

6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)

(G. BRYDA, H.P. SCHÖNLAUB, M. MOSER, O. KREUSS, W. PAVLIK, M. WAGREICH,
V. KUKAL & D. VAN HUSEN)

6.1. Oberostalpin

6.1.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem

**Norische Decke (variszische Wildfeld- und Reiting-Teildecke,
Eisenerzer Schuppenzone, Norische Decke s. str. =
Nord(rahmen)zone)**

150 Gerichtsgraben-Gruppe (Oberordovizium und älter)

151 Kalkeinschaltungen darin

Typlokalität: Beide Talflanken des Gerichtsgrabens nordwestlich des Präbichl-passes am Ostfuß des Steirischen Erzberges (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262; vgl. PILLER, 2013: 17).

Lithologie: Die Gesteine im Liegenden des Blasseneckporphyroides (**148**) im Eisenerzer Raum werden als „Gerichtsgraben-Gruppe“ zusammengefasst. Es handelt sich um eintönige graue bis hellgraue Serizitschiefer und -quarzite sowie Arkoseschiefer mit Einlagerungen von Chloritquarziten, weiters um graue, häufig feingefaltete Schiefer mit phyllitischem Habitus, plattige Streuglimmer führende Sandsteine mit Übergängen in Schiefer sowie untergeordnet Grauwacken und schwarze, kohlenstoffreiche Schiefer mit Einschaltungen mehrerer Karbonatkörper.

Entlang der Straße vom Präbichl (1.226 m) nach Eisenerz konnten folgende Gesteine unterschieden werden:

1. Graue, phyllitische, häufig feingefaltete Siltschiefer (früher: „feinschichtige Grauwackenschiefer“).
2. Streuglimmer führende, plattige Sandsteine mit Übergängen in sandige Schiefer.
3. Grauwacken mit teilweiser Gradierung.
4. Dunkelgraue bis schwarze, z.T. quarzitische Schiefer und Glanzschiefer in Lagen von max. 10 m innerhalb der phyllitischen Schiefer (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262; SCHÖNLAUB, 1982: 375–378).

Stratigraphie: Untergrenze? (SCHÖNLAUB, 1982: 378) bis ältester Abschnitt der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262–269).

Vorkommen und Mächtigkeit: Außer im Gerichtsgraben (Mächtigkeit von bis zu 300 m) sind die Gesteine innerhalb der Schuppenzone auf der Plattenalm und im Tullbach-Graben südwestlich Eisenerz sowie im Krumpental westlich des Ramsaubaches aufgeschlossen. Im Tullbach-Graben treten neben schwarzen, graphitischen Kiesel-schiefern auch Sandsteine und geringmächtige Kalklinsen auf, die vom Blasseneckporphyroid überlagert werden.

148 Blasseneckporphyroid (Oberordovizium)

149 Klastika darin

Typlokalität: Blaseneck (1.969 m) 3,3 km NE Treglwang, Steiermark (PILLER, 2013: 18).

Lithologie: Der Blasseneckporphyroid ist ein meist grünlicher, überwiegend massiger, gelegentlich aber auch stark verschieferter saurer Metavulkanit. Massig ausgebildete Varianten neigen zu grobblockigem Zerfall entlang weitständiger Klüfte. Stark verschieferte Partien, schlecht aufgeschlossene Areale bedingen Staunässe und kleinere Rutschungen.

In der feinkörnigen Matrix aus Hellglimmern, Quarz und Chlorit sind mm-große Quarz- und Feldspateinsprenglinge (Albit) enthalten.

Der Blasseneckporphyroid stellt das Produkt einer Phase sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill (= Katium-Serie) dar. MOSTLER (1971: 516) spricht von Ignimbriten, die von ihrem Chemismus her vorwiegend Rhyolithe und Rhyodazite bis Dazite sind. Zudem finden sich auch Alkalirhyolithe sowie gelegentlich Andesite (HEINISCH, 1980, 1981). Aufgrund der mehrphasigen Überprägungen des Blasseneckporphyroides im Ostabschnitt der Grauwackenzone ist dieser hier nicht eindeutig als Ignimbrit erkennbar.

