

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 124, Heft 2	S. 361-423	Wien, Juni 1982
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich)

Von HANS PETER SCHÖNLAUB *)

Mit 9 Abbildungen, 1 Tabelle und 2 Tafeln (= Beilagen 7, 8)

„Bei dem Zustand vielfacher tektonischer Verschuppungen und Wiederholungen und der großteils metamorphen Beschaffenheit der Schichten ist die Auswertbarkeit einzelner Fossilfunde leider eine beschränkte und sind noch weitere Fossilfunde zur Klarstellung des Alters der einzelnen Kalkmassen notwendig“ (W. HAMMER 1924 : 18 über diesen Raum).

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 101, 131, 132

Eisenerzer Alpen
Grauwackenzone
Steiermark
Altpaläozoikum
Jungpaläozoikum
Conodonten
Tektonik
Lagerstätten

INHALT

Zusammenfassung	362
Abstract	363
Einleitung und geologischer Überblick	364
Erforschungsgeschichte	365
Stratigraphie	375
Norisches Deckensystem	375
Ordoviz	375
Schichten unter dem Porphyroid	375
Blasseneckporphyroid	378
Polsterquarzit	380
Cystoideenkalk	382
Grauwackenschiefer (?Ordoviz-Silur)	383
Silur	386
Schwarzer Kieselschiefer, Orthocerenkalk, Eisenkalk, bunter Kalk	386
Devon	390
Unterdevon	390
Schiefereinlagerungen im Unterdevon	393
Mitteldevon	393
Oberdevon	394

*) Adresse des Autors: Geologische Bundesanstalt, Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien/Österreich.

Karbon	394
Die Kalkbrekzie des Unterkarbons	394
Eisenerzer Schichten	396
Perm	397
Präbichlkonglomerat, Präbichlschichten	397
Veitscher Decke	398
Das Fenster von Mautern	399
Die Jungablagerungen	400
Metamorphose und Tektonik	400
Das Fenster von Mautern	403
Die Veitscher Decke	404
Die Zeiritzkampl-Decke	405
Die Wildfeld-Decke	406
Die Reiting-Decke	406
Die Schuppenzone	407
Die Nordzone	408
Zusammenfassung und Alter der Tektonik	409
Die Lagerstätten des Kartengebietes (Zusammenfassung)	414
Bemerkungen zur Geochemie des Untersuchungsgebietes	416
Ausblick	418
Dank	418
Literatur	418

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung der beige-schlossenen, neu aufgenommenen geologischen Karte mit Profilen der Eisenerzer Grauwackenzone (Paläozoikum). Das Untersuchungsgebiet reicht von Eisenerz im Norden über den Westrand des Inneralpinen Tertiärbeckens bis an das Liesingtal im Süden. Die Westgrenze verläuft im Teichental.

Die mitgeteilten stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse basieren auf mehrjährigen Studien, die, aufbauend auf den Untersuchungen von G. FLAJS, vom Autor im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme in der Umgebung von Eisenerz fortgesetzt und erweitert wurden. Als Grundlage für die Detailgliederung der karbonatischen Schichtfolgen diente die Conodontenstratigraphie. Ihr Anwendungsbereich liegt vor allem in den nördlichen Eisenerzer Alpen, deren Gesteinsbestand eine geringere Metamorphose aufweist als der Süden. Immerhin erlauben auch hier vereinzelte Mikrofossil-Nachweise eine Altersangabe.

Die Altersgliederung der angetroffenen Gesteinsfolgen ist je nach tektonischer Position verschieden. Krasse Gegensätze sind in Abb. 4 dargestellt. Dabei zeigt sich, daß die einzelnen tektonischen Einheiten eine mehr oder weniger eigenständige fazielle Ausbildung haben und sie infolgedessen als „Faziesdecken“ bezeichnet werden können. Von Norden nach Süden werden unterschieden:

Nordzone: Sie reicht vom Tullgraben im Westen über Erzberg – Präbichl/Polster – Kohlberg bis nach Tragöß. Mit faziellen Abwandlungen reicht die Schichtfolge vom Oberordoviz bis in das Karbon. Zum Ordoviz gehören die Schichten unter dem Blasseneckporphyroid, der Blasseneckporphyroid, der Polsterquarzit und der Cystoidenkalke; das Silur ist lückenhaft entwickelt und wird durch Crinoidenkalke und graue Orthocerenkalke repräsentiert; im Devon dominieren kalkige Ablagerungen. Mittel- und Oberdevon ist dabei nur selten erhalten, so daß karbonische Sedimente direkt auf jüngstem Unterdevon liegen. Als Zeichen von weit verbreitetem Abtrag und Resedimentation im Unterkarbon schaltet sich häufig eine Kalkbrekzie zwischen den Devonkalen und den klastischen Eisenerzer Schichten des jüngsten Unter- oder ältesten Oberkarbons ein.

Schuppenzone: Während die Äquivalente des Ordoviz jenen in der Nordzone gleichen, dominieren im Silur Schwarzschiefer (mit unbestimmbaren Graptolithenresten) mit zwischengeschalteten dunklen Kalkbänken. Mit Beginn der siluricus-Conodontenzone (Oberludlow) setzt gleichmäßig eine Kalkentwicklung ein, die ebenfalls bis an das Ende des Unterdevons reicht, lokal aber bis in das ältere Oberdevon andauern kann. Auch in dieser Entwicklung ist die Devon/Karbon-Grenze lückenhaft, d. h. die Eisenerzer Schichten folgen über einem Relief.

Reiting-Decke: Diese Einheit wird durch devonische Bänderkalke repräsentiert; im Norden ist außerdem Silur in der Ausbildung von schwarzen Schiefern und bunten Kalken vorhanden. Biostratigraphisch ist Unterdevon an mehreren Stellen, Oberdevon hingegen nur an einem Punkt nachgewiesen. Trotz beträchtlicher Metamorphose sind in der Gesteinsausbildung des Unterdevons Beziehungen zu den anderen Einheiten erkennbar. Die von früheren Bearbeitern vermutete „Riff-Fazies“ ist hingegen nicht nachweisbar, auch wenn vereinzelt gröbere Bänke

in den Kalkfolgen als organodetritische Kalke gedeutet werden können. Für eine sichere Aussage sind die Kalke jedoch zu stark umkristallisiert (Bänderkalke bis Marmore).

Wildfeld-Decke: Das Ordoviz besteht aus der klastischen Unterlage des Blasseneckporphyroids, dem rekristallisierten und dem Lapilli-führenden Blasseneckporphyroid und einer Grauwackenschiefer-Schwarzschiefer und Grungestein-führenden Folge, die große Teile des Silurs miteinschließt. Im obersten Silur und Devon folgen hingegen verschiedenen Kalke, die örtlich bis in das ältere Oberdevon reichen können. Darüber folgen im Karbon die Eisenerzer Schichten, die häufig Lydite einschalten.

Zeiritzkampl-Decke: Auf der Karte sind die Vertreter dieser Einheit mit den Schichten unter dem Porphyroid und dem Blasseneckporphyroid vorhanden. Jüngere Gesteine wurden durch die schräge Überschiebung der höheren tektonischen Einheiten amputiert.

Veitscher Decke: Zu ihr gehört eine Wechselfolge von verschiedenen Bänderkalken, Graphitschiefern, Serizitschiefern und Einlagerungen von Quarzkonglomeraten. Als Alter sämtlicher Gesteine wird Karbon begründet angenommen. Fossilien konnten darin nicht gefunden werden.

Rannachserie und Skyth-Quarzit: Sie sind im tiefsten tektonischen Element des Kartengebietes vorhanden, das in Form eines Fensters unter karbonischen Rahmengesteinen der Veitscher Decke freigelegt ist („Fenster von Mautern“).

Der Bau der oberostalpinen Eisenerzer Grauwackenzone, die eine tektonische Zweigliederung in eine tiefere Decke, die Veitscher Decke aus karbonischen Gesteinen, und ein darüber aufgeschobenes Decken- und Schuppen-system, das Norische Deckensystem, erkennen läßt, wird von einem mehrphasigen Decken- und Faltenbau mit nachfolgender Bruchtektonik bestimmt. Die zeitliche Reihenfolge der Strukturprägung wird in einem Kapitel ausführlich diskutiert. Die variszische Tektonik, zu der ein ausgedehnter Deckenbau, nämlich das Norische Deckensystem, Faltung (in der Nordzone), Schuppung (in der Umgebung von Eisenerz) und Bruchtektonik gehören, wird im Nordabschnitt des Kartenblattes durch die transgressive Auflage post-variszischer Gesteine plombiert. Diese Strukturen, im besonderen aber der variszische Decken- und Schuppenbau wurden in alpidischer Zeit (wahrscheinlich vor-gosauisch) von einer Ost-West Querfaltung mit N-S-Achsen überprägt, der im Norden eine Pressungstektonik, insgesamt aber eine bruchtektonische Zerlegung längs verschiedener Bruchsysteme (SSW-NNW, NW-SE, E-W) folgte.

Im lagerstättenkundlichen Teil werden teils unveröffentlichte Archivberichte referiert und eine Neubewertung der Talklagerstätte Mautern aufgrund der in den übrigen Kapiteln genannten geologisch-tektonischen Kriterien vorgeschlagen. In einem Schlußkapitel werden die die Karte betreffenden ersten Ergebnisse des Österreich-weiten Geochemie-Projekts kurz genannt und kommentiert.

Abstract

This contribution and the new geological map (1 : 25.000) of the Upper East Alpine Graywacke Zone south of the mining town Eisenerz in Styria/Austria summarizes the new results which have been obtained during the last two decades. Our subdivision of the rock sequence ranging in age from the Upper Ordovician to the Carboniferous is based on the modern concept of conodont stratigraphy. In contrast, older stratigraphic schemes were based only on few badly preserved fossils due to considerable metamorphic overprints (greenschist facies) which affected this area during the Variscan and Alpine orogenies.

The Lower Paleozoic rock sequence forms a series of nappes and tectonic slices in which the facies varies to a certain extent. The Upper Ordovician (probably pre-Caradocian) is represented by several hundred meters of shales and quartzites which are overlain by the so-called "Blasseneckporphyroid" of Upper Caradocian or Lower Ashgillian age. These acid to intermediate volcanics reach a thickness from a few meters up to more than 1000 m. At other places, particularly in the south, these rocks are missing. Petrographic studies resulted in the recognition of different types of recrystallized massive ignimbrites, unwelded tuffs and volcanoclastic rocks; the latter mainly occur in the southern area north of Mautern. According to geochemical analysis alkali-rhyolitic and rhyolitic porphyroids are most abundant whereas rhyodacitic and dacitic volcanics occur in the northern zone. This variation may have been caused by the mineralization of the iron-ore.

In the northern realm the porphyroid is overlain by 60 m thick Ashgillian quartzites, the so-called "Polsterquarzit", and the 13 m thick Ashgillian Cystoid bearing limestone ("Cystoideenkalk"). In the southern part, however, this interval and the passage from the Ordovician to the Lower Silurian is represented by slates with intercalations of quartzites, greenschist and black schist comprising a thickness of a few hundred meters. Limestone intercalations in the upper part indicate late Llandovery or early Wenlock.

During the Silurian several distinct facies occur in different areas: The northernmost part is characterized by crinoid and nautiloid bearing limestones the thickness of which may reach some 50 m. South of the iron-mine this de-

velopment is followed by black schists with badly preserved graptolites and intercalations of dark limestone beds which pass into a more or less pure limestone horizon of late Ludlovian and Prídolian age. Similarly, in the southern realm the uppermost greenschist beds are succeeded by black schists with limestone intercalations (dark nautiloid bearing impure limestones). Yet, in this area the equivalents of the Prídolian Stage have not been dated by any fossils.

During the Lower Devonian limestone sedimentation continued. However, in comparison with the Silurian conditions the splitting of the facies is less pronounced. In the Lochkovian platy limestones occur in the central part of the Wildfeld-nappe; they are equivalent to variegated limestones with intercalations of shales and organodetritic limestones and range upward to the Pragian and Dalejan Stages. Most common, however, are nodular tentaculite-bearing limestones and marly reddish limestones of Pragian to Dalejan age. At most places of our study area the limestone sequence ends near the Lower/Middle Devonian boundary. At few localities, however, strata of Middle Devonian age may be assumed above the Dalejan limestones; yet, we have not been able to identify index conodonts of that age. On the other side this presumed Middle Devonian horizon is overlain by rocks of Frasnian and even Famennian age. The total thickness of the Devonian may thus be estimated between 200 and 300 m.

The uppermost nappe (Reiting Nappe) comprises of banded limestones and marbles which yielded only few badly preserved conodonts. Hence, in this nappe there is some uncertainty as far as the total range of these carbonates is concerned.

The Devonian sequence as noted above very briefly, is unconformably overlain by strata of Carboniferous age with a limestone breccia at the base and the clastic Eisenerz Formation above. The breccia yielded reworked and mixed conodont faunas which represent the time span from the Middle Devonian up to the Dinantian. According to the youngest fauna of the breccia a Viséan age for the formation is concluded. The breccia was found throughout the study area.

Recognition of this phenomenon can best be explained (POTY 1980) by the assumption of local uplifts or a regression in the Upper Devonian: The limestone sequences were raised near or above sea level and disruption and subaerial erosion began. During this process limestone debris accumulated in local depressions while in the surrounding sedimentation continued. At the end of the Dinantian the paleokarst (?) was covered by clastic deposits (Eisenerz Fm.) suggesting a transgression and/or subsidence of the sea bottom in the late Dinantian and perhaps in parts of the Upper Carboniferous.

The main deformation of the Variscan sequence took place in the Upper Carboniferous. This conclusion is drawn from coarse clastic sediments of Permian age ("Präbichlkonglomerat") at the beginning of the Alpine sedimentary cycle of the Northern Calcareous Alps which unconformably overlie Variscan nappes ("Norisches Deckensystem"), folds and faults. From south to north the following nappes and tectonic slices („Schuppen“) can be distinguished: Zeiritzkampel Nappe, Wildfeld Nappe, Reiting Nappe, Slice Zone, Northern Zone.

During the Alpine horizontal movements in the Cretaceous and Tertiary this pile of basement rocks of the Calcareous Alps was thrust upon a lower unit comprising Carboniferous rocks, the so-called Veitsch Nappe. This nappe is separated from the Norian nappes above by the "Norian Thrust Plane".

The Veitsch Nappe, i. e. the lowermost unit of the Upper East Alpine sheet, surrounds the tectonic Window of Mautern completely. The lithology within the window resembles partly the Rannach Formation as well as the lower Triassic "Skyth-Quartzit" well known from the Semmering region. In the area south of the Liesing valley these sediments represent the Permotriassic cover of the Variscan Seckau Crystalline Complex which belongs to the Middle East Alpine sheet. Hence, in the Window of Mautern too the Middle East Alpine sheet is exposed.

Einleitung und geologischer Überblick

Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen zählt zu den klassischen Vorkommen von ostalpinem Paläozoikum. Zugleich ist es ein Schlüsselgebiet zum Verständnis des variszischen und alpinen Bauplans der Ostalpen.

Die vorliegende Arbeit und die dazugehörige geologische Karte 1 : 25.000 mit einer Profiltafel fassen die Neuuntersuchungen in dem etwa 200 km² großen Gebiet zusammen, die mit den conodontenstratigraphischen Pionierarbeiten von G. FLAJS (ab 1963; Vorarbeiten von O. H. WALLISER 1962 und bereits in den 50-er Jahren unpublizierte Untersuchungen von Prof. W. ZIEGLER, damals Marburg, am Erzberg) begannen und in den folgenden Jahren von einem großen Personenkreis mit verschiedenen wissenschaftlichen Zielrichtungen

(Stratigraphie, Tektonik, Lagerstättengenese, Sedimentologie, Geochronologie) intensiv fortgesetzt und erweitert wurden. Die seither erzielten Ergebnisse finden denn auch ihren Niederschlag in etwa 30 einschlägigen Abhandlungen oder geologischen Aufnahmsberichten (siehe Literaturverzeichnis und Erforschungsgeschichte).

Das in der Karte dargestellte Gebiet wird im Norden durch die Linie Große Fölz-Graben – Eisenerz – Glanzberg – Gsollgraben – Polster – Rötzbach – Hiesleggsattel – Pichl im Lamingtal begrenzt.

Der östliche Kartenschnitt führt vom Lamingtal über den Klammkogel in den Vordernberger Graben und setzt von hier in südwestlicher Richtung durch das Tertiärbecken von Trofaiach nach Kammern im Liesingtal fort.

Während im Süden das Liesingtal die Grenze bildet, reicht die Karte im Westen knapp über den Teichengraben in den Talschluß des Finstergrabens bis an den Nordrand des Kartenblattes 131. In geringem Ausmaß greift die Karte über die westliche Grenze von Blatt Eisenerz (101) auf das Nachbarblatt Hieflau (100) über.

Am Aufbau des oben abgegrenzten Raumes sind folgende tektonische Einheiten beteiligt:

1. Die tiefste Position nimmt das zum Mittelostalpin gerechnete „Fenster von Mautern“ ein. Der Fensterinhalt, der am Mauterner Berg und seiner nordwestlichen Fortsetzung unter den älteren Rahmengesteinen zutage tritt, besteht aus hellen Quarziten, Serizitschiefern, und Phylloniten bis hin zu Myloniten. Sie werden als Äquivalente der permischen Rannachserie und des Skyth-Quarzits südlich des Liesingtales angesehen.
2. Der Fensterrahmen und die nordwestliche Fortsetzung gegen den Teichengraben wird von den Gesteinen der oberostalpinen Veitscher Decke aufgebaut. Es sind Marmore, Bänderkalke, dunkle graphitische Schiefer, Sandsteine und vereinzelt Quarzkonglomerate, für die nach Vergleichen mit den fossilbelegten Vorkommen im nahen Leimsgraben und südlich Trieben bereits in der Vergangenheit ein Karbonalter vermutet wurde.
3. Über der „Norischen Überschiebung“ folgt der aus verschiedenen altpaläozoischen bis karbonischen Gesteinen zusammengesetzte Deckenstapel der „Norischen Decke“. Sie gliedert sich in drei Teildecken, nämlich der Zeiritzkampl-Decke im Süden, der darüber liegenden Wildfeld-Decke und zuoberst der Reiting-Decke. Die beiden letzten sind im Stirnbereich in zahlreiche Schuppen zerlegt („Schuppenzone“).
4. Im Vergleich zu den erwähnten tieferen Einheiten ist der tektonisch davon abgetrennte nördlichste Gesteinsstreifen unter den transgressiv auflagernden permischen Präbichlschichten relativ wenig gestört („Nordzone“). Der Schichtumfang reicht hier ebenfalls vom Oberordoviz bis in das Karbon. Die Präbichlschichten gehören zur Basis der tiefsten tektonischen Einheit in diesem Abschnitt der Kalkalpen, dem sogenannten „Südrandelement“, das unter dem Tiefuavikum der Mürzalphendecke liegt (vgl. B. PLÖCHINGER 1980).

Erforschungsgeschichte

Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen gilt als ein klassisches Gebiet des ostalpinen Paläozoikums. Dies hat seine Gründe in den hier bald nach Beginn der systematischen Erforschung der Geologie Österreichs geglückten Fossilfunden, der Vielfalt der Gesteinsfolgen des Paläozoikums und der scheinbar geringen Metamorphose. Dazu kommt die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätten. Die Umgebung von Eisenerz zählt des-

halb zu den am häufigsten untersuchten Gebieten der Ostalpen und es verwundert nicht, daß die hier angetroffenen Gesteine wiederholt mit solchen aus anderen Räumen verglichen wurden, wie z. B. aus den Karnischen Alpen, dem Grazer Paläozoikum oder aus Böhmen.

Die geologische Erforschung der Eisenerzer Grauwackenzone wurde bis zuletzt ganz wesentlich von den Erfordernissen des Bergbaus bestimmt. Die ersten Bearbeiter, V. I. R. v. PANTZ & A. J. ATZL 1814 kannten bereits grob alle in der Umgebung von Eisenerz auftretenden Gesteine und ihre Beziehung zueinander. Bei Vordernberg nahmen sie, den Vorstellungen der damaligen Zeit folgend, die Überlagerung des „Urgebirges“ durch das „Übergangs-“ oder „Grauwackengebirge“ an, das nach ihrer Terminologie aus „Übergangs-Thonschiefer“, „Übergangs-Kieselschiefer“, „Übergangs-Porphyr“ sowie „Übergangs-Kalkstein“ bestehen sollte. Zuoberst liegt das „Flötzgebirge“, zu dem sie auch die Präbichlschichten rechneten.

