit *Gladigondolella* ME (HUCKRIEDE), *Neogondolella pseudolonga* (KOVACS, KOZUR & MIETTO), *Paragondolella excelsa* (MOSHER) in den Bereich des mittleren bis oberen Illys eingestuft werden. Conodonten (det. L. KRYSZYN, Univ. Wien) aus der basalen Grafensteig-Formation erlaubten mit *Gladigondolella tethydis* + Me (HUCKRIEDE) und *Paragondolella trammeri* (KOZUR) eine Einstufung in den Zeitraum oberes Illyr bis oberes Langobard.

Der allodapische Kalk der Grafensteig-Formation verzahnt unterhalb Bärenkarlkogel mit hellen Schuttkalken, die im Ladin von der Wettersteinkalk Plattform in das Becken geschüttet wurden.

Dieser Aufbau - basale Gutenstein-Steinalm Entwicklung und darüber lagernde, deutlich besser gebankte Beckensedimente - ist auch innerhalb der Gsollmuer, unmittelbar westlich der Frauenmuer besonders gut zu erkennen.

Die Massenbewegung unterhalb des TAC-Spitz (A.K. & G.B.)

Die Griesmuer (N Hirschegg Sattel) wird aus gebanktem Wettersteinkalk in Hangfazies aufgebaut, der im Liegenden mit Grafensteigkalk verzahnt. Der gesamte Bereich wird von zahlreichen Störungen durchzogen, die überwiegend NNW-SSO und SW-NO streichen. Durch die Störungen begünstigt, setzt im Bereich der NW-Flanke der Griesmuer eine initiale Bergzerreißung an, die als breite, schutterfüllte Gasse sichtbar ist. Die Abrisskante verläuft oberhalb des Wanderweges vom Hirscheggsattel zum TAC-Spitz und Griesmuerkogel. Diese trennt den quasi stabilen Ostteil der Griesmuer mit ihrem Gipfelgrat von der abgesetzten Masse entlang der NW-Flanke vollständig ab.

Der obere Bereich der Massenbewegung besteht aus turmartigen, noch im Verband erhaltenen, großen Felsteilen. Als Folge des Abdriftens sind diese ihrerseits wiederum an bis zu 10er m breiten Bergzerreißungen voneinander getrennt.

Der untere Bereich besteht aus großen, teilweise gekippten Gleitblöcken, die von einer mächtigen Schuttschürze umgeben sind.

Die gravitative Zerlegung der Griesmuer kann als Folge einer typischen „Hart auf Weich“-Situation i. S. v. POISEL & EPPENSTEINER (1988) interpretiert werden, bei der sprö-

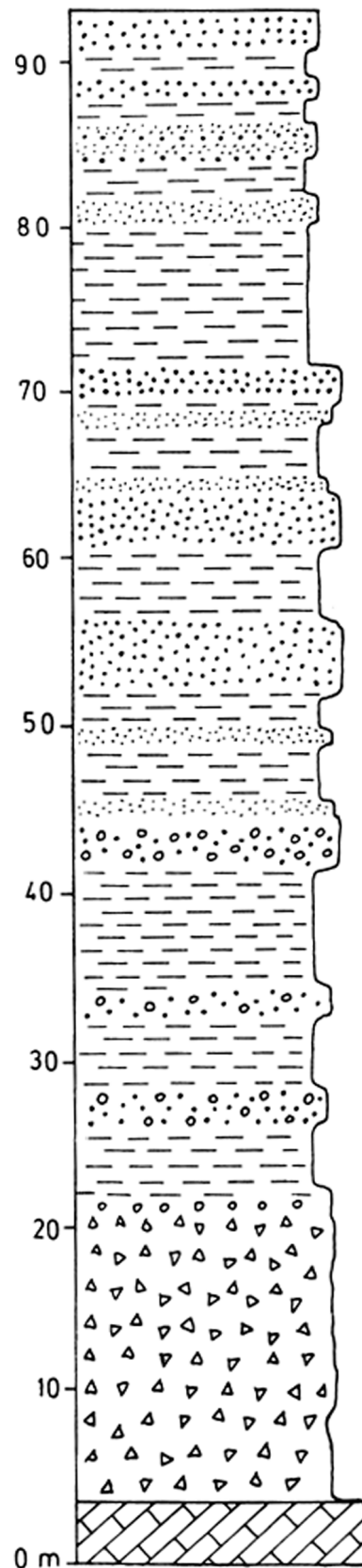


Abb. 10: Säulenprofil der Präbichl-Formation an der Typuslokalität. Legende zur Lithologie siehe Abb. 9.