Stratigraphie: Oberordovizium (SCHÖNLAUB, 1982: 380). SÖLLNER et al. (1997) geben ein radiometrisches Alter von 463 ± 6 Mio. Jahren an – obere Fehlergrenze liegt innerhalb des Oberordoviziums.

Vorkommen und Mächtigkeit: Der Blasseneckporphyroid ist als Leitgestein der Grauwackenzone anzusehen. Am Polster erreicht er 400 m, im östlich gelegenen Rötzgraben über 1.000 m Mächtigkeit (SCHÖNLAUB, 1982: 378). Innerhalb der Schuppenzone tritt er in Form bis zu mehrerer hundert Meter mächtiger Züge auf. Im Bereich der Südwestflanke des Polster (1.910 m) sind dem rekristallisierten, massigen Porphyroid bis zu 40 m mächtige, graue und schmutzig grünliche Schiefer eingeschaltet (147). Diese werden als Normalsediment aufgefasst, das während einer Förderpause abgelagert wurde (SCHÖNLAUB, 1982: 379). Eine Sonderform stellt die Entwicklung am Erzberg und in seiner unmittelbaren Umgebung dar, wo eine Rhyodazit-Dazit-Vormacht mit hohen Gehalten an Fe, K und Ca. besteht. Bezeichnend ist außerdem eine Kalzium-Metasomatose mit lokal vollständigem Ersatz der silikatischen Matrix durch Karbonate (SCHÖNLAUB, 1982: 379).

147 Polsterquarzit (Oberordovizium)

Typlokalität: Südliches Polsterkar östlich Eisenerz, im Bereich des Knappensteiges (PILLER, 2013: 19).

Lithologie: Der Polsterquarzit ist ein grau bis bräunlich grau gefärbter, meist sehr kompakter, grob oder undeutlich gebankter Sandstein mit hohem Anteil an überwiegend monokristallinen, sehr gut gerundeten, undulösen Quarzkörnern. Im Kontaktbereich zum unterlagernden Porphy (148) dominieren Arenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, im Hangenden feinkörnige Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm. In der zu Serizit umgewandelten Matrix, die bis 57 % erreicht, schwimmen teilweise in der Längsachse eingeregelter, schlecht bis mittelmäßig gerundete Quarzkörner. Daneben tritt Kalifeldspat und saurer Plagioklas in geringen Mengen auf; akzessorisch auch Muskovit, Chlorit, Schwerminerale und opake Substanz (letztere bis 2,5 %). Im obersten Abschnitt geht er unter Zunahme des Karbonatgehaltes im Bindemittel innerhalb einiger Meter in den Cystoideenkalk (146) über.

Nach STATTEGGER (1980) ist das Schwermineralspektrum des Polsterquarzites einheitlich; wobei Zirkon, Turmalin und Rutil überwiegen; Epidot ist mit durchschnittlich 5 % beteiligt. Als Liefergebiet der Klastika nahm STATTEGGER (1980) einen im Norden der Grauwackenzone gelegenen Altkristallinkomplex an, dessen niedrigmetamorphe Hüllgesteine erosiv entfernt und in den Ablagerungsraum der Grauwackenzone transportiert wurden. Nach den von STATTEGGER (1980)

beschriebenen Befunden hatte der früher gebildete Blasseneckporphyroid als Schuttlieferant nur eine mäßige lokale Bedeutung.

Faziell ist der Polsterquarzit eine typische Transgressionssequenz über dem Blasseneckporphyroid (148). Die Sedimentologie der basalen Quarzarenite spricht für hochenergetische Strandsande, feinkörnige Quarzwacken und Schiefer für ein flachmarines, energieärmeres Milieu nahe dem Gezeitenbereich. Die Kalksandsteine beenden die klastische Entwicklung und leiten zu den Cystoideenkalken (146) über.