In der ersten geologischen Karte der Steiermark schied M. J. ANKER 1835 in unserem Gebiet lediglich den „Übergangskalk“ und den „Thonschiefer“ der „Übergangsformation“ aus. F. v. FERRO 1847 veröffentlichte die erste geologische Karte des Erzbergs. Er gliederte die Schichtfolge in die „älteren Grauwackenschiefer“, den „Spatheisenstein mit sich führenden Kalkstein“ und in die „jüngeren Grauwackenschiefer“ (= Präbichlschichten im heutigen Sinne).

Zur geologischen Beschreibung der Umgebung von Eisenerz von A. v. SCHOUPPE 1854 gehören auch eine handkolorierte geologische Karte und eine Grubenmaßenkarte, die im Archiv der Geologischen Bundesanstalt mit dem Jahre 1841 datiert sind. Auf der Karte ist die Geologie zwischen dem Fölzgraben und dem Ramsaugraben westlich Eisenerz dargestellt, wobei von unten nach oben „Grauwackenkalk“, „Grauwackenschiefer und Sandstein“, „Erzführende Schichten“, „Rother Sandstein“ und „Alpenkalk“ unterschieden wurden (Abb. 1).

Durch Fossilfunde im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone ermutigt (F. v. HAUER 1847), gelang endlich auch in den Sauburger Kalken am Erzberg der Nachweis von Fossilien. So erwähnte bereits 1854 A. v. SCHOUPPE von der „Gottfried- und Cäcilia-Erzrechte“ erstmals Crinoidenstiele. Den Fossilhinweisen von Dienten in Salzburg folgend, wurden in der ersten offiziellen Aufnahme durch die Geologische Reichsanstalt in der geologischen Karte der „Umgebungen von Altenmarkt, Eisenerz und Bruck, 1 : 144.000“ (F. v. HAUER, F. FOETTERLE & F. v. LIDL 1852) die Schiefer und Kalkvorkommen allesamt in das Silur gestellt. In den südlichen Eisenerzer Alpen gegen das Liesingtal wurden hingegen „Glimmerschiefer“ und „Körniger Kalk“ eingetragen (die handkolorierten Archivkarten weisen aber oft unterschiedliche Eintragungen auf).

Wenige Jahre später, 1860, glückten J. HAIGL und J. HABERFELNER, beide Beamte in Eisenerz bzw. Vordernberg, im Steinbruch Sauberg am Erzberg, auf der „Gloriette“, im Sauerbrunngraben, am Polster, vom „Krumpalpi“ südlich des Reichenstein und von der „Steinwendner Alpe“ im Magdwiesengraben (vgl. dazu Fußnote bei W. HAMMER 1924 : 18!) kleine Funde von Korallen, Trilobiten, Brachiopoden und Nautiloideen. Sie wurden von E. SUESS und J. BARRANDE bestimmt und von D. STUR 1865 a, b, c, 1866 veröffentlicht. Damit stellen wir in der Steirischen Grauwackenzone erstmals Ansätze einer Biostratigraphie fest, wenngleich diese wenigen Funde für viele Jahrzehnte die einzige Grundlage der Altersgliederung und der tektonischen Konzepte blieben. Wie wir heute

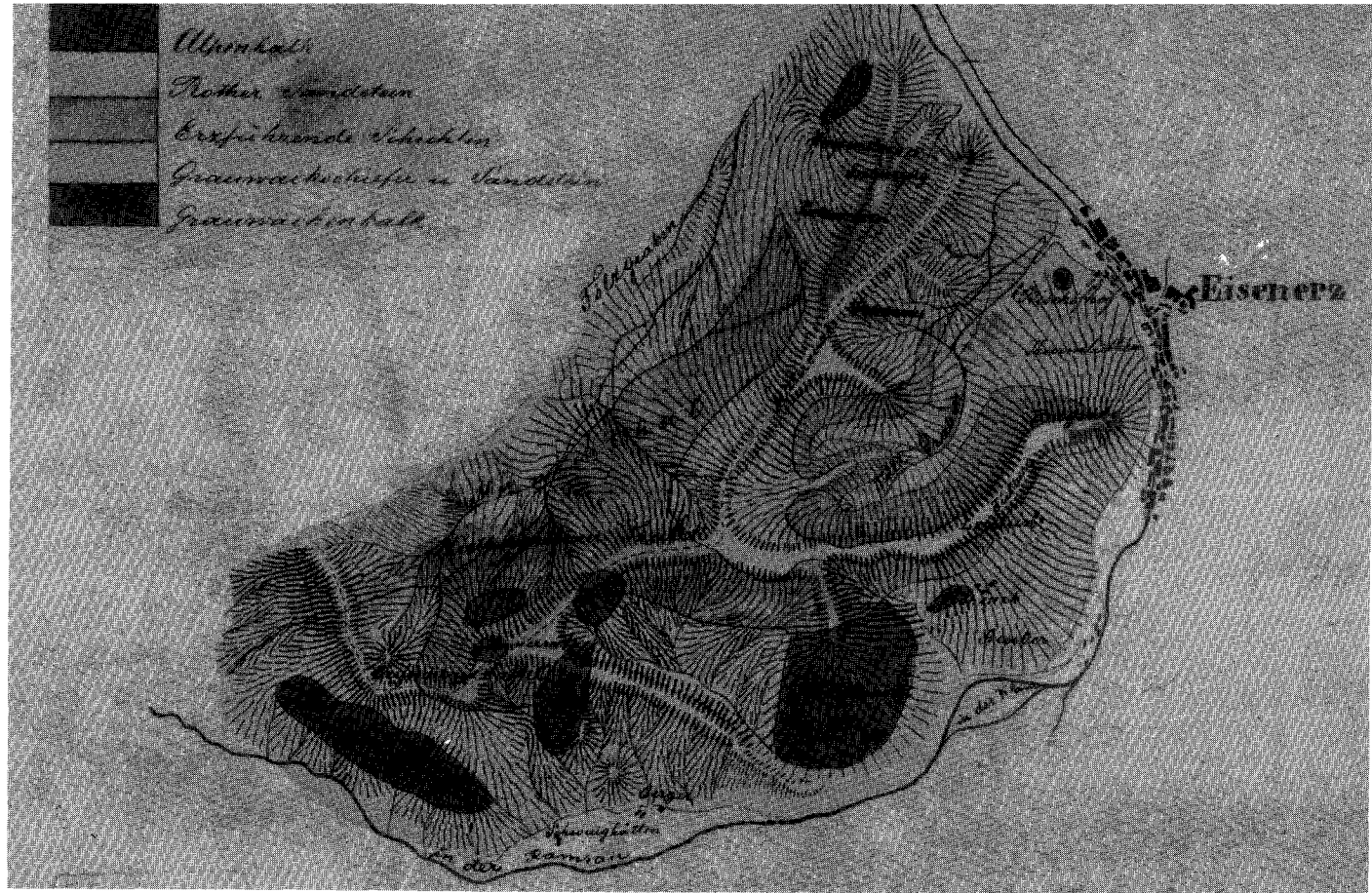


Abb. 1: Geologische Karte des Raumes westlich Eisenerz (Ramsau Graben/Krumpental – Fölzgraben) nach A. v. SCHOUPE aus dem Jahre 1841; Archiv Nr. III 1 r 31, etwas verkleinert (Original ist eine Buntkarte).

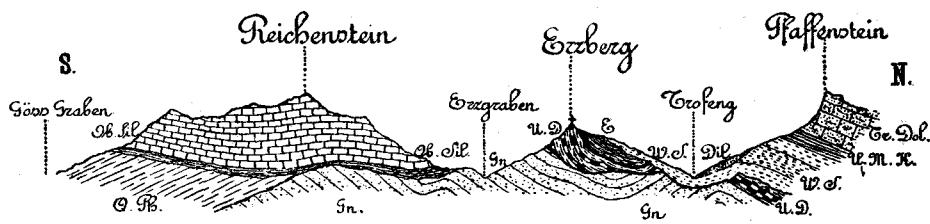
wissen, ist ihre Aussagekraft gering, da der Erhaltungszustand im allgemeinen sehr schlecht und häufig bruchstückhaft ist.

In der „Geologie der Steiermark“ faßte D. STUR 1871 die Kenntnis dieses Raumes mit einer ausführlichen geologischen Beschreibung und Erläuterung des Gesteinsbestandes zusammen. Die Fundschichten parallelisierte er mit den Etagen E, F und G im Sinne BARRANDES. Dem Werk ist auch eine geologische Karte der Steiermark (1865) beigegeben, in der für unser Gebiet die Ausscheidungen der oben erwähnten älteren Karte von F. v. HAUER et al. 1852 übernommen wurden.

Die von STUR veröffentlichte Faunenliste wurde 1879 von G. STACHE revidiert und in das „Subdevon“ gestellt. Derselbe Autor kam 1884 durch Vergleiche mit den ihm bestens bekannten Schichtfolgen in den Karnischen Alpen zu einer verfeinerten Gliederung: Danach bildeten „halbkrySTALLINISCHE Thonschiefer“ und „körniger Kalkstein“ die Unterlage des „normalen Untersilurs“ mit Grauwackenschiefern, im „normalen oder typischen Obersilur“ folgten schwarze Kalklinsen-führende Thonschiefer, Graphitschiefer und Kiesel-schiefer mit zwischengeschalteten Orthocerenkalen sowie die „obere körnig-schiefrige Grauwacke“ (= Blasseneckporphyroid) und im Übergang zum Devon bzw. im Unterdevon (Etagen F-G) ordnete er die „Erzberger Riffkalk-Gruppe“ (= Erz-führender Kalk) ein, bestehend aus „Bronteuskalk“, Dolomitgesteinen und dunklen Kalen.

Die wechselhaften Ansichten über die Natur des Blasseneckporphyroids wurden endgültig durch K. A. REDLICH 1907, 1908 zugunsten eines Quarzporphyr-Edukts entschieden. F. HERITSCH 1908 führte die Bezeichnung „Blasseneckporphyroid“ ein; die erste moderne petrographische Bearbeitung erfolgte durch F. ANGEL, 1919. Seit der ersten Erwähnung durch V. I. R. v. PANTZ & A. J. ATZL 1814 als Vulkanit, wurde dieser auffallende Gesteinskörper entweder als klastisches Gestein („körnige Grauwacke“: F. v. FERRO 1847, F. v. HAUER & F. FOETTERLE 1855, A. MILLER, HAUENFELS v. 1864, D. STUR 1871, F. v. HAUER 1872, G. STACHE 1884, F. BECKE 1887) oder als Gneis gedeutet (H. v. FOULLON 1886, M. VACEK 1886, 1900, 1906, M. VACEK & E. SEDLACEK 1903). M. VACEK kam so zur Vorstellung eines alten, vorpaläozoischen Grundgebirges aus Blasseneckgneisen, Quarzphylliten und Kalktonschiefen, das „unconform“ (diskordant) von jüngeren Schichten überlagert bzw. ummantelt sei. Dazu zählte er Kiesel-schiefer, Orthocerenkalke und „halbkrySTALLINISCHE Kalke“ des Obersilurs sowie das Unterdevon des Sauberger Kalkes und die liegenden Rohwandvorkommen des Erzbergs. Für die „Eisensteinformation“ vermutete er fälschlicherweise ein permisches Alter (Abb. 2).

Die von F. HERITSCH 1905 und 1927 b mitgeteilten neuen Funde von Korallen vom Gipfel des Reiting, der Moosalpe, am Wildfeld (*Heliolites porosa* GOLDFUSS) und vom Weg von Vordernberg zum Barbarakreuz (*Syringopora eifelensis* SCHLÜTER) brachten kaum wesentliche neue stratigraphische Erkenntnisse. Bedeutsam war hingegen der Fund von Brachiopoden, einer Bryozoenform und einer vermeintlichen Koralle aus Quarzsandsteinen am Knappensteig südlich des Polstergipfels durch K. A. REDLICH 1922. Die kleine Fauna wurde von F. HERITSCH 1927 a beschrieben und in das Caradoc eingestuft (vgl. auch Revision durch A. SCHOUPPE 1950). Nach den Feststellungen von G. FLAJS 1964, 1967 b und G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 ist ihr Erhaltungszustand jedoch derart schlecht, daß die Funde für stratigraphische Aussagen unbrauchbar sind. Dies gilt ebenso für die von F. HERITSCH 1931 a und E. HABERFELNER & F. HERITSCH 1932 aus dem Weiritz- und Sauerbrunngraben westlich Eisenerz gemeldeten, angeblich ordovizischen und silurischen



Zeichenerklärung:

Gn = Blasseneckgneiss. — Q. Ph. = Quarz-Phyllit. — Ob. Sil. = Ober-Silur. —
 U. D. = Unter-Devon. — E. = Eisensteinformation. — W. S. = Werfener Schiefer.
 — U. M. K. = Unterer Muschelkalk. — Tr. D. = Trias-Dolomit. — Dil. = Diluvium.

Abb. 2: Geologischer Schnitt Gößgraben – Pfaffenstein nach M. VACEK 1900 : 24. Das Profil gibt VACEKs Vorstellung einer „unconformen“ (diskordanten) Auflagerung jüngerer Schichtfolgen auf älteren Gesteinen wieder. In diesem Fall bildet der Blasseneckgneiss das älteste Glied, nimmt aber gleichzeitig im Gneis-Grundgebirge die höchste Position ein.

Graptolithen (Zonen 4, 8–10, 19–24, 33) Sie sind heute nicht mehr als solche anzuerkennen und wahrscheinlich größtenteils anorganische Strukturen (vgl. H. JAEGER 1969).

Bereits im Jahre 1883 beschrieb D. STUR von der Wurmalm im Preßnitzgraben bei Kaisersberg eine Oberkarbon-Flora (nach der damaligen Karbongliederung wurde sie dem Unterkarbon zugewiesen). Unter Berücksichtigung der Funde F. TOULAS (1877 : 240) vom Semmering schloß er daraus auf eine über Mautern, Kalwang nach Rottenmann ziehende und nach Osten über den Semmering reichende Zone mit Gesteinen oberkarbonen Alters (Abb. 3). Diese Ansicht wurde durch weitere Pflanzenfunde von E. WEINSCHENK 1900 im Leimsgraben südlich Kammern bestätigt. Vor diesen Entdeckungen wurde dieser Zug („Thonglimmerschiefergebilde“) – wie oben ausgeführt – für älter als Silur gehalten.

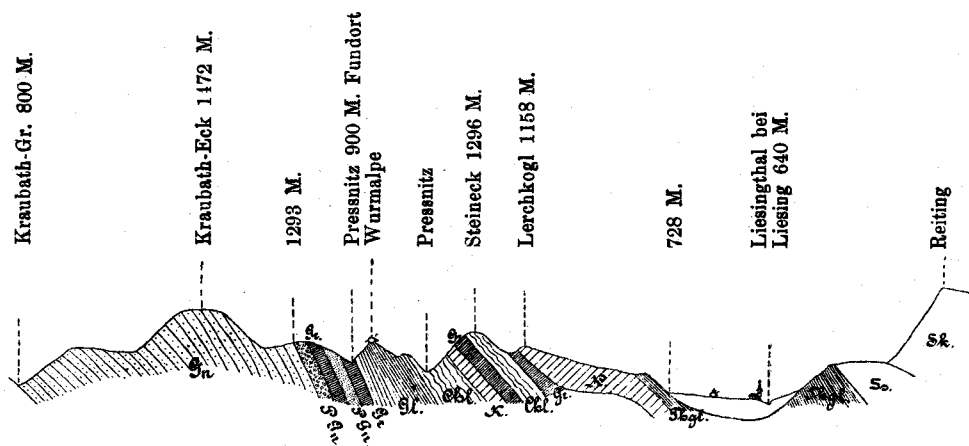


Abb. 3: Geologischer N-S-Schnitt Reiting – Krauthgraben nach D. STUR 1883 : 191. Legende: Gn = Gneis, PPh = Phyllitgneis, Gr = Graphitschiefer, Gl = Glimmerschiefer, Chl = Chloritschiefer, K = körniger Kalk, Thgl = Thonglimmerschiefer, Ss = Silurschiefer, Sk = Silurkalk.

In der genannten wichtigen Arbeit ging D. STUR leider nicht auf die tektonischen Konsequenzen seiner Entdeckung ein. Darauf machte erstmals F. HERITSCH 1907 aufmerksam, der die Überschiebung der „silur-devonischen Kalkmassen des Reiting, Reichenstein, Wildfeld und Zeiritzkampel auf dem Oberkarbon der Grauwackenzone“ aufzeigte. Ab 1911 sprach F. HERITSCH von der „graphitführenden Serie des Oberkarbons“, zu der er anfangs neben Graphitschiefern, Sandsteinen, Serizitschiefern und Konglomeraten auch andere Schiefergesteine der „Quarzphyllitgruppe“ der Grauwackenzone vereinigte. Er korrigierte diesen Fehler 1921.

Für die Überschiebungsbahn prägte L. KOBER 1912: 449 den Begriff der „norischen Linie“. Er verstand darunter die Grenzfläche zwischen der „unteren ostalpinen Decke“ mit Gneismassiven und auflagerndem Jungpaläozoikum und der „oberen ostalpinen Decke“ mit Silur und Devon an der Basis des Permomesozoikums.

Einen großen Fortschritt brachten die 1918 begonnenen Neuaufnahmen der Grauwackenzone für die Spezialkarten „St. Johann am Tauern“ durch W. HAMMER bzw. „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ durch E. SPENGLER & J. STINY. Dazu kamen im Jahre 1923 die von K. A. REDLICH veröffentlichten Karten 1:25.000, u. a. von der Umgebung von Eisenerz und Vordernberg. Gleichzeitig mit dieser Karte erschien eine geologische Aufnahme des Erzbergs von J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER 1922, 1923. K. A. REDLICH befaßte sich hauptsächlich mit der Genese der Eisenerze und wiederholte die erstmals 1913 geäußerte Ansicht von metasomatisch umgewandelten Silur-Devonkalken. Er erkannte zwar die komplizierte Tektonik des Gebietes, brachte aber selbst keine neuen stratigraphischen Befunde. In der Altersstellung und Beziehung der Schichtfolgen verwies er auf die Arbeiten von F. HERITSCH und älteren Bearbeitern.

In dem Übersichtskärtchen von W. HAMMER 1924 sind erstmals die Grundzüge des geologischen Baus für den Raum westlich der Reitingmasse richtig dargestellt und gedeutet. Er kartierte die Grenze zwischen „Quarzphyllit“ und „Graphitkarbon“ und führte den Begriff der „Gruppe der feinschichtigen, quarzitischen Grauwackenschiefer“ ein. Darunter verstand W. HAMMER die größtenteils grauen, feinkörnigen und meist feingeschichteten bis laminierten, untereinander im Wechsel stehenden Sandsteine, Quarzitschiefer und Schiefergesteine, die am Kartenblatt große Flächen einnehmen und sich in ihrer gleichförmigen Beschaffenheit von den Nebengesteinen vor allem durch ihr Fehlen von Kalken, Grünschiefern, Graphitschiefern und Konglomeraten deutlich abheben. Vom „Quarzphyllit“ unterschieden sie sich durch den „geringeren Grad der Umkristallisation, Zurücktreten von Glimmer und dem quarzitischem Charakter“.

Die mehrfachen Wiederholungen von „Quarzphyllit“, „Graphitkarbon“, „Blasseneckserie“, „feinschichtigen Grauwackenschiefern“ und der „Zone des erzführenden Kalks“ erklärte W. HAMMER mit der intensiven Tektonik zwischen dem „Granitrand“ im Süden (= Seckauer Kristallin) und der Kalkalpentrias im Norden. Sie war verantwortlich für das heutige Bild von dachziegelförmig übereinanderliegenden Schichtplatten und Linsen, die einen einzigen, konformen Schichtstoß vortäuschen. Schon damals erkannte er nordwestlich von Mautern Teile des karbonischen Fensterrahmens, stellte jedoch den Fensterinhalt zum „Quarzphyllit“.