Fig. 10: Columnar section of the Präbichl Fm. at the type locality. Legend for the lithology see Fig. 9.

de Gesteinsformationen (Wettersteinkalk) einem duktilen Sockel (Werfener Schichten) auflagern (Abb. 8). Als weiterer Faktor sind Lösungsprozesse in Gips- und Haselgebirgskörpern, die sich im Liegenden des Wettersteinkalkes befinden, mit zu berücksichtigen. Da jedoch keine Messungen über die kinematische Entwicklung des Bergzerreißungsprozesses vorliegen und Erkenntnisse über externe Einflussfaktoren (Niederschläge, Schneeschmelze, Frostwirkung) fehlen, ist es schwierig auf den Versagensmechanismus zu schließen. Ausgehend von der Beurteilung des Gesamtbildes der geomechanischen Situation im Gebiet Griesmauer-Heuschlagmauer-Trenchtling ist eine Kombination der beiden erwähnten Prozesse als treibende Kraft wahrscheinlich.

Leobner Hütte

In Bereich der Leobner Hütte, eines ehemaligen Knappenhauses aus der Zeit des Erzabbaues bis knapp vor Wende des 18. und 19. Jahrhunderts, liegen basale Kalkbrekzien der Präbichl-Formation über steilstehenden Oberen Polsterkalken. W der Schutzhütte sind in Kleinaufschlüssen Details der Winkeldiskordanz und des mit Kalkbrekzien verfüllten Karstreliefs zu beobachten.

Die Kalkbrekzie inkludiert metasomatische bis 10er m im Durchmesser messende stockförmige Fe-Vererzungskörper, für deren Bildung zum Erzberg vergleichbare Bildungsprozesse postuliert werden. Feldbefunde für eine postpermische metasomatische Vererzung sind das Fehlen von Erzkomponenten in den die Vererzungskörper umschließenden nicht vererzten Brekzien, Erzkörper, in denen die Kalkkomponenten und Brekzienmatrix einheitlich vererzt sind und das wolkige laterale Verzahnen mineralisierter und nicht mineralisierter Partien.

Knappensteig im Polsterkar W der Leobner Hütte

Lokalität der klassischen variszischen Diskordanz mit den grobklastischen Basiskonglomeraten der Präbichl-Formation, die winkeldiskordant über einem Erosionsrelief steilstehende und isoklinal verfaltete Obere Polsterkalke überlagern. Zu beachten sind auch kleine Stücke metasomatischer Fe-Mineralisationen, die in den devonischen Kalken unter der Diskordanz auftraten.

Fußweg unter Materiallift Leobner Hütte-Handlalm

Beim Abstieg von der Leobner Hütte in den Handlgraben werden (von oben nach unten) nach Oberen Polsterkalken und dem geringmächtigen Crinoiden-Stromatoporen Horizont Untere Polsterkalke und silurische Orthocerenkalke erreicht. Innerhalb der buntgefärbten (grauen-rötlich-violetten) Unteren Polsterkalke befinden sich auch Einschaltungen von Rohwand und grünlichen/violetten Schiefnern (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976).