Stratigraphie: Oberordovizium (SCHÖNLAUB, 1982: 382–383; PILLER, 2013: 18).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Kar unterhalb des Polster ca. 60 bis 80 m. Weitere, geringmächtigere Vorkommen sind unterhalb „Auf der Rotschütt“ und nahe des Himmelkogels (1.628 m). Am Polsterboden westlich des Niederpolster kommen neben Sandsteinen auch graue Schiefer vor. Die über dem Blasseneckporphyroid am Grössenberg (1.454 m) auftretenden, Streuglimmer führenden Sandsteine stellt SCHÖNLAUB (1982) nur mit Vorbehalt zu den Polsterquarziten.

146 Cystoideenkalk (Oberordovizium)

Typlokalität: Polsterkar östlich Eisenerz, Profil oberhalb des Knappensteiges im südlichen bis nordwestlichen Polsterkar (PILLER, 2013: 18).

Lithologie: Die Cystoideenkalken sind hellgrau-rosa gesprenkelte, undeutlich gebankte bis schwach geflaserte, sehr reine Spatkalke. Typisch ist reichlicher Fossilschutt von Cystoideen bzw. Querschnitte vollständiger Cystoideentheken. Sie folgen entweder über dem Polsterquarzit (147) oder setzen direkt über dem „Übergangsporphyroid“ im Sinne von KERN (1927) ein. Dieser bildet einen am Erzberg im Hangenden des Blasseneckporphyroides (148) auftretenden Transgressionshorizont aus Porphyrdetritus und teilweise dolomitisiertem und vererztem Kalk. Die daraus gewonnene, kleine Conodontenfauna ist nach SCHÖNLAUB et al. (1980) trotz schlechter Erhaltung mit der aus den „typischen“ Cystoideenkalken vergleichbar.

Ein vollständiges, 13 m mächtiges Profil durch die Cystoideenkalken ist am Polster, ca. 50 m über dem Knappensteig aufgeschlossen. Von hier stammt eine individuenreiche Conodontenfauna (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 257ff.).

Stratigraphie: Oberordovizium (*Amorphognathus ordovicicus*-Zone; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 272).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die max. 15 m mächtigen Kalken wurden an folgenden Stellen nachgewiesen: Rotschütt, Pflégalm, östlicher Seitengraben des Handlgrabens, Polsterkar, Niederpolster–Krempelgraben–Winterebengraben, Erzberg (Fazies der Übergangsporphyroide), Plattenalm, Kotalm, Geissalm und am Kamm südlich des Präbichl.

145 Schwarzer Kieselschiefer (Untersilur bis älteres Obersilur)

Lithologie: Schwarze Kieselschiefer (Radiolarite), Alaunschiefer und Lydite mit vereinzelt dunklen Kalklagen im Liegenden des obersilurischen Orthocerenkalles (PILLER, 2013: 21).

Stratigraphie: Grenzbereich Llandovery/Wenlock (FLAJS, 1964, 1967).

Vorkommen und Mächtigkeit: Nach den Untersuchungen von FLAJS (1964, 1967) dominieren in der Umgebung von Eisenerz im unteren Silur schwarze Kieselschiefer und Alaunschiefer, die lokal Kalkeinschaltungen enthalten können. Die Mächtigkeit liegt, tektonisch bedingt, zwischen 50 und 80 m (SCHÖNLAUB, 1982: 387).

144 Radschiefer (Oberordovizium bis Silur)

Typlokalität: Großveitschtal, nahe Radwirt (Steiermark), vgl. PILLER, 2013: 26.

Lithologie: Die Radschiefer können im Gelände als dunkel- bis silbergraue (Serizit), teilweise grüngraue, siltig bis feinsandige, meist feingeschichtete und feingeschieferte Silt- bis Tonschiefer bzw. Phyllite angesprochen werden. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von unreinen Quarziten.

Stratigraphie: Oberordovizium bis Silur.