Unter dem Einfluß W. HAMMERS revidierte E. SPENGLER 1926 die von ihm 1921 geäußerte Ansicht eines Karbonalters von Quarzphyllit und Blasseneckporphyroid. Danach gehört auf dem Kartenblatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ die Hauptmasse der Schiefer zu den „feinschichtigen Grauwackenschiefern“. Mangels biostratigraphischer Daten gelang es

aber auch SPENGLER nicht, in dem extrem kompliziert gebauten Gebiet um Eisenerz die richtige Ordnung der Gesteinsglieder zu finden: Er hielt die feinschichtigen Grauwackenschiefer im Liegenden des Hauptzuges von Blasseneckporphyroid für Ordoviz und vielleicht Kambrium; die schwarzen Ton- und Kieselschiefer, den Porphyroid und die hangenden Schiefer und Quarzite für Silur im heutigen Sinne und den erzführenden Kalk für Silur bis Mitteldevon. G. HIESSLEITNER 1929 stellte demgegenüber die Gesteine in der Umgebung von Eisenerz in ihrer Gesamtheit in das „Silurdevon“.

Durch die Entdeckung von Graptolithen im Sauerbrunn- und Weiritzgraben (F. HERITSCH 1931 a, E. HABERFELNER & F. HERITSCH 1932) wurde eine neue Phase in der stratigraphischen Forschung der Steirischen Grauwackenzone eingeleitet. Zusammen mit der von F. HERITSCH 1927 beschriebenen Caradoc-Fauna aus den Polsterquarziten und der Feststellung ihrer Position über dem Porphyroid (REDLICH & PRECLIK 1930) und der neu bearbeiteten alten Sammlung aus den Sauberger Kalken und dem Sauerbrunngraben durch F. HERITSCH 1931 b und F. CZERMAK 1931 bildeten diese Funde die Grundlage für eine neue stratigraphische Gliederung der altpaläozoischen Schichtfolge in diesem Abschnitt der Grauwackenzone, die in Überbewertung des tatsächlich vorliegenden Materials von F. HERITSCH 1932 wie folgt zusammengefaßt wurde: Durch die vermeintlichen untersilurischen (= ordovizischen) und obersilurischen (= silurischen) Graptolithennachweise und Geländebefunde im Raum Erzberg, Kressenberg und Weiritzgraben sah sich F. HERITSCH zur Annahme von zwei tektonischen Einheiten gezwungen, die zudem faziell unterschiedlich ausgebildet sind, nämlich einer tieferen Einheit mit einem vollständigen Ordoviz-Silur-Profil in Graptolithenschieferfazies unter Einschluß sandiger Schiefer des Karbons (Hochwipfelschichten) und einer höheren Einheit mit dem Blasseneckporphyroid als Basis („zum mindestens älter als das Caradoc“), darüber Sandsteine und Tonschiefer des Caradoc (= Polsterquarzit), schwarze Kieselschiefer des Obersilurs, Orthocerenkalke des Silurs und schließlich erzführende Kalke des Unter- und Mitteldevons. Er schloß nicht aus, daß in der Masse der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ auch Karbonelemente enthalten sein könnten.

In diese Zeit fallen wichtige Kartenaufnahmen, besonders vom Erzberg und seiner Umgebung. Die genauen Karten und Profile von G. HIESSLEITNER 1929, 1931 gelten bis heute als vorbildliche Darstellung der Geländebeobachtungen. Das Schwergewicht der Bearbeitung lag allerdings auf tektonischem Gebiet. A. KERN 1927 wiederum führte eine sehr detaillierte geologische Neuaufnahme vom Erzberg durch und beschrieb u. a. erstmals den „Übergangsporphyroid“. In der umfangreichen Arbeit aus dem Jahre 1942 sind von ihm viele bisher nicht bekannte Beobachtungen niedergelegt.

Im Jahre 1933 erschien die geologische Spezialkarte „Leoben und Bruck a. d. Mur“ von J. STINY. Im Nordwesten greift diese Karte etwa zur Hälfte auf unser Gebiet über. Bedauerlicherweise sind dazu keine Erläuterungen erschienen. STINY waren bereits die Querfaltungen in der Reichenstein-Wildfeldgruppe und im Reiting mit den N-S-Achsen bekannt (J. STINY 1931 : 220, vgl. auch F. HERITSCH 1921 : 73).

Im Gegensatz zu den bisherigen wohl begründeten Auffassungen zum Alter der feinschichtigen Grauwackenschiefer sah E. HABERFELNER 1933, 1935, 1937 darin ein Äquivalent der karbonischen Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Während er für das Silur und Devon der Gliederung F. HERITSCHs folgte, nahm er für den Porphyroid eine syntektonische Intrusion im Zuge des variszischen Deckenbaus an. Diese Meinungen wurden vor allem von R. SCHWINNER 1937 kritisiert, der nach regionalen Vergleichen für die

feinschichtigen Grauwackenschiefer ein kambroordovizisches Alter vermutete. F. ANGEL 1939 und K. METZ 1951 schlossen aber nicht aus, daß Teile der Schieferfolgen dennoch dem Karbon angehörten.

E. HABERFELNER gebührt das Verdienst, in seiner 1935 veröffentlichten Arbeit und der beigegebenen Buntkarte in Analogie mit den Karnischen Alpen die faziellen Verschiedenheiten in der Schichtfolge erkannt und berücksichtigt zu haben. So soll beispielsweise das Silur südlich des Erzbergs durch reine Graptolithenschiefer vertreten sein („Graptolithengesteinsdecke“), in der „Flaserkalkdecke“ durch eine gemischte Fazies und in der „Riffkalkdecke“ durch die reine Kalkentwicklung. Im Devon unterschied HABERFELNER eine Riffentwicklung mit sandigen plattigen Kalken (älteres Unterdevon), Sauberger Kalke (jüngeres Unterdevon) und massigen hellgrauen Riffkalken (Mitteldevon) sowie eine Flaserkalkfazies mit bunten Flaser-, Knollen- und splittrigen Kalken des Unter- bis Oberdevons. Aus der ersten Entwicklung führte er weitere Funde von Korallen und Stromatoporen an.

Durch die Einstufung der Gesamtheit der Schiefer in das Karbon ergab sich im Vergleich mit früheren Aufnahmen eine erhebliche Komplizierung des Baus der Eisenerzer Alpen. Auf der Karte, die im Süden bis zum Reitingmassiv reicht, unterschied E. HABERFELNER insgesamt vier, durch jeweils eigenständige Fazies charakterisierte, „präwestfälisch“ übereinandergeschobene Decken. Die tiefste Einheit kommt auf der Ostseite des Reiting (vgl. auch E. ASCHER 1908), im Langteichengraben sowie am Kragelschinken zum Vorschein; die zweite Decke, die „Graptolithengesteinsdecke“ in der Aufbruchs- und Schuppenzone, die aus dem Finstergraben über Kressenberg in den Weiritzgraben zieht und aus Ordoviz, Silur und Karbon besteht; die nächst folgende „Flaserkalkdecke“ liegt in den gesamten Eisenerzer Alpen und in ihrem Inneren (Linsalm) unter der hauptsächlich aus massigen Riffkalken zusammengesetzten, flach überschobenen „Riffkalkdecke“. Dazu gehören der Stadelstein, Schwarzenstein, Linseck, Hohe Lins, Reichenstein, Erzberg, Polster, Vordernberger Mauer, Gösseck etc. Der genannte Deckenstapel wurde wahrscheinlich im Perm längs der „Nordischen Linie“ auf eine aus Karbon und Ordoviz bestehende Einheit (= Veitscher Decke bei H. P. CORNELIUS 1950) aufgeschoben. Jüngere nachtriasische Brüche hätten dieses Bild nur mehr unwesentlich betroffen.

Im Jahre 1935 begann K. METZ eine umfangreiche Neuaufnahme der Grauwackenzone zwischen dem Mur- und dem Ennstal, die zunächst das Gebiet von Leoben bis Mautern im Liesingtal umfaßte (K. METZ 1937, 1938). In den folgenden Jahren wurden die Untersuchungen auf den auf Blatt St. Johann am Tauern (Oberzeiring-Kalwang) liegenden Anteil der Grauwackenzone weitergeführt (K. METZ 1940, 1947, 1967). Im Kartenausschnitt nördlich des Liesingtals zwischen Mautern und Kalwang stellte METZ zum „Karbon im weitesten Sinne“ nur mehr schwarze Schiefer, schwarze Quarzkonglomerate und dunkle, oft gebänderte Kalke. Im Gegensatz zur älteren Aufnahme von W. HAMMER 1924 gehört der mit Grünschiefer verbundene Marmorzug im Langteichengraben über dem Gotthardistollen nicht zum Karbon, sondern zur hangenden Einheit der „Höher metamorphen Gesteinsgruppe“, die von älteren Autoren stets unter der Sammelbezeichnung „Quarzphyllit“ beschrieben wurde. Nach METZ besteht sie hauptsächlich aus grauen Phylloniten, granatführenden Glimmerschiefern und biotitreichen Gneisen, die zwar einen „streifenweisen Übergang“ zu den darüber folgenden „stärker metamorphosierte Grauwackenschiefern“ zeigen, zwischen denen aber K. METZ eine Hauptbewegungsbahn annahm. Letztere gehen ohne scharfe Grenzen in die normalen feinschichtigen Grauwackenschiefer über, in die

wiederholt Grüngesteine, dunkle plattige Kalke und schwarze Schiefer vom Typus der Dientner Schiefer eingeschaltet sind.

Im Vergleich zu älteren Aufnahmen schränkte K. METZ den Umfang und den Inhalt einzelner Gesteinseinheiten im Hangenden des Seckauer Kristallins wesentlich ein. Für einen Teil der Gesteinsmassen über dem Graphitkarbon blieb freilich als „Relikt“ der schon zu Beginn der systematischen Landesaufnahme von hier erwähnten „Quarzphyllitgruppe“ die Vorstellung erhalten, daß im Liegenden der feinschichtigen Grauwackenschiefer höher metamorphe Anteile vorhanden sind. Dieser Ansicht wurde für den auf das Kartenblatt fallenden Bereich erst von A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 widersprochen.

Die Vorstellungen über den Baustil und das Alter der Tektonik der Eisenerzer Alpen spiegelten stets die stratigraphischen Konzepte der jeweiligen Bearbeiter wider. Dies zeigt sich am deutlichsten am Erzberg in den wechselnden Ansichten zum Alter des Zwischenschiefers (= heute: Eisenerzer Schichten), der einmal zur alten Erzbergunterlage, ein anderes Mal entweder zum Silur oder Karbon und sogar zur Trias gerechnet wurde. Andere Bearbeiter wiederum nahmen eine sedimentäre Zwischenschaltung innerhalb der altpaläozoischen Kalkfolge an (G. HIESSELEITNER 1929, A. KERN 1927). So wurde dieser Schieferhorizont auch als Äquivalent der Werfener Schiefer aufgefaßt, die darüber hinaus am Kamm vom Reichenstein zum Linseck und in der Unterlage des Reiting vorhanden sein sollten. Unter Einbeziehung des angeblich jungpaläozoischen Blasseneckporphyroids wurde daher auf einen alpidischen Deckenbau in den Eisenerzer Alpen geschlossen (E. ASCHER 1908, F. HERITSCH 1910, 1911, 1921, K. A. REDLICH 1916). Als Beweis dafür wurde u. a. auch angeführt, daß sich die in der Umgebung von Eisenerz (Reichenstein-Wildfeldgruppe, Reiting; vgl. J. STINY 1931 : 220 ff., F. HERITSCH 1921 : 79, 123) N-S-streichenden Querstrukturen in der Weyerer Tektonik der Kalkalpen abbildeten (O. AMPFERER 1931, E. CLAR 1965). Die Mehrheit hielt diese Strukturen jedoch für ältere variszische Relikte im Zusammenhang mit einem intensiven variszischen Falten- und Deckenbau (W. HAMMER 1924, E. SPENGLER 1926, E. SPENGLER & J. STINY 1926, G. HIESSELEITNER 1931, R. SCHWINNER 1929, 1933, J. STINY 1931, E. HABERFELNER 1935, F. ANGEL 1939, K. METZ 1940, 1951, 1953).

Für eine variszische Tektonik sprach vor allem die seit K. OESTREICH 1900 bekannte und ausführlich von E. SPENGLER 1926 beschriebene Winkeldiskordanz zwischen Devonkalken und permischen Präbichlschichten in der Nähe der Leobner Hütte am Polster. Westlich von Eisenerz, aber auch am Erzberg, transgredieren sie über die verschiedensten Gesteinsglieder des Altpaläozoikums (E. SPENGLER 1926, G. FLAJS 1967 a). Diese Verhältnisse wurden bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts erkannt und auf den ersten geologischen Karten und Profilen in den Grundzügen richtig dargestellt, beispielsweise von F. v. LIDL 1853, der im Profil von den Seckauer Tauern in die Radmer die erst viel später in ihrer wahren Bedeutung erkannte tektonische Zweiteilung der Grauwackenzone vorwegnahm.

Die Arbeiten von K. METZ 1940, 1947, 1951, 1953 schufen mit die Grundlagen für eine befriedigende Klärung der großtektonischen Stellung der Grauwackenzone innerhalb des Deckenstapels der Ostalpen. Ihm verdanken wir die Erkenntnis des permotriadischen Alters der Rannachserie als sedimentäre Auflage des Kristallins. Weiters erhielt durch ihn das tektonisch über der Rannachserie liegende Karbon der „Veitscher Decke“ den heute üblichen, im Vergleich zu H. P. CORNELIUS 1950 enger gefaßten Begriffsinhalt. Seit A. TOLL-

MANN 1959 gehört diese untere Decke der Grauwackenzone zusammen mit der oberen Decke aus Altpaläozoikum („Norische Decke“) zum oberostalpinen Deckenstockwerk der Zentralalpen.

Im Jahre 1948 schloß E. CLAR eine – leider nicht veröffentlichte – geologische Neuaufnahme 1 : 25.000 zwischen Eisenerz, Gößgraben und Vordernberg ab. Aufgabe der Kartierung war die Sammlung von Beobachtungen für eine Abschätzung, wie tief die die Kämme beherrschenden Kalkmassive in ihre Schieferunterlage eintauchen, da geplant war, einen Förderstollen vom Erzberg zum Bahnhof Vordernberg bzw. von Krumpenthal in den Gößgraben zu schlagen. Für den projektierten Stollen vom Leitenschacht nach Vordernberg faßte E. CLAR seine Geländebeobachtungen und Schlußfolgerungen mit Profilschnitten in einer zweiseitigen Erläuterung zusammen. Diese Unterlagen wurden vom Verfasser dankenswerterweise dem Autor zur Verfügung gestellt. Sie werden im Archiv der Geologischen Bundesanstalt unter der Kurznummer AO 3772-R verwahrt.

Die Bedeutung der Mikropaläontologie zur Lösung der vielen offenen stratigraphischen Probleme im ostalpinen Paläozoikum erkannte als erster Professor H. W. Flügel, Graz, der seit 1960 die bereits abgeschlossenen, aber auch noch laufenden Arbeiten in der Steirischen Grauwackenzone anregte. Die Fortschritte, die durch den Einsatz der neuen, wegweisenden Forschungsmethode in der Eisenerzer Grauwackenzone erzielt werden konnten, machen denn auch verständlich, warum ältere stratigraphische Gliederungen und darauf basierende tektonische Lösungen widersprüchlich waren bzw. scheitern mußten. Infolge der vermutlich schon ursprünglichen Fossilarmut in diesem Gebiet, die sekundär durch die herrschende Metamorphose noch verstärkt wurde, war es früher nur möglich gewesen, einige wenige Horizonte $\pm$ genau zu datieren – der größte Teil der Schichtfolge wurde hingegen prostratigraphisch gegliedert und, wie gezeigt wurde, je nach Standpunkt des Bearbeiters mitunter höchst verschiedenen Abschnitten des Paläozoikums zugewiesen. Als Beispiel sei nochmals der Blasseneckporphyroid genannt, der in der Vergangenheit den verschiedensten Zeitepochen vom Kambrium bis in das Perm zugeordnet wurde (vgl. H. P. CORNELIUS 1952, K. METZ 1953, G. FLAJS 1964, F. THALMANN 1975).

Obwohl die Neuuntersuchungen anfangs nur auf die nähere Umgebung von Eisenerz beschränkt blieben, brachten sie innerhalb weniger Jahre eine Fülle neuer biostratigraphischer Fixpunkte, wie die Datierung der oberen Partien der feinschichtigen Grauwackenschiefer in das Oberordoviz, des Blasseneckporphyroids in den Grenzbereich Caradoc/Ashgill oder tieferes Ashgill, der Polsterquarzite und der Cystoideenkalke (erstmalig erkannt!) in das Ashgill, der Nachweis von älterem Silur in Kieselschiefer- und Kalkfazies und schließlich die Untergliederung der Kalkfolgen des Obersilurs und Devon beweisen. Mit dem Nachweis kalkiger Resedimente des Unterkarbons und der gleichfalls karbonischen, klastischen Eisenerzer Schichten darüber wurde am Erzberg und seiner Umgebung endgültig der Durchbruch zu einer vielfach abgesicherten und auf Fossilien begründeten Stratigraphie der variszischen Gesteinsfolgen in einem Umfang erreicht, der noch vor 20 Jahren undenkbar schien (G. FLAJS 1964, 1967 a, b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1973, 1976, H. P. SCHÖNLAUB 1977, 1980, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980). Im Folgenden fassen wir die Neuergebnisse zusammen und bringen darüber hinaus eine Reihe weiterer, bisher nicht publizierter stratigraphischer Befunde, die zum Verständnis des tektonischen Baus in diesem Raum von entscheidender Bedeutung sind.

Verzeichnis der nach 1960 im Gebiet des Kartenblattes erschienenen Aufnahmeberichte und wissenschaftlichen Abhandlungen:

A. Aufnahmeberichte: FLAJS, G. 1974: A35–A37; SCHÖNLAUB, H. P. 1974: A106–A107; SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G. 1975 a: A89–A90, 1975 b: A75–A77, 1979: A91–A97, SCHÖNLAUB, H. P. 1976: A136–A138, 1977 a: A114–A116, in Druck für 1979.

B. Abhandlungen: BERAN, A. 1975: 250–265, 1977: 90–95, 1979: 237–239; BERAN, A. & THALMANN, F. 1978: 287–303; FRITSCH, W. 1960: 225–231; FLAJS, G. 1964: 368–378, 1967 a: 157–218, 1967 b: 127–132; FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P. 1973: 245–254, 1976: 257–303, FLAJS, G. et al. 1963: 125–127; DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P. 1978: 77–88; HEINISCH, H. 1980: 253 pp, in Druck; JAEGER, H. 1969: 173–177; JUNG, G. 1980: 20–27; METZ, K. et al. 1980: 213–259; SCHÖNLAUB, H. P. 1979: 76–97, 1980: 265–289; SOMMER, D. 1972: 119–122; STATTEGGER, K. 1980: 333–363, 1982: 107–121; THALMANN, F. 1975: 245–263, 1979: 479–489.

Stratigraphie

Norisches Deckensystem (Abb. 4–6)

Ordoviz

Schichten unter dem Porphyroid (30–35)

(Oberordoviz bis Vor-Oberordoviz)

In der Umgebung des Präbichl wurden diese Gesteine von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 unter der Bezeichnung Gerichtsgraben-Gruppe zusammengefaßt. Zu ihnen gehört ein Teil der „Feinschichtigen quarzitäen Grauwackenschiefer“ im Sinne W. HAMMERS 1924: 14–16 aus dem Langteichen- und Magdwiesengraben im Süden des Kartenblattes, wo diese Gesteine eine Mächtigkeit von 400 bis 500 m erreichen. Neben diesen Vorkommen treten die gleichen Gesteine zu beiden Seiten des Vordernberger Tales auf, hier allerdings häufig mit Porphyroid verschuppt, im hintersten Erzgraben und auf der Platte sowie in kleineren Vorkommen im Krumpenthal und im Tullgraben bei Eisenerz.

Die Masse dieser klastischen Gesteine besteht aus eintönigen grauen bis hellgrauen Serizitschiefern bis Serizitquarziten und Arkoseschiefern mit Einlagerungen von Chloritquarziten, weiters grauen, häufig feingefalteten Schiefern mit phyllitischem Habitus, plattigen Streuglimmer-führenden Sandsteinen mit Übergängen in Schiefer sowie untergeordnet Grauwacken und schwarzen, kohlenstoffreichen Schiefern (Straße vom Präbichl nach Eisenerz). Reliktisch finden sich Sedimentstrukturen, wie Gradierung oder Andeutungen von Schrägschichtung (Teichengraben, Gerichtsgraben).