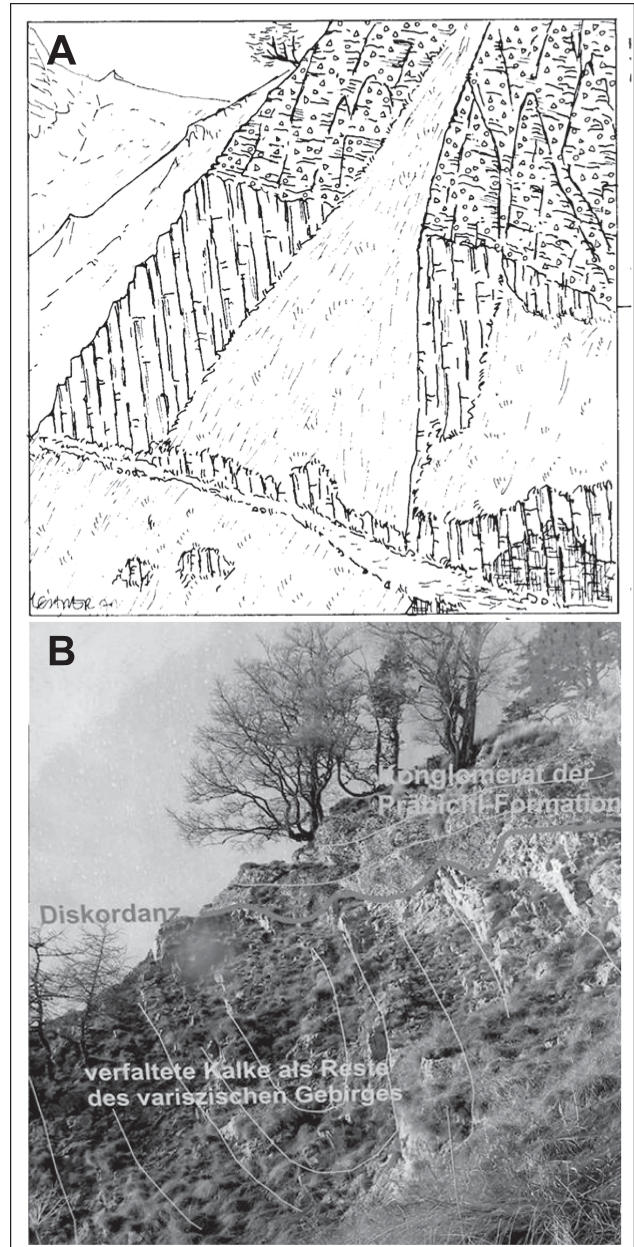


Abb. 11: Die variszische Diskordanz am Knappensteig W der Leobner Hütte. **A:** Flach NW-fallende Kalkkonglomerate der Präbichl-Formation über steilstehenden Kalken der Oberen Polsterkalke (Zeichnung aus SOMMER 1972). **B:** Foto einer Erläuterungstafel des Geo-Trail nach einer Detailbearbeitung von NEUBAUER (1989): Synklinale isoklinale variszische Verfaltung der Oberen Polsterkalke, die winkeldiskordant von Konglomeraten der Präbichl-Formation überlagert werden.

Fig. 11: Variscan unconformity at the miners' trail W of the Leobner Hütte. **A:** shallow NW dipping limestone breccia at the base of the Permian Präbichl Formation above steeply layered Devonian limestone. **B:** isoclinal synclinal folded Devonian limestone unconformably covered by basal limestone breccia of the Permian Präbichl Formation (foto of a field explanation table along the Geo-Trail; according to NEUBAUER 1989).

Weg Handlgraben - Präbichlpass

Entlang des Weges im Handlgraben stehen dunkelgraue, grobgebantete Kalke an, die neben Echinodermenschutt auch Orthocerenreste enthalten. Das Profil entlang des Forstweges ist stark abgesucht, im Bachbett und am östlichen Bachufer sind aber Orthocerenquerschnitte im Anstehenden beobachtbar (SCHÖNLAUB in BRYDA et al. 2009). Die Orthocerenkalke der Handlalm (FLAJS 1967) führen Condontenfaunen der siluricus-Zone (Ludlow).

Beim Rückweg zum Präbichlpaß werden N der unteren Handlalm schließlich auch noch die Blasseneck Porphyroide gequert, bis die Straße in WNW Richtung wieder zum Pass zurückführt.

In der Würmeiszeit war der Talkessel SE des Präbichls durch einen Gletscher erfüllt, der aus dem Karbereich des Grübels am Eisenerzer Reichenstein gespeist wurde und sich im Bereich der Handlalm mit einem Eisstrom aus dem Polsterkar vereinte. Abgegrenzt wird dieses Gletschergebiet u.a. durch Moränen bei der Lannerhütte und N des Bahnhofs am Präbichl und die Endmoräne bei St. Laurenti NW Vordernberg (van HUSEN 2009).