Vorkommen und Mächtigkeit: Das Hauptverbreitungsgebiet der Radschiefer auf Blatt Eisenerz befindet sich im hinteren Rötzgraben, wo sie direkt dem Blasseneckporphyroid (148) auflagern. Sie bilden an dieser Stelle offenbar die streichende Fortsetzung des Polsterquarzites (147). Ob sie diesen überlagern oder mit ihm verzahnen, ist unklar. Ein weiteres kleines Vorkommen befindet sich in vergleichbarer Position ca. 250 m unterhalb des Brandstein. Die Mächtigkeit beträgt maximal 20–30 m. Im Hangenden werden sie entweder vom Orthocerenkalk (143) diskordanter Präbichl-Formation (134) überlagert.

143 Orthocerenkalk (Silur)

Typlokalität: Oberer Handlgraben, ca. 1 km südöstlich des Polstergipfels, Aufschlüsse entlang des Güterweges auf die Leobner Hütte zwischen 1.380 und 1.400 m Seehöhe (PILLER, 2013: 21).

Lithologie: Die Orthocerenkalke sind dunkelgraue, einzelne rosa Lagen führende, grob gebankte, spätige Kalke mit vereinzelt Orthoceren (Fototafel 1, Abb. I). Es kommen auch gut gebankte bis plattige, graue und helle, häufig rötlich-bunt gefleckte Kalke mit zwischengelagerten schwarzen Tönhäuten vor. Teilweise zeigt die Gesteinsoberfläche ein charakteristisches „löchriges“ Aussehen, das auf die Verwitterung von Pyritnestern und Pyritkugeln zurückgeht.

In Dünnschliffen aus dem Orthocerenkalk des Handlgrabens sind im oberen Teil von Styrolithen durchsetzte, wechselnd dicht gelagerte und rekristallisierte Echinodermenschuttkalke mit örtlichen dolomitischen Nestern erkennbar. Die Matrix besteht aus Pseudosparit und ist lokal in Dolosparit umgewandelt. Als Detritus treten neben Crinoidenfragmenten Schalenbruch von Trilobiten und Cephalopoden auf. Proben aus dem tieferen Abschnitt sind als Crinoiden führende Spatkalke mit geringerem bioklastischem Anteil zu charakterisieren (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 276ff.).

Stratigraphie: Silur (*Siluricus*-Zone; FLAJS, 1964, 1967; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976).

Vorkommen und Mächtigkeit: Das beste Profil (ca. 40 m Mächtigkeit) innerhalb des Orthocerenkalkes befindet sich am Güterweg zur Leobner Hütte, unmittelbar oberhalb des Handlgrabens, zwischen Kote 1.380 und 1.400 m. Die Gesamtmächtigkeit dürfte größer sein, da das Liegende nicht aufgeschlossen ist.

Gesteine der Silur-Basis konnten bisher erst am Polster und am östlich folgenden Kamm der Rotschütt nachgewiesen werden. Es handelt sich am Polster um 0,6 m mächtige Kalksandsteine, die über den Cystoideenkalken (146) folgen und von Kalken des Llandovery bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken überlagert werden (SCHÖNLAUB, 1979: 87ff.). Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit wurden sie jedoch auf der Karte mit dem Orthocerenkalk zusammengefasst.

142 Sauberg-Kalk, bunter Flaser-Bänderkalk (Unterdevon)

141 Fe-Vererzung im Sauberg-Kalk

Typlokalität: Ehemaliger Steinbruch „Sauberg“ am oberen SSW-Gehänge des Steirischen Erzberges, ursprünglich knapp über der Etage „Zauchen“ (vgl. PILLER, 2013: 22–24).

Lithologie: Die Kalke des Unterdevon liegen als bunte Flaserkalke im Liegenden und als grob gebankte, hellrosa geflammte Kalke im Hangenden, die als Sauberg-Kalk bezeichnet werden (SCHÖNLAUB, 1979: 91), vor.