An der Basis und nahe ihrer Obergrenze schalten sich in die klastische Folge verschiedene Gesteine ein: Im Langteichengraben ein ca. 15 m mächtiger, vorwiegend weißer Glimmermarmor (32), der in konstanter Position bis südwestlich des Hohen Gemeindekogels zu verfolgen ist und stets im Hangenden von maximal 50 m mächtigen „Grünschiefern“ (33) auftritt. Nach A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 handelt es sich um verschiedene Typen von Chlorit-Aktinolith-Epidotschiefer, die bevorzugt im tieferen Teil cm- bis kopfgroße Gerölle von Quarz und hellen Orthogneisen (quarzreiche Metagranitoide, Albitgranitgneise) führen. In der Karte wurde dieses Gestein unter der Bezeichnung „Kalwanger Gneiskonglomerat“ (35) ausgeschieden. Das östlichste Vorkommen liegt im Magdwiesengraben am Kontakt zum Karbon der Veitscher Decke.

In den oberen Partien der Porphyroidunterlage sind unter dem Weg, der parallel zum Klammwaldtunnel der Präbichlbahn westlich von Blumau verläuft, neben braunen feinkristallinen Kalken hellblaugraue, gebänderte Kieseliefer eingeschaltet. Die gleichen Gesteine sind auch weiter nordöstlich im Bachriß aufgeschlossen, der von Hoheneck in den Ramsaugraben zieht sowie im westlich davon gelegenen Tullgraben. Ihre Position ist immer im Liegenden von Kalken bzw. des Blasseneckporphyroids. G. FLAJS 1967 a rechnet sie mit Vorbehalt zur normalen Schichtfolge unter dem Porphyroid.

Ebenfalls auf die oberen Bereiche der Porphyroidunterlage beschränkt, treten in mehreren Niveaus Kalke mit Mächtigkeiten bis zu 30 m auf (31). Auf der Nordseite des Gerichtsgrabens liegen drei Kalklinen, die lateral über mehrere hundert Meter aushalten. Weitere Vorkommen finden sich auf der Südseite, in ca. 1150 m Höhe auf der Nordseite des Größenbergs, im Tullgraben, im unteren Teil des Sesslergrabens nördlich Vordernberg sowie östlich des Ortes (Forststraßenaufschlüsse) und im Verbande mit den oben erwähnten Kieseliefer westlich Blumau. Auf der Südseite der Eisenerzer Alpen fehlen hingegen diese Einschaltungen.

Während die Kalkeinschaltungen westlich Eisenerz in ihrer Mächtigkeit und Ausbildung stark variieren (dm- bis mehrere Meter dicke Lagen blaugrauer kristalliner Kalke bis Flaserkalke), handelt es sich bei den Vorkommen im Gerichtsgraben um linsig struierte, $\pm$ feinkörnige Flaserkalke bis Knollenkalke, die seitlich in Mergel übergehen. Gute Aufschlüsse liegen zwischen der dritten und vierten Hangbrücke der neuen Bundesstraße westlich der Paßhöhe. Die nachstehend angeführte individuenreiche Conodontenfauna stammt aus der darüberliegenden Kalklinse, etwa 15 m unter der Forststraße, die nordwestlich des Passes von der Bundesstraße abzweigt (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976: 266–267):

- Acodus curvatus* BRANSON & BRANSON
- Acodus similis* RHODES
- Acodus trigonicus* (SCHOPF)
- „*Acontiodus*“ cf. *alveolaris* STAUFFER
- „*Acontiodus*“ *procerus* (ETHINGTON)
- „*Ambalodus*“ *triangularis* BRANSON & MEHL
- „*Amorphognathus*“ *ordovicicus* BRANSON & MEHL
- Amorphognathus* sp.
- Belodella erecta* (RHODES & DINELY)
- „*Cordylodus*“ *aculeatus* (STAUFFER)
- „*Cordylodus*“ *delicatus* BRANSON & MEHL
- „*Cordylodus*“ sp.
- „*Drepanodus*“ *cavus* WEBERS
- „*Drepanodus*“ *altipes* HENNINGSMOEN
- Hamarodus* sp.
- „*Hibbardella*“ cf. *diminuta* (RHODES)
- „*Hibbardella*“ *prima* (WALLISER)
- „*Hibbardella*“ n. sp.
- „*Keislognathus*“ *gracilis* RHODES
- Microcoelodus asymmetricus* BRANSON & MEHL?
- „*Oistodus*“ cf. *breviconus*
- „*Oistodus*“ cf. *niger* SERPAGLI

„*Oistodus*“ cf. *psendorobustus* SERPAGLI
 „*Oistodus*“ cf. *venustus* STAUFFER
 „*Oistodus*“ n. sp.
Panderodus compressus (BRANSON & MEHL)
Panderodus gracilis (BRANSON & MEHL)
Plectodina breviramea (WALLISER)
 „*Scandodus*“ *zermulaensis* SERPAGLI?

Mit dieser Fauna gut vergleichbar sind die Conodonten aus den Kalklinsen im Tull- und Ramsaugraben; die Zahl der Elemente ist aber wesentlich geringer.

Alter: Mit Ausnahme von Conodonten fanden sich bisher in den Gesteinen der Porphyroidunterlage keinerlei weitere Fossilien. Während für die conodontenführenden Kalke ein Alter im Grenzbereich Caradoc/Ashgill oder im älteren Ashgill anzunehmen ist und daher die umgebenden Klastika das gleiche Alter haben, muß der stratigraphische Gesamtumfang dieser Folge weiterhin offen bleiben. Im Vergleich mit anderen Gebieten des mediterranen Ordoviz (Böhmen, Montagne Noire, Sardinien etc.) machen aber Art und Mächtigkeitsverhältnisse dieser Ablagerungen die Annahme eines vor-ordovizischen Alters für die tieferen Anteile unwahrscheinlich.

Der Blasseneckporphyroid (28, Oberordoviz)

Der mit Recht als Leitgestein für die Grauwackenzone erachtete Blasseneckporphyroid tritt massiv im Norden des untersuchten Gebietes in Erscheinung. So ist dieses Gestein schon lange als Unterlage der Erz-führenden Kalke am Erzberg bekannt. Die westliche Fortsetzung liegt an der Basis des Tullriegels, die nordöstliche am Fuß des Glanzberges. Von hier zieht der Blasseneckporphyroid über den Gsollgraben in die Südhänge des Polster und weiter über den Kohlberg und Rötzgraben in das Lamingtal.

Ein zweiter südlicherer Streifen beginnt am Größenberg, von wo er – tektonisch stark zerschuppt – über die Plattenalm in den südlichen Gerichtsgraben zieht. Dem gleichen Zug können vermutlich die Vorkommen am Nordfuß der Vorderberger Mauer zugeordnet werden, die nach Südosten in den Raum nördlich des Klammkogels fortstreichen. Im Gegensatz zur großen Mächtigkeit des Nordzuges (400 m am Polster, über 1000 m im Rötzgraben) ist der Blasseneckporphyroid in diesem Zug maximal 100 m mächtig.

Im Süden des Arbeitsgebietes vereinigt sich der „Finstergraben-Porphyroid“ (G. HIESS-LEITNER 1931) mit dem Blasseneckporphyroid. Letzterer stellt die östliche Fortsetzung vom locus classicus dar, der über Leobner und die Südseite des Zeiritzkampels in unser Gebiet streicht. Im weiteren Verlauf nach Südosten ist die Mächtigkeit dieses Zuges auf maximal 40 m reduziert. Der Porphyroid endet im SW des Gehöfts Göpfried im Eselgraben. Die genaue Verbreitung ist bei H. P. SCHÖNLAUB 1977: A115 beschrieben.

Weitere Vorkommen eines Porphyroid-ähnlichen Gesteins, das vorläufig ebenfalls zum Blasseneckporphyroid gestellt wurde, finden sich am Kamm zwischen Reichenhals und Linseck sowie zwischen Hoher Lins und dem Sattel von „Auf der Stang“. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß es sich hier um Vulkanite karbonischen Alters handelt.

Nach H. HEINISCH 1980 tritt der Blasseneckporphyroid im Untersuchungsgebiet in zwei Haupttypen auf. Danach gehört der überwiegende Teil der Porphyroide zwischen dem Fin-

stergraben (Radmer) und dem Polster zum Typus der rekristallisierten und $\pm$ verschiefer-ten Porphyroide, die ein granoblastisches Quarz/Albit-Pflastergefüge mit 0,8 bis 1,2 mm großen Quarz- und Feldspateinsprenglingen zeigen. Das vormetamorphe Ausgangsgestein war vermutlich ein kristallreicher Ignimbrit mit einem Alkalirhyolith-Chemismus ¹⁾.

Der zweite Typ („Ratschengraben-Typ“) gehört zur Gruppe der Lapilli-führenden Porphyroide (pyroklastischer Porphyroid). Das Hauptvorkommen dieses Typs findet sich in etwa 1200 m Höhe an der Forststraße, die vom Reitinggraben in den Ratschengraben führt (H. P. SCHÖNLAUB 1977: 15). Als Lapilli finden sich Phyllitfetzen, Schiefer, Quarzite, Grauwacken und vulkanogenes pyroklastisches Material wie eckige Porphyrbuchstücke und zahlreiche stark ausgelängte kollabierte Bimslapilli. Obzwar in der Grundmasse wie im ersten Typ keine Reliktgefüge erhalten sind, ist die Deutung als subaerischer Ignimbrit mit hohem Bimsanteil für diesen Typ die wahrscheinlichste, auch wenn marin umgelagerte Tuffite nicht ganz auszuschließen sind. Nach dem Chemismus sind es ebenfalls Alkalirhyolite.

Eine Sonderform stellt die Entwicklung am Erzberg und seiner unmittelbaren Umgebung dar: Im Chemismus besteht hier eine Rhyodazit-Dazit-Vormacht mit hohen Gehalten an Fe, K und Ca. Bezeichnend ist außerdem eine Calcium-Metasomatose mit lokal vollständigem Ersatz der silikatischen Matrix durch Karbonate. Dies läßt den Schluß auf Stoffaustauschvorgänge bei oder nach der Bildung der Erzlagerstätte zu, die auch ein Grund für die Schwierigkeiten bei isotopengeologischen Untersuchungen des Porphyroids sein dürften (S. SCHARBERT 1977: 36).

Die folgende Tabelle 1 gibt einen Überblick über die chemische Variationsbreite von 255 analysierten Porphyroidproben aus der gesamten Grauwackenzone (aus H. HEINISCH 1980: 78).

An mehreren Stellen, so auf der Südseite des Polster, im Langteichengraben und östlich des Rötzgrabens kommen innerhalb der rekristallisierten massigen Porphyroide graue und schmutzig grünliche Schiefer (29) zur Ausbildung, die bis 80 m mächtig sein können. Sie werden als Normalsedimente aufgefaßt, die während der Förderpausen abgelagert wurden.

Die Frage, inwieweit die vulkanischen Ergüsse örtlich zur Gänze fehlen bzw. von klastischen Sedimenten vertreten sein können, stellt sich in der Nachbarschaft jener Räume, in denen der Porphyroid geringe Mächtigkeiten aufweist und eine schon primäre Beteiligung von Sedimentmaterial festzustellen ist (H. P. SCHÖNLAUB 1977: A115). So treten etwa im vermuteten Niveau der Porphyroide an der Forststraße zwischen Ranhaltergraben und Wilhelmerhütte (Magdwiesen) grobe Quarzite auf; ähnliche Gesteine fanden sich im oberen Zidritzgraben an der Forststraße in der Nähe der Schneideralm oder am Osthang des Schleichbergs im Gößgraben (25). Ihre Position ist stets im Liegenden einer bunten Folge sicherer silurischer Gesteine, wie Schwarzschiefer, basischer Vulkanite, Eisenkalke, schwarzer Kalke und löchriger Kalke. Die Vermutung, daß diese Grobklastika Äquivalente des Blasseneckporphyroids sein könnten, wird durch ein kleines Vorkommen von Porphyroid oberhalb der Gößmühle gestützt, das möglicherweise mit den Klastika auf der Südseite des Gößgrabens parallelisierbar ist.

Alter: Der Blasseneckporphyroid wird durch Conodontenfunde, die aus unter- und überlagernden Kalkniveaus stammen, in die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone der Conodon-

¹⁾ Der Nachweis der Ignimbrit-Natur ist aufgrund der mehrphasigen metamorphen und strukturellen Überprägung in der Steirischen Grauwackenzone nicht möglich. Vulkanische Primärgefüge sind jedoch im Tiroler Abschnitt der Grauwackenzone reichlich erhalten.

TAB. 1.

Variable	Mittelwert	Standard- abweichung	Minimum	Maximum	Schiefe
Haupt- und Nebenelemente	%	%	%	%	
SiO ₂	71,19	5,39	53,05	83,98	- 0,54
Al ₂ O ₃	14,89	1,79	9,05	20,71	0,23
ΣFe ₂ O ₃	3,41	2,03	0,41	12,38	1,21
MnO	0,05	0,04	0,01	0,23	1,56
MgO	1,30	1,01	0,01	6,22	1,77
CaO	1,36	1,25	0,04	7,02	1,56
Na ₂ O	2,64	1,30	0,01	7,52	0,30
K ₂ O	4,28	1,85	0,41	10,74	0,59
TiO ₂	0,44	0,29	0,03	1,40	0,56
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,01	0,66	0,75
Spurenelemente	ppm	ppm	ppm	ppm	
V	50	36	1	168	0,70
Cr	30	37	1	226	1,92
Ni	25	10	2	56	0,42
Cu	21	9	3	61	1,12
Zn	46	28	1	262	2,44
Ga	20	3	6	31	- 0,90
Pb	23	10	6	85	2,58
Rb	153	46	37	295	- 0,01
Sr	130	145	1	932	2,37
Y	47	6	31	67	0,13
Zr	249	49	45	415	0,32

tenchronologie des Ordoviz, d. h. in das ältere Ashgill eingestuft. Bezüglich der unterlagernden Kalke sei auf die Ausführungen auf S. 378 verwiesen. Die unmittelbare Auflage auf den Blasseneckporphyroid bilden die Polsterquarzite. Aus ihnen liegen zwar ebenfalls eine Reihe von Fossilresten vor (Brachiopoden, Cystoideen, Bryozoen; vgl. G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 271), doch erlaubt ihr schlechter Erhaltungszustand kaum stratigraphische Aussagen. Die konform darüber folgenden Cystoideenkalke lieferten hingegen eine relativ gut erhaltene Conodontenfauna des Oberordoviz, die sich zwar von jener aus der Porphyroidunterlage gering unterscheidet, aber die gleichen namengebenden Zonenfossilien führt (vgl. S. 382 – 383).

Polsterquarzit (27, Ashgill)

Die Polsterquarzite stellen die unmittelbare sedimentäre Auflage auf dem Blasseneckporphyroid dar. Ihre Verbreitung ist auf die Nordzone (Rotschütt-Pflegalm, Polsterkar, Polsterboden-Wintereben), dem Größenberg und dem Tullgraben beschränkt. Im Folgenden werden die Ergebnisse der sedimentgeologischen Neuuntersuchung von K. STATTEGER 1980 (Polsterkar, Rotschütt) und eigene Geländebeobachtungen zusammengefaßt.

Die Polsterquarzite sind maximal 60 bis 80 m mächtige, graue und graubräunliche, meist sehr kompakte, grob oder undeutlich gebankte Sandsteine mit einem hohen Anteil (85 bis

95%) von überwiegend monokristallinen undulösen Quarzkörnern. An ihrer Basis dominieren Quarzarenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, der obere Teil wird hingegen von feinkörnigen Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm gebildet. Zuoberst gehen sie durch Zunahme des Karbonatgehaltes im Bindemittel (= Kalksandsteine) in einem mehrere Meter breiten Übergangsbereich in die hangenden Cystoideenkalke über. Am Polsterboden kommen neben Sandsteinen auch graue Schiefer vor.

Die basalen, dickbankigen bis schlecht geschichteten Quarzarenite sind nach ihren Korngrößen als Mittel- bis Grobsande zu bezeichnen. Die gut bis ausgezeichnet gerundeten, häufig jedoch zerbrochenen Körner haben eine hohe Packungsdichte, aber kaum Korn-zu-Korn-Kontakte. An den Quarzkörnern können verschiedene Auflösungsstadien bis hin zur Bildung von polykristallinem Quarz beobachtet werden. Noch weiter fortschreitend, wurde die Quarzmatrix in Serizit umgewandelt. Die Undulation der Quarze ist in der Hauptsache wohl primär, d. h. die Quarzkörner waren schon vor ihrer Sedimentation gewogen.

Die feinkörnigen, häufig parallellaminierten und dunkel gefaserten Quarzwacken haben Korngrößen im Feinsand- und Grobsiltbereich. In der zu Serizit umgewandelten Matrix, die bis 57% erreicht, schwimmen teilweise nach der Längsachse eingeregelter, schlecht bis mittelmäßig gerundete Quarzkörner. Daneben tritt Kalifeldspat und saurer Plagioklas in geringen Mengen auf, akzessorisch findet sich Muskovit, Chlorit, Schwerminerale und opake Substanz (letztere bis 2,5%).

Die höheren, hellbraunen bis grauen, geschichteten bis gefaserten Kalksandsteine haben durchschnittlich 40% Karbonatanteil in der Grundmasse und als Echinodermenreste, der Rest besteht aus gut gerundetem Quarzdetritus und Serizit, akzessorisch kommen Muskovit und Schwerminerale dazu.

Nach K. STATTEGGER 1980 ist das Schwermineralspektrum der Polsterquarzite einheitlich; es überwiegen Zirkon, Turmalin und Rutil, der instabile Epidot ist mit durchschnittlich 5% beteiligt. Weniger häufig sind Apatit, Brookit-Leukoxen, Titanit, Anatas, Hornblende, Granat, Disthen, Staurolith, Chloritoid und Orthit.

Die fazielle Deutung weist die Polsterquarzite als typische Transgressionssequenz über dem Blasseneckporphyroid aus, ohne jedoch von diesem als Sedimentlieferant stärker beeinflusst zu sein: Die sedimentgeologischen Merkmale der basalen Quarzarenite sprechen für hochenergetische Strandsande, die feinkörnigen Quarzwacken für ein flachmarines, energieärmeres Milieu nahe dem Gezeitenbereich, während die Kalksandsteine die klastische Entwicklung beenden. Mit den folgenden Cystoideenkalken hat sich schließlich die reine Karbonatfazies eingestellt.

Als Liefergebiet der Klastika nahm K. STATTEGGER 1980 einen im Norden der Grauwackenzone gelegenen Altkristallinkomplex an, dessen niedrigmetamorphe Hüllgesteine erosiv entfernt wurden und in den Ablagerungsraum der Grauwackenzone transportiert wurden. Nach den von K. STATTEGGER beschriebenen Befunden hatte der älter gebildete Blasseneckporphyroid als Schuttlieferant nur eine mäßige lokale Bedeutung.

Wie im historischen Teil ausgeführt, wurden in der Vergangenheit einige schlecht erhaltene Brachiopoden- und Bryozoenfunde aus den Polsterquarziten für stratigraphische Aussagen überbewertet. Der Hauptfundpunkt liegt am Knappensteig, und zwar in Höhe 1585 m, wenige Meter östlich der Wegbiegung bzw. östlich des Rückens, der das Polsterkar nach Süden abschließt. Der äußerst schlechte Erhaltungszustand der nur aus

stark verwitterten Quarzwacken gewinnbaren limonitischen Abdrücke erlaubt auch nach Neufunden weder artliche noch generische Bestimmungen.

An der Forststraße von Blumau auf den Größenberg (Ofneralm) finden sich nach der Linkskehre in einer Höhe von knapp unter 1100 m plattige tonreiche Kalke im Liegenden von plattigen Grobsandsteinen. Sie sind in der Weiterführung der Straße wiederholt aufgeschlossen und zwar immer über tonreichen löchrigen Kalken des jüngeren Ordoviz (ordovicicus-Zone) und unter hellgrauen, rosa oder violett gefleckten Kalken des älteren Wenlocks bzw. des Obersilurs. In der Rechtskurve in Höhe 1200 m liegen die gleichen Sandsteine ebenfalls über ordovizischen Kalken, die nach den bisher zur Verfügung stehenden Conodontendaten sowohl zur Porphyroidunterlage gehören können als auch Äquivalente der Cystoideenkalke sein können. Die hier verbreiteten Sandsteine sind vorwiegend grau, cm- bis dm-gebant und auffallend reich an Streuglimmer.