Literatur

- BERAN, A. (1975): Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. - *Mineralogy and Petrology*, **22**: 250-265, Wien.
- BERAN, A. & THALMANN, F. (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg - ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. - *TMPM*, **25**: 287-303, Wien.
- BELOCKY, R. (1992): Regional vergleichende Untersuchung lagerstättenbildender Fluide in den Ostalpen als Hinweis auf eine mögliche metamorphe Ableitung. - PhD Thesis Univ. Braunschweig, 1-103, Braunschweig.
- BRYDA, G. (2001): Geologische Kartierung im Hochschwabgebiet - Entscheidungshilfe zur Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten. - (In: MANDL, G.W. (Ed.): *Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung 2001*), Wien.
- BRYDA, G. (2009): Die Geologie des Kartenblattes Eisenerz im Überblick. - (In: BRYDA, G. (Ed.): *Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung Leoben 2009*), 11-17, Wien.
- BRYDA, G., MOSER, M., KREUSS, O., PAVLIK, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz. - (In: BRYDA, G. (Ed.): *Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung Leoben, 2009*), 18-69, Wien.
- BRYDA, G., HUSEN, VAN D., SCHÖNLAUB, H.P. & STROBL, E. (2009): Exkursion auf den Polster, Quartär und Hydrogeologie im Raum Eisenerz. - (In: BRYDA, G. (Ed.): *Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung Leoben, 2009*), 225-239, Wien.
- CZERMAK, F. (1931): Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberg nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Saubergerkalkes. - *Jb. Geol. B.-A.*, **81**: 97-110, Wien.
- EBNER, F. (1991): Circummediterranean Carboniferous preflysch sedimentation. - *Giron. Geol.*, **53**: 197-208, Bologna.
- EBNER, F. (1997): Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe. - (In: WEBER, L. (Ed.) 1997: *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*), Arch. Lagerst.forsch. *Geol. B.-A.*, **19**: 49-229, Wien.
- EBNER, F. (2010): Graywacke Zone. - (In: PILLER, W. (2010): *Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Österreich*), in Vorbereitung.
- EBNER, F., CERNY, I., EICHHORN, R., GÖTZINGER, M., PAAR, W., PROCHASKA, W. & WEBER, L. (2000): Mineral resources in the Eastern Alps and Adjoining Areas. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**: 157-184, Wien.
- EBNER, F., MALI, H. & OFNER, L. (2000): Lagerstättenkundliche Dokumentatioin des Paradeisstollens im Kupferrevier Hinterradmer/Johnsbachtal. - Unveröff. Ber. VALL- Projekt Nr. **108/98**: 1-36, Leoben.
- EBNER, F., VOZAROVA, A., KOVACS, S., KRÄUTNER, H.-G., KRSTIC, B., SZEDERKENYI, T., JAMICIC, D., BALEN, D., BELAK, M. & TRAJANOVA, M. (2008): Devonian-Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region. - *Geologica Carpathica*, **59**: 159-195, Bratislava.
- FLAJS, G. (1967): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **59** (1966): 157-212, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**: 257-303, Wien.
- FROITZHEIM, N., PLASIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. - (In: MC CANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe. Vol. 2. Mesozoic and Cenozoic*), 1141-1232, (Geological Society) London.
- GASSER, T., GUSTERHUBER, J., KRISCHE, O., PUHR, B., SCHEUCHER, L., WAGNER, T. & STÜWE, K. (2009): Geology of Styria. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **139**: 5-36, Graz.
- HAMMER, W. (1924): Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. - *Jb. Geol. B.-A.* **74**: 1-34, Wien.
- HEINISCH, H. (1981): Der ordovicische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. - *Jb. Geol. B.-A.*, **124**: 1-109, Wien.
- HERITSCH, F. (1908): Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Ober-Steiermark. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **45**: 20-23, Graz.
- HERITSCH, F. (1927): Caradoc im Gebiet von Eisenerz in Obersteiermark. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1927**: 66-68, Wien.
- HERITSCH, F. (1931): Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. - *Jb. Geol. B.-A.*, **81**: 11-142, Wien.
- HOLZER, H. (1980): Mineralische Rohstoffe und Energieträger - Erze. - (In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*), 531-542, (Geol. B.-A., Springer) Wien.
- HUSEN van, D. (2009): Zusammenfassender Überblick über die quartäre Entwicklung um das westliche Hochschwab-Massiv (Blatt 101 Eisenerz). - (In: BRYDA, G. (Ed.): *Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung Leoben 2009*), 106-117, Wien.
- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H. (1922): Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **15**: 262-266, Wien.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Alluviale Schuttfächersedimente im ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **1985/78**: 231-249, Wien.
- KRISTAN-TOLLMAN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürzpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I.*, **171**: 7-39, Wien.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and its Palaeotectonic Significance. - (In: RAUMER, J.F. v & NEUBAUER, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*), 441-455, (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- NEUBAUER, F. (1989): Late Variscan Structures of the Eastern Greywacke Zone Eastern Alps. - *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1989/7**: 425-432, Stuttgart.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **86**: 61-74, Wien.
- OFNER, L. (2002): Charakteristik der Kupfermineralisationen im Raum Eisenerz - Radmer - Johnsbach (Grauwackenzone/Steiermark).