Der bunte Flaserkalk kann je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein und führt wie der kompaktere Flaserkalk häufig Tentakuliten. Teilweise enthalten die Kalke allodapische Lagen mit Bioklasten (Stromatoporen, Crinoiden), die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangten (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Aufgrund obiger Merkmale wird für den bunten Flaser-Bänderkalk und den Sauberg-Kalk ein Ablagerungsraum im Bereich eines tieferen Schelfs angenommen.

Am Polster kann diese bunte Kalkabfolge durch einen markanten Crinoiden-Stromatoporen-Horizont in zwei Schichtglieder unterteilt werden. Diese wurden von FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) und SCHÖNLAUB (1982) als Untere- und Obere Polsterkalke bezeichnet. Der „Untere Polsterkalk“ entwickelt sich als hellgrau bis rosa geflammter, ± gut gebanker Kalk mit unscharfer Grenze aus dem liegenden Orthocerenkalk (**143**). Danach folgt der ca. 10 m mächtige Crinoiden-Stromatoporen-Horizont, der aus hellen, schwach gebänderten Kalken besteht. Er enthält zahlreiche rekristallisierte und ausgewalzte Stromatoporenbruchstücke mit Größen bis zu 30 cm in grobspätiger Grundmasse aus Crinoidenbruchstücken (Fototafel 1, Abb. II). Hierbei handelt es sich um Flachwassermaterial, das durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke verfrachtet wurde (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976).

Darüber folgen die „Oberen Polsterkalke“, helle und rosa-violette Flaser- bis Bänderkalke. Sie bauen an der Südseite oberhalb der Bergstation des Sesselliftes den Gipfelbereich des Polster (1.910 m) auf. Im Liegenden treten einzelne, bis 60 cm dicke Lagen aus Crinoiden- und Stromatoporenschutt auf. Der oberste, ca. vier Meter mächtige Abschnitt am Weg unter der Leobner Hütte besteht aus grauen, spätigen Kalken.

Stratigraphie: Sauberg-Kalk: höheres Unterdevon. Untere „Polsterkalke“ am Polster: Lochkovium. Stromatoporen-Crinoiden-Horizont und Oberer Polsterkalk: Pragium (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 280ff.; SCHÖNLAUB et al., 1980; SCHÖNLAUB, 1979: 84ff., 1982: 390ff.).

Vorkommen und Mächtigkeit: Untere Polsterkalke am Polster: ca. 50 m, Stromatoporen-Horizont: ca. 10 Meter, Obere Polsterkalke: ca. 60 m (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 280–282).

139 Heller Bänderkalk der Reitingdecke (Devon ungegliedert)

140 Rötlicher Bankkalk vom Typus der Polsterkalke darin

Lithologie: Hellgraue bis weiße, stark umkristallisierte Bänderkalke bis Kalkmar-more der Reiting-Decke (SCHÖNLAUB, 1982: 390–394, 406–407).

Die innerhalb dieser an verschiedenen Stellen auftretenden hellrosa gefärbten Einschaltungen mit Anklängen an die Polsterkalke bzw. den unterdevonischen Sauberg-Kalk am Erzberg wurden auf der Karte als (**140**) „Rötlicher Bankkalk vom Typus der Polsterkalke darin“ ausgeschieden. In der „Geologischen Karte der Ei-

senerzer Alpen“ (SCHÖNLAUB, 1982) sind am Eisenerzer Reichenstein (innerhalb **140**) und oberhalb Bärenkarl (innerhalb **139**) mehrere kleinere sideritisch-ankeritische Vererzungen eingetragen, die aufgrund ihrer geringen Größe nicht in das aktuelle Kartenblatt Eisenerz übernommen wurden.

Stratigraphie: Devon (SCHÖNLAUB, 1982: 392–393).