Die genannten Gesteine wurden bereits von G. HIESSLEITNER 1929 auf der geologischen Karte der Umgebung des Erzbergs im Hangenden des Porphyroids eingezeichnet. In der Neuaufnahme von E. CLAR 1948 (unpubl.) wurden sie ebenfalls ausgeschieden und mit Vorbehalt in das Untersilur (Ordoviz) eingeordnet. Wir parallelisieren sie vorläufig mit den Polsterquarziten, sind uns aber bewußt, daß eine endgültige Klarstellung ihres wahren Alters erst nach umfangreicheren conodontenstratigraphischen und tektonischen Detailuntersuchungen am Größenberg möglich sein wird.

Cystoideenkalke (26)

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme der Eisenerzer Grauwackenzone wurden diese Kalke das erste Mal von G. FLAJS 1974 : A35 und H. P. SCHÖNLAUB 1974 : A106 erkannt und kurz beschrieben. Eine ausführliche Behandlung folgte 1976 (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 271–272). Danach sind die Cystoideenkalke hellgraue bis rosa gesprenkelte, undeutlich gebantke bis schwach geflaserte, sehr reine Spatkalke, die maximal 15 m mächtig werden und reichlich Fossilschutt von Cystoideen bzw. örtlich Querschnitte von vollständigen Cystoideentheken führen (z. B. im Polsterkar oder am Kamm vom Niederpolster gegen den Krempelgraben in Höhe 1580 m). Sie folgen über den obersten Kalksandsteinen der Polsterquarzite oder direkt über dem Porphyroid („Übergangsporphyroid im Sinne von A. KERN 1927).

Die Cystoideenkalke wurden an folgenden Stellen festgestellt: Rotschütt, Pflegalm, östlicher Seitengraben des Handlgrabens, Polsterkar, Niederpolster-Krempelgraben-Winterengraben, Erzberg (Fazies der Übergangsporphyroide), Plattenalm, Kotalm, Geissalm und am Kamm südlich des Präbichl. Mit Vorbehalt werden auch die in der Karte eingetragenen Kalklinsen auf der Nordseite des Größenbergs zu den Cystoideenkalken gerechnet.

Ein vollständiges, 13 m mächtiges Profil durch die Cystoideenkalke ist nahe dem Kamm zwischen dem südlichen und nordöstlichen Polsterkar, ca. 50 m über dem Knappensteig aufgeschlossen. Von hier stammt eine relativ gut erhaltene und relativ individuenreiche Conodontenfauna (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976):

Acodus similis RHODES

Acodus trigonius (SCHOPF)

„*Acontiodus*“ *procerus* (ETHINGTON)

„*Ambalodus*“ *triangularis* BRANSON & MEHL

Amorphognathus cf. *ordovicicus* BRANSON & MEHL

„*Drepanodus*“ *amplissimus* SERPAGLI

„*Keislognathus*“ cf. *simplex* ETHINGTON

„*Ligonodina*“ *delicata* (BRANSON & MEHL)?

„*Oistodus*“ *rhodesi* SERPAGLI

Panderodus gracilis (BRANSON & MEHL)

Panderodus unicostatus (BRANSON & MEHL)

Plectodina breviramea (WALLISER)

Protopanderodus insculptus (BRANSON & MEHL)

Protopanderodus sp.

„*Scandodus*“ *zermulaensis* SERPAGLI

Tetraprioniodus cf. *superbus* (RHODES)

Walliserodus debolti (REXROAD)

Unter der Bezeichnung „Übergangsporphyroid“ verstand A. KERN 1927: 28 am Erzberg die obersten verkalkten, dolomitisierten oder vererzten Partien des Blasseneckporphyroids (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980: 179). Sie sind in der gegenwärtig auf den Etagen „Hell“, „Eva“ und „Rosina“ 6 bis 8 m mächtig aufgeschlossen und als Wechsel von dm-dicken hellen und rötlichen Kalklagen und grünlichgrauen sandigen Lagen ausgebildet, die nach oben in Ankerite übergehen. Die Kalke lieferten eine kleine Conodontenfauna, die trotz ihrer schlechten Erhaltung mit jener aus den „typischen“ Cystoideenkalken am Polster gut vergleichbar ist.

Alter: Nach der Conodontenchronologie des Ordoviz gehört die Fauna in die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone des oberen, aber nach heutiger Kenntnis nicht jüngsten Ordoviz (A. D. McCracken & C. R. Barnes 1981). Nach der britischen Gliederung wird ein Alter im jüngeren Ashgill vermutet (vgl. G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976: 272).

Grauwackenschiefer (23, ?Oberordoviz-Silur)

Unter dieser Bezeichnung wird eine über 1000 m mächtige Folge von hauptsächlich grauen, häufig gestreiften Schiefern, Serizitschiefern, Grauwackengesteinen und untergeordnet Sandsteinen bis sandigen Schiefern zusammengefaßt, die im Hangenden des Finstergraben- bzw. Blasseneckporphyroids auftreten und über den Langteichengraben nach Südosten in den hinteren Gößgraben und den Magdwiesengraben in die Reitingau streichen, wo sie zusammen mit jüngeren Gesteinen (Obersilur, Devon, Karbon) tektonisch unter das Devon der Reitingdecke abtauchen. Auf der Ostseite der N-S streichenden Reiting-synklinale kommen in derselben Position die gleichen Gesteine vor, nämlich auf der Südseite des Vordernberger Tales und beiderseits des Gößgrabens am Mitterberg und am Schleichberg.

Die mächtige Schieferfolge unterscheidet sich von den klastischen Gesteinen unter dem Porphyroid durch ihre Vergesellschaftung mit basischen Vulkanitabkömmlingen (24), dunklen Kalken (21) und Schwarzschiefern (22). In der Reihenfolge ihres Auftretens nehmen die Grüngesteine eine mittlere Position zwischen den Schwarzschiefer-führenden Horizonten ein, die Kalke hingegen finden sich in verschiedenen Niveaus sowohl in Verbindung mit Schwarzschiefern als auch zwischen und über den Grünschiefern. Während die Kalke meist nur geringmächtige Einschaltungen im Meterbereich bis maximal 10 m Mächtigkeit darstellen, bilden die Grüngesteine und örtlich auch die Schwarzschiefer la-

teral über mehrere Kilometer anhaltende mächtige Züge. So wird der Grüngesteinszug am Kamm zwischen Paarenkogel und Kragelschinken etwa 250 bis 300 m mächtig. Damit vergleichbar ist das Vorkommen im Osten des Reiting am Mitterberg mit dem Grüngesteinszug des Finzenkogels.

Die Bezeichnung „Kieselschiefer“ ist ein Arbeitsbegriff für alle schwarzen kieseligen Gesteine. Es sind hauptsächlich phyllitische, schwarz abfärbende Kieselschiefer, dünnplattige Lydite, Alaunschiefer mit Übergängen in erdige Schiefer und Siltschiefer, schwarze Schiefer von phyllitischem Habitus, dünnlagige Graphitquarzite und schwarze Mergelschiefer. Aus Kalklagen von der Basis des Kieselschieferzuges südlich der Kohlleitenalm im Tal-schluß des Finstergrabens gewannen G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1973 eine kleine Conodontenfauna des jüngsten Llandovery oder – mehr wahrscheinlich – aus dem älteren Wenlock (amorphognathoides-Zone). Ein jüngerer Kalkvorkommen liegt hingegen weiter im Osten am Kamm zwischen Sausattel und Paarenkogel, also im Liegenden des ersten Fundpunktes. Die Kalke führen Leitconodonten der sagitta-Zone, d. h. aus dem jüngsten Wenlock oder dem älteren Ludlow. Diese Verhältnisse sprechen für eine lokale Schuppentektonik innerhalb der „Grauwackenschiefer“.

Wie bei H. P. SCHÖNLAUB 1975 : A89, 1976 : A136–A138, 1978 : A91–92 beschrieben, setzt der Grüngesteinszug des Ochsenkogels und Kragelschinkens nach Südosten fort und spaltet sich südlich des Wildfeld in zwei Äste auf. Während der südliche Zug über die Grabnerspitze und den Graskogel nach Südosten in die Reitingau zieht, streicht der nördliche Zug über den Abtreibsattel, Silbergraben, Kreuzenalm in die Hänge nördlich des Tullingergrabens. Auch die Grünschiefer im hinteren Gößgraben (Sesslergraben, Brunnriedel) werden zu diesem Zug gerechnet.

Von entscheidender Bedeutung für den Altersnachweis der Vulkanite erwies sich die Profilabfolge am Fuß des Wildfeld zwischen dem oberen Langteichengraben und dem Schrenkgraben (H. P. SCHÖNLAUB 1976 : A137): In einer Höhe von ca. 1600 m gehen die massigen Grüngesteine in einer 10 bis 15 m mächtigen Zone allmählich unter Zunahme des Karbonatgehalts und Zwischenschaltung grünlicher Tuff- und Schieferlagen in geschieferte bis geflaserte, grau und rosa gefärbte, etwa 15 m mächtige Crinoidenkalke über, die Conodonten der amorphognathoides-Zone, d. h. des Grenzbereichs Llandovery/Wenlock führen. Sie repräsentieren damit die gleiche Zone wie jene aus dem Fundpunkt Kohl-leitenalm im Liegenden der Vulkanitfolge. Diese Zone konnte noch 50 m höher innerhalb von Kalkbänken nachgewiesen werden, die sich in die folgenden, über 150 m mächtigen schwarzen Kieselschiefer, Lydite und Siltschiefer einschalten. Die hangenden Kalke des Wildfelds gehören hingegen zur Gänze in das jüngere Unterdevon (Zlichov-Stufe; vgl. H. P. SCHÖNLAUB 1977 : A116).

Weitere Versuche, die in der Karte verzeichneten Kalke in den „Grauwackenschiefern“ zu datieren, blieben bisher ergebnislos. Dies trifft auch auf die geringmächtigen Kalke am Schleichberg zu (H. P. SCHÖNLAUB 1976 : A138). Die über den Grüngesteinen folgenden Kalkhorizonte lieferten hingegen im Zug „Blauer Herrgott“-Teichenecksattel und im Profil des „Arnikariedels“ zwischen Moosalm und Kreuzenalm (siehe unten) teilweise gut erhaltene Conodontenfaunen des Obersilurs und Unterdevons (vgl. H. P. SCHÖNLAUB 1976 : A137–A138). Das gleiche gilt für die Basis der über den Grüngesteinen bzw. den Grauwackenschiefern folgenden Kalke östlich des Jassinggrabens auf der Südseite des Gößgrabens.

Der mächtige Grünschieferzug des Kragelschinken besteht nach G. HIESSLEITNER 1931 : Fig. 2 aus einer Wechselfolge von grünen Chloritschiefern, Fleckenschiefern, Diabasschiefern, verschiedenen sandig-quarzitischen Tonschiefern und untergeordnet Lagen von massigen Plagioklas-Hornblendegesteinen. Letztere sind massig-körnige Typen mit meist zersetzter Hornblende und makroskopisch erkennbarem Plagioklas. Schöne Aufschlüsse liegen an den Jagdhütten zwischen Schrenkgraben und Langteichengraben in Höhe 1580 m, in der östlichen Fortsetzung am Abtreibsattel und im obersten, vom Wildfeld herabziehenden Ast des Silbergrabens, an der Forststraße zur Philipps-Jagdhütte, nördlich des Kreuzsattels, am Ende der Forststraße auf den Brunnriedel NE des Hoheneck und oberhalb von „Steiner im Berg“ im Eselgraben. Östlich des Reiting dominieren zwar ebenfalls Grünschiefer und Flatschentuffe über massige und zähe Grüngesteine, die hier – im Gegensatz zu den Vorkommen westlich des Reiting – stellenweise mit Andeutung von Fließstrukturen und löchriger Oberfläche erhalten sind und vermutlich Laven sind. Die wichtigsten Vorkommen sind an den Hängen beiderseits des Grabens von der Trendleralm in den Gößgraben und an dem nach Süden vorspringenden Rücken am Ende der Forststraße vom Gößgraben über das Gehöft „Neurieser“ zum Finzenkogel in einer Höhe von etwa 1225 m.

Im Folgenden geben wir eine petrographische Kurzbeschreibung einzelner Typen von Grüngesteinen aus dem Aufnahmegebiet. Die Bearbeitung der Dünnschliffe führte Dr. A. DAURER, GBA, durch:

Vorkommen: Höhe 1150 m oberhalb von „Steiner im Berg“ im Eselgraben, NE Mautern im Liesingtal. Schliff Nr. 80/68.

Makroskopisch: Mittelkörniges, leicht rostig anwitterndes, „Prasinit“-ähnliches Gestein mit heller Grundmasse und dicht gepackten, deutlich geregelten, dunklen, körnigen Einsprenglingen.

U. d. M.: Weitgehend umkristallisierte Grundmasse aus Albit, Epidot, Titanit, feinspießigem Aktinolith, Karbonat, Serizit und etwas Quarz und Erz umflasert große, blasse, zum Teil kräftig deformierte (verbogen, zerbrochen), meist gedrunken ausgebildete Hornblende.

Klassifikation: Metabasalt; wahrscheinlich ist das Gestein ein metamorpher Lagergang (= Sill).

Vorkommen: Südseite des Wildfeld in Höhe 1630 m unmittelbar über dem Steig, der von der Kreuzenalm zum Abtreibsattel führt. 77/550.

Makroskopisch: Hellgrünes, mittelkörniges Gestein; im Bruch sind dunkle Einsprenglinge in einer hellen Grundmasse sichtbar.

U. d. M.: Regellooses, granoblastisches Plagioklasplaster (An-Gehalt ehemals um 30%) mit rekristallisierten Bereichen aus Albit, Quarz, Calzit und etwas Serizit. Darin liegen idioblastische Einsprenglinge von zum Teil stark zersetzten, chloritisierten, blaßgrünen Hornblenden und großen, intensiv braunen Titaniten.

Klassifikation: Spessartit (Hornblendeporphyr).

Vorkommen: Forststraßenaufschluß in Höhe 1330 m nahe Sesslerbach an Verbindung hinterster Langteichengraben-Rannsbachhütte. LT 4.

Makroskopisch: Helles Ganggestein mit dunklen, säuligen Einsprenglingen und ganz schwacher Paralleltextur.

U. d. M.: Grundmasse aus feinkristallinem Quarz, wenig Plagioklas, viel Serizit und Chlorit. Ehemalige große Plagioklaseinsprenglinge sind zur Gänze saussuritisiert (Serizit, Zoisit, Klinozoisit, Chlorit), Quarzeinsprenglinge sind natürlich erhalten. Die schönsten Einsprenglinge sind große, idiomorphe, verzwilligte Amphibole von blaß-bräunlichem Pleochroismus, die oft einen sekundären Chloritsaum (Mg-Fe) gegen ihre Umgebung entwickeln. Häufig haben sie Einschlüsse von kleinen, serizitisierten Plagioklasen.

Klassifikation: Hornblendeporphyr.

Vorkommen: Mitterberg SSE Finzenkogel am Ende der Forststraße (nicht in Karte verzeichnet) in Höhe 1230 m am nach Süden vorspringenden Rücken. Schliff Nr. 81/82.

Makroskopisch: Lössig verwitternder, blaßgrünlicher Grünschiefer mit dunkelgrünen Flatschen.

U. d. M.: Grundmasse aus wirrspießigen Aktinolith, Epidot, Chlorit, Erz, Albit und etwas Quarz, der auch in pflasterartigen Rekrystallisaten gemeinsam mit Karbonat (grobkörnig) auftritt. Die bis zu 4 mm großen Einsprenglinge zeigen teilweise idiomorphe Umrisse; selektive Chloritisierung zeichnet die ehemaligen Spaltrisse nach. Sie bestehen nur aus zum Teil kräftig gefärbten Aktinolithen und Chlorit. Daneben finden sich auch kleine, rundliche Plagioklaseinsprenglinge. Die makroskopisch sichtbare Schieferung ist im Dünnschliff nicht erkennbar.

Klassifikation: Grünschiefer mit ehemaligen Pyroxeneinsprenglingen (= Metabasalt).

Vorkommen: Mitterberg, Wirtschaftsstraße Gößgraben–Trendleralm zwischen den Gehöften Reisacher und Finzen. Schliff Nr. 81/17.

Makroskopisch: Blaßgrünes, zähes, schwach geschiefertes Gestein mit dunkelgrünen Flatschen.

U. d. M.: Im Mineralbestand fast identisch mit Nr. 81/21 (Vorkommen gehört zum gleichen Zug). Jedoch etwas grobkörniger und reicher an größeren Einsprenglingen (bis zu 8 mm). In der Grundmasse tritt auch etwas Leukoxen meist in der Nähe der Einsprenglinge auf. Durchschieferung auch im Schliff erkennbar. Agglomerate aus Quarz und Karbonat fehlen; letzteres tritt nur in Adern auf.

Klassifikation: Grünschiefer mit ehemaligen Pyroxeneinsprenglingen (= Metabasalt).

Vorkommen: Mitterberg, Wirtschaftsweg zur Trendleralm in Höhe 1040 m unmittelbar östlich der Trendleralm am Weg Nr. 81/16.

Makroskopisch: „Forellenschiefer“. Blaßgrünlich, geschiefertes Gestein mit dunklen Flecken.

U. d. M.: Sehr feinkörniges Gemenge aus Albit, blaßgrünem Chlorit, Leukoxen, Erz und etwas Quarz, in dem diffus begrenzte, zum Teil linsig ausgelängte Chloritinseln (ehemalige Glaslapilli?) regelmäßig verteilt sind. Die Chloritflatschen zeigen manchmal zonare Anordnung (Mg-betont am Rand, Fe-betont gegen das Zentrum, das teilweise auch einen opaken Erzkern haben kann).

Klassifikation: Chloritflatschenschiefer.

Vorkommen: Forststraße vom hintersten Langteichengraben nach Westen in Richtung Philipphütte wenige Meter vor markantem Bergrücken, an dem die Straße nach NNW biegt (1. Grünschieferzug). Nr. LT 1.

Makroskopisch: Sehr feinkörniges, dichtes Gestein mit gut eingeregelter, dunkelgrünen Flatschen.

U. d. M.: Feinstkörniges nematoblastisches Flaserwerk aus Aktinolith, wenig Chlorit, etwas Epidot und relativ viel Titanit. Vereinzelt sprossen etwas größere Aktinolithe quer. Auffällig sind die ausgeschwänzten linsigen Einschaltungen, die fast ausschließlich aus Chlorit bestehen. Sie könnten devitrifizierte Glaslapilli sein. Vereinzelt tritt Karbonat auf.

Klassifikation: Metaglastuff.

Die von H. P. SCHÖNLAUB 1977: A115 für Teilgebiete westlich des Reiting vermutete tektonische Wiederholung der Porphyroidunterlage, für die die Monotonie der Sedimente im Talschluß der Reitingau und gröberklastische Ablagerungen bei der Schneideralm sprechen würden, konnte bisher nicht verifiziert werden. Wir schließen sie zwar nicht aus, geben aber neben dem Fehlen von markanten Störungen das fast gleichmäßige Nordost-Fallen aller Gesteine zu bedenken. Außerdem mag die Einförmigkeit der Schieferfolge – im Vergleich zu den übrigen Vorkommen von „Grauwackenschiefern“ – fazielle Ursachen haben.

Silur

Schwarzer Kieselschiefer (22), Orthocerenkalk, Eisenkalk, bunter Kalk (21) (Untersilur bis Obersilur)

Neben den schon im vorherigen Kapitel genannten Einschaltungen von Schwarzschiefern in den oberordovizisch (?) bis silurischen Grauwackenschiefern kommen schwarze Kieselschiefer, Alaunschiefer und Lydite mit vereinzelter dunklen Kalklagen auch über ihnen sowie als zeitgleiche Entwicklung vor. Wir finden sie entweder im Liegenden der geschlossenen obersilurischen Kalkfolge (21) oder in einer Wechsellagerung mit verschiedenen Kalken des Silurs (Eisenkalke, Orthocerenkalke). Die erste Entwicklung ist im Nor-

den des Kartenblattes ausgebildet (Größenberg, Sauerbrunngraben, Weiritzgraben, Donnersalpe, Weißenbach, Tullgraben, Große Fölz), aber auch östlich des Reiting, die zweite an der Basis des Wildfelds, bei der Linsalm und auf der Westseite des Reiting.