- emark). - Unveröff. Dipl. Arbeit Montanuniversität, (Lehrstuhl für Geologie/Lagerstättenlehre), Leoben.
- PALINKAS, L., BOROJEVIC, A.L., STRMIC, S., PROCHASKA, W. & SPANGENBERG, J. (2003): Siderite-hematite-barite-polysulfide mineral deposits, related to the Early intra-continental Tethyan rifting, Inner Dinarides. - (In: ELIOPOULOS, D.G. et al. (Ed.): Mineral Exploration and Sustainable Development), Vol. **II**: 1225-1228, (Millpress) Rotterdam.
- PAVLIK, W. (2000): Endbericht 2000 zu Forschungsprojekt Wa 4a/F1998 & StA 028n. - Geologische Bundesanstalt TRF, Wien.
- PILLER, W. et al. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). - ÖAW, Komm. paläont. strat. Erforschung Österreichs, Wien.
- POHL, W. & BELOCKY, R. (1994): Alpidic metamorphic fluids and metallogenesis in the Eastern Alps. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **86**: 141-152, Wien.
- POHL, W. & BELOCKY, R. (1999): Metamorphism and metallogeny in the Eastern Alps. - Mineralium Deposita, **24**: 614-629, Berlin-Heidelberg.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. - Felsbau, **6**: 189-194.
- PROCHASKA, W., KAISER, C. & KRUPENIN, M. (2003): How inclusion fluid chemistry can help in understanding mineral deposits - Examples from magnesite and siderite deposits in the Southern Urals. - Int. Conf. of Mineralization in Precambrian Terranes & UNESCO/IUGS IGCP 443 Annual Meeting and Field Correlation, Abstr. Vol.: 1-5, Nanjing.
- PROCHASKA, W., SAMI, L., HADDOUCHE, O., KOLLI, O., BOUTALEB, A. & LAOUAR, R. (2007): Investigations on the Chemistry of Mineralizing Fluids of Vein Type Mineralizations Related to the Diapiric Zone in Northern Algeria. - (In: ANDREW et al. (Eds.): Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Dublin, Ireland, 20th - 23rd Aug. 2007), Vol. **II**: 1323-1326, IAEG.
- PROCHASKA, W. & HENJES-KUNST, F. (2009): Genese der Siderit-Vererzungen der östlichen Grauwackenzone - aktueller Stand der Forschung. - (In: BRYDA, G. (Ed.): Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung Leoben 2009), 153-169, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - Eclogae Geol. Helv., **97**: 93-117, Bern.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen. - Abh. Geol. B.-A., **33**: 5-124, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerz Alpen (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **124**: 361-423, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FLAIS, G. & THALMANN, F. (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). - Jb. Geol. B.-A., **123**: 169-229, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps. - (In: RAUMER, J.F. v & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps), 395-422, (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- SCHULZ, O., VAVTAR, F. & DIEBER, K. (1997): Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: eine geowissenschaftliche Studie mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung. - Arch. Lagerst. Forsch. Geol. B.-A., **1997**: 65-178, Wien.
- SCHOUPPÉ, A. von (1950): Archaeocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Ostalpen. - N. Jb. Mineral. etc. Abh., **91B**: 193-232, Stuttgart.
- SOMMER, D. (1972): Die Präbichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). - Verh. Geol. B.A., **1972**: 119-122, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 4954, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. - Geol. B.-A., Wien.
- SPELRL, G., UNTERWEISSACHER, T., EBNER, F., MALI, H. & OFNER, L. (2010): Steirische Eisenstrasse - Montanhistorische Exkursion. 2. Zur Geologie des Paradeisstollens in der Hinterradmer. - Journal Alpine Geology, **53**: 1-8, Wien.
- STATTEGGER, K. (1980): Sedimentologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich). - Verh. Geol. B.-A., **1980**: 333-363, Wien.
- STROHMAIER, B. (2009): Der Kalkstock in der Sideritlagerstätte des Steirischen Erzberges. - Masterarbeit, Montanuniversität, (Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre), 1-147, Leoben.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums - Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Die Geologie von Österreich, Bd. 1. Die Zentralalpen. - 1-765, (Deuticke) Wien.
- STUR, D. (1865): Vorkommen oberilurischer Petrefacte am Erzberg von Eisenerz. - Jb. Geol. R.-A., **15**: 267-277, Wien.
- STUR, D. (1866): Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. - Jb. Geol. R.-A., **16**: 137-138, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. - 1-654, Graz.
- VACEK, M. (1903): Der steirische Erzberg. - Exk. Führer 9. Int. Geol. Kongreß, **27**: 1-27, Wien.
- VOLDERAUER, C., LASSNIG, K. & GALLER, R. (2010): Geologie und Geomechanik für das geplante Forschungszentrum Research@ZaB (Zentrum am Berg) am Steirischen Erzberg. - Journal of Alpine Geology, **52**: 247-248 Wien.
- WEBER, L. (1997): Metallogenetische Karte von Österreich (1:500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. - Arch. Lagerst. Forsch. Geol. B.-A., **19**: 1-607.
- WEBER, L., ZSAK, G., REICHL, C. & SCHATZ, M. (2010): World Mining Data, 2010/**25**: 1-307, (bmwfj)Vienna.