Vorkommen und Mächtigkeit: Beide Schichtglieder sind per Definition (SCHÖNLAUB, 1982: 406–407) auf die Reiting-Decke beschränkt. Deren Hauptverbreitungsgebiet liegt südlich außerhalb des Kartenblattes, die nördlichen Anteile liegen im Bereich des Eisenerzer Reichenstein (2.165 m) und des Hackriedel. Mächtigkeit ca. 600 m.

138 Oberdevonkalk

Innerhalb der Wildfeld-Decke konnten nach SCHÖNLAUB (1982: 394) an einigen Stellen in das Oberdevon zu stellende Kalke im Verband mit älteren Kalken nachgewiesen werden, waren aber kartierungstechnisch nicht abtrennbar. Soweit bisher erkannt, handelt es sich um helle Flaser- und Crinoidenkalke, deren Mächtigkeit 10 m nicht übersteigen dürfte.

137 Kalkbrekzie (Unterkarbon)

Lithologie: Die Kalkbrekzie (vgl. PILLER, 2013: 25) plombiert ein Erosionsrelief im unterlagernden Devonkalk und besteht aus hellgrauen bis dunkelgrauen, häufig spätigen Kalkgeröllen mit Komponentengrößen bis 15 cm. Die Gerölle sind meist geplättet, dicht gepackt und innig miteinander verzahnt. In der Umgebung von Eisenerz sind einzelne Gerölle zuweilen durch einen mm-dicken, hellbräunlichen stylolithischen Lösungssaum getrennt.

Stratigraphie: Unterkarbon (SCHÖNLAUB, 1982: 395ff.).

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Erzberg, an der Forststraße auf die Donnersalpe und im Sattel südlich der Hohlsteinmauer, auf der Südseite der Ramsau an der von Galleiten nach Westen führenden Forststraße, beiderseits des Sattels zwischen Auf der Stang und Hohe Lins (SCHÖNLAUB et al., 1980: 207–208). Mächtigkeit: maximal 10 m.

135 Eisenerz-Formation (Schiefer, Sandstein; Karbon)

136 Lydit darin

Typlokalität: Steirischer Erzberg (PILLER, 2013: 26).

Lithologie: Überwiegend graue, teilweise graphitische Schiefer mit Einlagerungen von graugrünen und violetten Schiefen, sandigen Schiefen, dünnsschichtigen bis plattigen, bräunlichgrauen Sandsteinen, hellgrauen und schwarzen Lyditen sowie grauen, vielfach seidig glänzenden, kleinstückig zerbrechenden Kieselschiefen bis kieseligen Schiefen (z.B. Straße auf die Donnersalpe).

Die wiederholt in diesen Schiefen beschriebenen Porphyroide bzw. Abkömmlinge von diesen, konnten bisher nicht eindeutig als solche bewiesen werden (SCHÖNLAUB et al., 1980: 196). Insbesondere am Erzberg besteht die Vermutung, dass die in die tieferen Eisenerzer Schichten eingelagerten, geringmächtigen grünen und violetten Schiefer vulkanischer Herkunft sein könnten. Ähnliches gilt auch für die kaum zwei Meter mächtigen Grüngesteine in den basalen Eisenerzer Schichten südlich des Stangsattels und an der mittleren Forststraße am Lackenriedel westlich Eisenerz (1.100 m Seehöhe), die beide im Hangenden der unterkarbonen Kalkbrekzie (**137**) liegen.

Stratigraphie: ?Viseum bis ?Oberkarbon.

Mächtigkeit: bis 150 m (tektonisch meist reduziert).

134 Präbichl-Formation (Brekzie und Konglomerat an der Basis; Perm)

Typlokalität: Polster östlich Eisenerz; oberhalb (nordöstlich) der Präbichl-Passhöhe, am Knappensteig unmittelbar westlich der Leobner Hütte (1.582 m) (PILNER, 2013: 100–101).

Lithologie: Die Präbichl-Formation setzt mit grobklastischen, terrestrisch-fluvialen Sedimenten über dem variszisch deformierten Untergrund ein und markiert den Beginn der kalkalpinen Schichtfolge. Der Transgressionskontakt ist im Bereich der Typlokalität als deutliche Winkeldiskordanz ausgebildet (Fototafel 1, Abb. III).