Nach den Untersuchungen von G. FLAJS 1964, 1967 a in der Umgebung von Eisenerz dominieren im Untersilur schwarze Kieselschiefer und Alaunschiefer. Im unteren Sauerbrunngraben und im Beresbach westlich des Ramsaugrabens schalten sich darin vereinzelt Kalkbänke ein, die Conodonten der amorphognathoides-Zone führen (Grenzbereich Llandovery/Wenlock). Aus der darüberfolgenden Kieselschiefer-Kalk-Wechselfolge wurden im Beresbach und im Tullgraben die sagitta-Zone, im Weißenbach und im Beresbach mehrfach die ploeckensis-Zone nachgewiesen. Leitconodonten der anschließenden siluricus-Zone, die das höhere Ludlow belegen, stammen bereits von der Basis der darüberfolgenden geschlossenen Kalkfolge (21), die aus meist gut gebankten bis plattigen, grauen und hellen, häufig rötlich-bunt gefleckten Kalken mit zwischengeschalteten schwarzen Tonhäuten besteht. Durch die Verwitterung von Pyritnestern und -kugeln erhält die Oberfläche ein charakteristisches „löchriges“ Aussehen. Diese Kalke erinnern stark an oberdevonische Flaserkalke in den Karnischen Alpen, was der Hauptgrund für ihre Fehleinstufung in der Vergangenheit gewesen sein dürfte (E. HABERFELNER 1935).

Angaben zur Mächtigkeit dieses Silurs unter der geschlossenen Kalkentwicklung sind mangels weiterer biostratigraphischer Belege und in Anbetracht der intensiven Faltungs- und Schuppentektonik, von der gerade diese Gesteine betroffen wurden, mit großer Unsicherheit behaftet. Werte zwischen 50 m und 80 m dürften nach unseren Erfahrungen für diese Schichten in der Umgebung von Eisenerz am ehesten zutreffen. Die geschlossene Kalkfolge darüber erreicht eine Mächtigkeit von etwa 30 m. Abgesehen von Indexconodonten der siluricus-Zone, wurden darin nur langlebige Conodonten wie *Ozarkodina e. excavata* gefunden.

Die zweite Entwicklung des Silurs, die als „Mischfazies“ bezeichnet werden könnte, ist an der Basis der Wildfeld-Decke ausgebildet. Stellvertretend für eine Reihe weiterer Profile, besonders an der Westseite des Reiting zwischen Fuchskogel und Gmeingraben/Kaiseralm oder südlich der Ramsau an der mittleren Forststraße, werden im Folgenden das Profil am Arnikariedel zwischen Moosalm und Kreuzenalm sowie das Profil nördlich der Linsalm angeführt, die m. E. die Verhältnisse am besten zeigen und nur gering von Schuppung betroffen werden. Unter Einschluß des Devons und Karbons lassen sich beide Profile von oben nach unten wie folgt gliedern (Teilergebnisse vgl. bei H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS 1975: A90, H. P. SCHÖNLAUB 1976: A137–A138).

Das erste Profil führt auf der Südseite des Arnikariedels (1758 m) vom Gipfel zum Steig, der von der Moosalm zur Kreuzenalm verläuft:

- j) Klastische Eisenerzer Schichten des Karbons (dunkle Schiefer und metermächtige Lydite);
- i) ca. 20 m graue, dünngebankte Kalke und Kalkschiefer. Die oberste Probe führt *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. und *Ancyrodella* sp., die für älteres Oberdevon (Frasne) sprechen;
- h) 6 m bräunlich verwitternde, dicht gefaserte Netzkalke;
- g) ca. 30 m blaugraue, dünngebankte Plattenkalke, die vermutlich älteres Devon (Lochkov) vertreten;
- f) ca. 20 m hellgrau-grau gefleckte und teilweise dunkelbraune, aber auch rötliche Flaserkalke, häufig mit linsigem Gefüge. Selten führen sie Orthoceren. Zwischengeschaltet sind dunkle Schiefer und tonreichere Partien. Durch die Verwitterung erhält die Oberfläche ein charakteristisches „löchriges“ Aussehen. Die Kalke werden mit Vorbehalt dem Obersilur (Přidolí) zugewiesen.
- e) ca. 20 m braun verwitternde Eisenkalke und helle Flaserkalke, im Wechsel mit schwarzen Schieferlagen und Schiefen;
- d) 12 m Kieselschiefer und Kalke, wie oben;

c) 8 m braun verwitternde Kieseliefer, Alaunschiefer und Kalkschiefer des Grenzbereiches Wenlock/Ludlow. Dieses Paket reicht, durch Störungen seitlich um etwa 50 m versetzt, bis in eine Höhe von etwa 1550 m. Nach einer Aufschlußflücke folgen zwischen 1520 m und 1480 m:

- b) ca. 35 m helle Bänderkalke und Flaserkalke, die nach oben in Kieseliefer übergehen;
- a) Grünsteinszug im Bereich des Steiges.

Das Profil in den Gräben nördlich der Linsalm schließt eine mehrfache tektonische Wiederholung von Silur, Devon und Karbon auf. Es wurden die teilweise schwierig begehbaren mittleren und östlichen Rinnen aufgenommen, die in das Kar der Linsalm entwässern. Die beiden Profile gliedern sich von oben nach unten wie folgt (vgl. Taf. 2, „Detailprofil Linsalm“):

Mittlere Rinne: In Höhe 1750–1760 m ist die tektonische Auflage der Kalke der Reitingdecke auf den Eisenerzer Schichten aufgeschlossen. Die mehr als 200 m mächtigen Kalke der Reitingdecke sind undeutlich gebankte und gebänderte helle Crinoidenkalke und tonarme dichte $\pm$ bunte Kalke vom Typus der Oberen Polsterkalke bzw. der Sauberger Kalke. Von dieser Lokalität konnten keine Conodonten gewonnen werden.

- n) 1 m mächtige, stark verquetschte dunkle Eisenerzer Schichten;

m) ca. 15 m helle Kalkschiefer, teilweise vererzt, im Wechsel mit grob gebankten Crinoidenkalken. Dünnere Kalkbänke gleichen lithologisch den Polsterkalcken des mittleren Unterdevons, sie sind ebenso hellrosa gesprenkelt.

l) Ca. 30 m Folge von graubraunen, feinkörnigen Sandsteinen, milden dunklen Tonschiefern, hellen, vorwiegend aber dunklen cm-gebankten Lyditen, die in mehreren Niveaus auftreten. In ihrem oberen Teil sind die Schiefer stark deformiert, im unteren Teil sind sie plattig-ebenflächig ausgebildet. Wir vermuten deshalb eine Schuppen-grenze zwischen den Schiefen und dem hangenden Kalkkeil.

k) 60 bis 80 m mächtige wandbildende, vorwiegend graue dünnbankige und gefaserte Tentakulitenkalke mit Einlagerungen grobgebankter Crinoidenschuttbänke. Örtlich kommt es zur Ausbildung von Kalkschiefern. Neben unbestimmbaren Tentakuliten führen die Kalke *Polygnathus gronbergi*, *P. perbonus*, *Pandorinellina steinbornensis* ssp. und *Pandorinellina* sp.; sie gehören damit der gronbergi-Zone an, d. h. sie haben ein Zlichov-Alter nach der böhmischen Gliederung des Unterdevons.

j) 50 bis 60 m Schiefer, dunkle Sandsteine und dunkle Lydite (Eisenerzer Schichten). Der in der Karte verzeichnete Steig quert den unteren Bereich der Schiefer.

Östliche Rinne: Das Profil verläuft an der östlichen Rinnenflanke südlich des Hoch-eller. Die oberste Kalkprobe ¹⁾ stammt aus den oben unter k) beschriebenen Tentakulitenkalcken im Liegenden der Eisenerzer Schichten. Sie enthält eine schlecht erhaltene Conodontenfauna mit stark deformierten, vorwiegend bruchstückhaften Elementen. Es wurden bestimmt: *Palmatolepis glabra prima*, *P. marginifera* ssp., *P. gl. pectinata*, *P. perlobata* ssp., *Polygnathus nodocostatus* ssp., *Icriodus* sp. (Pr. 80/109). Alter: Die Conodonten zeigen ein doIIbeta–doIIalpha-Alter für die höchsten Partien der Kalke an. Dieses Alter konnte am Top der gleichen Kalke in der mittleren Rinne bisher nicht nachgewiesen werden (Probe 77/79 führte keine stratigraphisch verwertbare Fauna). Es gelang hier aber der Nachweis von Unterdevon in Probe 77/80, etwa 15 m unter der Obergrenze der Kalke.

Das Profil setzt unter den bei j) genannten Eisenerzer Schichten unter dem Steig fort:

i) Ca. 15 m mächtige Kalkrippe, bestehend oben aus hellen Flaserkalcken und unten dunklen Kalcken, die in einem 2 m-Bereich mit der Unterlage durch Übergänge verbunden sind. Die Kalke liefern nicht näher identifizierbare Conodonten (Pr 77/85).

- h) 12 m schwarze gebankte Lydite und Kieseliefer;

g) 80 bis 100 m mächtige, helle, gebänderte Flaserkalke, Kalkknollenschiefer und hauptsächlich im unteren Teil dunkle plattige Kalke mit Schieferzwischenlagen. Ihre lithologische Untergrenze liegt an einem kleinen Jagdsteig, der in Höhe 1420 m den Graben quert. Zwei Proben aus diesen Kalcken lieferten indeterminate Astform-

¹⁾ Fälschlicherweise als Brekzie in der Karte ausgewiesen.

Conodonten, eine Probe knapp über dem Steig ein Bruchstück, das mit Vorbehalt zu *Pedavis pesavis* (BISCHOFF & SANNEMANN) gestellt werden kann (Pr. 77/87). Die Kalke werden daher vorläufig in die Prag-Stufe des böhmischen Unterdevons eingeordnet; ihr Oberteil könnte freilich ein jüngeres Alter haben.

f) 15 m blaugraue, massige bis grobgebankte Kalke mit mergeligen Zwischenlagen folgen unter dem Steig. Die Conodontenfauna (Pr. 77/88) mit *Ozarkodina r. remscheidensis* (ZIEGLER) und *Pandorinellina optima* (MOSKALENKO) zeigt ein Lochkov-Alter für die dunkle Wechselfolge von Kalken und Schiefern an.

e) 6 m graue und hellgraue „löchrige“ Kalke. Aus Analogiegründen wird dieser Horizont zum Obersilur gerechnet; es konnten keine Leitconodonten gewonnen werden (Pr. 77/89).

d) 3 m schwarze Alaunschiefer;

c) ca. 30 m dunkle, an der Oberfläche bräunlich verwitternde, plattige bis gut gebankte „Eisenkalke“ mit dünnplattigen Schieferzwischenlagen, die nach unten zunehmen und durch Übergänge mit den darunterliegenden Schiefern verbunden sind. Die Kalke vertreten Wenlock und vielleicht Teile des Ludlow; Leitconodonten einzelner Zonen fehlen aber bisher (Pr. 77/90).

b) Ca. 20 m sehr kompakte schwarze Lydite und Kiesel-schiefer. Die Untergrenze liegt – schuttbedingt – bei ca. 1340 m Höhe.

a) Ca. 40 m mächtiger, graublauer, kaum gebankter flasriger Kalk mit lokaler Crinoidenführung, durch eine Aufschlußlücke von etwa 50 m von den obigen Kiesel-schiefern getrennt. Der Kalk steht nur an der westlichen Rinnenflanke an. Die vorliegende Conodontenfauna (Pr. 77/91) erlaubt keine eindeutige Aussage zum Alter dieser Kalke. Am wahrscheinlichsten ist eine Zuweisung ins Unterdevon. Dies würde bedeuten, daß diese Kalke durch eine Störung vom hangenden Silur getrennt sind.

Die Gesamtmächtigkeit des Silurs über den Vulkaniten, d. h. der Äquivalente von Wenlock, Ludlow und Pridoli, erreicht demnach in der „Mischfazies“ Werte zwischen 80 und 100 m. Annähernd gleiche Mächtigkeit kann, wie erwähnt, für zeitgleiche Abschnitte in der durch Karbonate weniger dominierten Silurfazies in der Umgebung von Eisenerz angenommen werden.

Neben den oben beschriebenen zwei Hauptentwicklungen des Silurs konnten ausschnittsweise silurische Gesteine in einer anscheinend reinen Karbonatfazies an folgenden Punkten festgestellt werden:

1. Auf der Ostseite des Polster über dem Knappensteig wurden von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 273–274 mehrere m-mächtige, rötlich-spätige Kalke gefunden, die nach Conodonten (u. a. *Icriodina cf. irregularis*, *Distomodus stanrognathoides*) eine Vertretung von Idwian oder Fronian der britischen Stufengliederung des Llandovery anzeigen.

2. Die charakteristischen grau und rosa gefärbten, bis 24 m mächtigen „Orthocerenkalke“ an der Talstation der Materialeisbahn zur Leobner Hütte sowie an der Schleppliftstation auf der Südseite des Polster über dem Porphyroid und am Polsterboden westlich des Niederpolster gehören in die siluricus-Zone, d. h. sie sind ein Äquivalent der obersten Kopanina-Stufe Böhmens bzw. des jüngeren Ludlows der britischen Gliederung. Die Conodontenfauna umfaßt u. a. *Kockella variabilis*, *Ozarkodina confluens*, *Polygnathoides siluricus* und *P. cf. emarginatus*.

3. In den bereits von O. H. WALLISER 1962 und G. FLAJS et al. 1963 untersuchten Orthocerenkalcken der Rotschütt konnten in Ergänzung zur publizierten Conodontenfauna von G. FLAJS 1967 b Leitformen der unteren und oberen ploekensis-Zone nachgewiesen werden (*Ozarkodina excavata hamata*, *Oz. e. inflata*, *Oz. e. posthamata*).

4. Noch ältere Karbonatbildungen des Silurs, nämlich aus der amorphognathoides-Zone des Grenzbereichs Llandovery/Wenlock wurden auf der Nordseite des Größenbergs gefunden. Das Kalkvorkommen liegt in einer Höhe von ca. 1340 m über dem Steig, der von der neuen Forststraße zur Ofneralm im Norden abzweigt und auf der Nordseite um den Gipfel des Größenbergs führt (Koordinaten: 941350–5265030). Die flach Nord-fallenden Crinoiden-führenden Flaserbänderkalke (ss 120/25 N) liegen am Steig unmittelbar über

glimmerführenden Sandsteinen (Äquivalente der Polsterquarzite) an der Basis des durch einen Porphyroidkeil zweigeteilten silurodevonischen Gipfelaufbaus des Größenbergs. Die Conodontenprobe F 23 lieferte eine verhältnismäßig reiche Fauna mit dem Apparat von *Pterospathodus amorphognathoides* WALLISER. Alle Elemente zeigen Spuren beträchtlicher mechanischer und thermischer Einwirkung. Die Farbskala reicht von einer grauen und körnigen Oberfläche bis zu hellgrau und rekristallisierter Oberfläche (CAI 6–7). Die Hauptmasse der Kalke um den Gipfel besteht allerdings aus rötlichen unterdevonischen Tentakulitenkalken und Knollenkalken. Wie im Nordwesten, so werden sie auch auf der Ostseite in der Umgebung der verfallenen Hütte (bei „g“ von „Größenberg“) von grauen bis dunkelgrauen, vorwiegend plattigen Kalken unterlagert, die dem Obersilur zuzurechnen sind. Bisher konnte freilich nur der Conodonten-Apparat von *Ozarkodina e. excavata* gefunden werden (Pr. F 20, F 21).

5. Kalke, die ebenfalls die amorphognathoides-Zone vertreten, konnten in der Senke zwischen Wildfeld und Speikkogel, d. h. an der südlichen Basis der Kalkfolge des Speikkogels gefunden werden (H. P. SCHÖNLAUB 1978: A92). In einer Mischungszone mit Eisenerzer Schichten sind im Sattel außerdem schwarze Kieselschiefer und geringmächtige dunkle Kalke verbreitet. Abgesehen von der tektonischen Bedeutung des Vorkommens, sind die Kalke bemerkenswert, da dies der bisher einzige Fundpunkt von *Neospathognathodus pennatus* (WALLISER) in den Eisenerzer Alpen ist.

Die genannten, aus tektonischen Gründen bisher nur punktförmig erfaßten Vorkommen von Unter- und Obersilur in einer allem Anschein nach geschlossenen Karbonatentwicklung des Silurs (teilweise mit bedeutenden stratigraphischen Lücken an der Basis) scheinen die bereits von G. FLAJS 1967 b: 3, 4 ausgesprochene Vermutung in erweiterter Form zu bestätigen, wonach der Kieselschieferfazies eine mächtige Kalkfazies gegenüberstehen kann. Diese Verhältnisse gleichen in auffallender Weise den Karnischen Alpen, wo im Silur ähnliche Differenzierungen zu beobachten sind. Die hier zuerst behandelte „unreine Kieselschieferfazies“ würde demnach grob der „Findenigfazies“ in den Karnischen Alpen entsprechen, die „Mischfazies“ der „Plöckener Fazies“ und die reine Karbonatfazies der „Wolayer Fazies“. Die extreme Graptolithenschieferfazies (= „Bischofalmfazies“) ist in der Umgebung von Eisenerz am ehesten im Weiritzgraben zu erwarten. Dies läßt sich allerdings nur durch Neuaufsammlungen von Graptolithen beweisen.

Devon (17, 18, 19, 20)

Die Hauptmasse der am Kartenblatt aufscheinenden Kalke haben ein Devon-Alter. Es sind vorwiegend helle und bunte Flaserkalke, rötliche Kalkschiefer und Bänderkalke, die aufgrund der metamorphen Überprägung und der dadurch bedingten Fossilarmut conodontenstratigraphisch nur teilweise gegliedert werden konnten. Unbefriedigend blieb vor allem die Einstufung der Bänderkalke der Reitingdecke, aus denen nur wenige bruchstückhafte Fossilreste überliefert sind (H. P. SCHÖNLAUB 1977: A115–A116). Der stratigraphische Gesamtumfang dieser Entwicklung muß daher offen bleiben; eine Vertretung von Mittel- und Oberdevon ist wahrscheinlich.

Unterdevon

Unterdevon ist an folgenden Punkten biostratigraphisch nachgewiesen (Abb. 5, 6):

1. Im Profil des Polster vertreten die bunten Unteren Polsterkalke die Lochkov-Stufe des Unterdevons nach der böhmischen Gliederung. Die darüber folgenden Crinoiden-

Stromatoporenkalke und die Oberen Polsterkalke gehören vermutlich der Prag-Stufe an, doch fehlen bezeichnende Faunenelemente (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 282).

2. Am Erzberg ist älteres Unterdevon, d. h. die jüngere Lochkov-Stufe auf der Etage Pauli in dunkelgrauen plattigen Kalken nachgewiesen. Der größte Teil der nicht vererzten kalkigen Schichtfolge gehört hingegen in den Zeitraum Prag-Stufe bis Daleje-Stufe des jüngeren Unterdevons (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : Abb. 9). Vertreten ist dieser Abschnitt ebenfalls durch bunte, meistens gut gebankte Kalke mit Dacryoconariden.

3. Die „liegende Kalkplatte“ im Gebiet Tulleck-Donnersalpe (G. FLAJS 1967) besteht aus verschiedenen unterdevonischen Kalken. Am Südhang des Tullecks verläuft ein Profil vom Schlingerweg (Kote 865) in östlicher Richtung gegen Hoheneck, das sehr unterschiedliche Flaserkalke und plattige Kalke aufschließt (G. FLAJS 1974 : A36–A37). Die tiefsten Partien sind allerdings stark mit Kalken des Obersilurs verschuppt. Nach H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 207–208 reicht die Schichtfolge der liegenden Kalkplatte nur bis ins jüngere Unterdevon und nicht, wie früher angenommen, bis in das Oberdevon.

Vom unteren Abschnitt der „liegenden Kalkplatte“ wurde bereits von G. FLAJS 1967 a : 169 im Weißenbach-Profil eine Lochkov-Fauna mit *Ozarkodina* cf. *transitans* gefunden. Aus der darüberliegenden Schuppenzone erwähnte derselbe Autor (S. 171) u. a. *Ozarkodina stygia*, ebenfalls kennzeichnend für das jüngere Lochkov. Diese Fauna stammt allerdings aus einer Wechselfolge von dünnplattigen schwarzen Kalken und schwarzen Tonschiefern, während die zuerst genannte in hellen Flaserkalken auftritt.