SOMMER (1972: 119–120) untergliedert die Präbichl Schichten im Bereich des Polster lithologisch in eine basale, über verkarsteten Silur-Devonkalken aufgeschlossene Kalkbrekzie (bis Kalkkonglomerat), die den Abtragungsschutt des unmittelbaren Untergrundes darstellt, und in ein darüber folgendes Quarzkonglomerat („Prebichelkonglomerat“, SCHWINNER, 1929a), dessen zumeist ausgewalzten Gerölle teilweise aus gebleichten Kieselchiefern bestehen. Dieses Quarzkonglomerat geht gegen Hangend allmählich in rötlich-violette Sandsteine und Tonschiefer über, die zu den Werfener Schiefer (132) vermitteln.

Da die Basisbrekzie der Präbichl-Formation überwiegend aus aufgearbeiteten Komponenten des unmittelbar im Liegenden anstehenden Gesteines besteht – die angularen Komponenten belegen die geringe Transportweite – wechselt die lithologische Zusammensetzung der Brekzie und auch deren Korngrößenverteilung mit dem im Liegenden anstehenden Gestein (Fototafel 2, Abb. IV). Im stratigraphisch hangenden Abschnitt der Präbichl-Formation kommt es zu einem faziellen Ausgleich bei ähnlicher lithologischer Zusammensetzung.

Detaillierte Untersuchungen durch KRAINER & STINGL (1986) an der Typlokalität haben gezeigt, dass die Präbichl-Formation aus mehreren, gegen Hangend feinklastischer werdenden (fining upward) Megasequenzen von übereinander lagernden alluvialen Schuttfächern aufgebaut wird, die jeweils in eine proximale Schuttfächerfazies (Basiskonglomerat), in eine dem Midfan-Bereich zuordenbare Abfolge eines verzweigten Rinnensystems und in einen distalen Schichtflutfaziesbereich gegliedert werden können. Im Gegensatz zu den lithologisch schwer abtrennbaren seichtmarinen Werfener Schichten, handelt es sich bei den Präbichl Schichten durchwegs um fluviatile Sedimente.

Stratigraphie: Perm? (KRAINER & STINGL, 1986: 231–249).

Vorkommen und Mächtigkeit: Auf Blatt Eisenerz wurde aus Kompatibilitätsgründen zur „Geologischen Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25.000“, SCHÖNLAUB (1981) nur der grobklastische Anteil der Präbichl-Formation gesondert ausgeschieden.

Das Verbreitungsgebiet der Präbichl-Formation ist auf den Südrand der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen beschränkt und kann praktisch überall an der Basis der Werfener Schichten mit von West nach Ost zunehmender Mächtigkeit nachgewiesen werden.

Mächtigkeit: Polster ca. 160 m, im Westen des Kartenblattes nur 10er Meter.

132 Werfener Schichten (Ton-/Siltstein, roter Sandstein an der Basis; Perm? bis Unter-Trias)

133 kleines Vorkommen von Haselgebirge (Gips; Perm)

Lithologie: Im liegenden Abschnitt der Werfener Schichten treten im Bereich Eisenerz und Tragöß überwiegend grauviolette bis rotviolette, teilweise quarzi-

Fototafel 1 (Tirolisch-Norische Decke)

Abb. I: Schlecht erhaltene Orthoceren im Orthocerenkalk des Handlgrabens OSO Polster (1.910 m); Foto: G. BRYDA.

Abb. II: Crinoiden-Stromatoporenkalk am Weg vom Handlgraben zur Leobner Hütte (1.582 m); Foto: G. BRYDA.

Abb. III: Diskordante, flache Auflagerung der Präbichl-Formation (Oberperm) über steil nordostfallendem „Oberem Polsterkalk“ (Unterdevon); Foto: G. BRYDA.



Abb. I



Abb. II



Abb. III