4. Jüngstes Lochkov mit Conodontenresten, die mit Vorbehalt zu *Ancyrodelloides* sp. gestellt werden (Probe 77/103), konnte an der Forststraße von der Schafferalm zur Hackalm nachgewiesen werden (Bereich zwischen Hackriedel und Hackalm). Es handelt sich um helle Flaserkalke mit braunen Tonhäuten, die im Liegenden einer geringmächtigen Schiefer-Sandstein-Lyditfolge (= Eisenerzer Schichten) auftreten.

5. Im Profil der Linsalm ist die *P. pesavis*-Conodontenzone, d. h. jüngstes Lochkov, in massigen bis grob gebankten Kalken (vgl. S. 389) im Hangenden einer schwarzen Kalk-Mergel-Wechselfolge nachgewiesen. Letztere sind vermutlich ebenfalls ein Äquivalent der Lochkov-Stufe. Sie stimmen lithologisch in auffallender Weise mit den e-gamma-Plattenkalken der Karnischen Alpen überein.

6. An der Südflanke des Arnikariedels bilden ca. 30 m mächtige dünngebankte Plattenkalke die Basis des Devons. Sie werden von wenigen Metern mächtigen Netzkalken überlagert, deren Position innerhalb des Devons derzeit noch unklar ist (vgl. S. 387).

7. Auf der Nordseite des Kammes Linseck-Hohe Lins führen die tiefsten Kalkpartien auf der Westseite der markanten Rinne in Höhe 1720 m Conodontenreste, die vermutlich zur *Ancyrodelloides*-Gruppe gehören. Diese Kalke hätten demnach ein Lochkov-Alter.

8. In der östlichen Fortsetzung dieses Zuges konnte *Ancyrodelloides* sp. sicher auf der Nordseite der Hohen Lins in Höhe 1870 m am Grat festgestellt werden, der vom Sattel der Stang zum Gipfel der Hohen Lins führt. Die Lochkov-Kalke sind stratigraphisch mit den Gipfelkalken der Hohen Lins verbunden, aus denen aber bisher Conodonten fehlen.

Über den Kalken mit Lochkov-Conodonten folgen 200 bis 250 m mächtige, meist bunte Flaser- bis Bänderkalke und rötliche Kalkschiefer mit Dacryoconariden (Nowakien). Sie vertreten den Zeitraum von Beginn der Prag-Stufe bis in die *Polygnathus serotinus*-Conodontenzone (= mittlere Daleje-Stufe). Ein mögliches Höherreichen der Kalke ist bisher nicht durch Leitconodonten gesichert. Relativ reiche Faunen liegen wiederum von verschiedenen Etagen am Erzberg vor (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980), aus der liegenden Kalk-

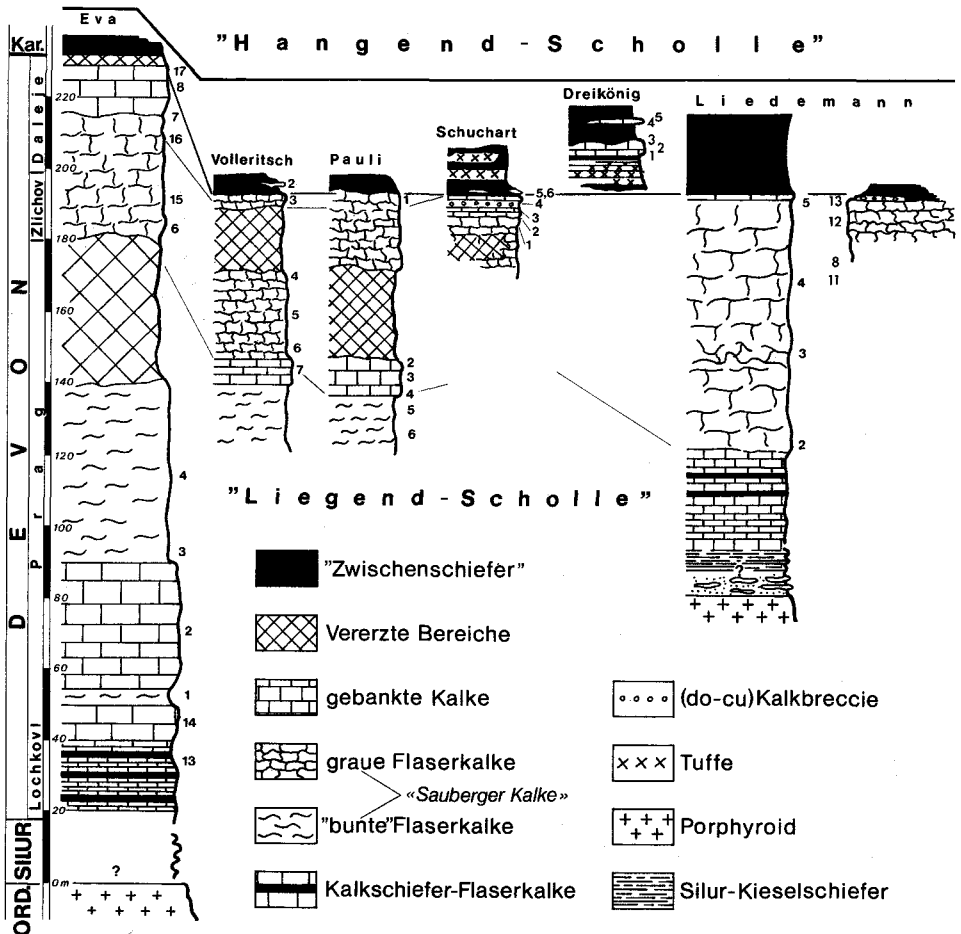


Abb. 5: Die Oberordoviz- bis Karbon-Schichtfolge in der Liegendscholle am Steirischen Erzberg (nach H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 182).

platte und der höheren Einheit (Donnersalpe, Hohlsteinmauer) nördlich des Ramsaugrabens bei Eisenerz (l.c., S. 207–208), von den von Galleiten nach Westen führenden Forststraßen auf der Südseite des Ramsaugrabens (H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS 1978 : A92), vom Gipfelaufbau des Größnbergs, von den Flaserkalen zwischen Tullingeralm und Auf der Stang, vom Gratprofil nördlich der Hohen Lins gegen den Sattel der Stang, vom Profil nördlich und östlich der Linsalm (vgl. S. 391), dem Wildfeld und Speikkogel (hier mit Zwischenschaltung von Crinoidenschuttbänken), vom Zug Lärchkogel nach Nordosten gegen den Präbichl und schließlich aus den meist rötlichen Kalkschiefern am Mitterberg und südlich des Gößgrabens. An der Westseite des Reitingmassivs wurden reiche Unterdevon-Conodontenfaunen (Zlichov) in den Kalken am Grat über der Kaiseralm gefunden (Steig auf den Klauen).

Innerhalb der vorwiegend hellgrauen bis weißen, stärkstens umkristallisierten Bänderkalke bis Kalkmarmore der Reitingdecke finden sich örtlich hellrosa gefärbte Partien mit Anklängen an die Polsterkalke bzw. die unterdevonischen „Sauberge Kalke“ am Erzberg.

Dazu zählen – soweit alpinistisch leicht erreichbar – die obersten Kalke der Aignermauer im Gößgraben, die Gipfelplatte des Gößbeck, die Ostflanke der Vordernberger Mauer unter dem Fahnenköpfl, die Kalke auf der Südseite des Krumpensees und die Gipfelkalke des Eisenerzer Reichensteins. Im Kammbereich und an der Nordflanke des Linseck, am Höchstein, Stadelstein und Schwarzenstein sind hingegen die Bänderkalke durch Übergänge mit den rötlichen Kalkschiefern des Unterdevons verbunden.

Versuche, aus den genannten Vorkommen Conodonten zu gewinnen, blieben leider erfolglos. Ihre Ähnlichkeit mit bekannten und datierten Kalken sowie ihre Position im Hangenden von Kalken des Lochkovs (z. B. am Kamm Hohe Lins-Linseck) macht andererseits ein Unterdevon-Alter für die große Masse der Kalke der Reitingdecke sehr wahrscheinlich, wenngleich vereinzelt auch jüngere Anteile vorhanden sein mögen.

Schiefereinschaltungen im Unterdevon

Innerhalb der älteren Devonkalke treten an mehreren Stellen mehr oder weniger mächtige Einschaltungen von sandigen, zum Teil brekziösen, violetten Schiefern auf, die häufig feinclaminiert sind. Auf der Karte wurden diese Vorkommen nicht ausgeschieden.

Die Schiefer wurden erstmals von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 275 von der Südseite des Polster beschrieben, wo dieser Silt- bis Feinsandhorizont 0,40 m mächtig ist und mit Kalken des Obersilurs verschuppt ist. Ein zweites Vorkommen liegt am Steig von der Talstation der Materialseilbahn zur Leobner Hütte. Hier schalten sich 3 bis 4 m mächtige grünliche und violette Schiefer in die tieferen Partien der Unteren Polsterkalke des Unterdevons (Lochkov) ein. Ein Zusammenhang mit Vulkanismus (Tuffite?) konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Immerhin besteht aber die Möglichkeit, sie mit den Grünschieferhorizonten zu parallelisieren, die sich an der Forststraße vom Moosalmgraben → unter dem Gipfel der Rauchkoppe in die bunten Kalkschiefer des Unterdevons einschalten.

Auf der Nordseite des Höchsteins und in der Umgebung des Sattels zwischen Stadelstein und Schwarzenstein treten in der basalen rötlichen Kalkschieferfolge des Unterdevons bis 2 m mächtige, teilweise brekziöse (heller Lydit, Kalk) rötlich-violette Siltschiefer auf.

Die Verebnungsfläche in Höhe 1530 m über und östlich der Gaißalm südwestlich des Rössl wird von ca. 15 m mächtigen violetten, teilweise kieseligen Schiefern gebildet, die im stratigraphischen Verband mit Kalken des Obersilurs und Unterdevons stehen. Dieses größte Vorkommen findet sich auf der Karte exakt 1 cm östlich der verfallenen Hütten der Gaißalm.

Am Steig vom WH Lanner gegen das Rössl bzw. Reichenstein sind in einer Höhe von ca. 1700 m in Kalken rötliche, bis 1 cm dicke, tonig-feinsandige Schlieren eingeschaltet. Wir vermuten hier das gleiche Schieferniveau des älteren Unterdevons.

Violette, laminierte, etwa 2 m mächtige Feinsandsteine treten schließlich am Grete-Klinger-Steig, etwa 100 bis 150 m östlich des Sattels zwischen Reichenstein und Gröblzinzen innerhalb rötlicher Kalkschiefer auf.

Bei keinem der genannten Vorkommen ergeben sich Hinweise, daß es sich um tektonische Einschuppungen handeln könnte. Gegen diese Annahme spricht überdies die Niveaugebundenheit.

Mitteldevon

In den Eisenerzer Alpen ist dieser Zeitabschnitt mit Ausnahme einer Probe vom Erzberg, nämlich der mittlerweile abgebauten Kalkschuppe auf Etage „Dreikönig“ (vgl.

H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 199) nirgends sicher conodontenstratigraphisch nachgewiesen. Es kann aber vermutet werden, daß in den massigen Bänderkalken der Reitingdecke, so z. B. im Gipfelbereich des Linseck, am Höchstein, Stadelstein und Schwarzenstein (Hackriedel) mitteldevonische Kalke zur Ausbildung kommen.

In der Wildfelddecke ist hingegen Mitteldevon im Liegenden der oberdevonischen Kalke zu erwarten. Entgegen früheren Annahmen (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 209) gehören dazu das Profil des Arnikariedels östlich des Wildfeld (auf der Karte fehlt leider der Hinweis auf den Oberdevonkalk), das schwierig zu begehende Lärchkogelprofil westlich des Eisenerzer Reichenstein, der oberste Abschnitt des Linsalmpfils in der Ostrinne (vgl. S. 388), der obere Teil des Kalkpfils in der Rinne östlich der Linsalm (brekziöse Kalke zuoberst mit Oberdevon-Conodonten), Teile des Bänderkalkkeils an der Forststraße südlich des Gosingsattels (Kehre in Höhe 1020 m), die Kalke nahe dem Ende der oberen neuen Forststraße im oberen Jassinggraben nördlich des Haarkogels, die Kalke unter dem Oberdevon bei der Hochalm sowie in der Umgebung von Auf der Stang (l. c., S. 209–210) und vielleicht Teile der Felswand südlich des Tulleck (G. FLAJS 1967 a : 175).

Für eine detailliertere Untergliederung der Kalkfolgen sind umfangreichere Probennahmen in den in Frage kommenden Profilabschnitten unerlässlich. Wir sehen derzeit schon aufgrund der mehr oder weniger einheitlich erscheinenden Lithologie der Kalke des Unter-, (Mittel-) und Oberdevons keine Möglichkeit zur Ausscheidung von Kartiereinheiten.

Oberdevon

In Erweiterung zu den Angaben bei H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 ist Oberdevon einerseits im Verband mit älteren Schichten nachgewiesen (siehe oben), andererseits indirekt durch Komponenten in der Kalkbrekzie des Unterkarbons (16). Soweit bisher erkannt, handelt es sich um helle Flaser- und Crinoidenkalke mit Mächtigkeiten, die 10 m kaum überschreiten dürften.

Nach den bisherigen Untersuchungen waren artliche Bestimmungen von Conodonten nur am Erzberg und nördlich der Linsalm (S. 388) möglich. Sie zeigen ein Frasne- bis tieferes Famenne-Alter an. In den übrigen Vorkommen sprechen bestimmte Merkmalskombinationen der Gattung *Palmatolepis* (Längen/Breiten-Verhältnis der Plattform, Länge und Form des Seitenlappens, Ornamentierung u. a.) ebenfalls für älteres Oberdevon in den obersten Kalkpartien. Diese Annahme wird vereinzelt (Arnikariedel, Raum Tulleck – vgl. G. FLAJS 1967 a : 174) durch das gleichzeitige Auftreten der auf das Frasne beschränkten Gattung *Ancyrodella* bestätigt.

Karbon

Die Kalkbrekzie des Unterkarbons (16)

In dem von der Karte bedeckten Untersuchungsgebiet konnten an mehreren Stellen bis maximal 10 m mächtige kalkige Resedimente zwischen den obersten Devonkalken und den hangenden klastischen Eisenerzer Schichten festgestellt werden. Es sind dies mehrere Vorkommen 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 mittleren Forststraße, beiderseits des Sattels zwischen Auf der Stang und Hohe Lins (Details siehe bei H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 207–208), in der Rinne östlich der Linsalm und schließlich südlich des Gößgrabens nahe dem Ende der neu angelegten Forststraße in den obersten Jassinggraben.

Die Kalkbrekzie lagert mit einem Relief den Devonkalken auf. Sie besteht aus hellgrauen und dunkelgrauen, häufig spätigen Kalkgeröllen mit Komponentengrößen bis 15 cm. Die Gerölle sind meistens geplättet, dicht gepackt und infolge der Metamorphose innig verzahnt. In der Umgebung von Eisenerz sind einzelne Gerölle zuweilen durch einen mm-dicken, hellbräunlichen Lösungssaum getrennt.

Die conodontenstratigraphische Analyse der Brekzienkomponenten am Erzberg ergab eine Mischung verschiedener alter Faunenelemente aus dem Oberdevon und Unterkarbon (vgl. Abb. 6). Damit ist der Nachweis einer ursprünglich kontinuierlichen Sedimentation in Teilen der Eisenerzer Grauwackenzone während des gesamten Oberdevons und im älteren Unterkarbon erbracht. Nach den jüngsten Conodonten zu schließen, erfolgte die Brekzienbildung nicht vor dem Unterkarbon III (Erzberg). Die Aufarbeitung von Unter- und Mitteldevon ist hingegen nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

SILES		Erzberg		Tulleck-Donnersalpe Grössenbg.-Sauerbrunnng.	Poister Rotschütt	Wildfeld Süd Linsalm Arnikariedel
DINANT	Serpukhov					
	Visé			?		
OBERDEVON	Tournai			?		
	nodosus	• 13	• 13			
	bilineatus					
	(beckmanni)					
	anchoralis					
	isosticha / crenulata					
OBERDEVON	Famenne					
	sandbergi	• 13	• 13			
	duplicate					
	sulcata					
	costatus / praesulcata					
	styriacus					
	veifier					
	marginifera					
	rhomboidea	• 13				
	crepida					
OBERDEVON	Frasne					
	P. triangularis					
	gigas					
	A. triangularis					
	asymmetricus					
	hermanni - cristatus					
MITTELDEVON	Givet					
	varcus					
	ensensis					
	kockelianus					
	australis					
	costatus costatus					
UNTERDEVON	Daleje					
	serotinus					
	latiocostatus					
	gronbergi					
	deliensis					
	kindel / piranese					
	Prag					
	sulcata					
	pesavis					
	Lochkov					
SILUR	Pfidiol					
	Ludlow					
	Wenlock					
	Llandovery					
	Ashgill					
	Caradoc					
ORDOVIC	ordovicicus					
	superbus					

Abb. 6: Conodontennachweis in der oberordovizisch-karbonischen Schichtfolge im Kartengebiet an ausgewählten Profilen (nach H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980, ergänzt nach der vorhandenen Literatur und neuen Conodontenfunden). In der Kolonne vom Erzberg bedeuten Kreuze den Nachweis der entsprechenden Zone mit Leitconodonten, Punkte hingegen den indirekten Nachweis aufgrund der Komponentenanalyse in der Kalkbrekzie. Für das Restgebiet wird durch Punkte der Nachweis der entsprechenden Zone ausgedrückt; Linien und ? zeigen den wahrscheinlichen und möglichen Altersumfang an, es fehlen aber Zonenconodonten.

Conodonten des Unterkarbons konnten allerdings nur am Erzberg und in den Vorkommen westlich Eisenerz sowie südlich der Ramsau gefunden werden. Von allen übrigen Fundpunkten der Brekzie liegen *Palmatolepis*-Bruchstücke vor (Oberdevon), von der von der Metamorphose besonders stark betroffenen Lokalität im oberen Jassinggraben Polygnathenreste. Wir halten dennoch alle Resedimente für Aufarbeitungsprodukte des Unterkarbons.

Hinsichtlich der Genese der Kalkbrekzie folgen wir der Vorstellung von E. POTY 1980 aus dem Dinant Belgiens. Sein Paläokarst-Modell in Verbindung mit Heraushebung und Verkarstung von Teilen des Sedimentationsbeckens im Oberdevon und erneuter Absenkung im Tournai/Visé erklärt unseres Erachtens die vorgefundenen Verhältnisse in der Grauwackenzone (wie auch in anderen Gebieten der Ost- und Südalpen) sehr überzeugend, denn:

Die karbonatischen Schichtfolgen des Altpaläozoikums in den Eisenerzer Alpen reichen überwiegend bis an die Unter-/Mitteldevon-Grenze. Ausnahmen sind vereinzelt am Erzberg (?), westlich Eisenerz im oberen Weißenbach (G. FLAJS 1967 a : 174), südlich der Ramsau zwischen Schafferalp und Hochalm, in der Umgebung der Linsalm, im Gosingsgraben und am Arnikariedel gegeben, wo Kalke des Frasné und Teile des Famenné erhalten sind. Sie wurden von der unterkarbonischen Erosion in geringerem Maße betroffen als benachbarte Bereiche. So gehören in der südlichen Wildfeldecke beispielsweise die obersten Kalke am Wildfeld in das jüngste Unterdevon oder in das ältere Mitteldevon, wogegen 1 km weiter im Osten am Arnikariedel die Schichtfolge bis in das Frasné reicht! Vergleichbare, erosionsbedingte, auf kurzer Distanz diachrone Obergrenzen wurden in den Kalken der Linsalm festgestellt.

Eisenerzer Schichten (14, 15)

Als Eisenerzer Schichten (erstmalige Erwähnung: H. P. SCHÖNLAUB 1977 b : 19) wurden von H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 195 ff. das jüngste Schichtglied des Variszikums in den Eisenerzer Alpen bezeichnet und ausführlich beschrieben. In dieser Arbeit wurden auch die früheren Ansichten über das Alter und die tektonische Stellung abgehandelt (vgl. Kap. Erforschungsgeschichte).

Die Eisenerzer Schichten sind maximal 100 bis 150 m mächtig, im allgemeinen jedoch durch die Tektonik auf geringere Werte reduziert. Vielfach fehlen sie überhaupt, z. B. zwischen Wildfeld- und Reitingdecke, lokal am Erzberg oder im Raum westlich von Eisenerz. Es sind überwiegend graue, teilweise graphitische Schiefer mit Einlagerungen von graugrünen und violetten Schiefern, sandige Schiefer, dünnsschichtige bis plattige, bräunlich-graue Sandsteine (besonders um den Gosingsattel), hellgraue und schwarze Lydite (mit dem mächtigsten Vorkommen nördlich der Krumpalm) sowie graue, vielfach seidig glänzende, kleinstückig zerbrechende Kieselschiefer bis kieselige Schiefer (z. B. Straße auf die Donnersalpe).

Die in der Vergangenheit wiederholt in diesen Schiefern beschriebenen Porphyroide bzw. Abkömmlinge von diesen konnten bisher nicht eindeutig als solche bewiesen werden (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 196). Insbesondere am Erzberg wird weiterhin die Vermutung aufrecht erhalten, daß die in den tieferen Eisenerzer Schichten eingelagerten geringmächtigen grünen und violetten Schiefer vulkanischer Abkunft sein könnten. Diese Feststellungen gelten auch für die kaum 2 m mächtigen Grüngesteine in den basalen Eisenerzer Schichten südlich des Stangsattels und an der mittleren Forststraße am Lackenriedel

westlich Eisenerz (1100 m), die beide im Hangenden der unterkarbonen Kalkbrekzie liegen. Mögliche karbonische Porphyroide treten weiters nördlich und westlich der Hohen Lins auf sowie am Grat gegen den Gipfel des Reichenstein. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse und der starken Verwitterung des Gesteins kann freilich nicht entschieden werden, ob diese Vorkommen als Gänge zu deuten sind.

Das Alter der Eisenerzer Schichten kann mangels Fehlen von Versteinerungen in den Schieferen nur indirekt durch die unterlagernde Kalkbrekzie angegeben werden. Danach kann der Beginn der Schiefer nicht vor dem jüngeren Visé angenommen werden. Für die Obergrenze fehlt hingegen jeglicher Altershinweis. Ein teilweise oberkarbonisches Alter scheint somit nicht ausgeschlossen.

Perm

Präbichlkonglomerat (13) und Präbichlschichten (12)

Der Transgressionsverband zwischen dem variszischen Grundgebirge und seinem permomesozoischen Deckgebirge (Nördlich Kalkalpen) ist in der Nordzone des Kartenblattes vielenorts lehrbuchhaft aufgeschlossen (vgl. Abb. 8). Die makrofossilereen permischen Präbichlschichten liegen – meist mit dem bis über 100 m mächtigen Präbichlkonglomerat an der Basis – diskordant dem älteren Bau auf. Am Kamm vom Polstergipfel gegen den Niederpolster liegen zudem kleine Erosionsrelikte von Perm auf den Devonkalken.

Die Westgrenze des Altpaläozoikums (Silur) ist an der Straße in die Große Fölz (Schirmbacheralm) westlich Eisenerz hervorragend aufgeschlossen. Im Bereich der Kehren der Oberen Lagstatt (1020 m) führt die Straße an der Grenze von Kieselschiefern gegen Obersilurkalk. Transgressiv werden letztere in den östlichen Seitengraben von den violetten und lokal blaßgrauen sandigen Schieferen und Sandsteinen der Präbichlschichten überlagert, die zusammen mit Werfener Schichten (auf der Karte nicht von den Präbichlschichten abgetrennt) den Mitterriegel aufbauen und im Süden bis über den Gipfel des Tulleck reichen. Basalbrekzien sind hier anscheinend nicht vorhanden. Die Überlagerung über verschiedenen Baueinheiten und Schichtgliedern des Variszikums erklärt hierbei die Wirksamkeit und Intensität der voralpidischen Tektonik (G. FLAJS 1967 a).

Am Erzberg bestehen die diskordant auf dem Variszikum liegenden und alpidisch zusätzlich eingemuldeten violetten Permablagerungen aus der bis 40 m mächtigen Basisbrekzie mit aufgearbeiteten bunten Devonkalken, Quarz, Erz und Rohwand; darüber folgen violette, glimmerreiche und grünliche Sandsteine sowie Siltschiefer. Sie werden teilweise zu den Werfener Schichten gerechnet.

Östlich von Eisenerz wird der Blasseneckporphyroid bzw. der Unterdevonkalk an der Nordwestflanke des unteren Gsollgrabens unter dem Glanzberg am „Sattellanger“ im obersten Teil der Felswand von etwa 20 m mächtigen Kalkkonglomeraten transgressiv überlagert.

Die Erosionsreste von Präbichlschichten am Kamm vom Polster gegen den Niederpolster bestehen aus Sandsteinen, violetten Schieferen und quarzreichen Brekzien. Die Grenzlinie des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Präbichlschichten gegen das Altpaläozoikum verläuft östlich des Polstergipfels in den oberen Einlaßgraben und quert die Forststraßen im Raum Wintereben. Hier sind an der Basis Kalkkonglomerate ausgebildet.

Das Gebiet Polster – Leobner Hütte – Handlalm ist der „locus classicus“ der Präbichlschichten. Nach D. SOMMER 1972 liegt zuunterst ein 20 bis 25 m mächtiges Kalkkonglo-

merat, das insbesondere an der Leobner Hütte vererzte Gerölle (Ankerit, Siderit) führt. Darüber folgt eine über 20 m mächtige Wechselfolge von Quarzkonglomeratlinsen (mit hellen Kieselschieferkomponenten) und violetten Tonschiefern, die in eine mindestens 50 m mächtige Sandstein- und Tonschieferfolge überleitet. Der Übergang in die hangenden Werfener Schichten erfolgt graduell.

Transgressionskontakte sind weiterhin im Graben östlich der Oberen Handlalm, am Brandstein und an der Straße zur Kohleben-Jagdhütte hervorragend aufgeschlossen. Hier kommen lokal an der Basis mächtige Kalkkonglomerate zur Ausbildung. Am Zirbenkogel liegt Präbichlkonglomerat auf einem Ankerit- und Sideritkörper.

Bei der Pfülgalm überquert das Altpaläozoikum den Rötzgraben. In dem vom „Plot-schenboden“ herabführenden Seitengraben werden die Devonkalke von Präbichlkonglomeraten transgressiv überlagert. An der Basis der Präbichlschichten liegen hier in einer fremdartigen Ausbildung milde graue Schiefer, violette Siltsteine und Tuffe von 1 bis 2 m Mächtigkeit. Die genannte Basisfolge ist auf die von der Pfülgalm ausgehende und den Rötzgraben übersetzende Forststraße beschränkt und erreicht eine Mächtigkeit von etwa 50 m.

Präbichlschichten sind weiters im Graben südöstlich des Wildgatters im Rötzgraben verbreitet. Die hier vorkommenden Gesteine unterscheiden sich von den „normalen“ Präbichlkonglomeraten durch ihre zahlreichen gerundeten Ankeritgerölle, weiters Porphyroidgerölle und lose eingestreute helle Kalktrümmer. In dem Graben sind die Konglomerate mindestens 100 m mächtig und liegen auf dem Blasseneckporphyroid.

An der vom GH Hieslegg zum Planauerkogel führenden Forststraße wurde wiederholt der Kontakt zwischen Blasseneckporphyroid und den Präbichlkonglomeraten angeschnitten. Im Geröllbestand überwiegen zwar bei weitem Kalke, doch tritt auch relativ häufig Porphyroid als Komponente auf. Im Bereich des Kartenblattes treten hier die mächtigsten konglomeratischen Bildungen (über 100 m) auf.

Veitscher Decke (37, 38)

Die auf den Südwestrand des Kartenblattes beschränkten und zum Karbon gestellten Gesteine der Veitscher Decke streichen Norwest-Südost und fallen fast durchwegs mittelsteil nach Nordosten ein (vgl. S. 404). Der 2 bis 3 km breite Gesteinsstreifen besteht aus mindestens 7 unterschiedlich mächtigen, grauen, häufig mit dünnen graphitischen Lagen und hellen Serizitschiefern verbundenen Bänderkalen (37), denen meist graphitische Schiefer bis Graphitphyllite, dunkle Sandsteine und seltener grünliche Schiefer, Serizitschiefer und Lagen von Quarzkonglomeraten zwischengeschaltet sind (38). Fossilien wurden darin bisher nicht beobachtet. Eine zusätzliche Komplikation tritt örtlich durch starke Schuppenbildung auf.

In der geologischen Karte wurden aus thematischen Gründen lediglich Kalke (37) und die umgebenden Klastika (38) ausgeschieden. Im Raum westlich des Dobersbach wurde die vergrößerte Karte von K. METZ 1940 übernommen. Eine tektonische Analyse dieses Raumes gab dieser Autor 1950 (vgl. S. 404).

In der lithologischen Charakterisierung folgen wir K. METZ 1938, 1940, der diese Folge im größeren Rahmen ausführlich beschrieb und sich mit den offenen Fragen der Stratigraphie wiederholt auseinandersetzte. Sieht man von Einzelheiten der Hangendgrenze gegen das Altpaläozoikum ab (A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978), können wir zu diesen Ausführungen derzeit keine Ergänzungen bringen.

Nach K. METZ sind die örtlich über 200 m mächtigen, meist gut gebankten bis plattigen metamorphen Kalke graublau, feinkristallin und lokal von feinstem Quarz durchsetzt. Im Randbereich weisen sie dünnblättrige, kräftig graphitisch pigmentierte Lagen und Häute auf, die die plattigen Kalkbänke trennen. Ein von K. METZ 1940 : 175–177 und früher bereits von F. HERITSCH 1911 : 103 und W. HAMMER 1924 : 10 als besonders markant bezeichneter weißer grobkristalliner Marmorzug im oberen Teil der Veitscher Decke wird von Grünschiefern begleitet. Dieser Zug quert den Teichengraben bei der Höllkeusche und zieht von hier nach Südosten über den Niederen Gemeindekogel und die Riedlerwand in den Magdwiesengraben. Nach unseren Aufnahmen setzt er sich bis in die Gegend nördlich von Mautern fort. Mit K. METZ fassen wir beide Gesteine als Karbon auf.

Von den bisherigen Bearbeitern des Karbons wurden die in den Schiefern eingelagerten Kalkzüge stets als sedimentäre Wechsellagerung gedeutet und nicht als tektonische Wiederholungen (F. HERITSCH 1911 : 96–97, 103; W. HAMMER 1924 : 10, K. METZ 1940 : 175–176). Welchen Umfang im Profil aber das in Analogie zu den Verhältnissen in der Sunk bei Trieben und in der Veitsch vermutete kalkdominierte Unterkarbon einnimmt bzw. wo die stratigraphisch jüngeren Äquivalente des pflanzenführenden (und kalklosen) Oberkarbon einsetzen, muß freilich mangels Fossilien in diesem Abschnitt der Veitscher Decke vorerst offen bleiben.

Das Fenster von Mautern (39)

Der Mauterner Berg westlich von Mautern und der nach Nordosten gerichtete tiefere Hang zwischen Grazerberg und Magdwiesengraben wird in Form einer stark verschuppten, mehr oder weniger deutlich meridional streichenden Antiklinalstruktur von einer für das Paläozoikum der Grauwackenzone fremdartigen Gesteinsgesellschaft aufgebaut. K. METZ (ab 1940) stellte sie zur Gruppe der „höher metamorphen Grauwackenschiefer“ und parallelisierte sie mit den am Westrand des Reiting verbreiteten Schiefermassen. Nach ihm liegen sie am Mauterner Berg in Form einer Deckscholle tektonisch über dem Karbon der Veitscher Decke (vgl. K. METZ 1949 : 154–155). Nach unseren Aufnahmen sind es hauptsächlich dünnblättrige, graue, phyllitische Schiefer und Serizitgesteine, denen verschiedentlich hellgraue bis hellgrünliche Quarzite eingeschuppt sind. Die gesamte Folge ist intensiv verschiefert, feingefältelt und von Runzelungen betroffen. Häufig führte die Durchbewegung zur Ausbildung von Phylloniten und sogar Myloniten. Quarzmobilisate durchsetzen diese Tektonite.

Die Zonen stärkster mechanischer Beanspruchung liegen an der Grenze zwischen der oben genannten Gesteinsgesellschaft und den Karbongesteinen der Veitscher Decke. Diesbezüglich sei auf die hervorragenden neuen Aufschlüsse an der Forststraße vom P. 793 im Magdwiesengraben zum Gehöft „Riedler“ verwiesen und auf die eingehend bei K. METZ 1949, 1950 beschriebenen Verhältnisse im Talkbergbau Mautern, der in dieser Grenzzone liegt (vgl. S. 404).

Wie oben erwähnt, wurden die Gesteine, die den Mauterner Berg aufbauen, von K. METZ stets zur Gruppe der „höher metamorphen Grauwackenschiefer“ gerechnet. Nach unserer Auffassung aber zeigen sie in bezug auf die Lithologie und ihre tektonische Position eine auffallende Übereinstimmung mit dem nur etwa 10 km entfernten Vorkommen von Quarziten im Sulzbachgraben nördlich Wald am Schoberpaß. In einem Fensteraufbruch unter dem Karbonzug sind hier ebenfalls hellgrünliche, allerdings gut gebankte Quarzite entwickelt, die untergeordnet von dünnblättrigen Schiefern und serizitreichen La-

gen begleitet werden (K. METZ 1940 : 167–168, 1947 : 93, L. HAUSER 1940 : 225). Sie werden heute allgemein als Äquivalente des zentralalpiner Skyth angesehen (A. TOLLMANN 1963, 1977). Es lag daher nahe, beide Vorkommen zu parallelisieren und sie zusammen mit den plattigen Quarziten in der Flietzenschlucht nördlich Gaishorn als mittelostalpine Permotrias-Unterlage zu deuten, die geschuppt unter dem Karbon der Grauwackenzone auftaucht (im Bereich der Talklagerstätte Mautern kann es infolge Stauchung allerdings auch zu einer leichten Überkipfung im Grenzbereich kommen; die wahren Verhältnisse mit Ostfallen der Kalke zeigen sich jedoch in der nordwestlichen Fortsetzung zwischen Magd-wiesengraben und dem Jagdhaus Ranhalter). Der Hauptunterschied gegenüber den zwei oben genannten Fensterabbrüchen liegt in der wahrscheinlichen Beteiligung von Ran-nachserie am Fensterinhalt von Mautern.

Die Jungablagerungen

Dazu gehören der auf der Karte zwischen dem Gößgraben und dem Liesingtal ausge-schiedene westlichste Teil der als „Innernalpines Tertiär von Trofaiach“ bekannten, Kohle-führenden Karpatschichten mit Aufschlüssen von Schotter, Sanden und Tonen (11), die vom „Reitinger Kalkkonglomerat“ (10) mit dm-großen, gut gerundeten und verkitteten Kalkgeröllen aus dem Reitingmassiv überdeckt werden sowie verschiedene quartäre Glazial- und Interglazialablagerungen. Diese repräsentieren Bildungen der Lokalglazier mit schön geformten Moränenwällen und -rücken, wie z. B. im oberen Vordernberger Gra-ben oder im Krumpental, und mächtige jüngere Glazialschotter mit Terrassenkanten, die vor allem am Ortsrand von Mautern über 20 m Höhe erreichen, aber auch im Gößgraben nahezu durchlaufend entwickelt sind. Ebenso sind in die Glazialperiode die mächtigen Hangbrekzien zu stellen (am Rücken zwischen Moosalm- und Tullingergraben, am Fuß der Vordernberger Mauer, des Klammkogels und des südöstlichen Reitings) und schließlich die wiederverfestigten Auflockerungszonen auf der Südostflanke des Reitingmassivs, die bis in eine Höhe von 1500 m beobachtet wurden. Hierbei handelt es sich um eckige, bis dm-große Bänderkalktrümmer, die kalzitisch zementiert sind. Eine Gliederung und zeit-liche Einordnung der genannten Bildungen wurde nicht durchgeführt.

Von den jüngsten Schuttbildungen ist ein Vorkommen am Steig zwischen Wildfeld und dem nördlich gelegenen Ochsenboden besonders bemerkenswert: Das Schuttfeld besteht aus dolomitischen Kalken, verschieden gefärbten bunten Kalken, grauen Crinoidenkalken und Dolomitgesteinen, die in der näheren Umgebung nicht anstehend gefunden wurden. Möglicherweise stammt dieser Schutt vom Kalkalpenrand.

Metamorphose und Tektonik

Die Schiefer und Kalkmassen in diesem Abschnitt der Grauwackenzone sind als schwach metamorphe Gesteine zu klassifizieren, die hauptsächlich in Form von Bänderkal-ken und Schiefern mit phyllitischem Habitus auftreten. Letztere sind vor allem südlich der Linie Wildfeld-Präbichl in den tieferen Einheiten verbreitet. Soweit Makrofossilien noch erhalten sind, liegen sie entweder bruchstückhaft vor oder sie sind stärkstens deformiert. Dies gilt mit wenigen Ausnahmen auch für die überlieferten Conodontenfaunen (siehe un-

ten, vgl. G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 284–287, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 201–203).

Hinweise auf die Intensität der Metamorphose(n) sind in letzter Zeit von verschiedenen Quellen mitgeteilt worden:

A. Nach A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 gehören im Teichengraben nördlich Kalwang die unter dem Blasseneckporphyroid liegenden klastischen Gesteine an der Grenze zur Veitscher Decke in die höhere Grünschieferfazies. Es kommt hier zur Ausbildung von Gleichgewichtsparagenesen zwischen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Albit. Diese Zone läßt sich bis in den Raum südwestlich des Hohen Gemeindekogels verfolgen und wurde auf der Karte entsprechend angedeutet. Nach oben nimmt die Metamorphose offensichtlich leicht ab, es fehlen jedoch Indexminerale zur Festlegung ihrer Intensität.

B. Nach dem Studium des Chemismus von Fe-reichen spätigen Ankeriten am Erzberg und den benachbarten Vorkommen schlossen A. BERAN & F. THALMANN 1978 : 297 und A. BERAN 1979 : 228 ff. auf Bildungstemperaturen von etwa 400 °C und Drücken zwischen 2 und 3 kbar. Unter diesen Bedingungen seien die primär sedimentären, feinkörnig-gebänderten Siderite während der variszischen und alpidischen Orogenese bei gleichzeitiger Bildung von Ankerit zu den heute fast ausnahmslos grobkörnigen Sideriten des Steirischen Erzbergs rekristallisiert und erheblich remobilisiert worden.

C. Das überlieferte Conodontenmaterial ist ausnahmslos stark deformiert, ungewöhnlich verfärbt (schwarz, mattgrau und weiß), teilweise angelöst, rekristallisiert und häufig von Mineralneubildungen geprägt. Diese Veränderungen erfolgten unter erhöhten Temperaturbedingungen (und entsprechenden stress-Bedingungen), für die zuletzt G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB (in H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 203) mindestens 300 °C annahmen.

D. Durch den Nachweis von Pyrophyllit und nach Bestimmung der Illitkristallinität in den Werfener Schichten der Radmer konnte G. JUNG 1980 : 21 belegen, daß während der alpidischen Metamorphose am Kalkalpensüdrand Bedingungen der höher temperierten Anchizone erreicht wurden. Die Intensität der alpidischen Tektonik und Deformation war in der Radmer allerdings zu schwach, um ältere variszische Schieferungsflächen regional zu überprägen. G. JUNG folgerte daher, daß die variszische Metamorphose in die untere Grünschieferfazies einzuordnen sei und stärker wirkte als die alpidische.

Am Erzberg ist der Metamorphosesprung an der variszischen Diskordanz hingegen weniger deutlich, da hier die geochronologischen Befunde im Vergleich mit Radmer für eine etwas stärkere alpidische Metamorphose sprechen. Die vermuteten Temperaturen von 350 bis 370 °C waren jedoch zu niedrig, um eine vollständige Isotopenhomogenisierung bewirkt zu haben, die sich mit entsprechenden Alterswerten bezeugen ließe: Die bisherigen K-Ar- und Rb-Sr-Alterswerte vom Erzberg, Polster und der Radmer werden deshalb als variszisch-alpidische Mischalter interpretiert (S. SCHARBERT 1977 : 36, G. JUNG 1980).

Im Meridian von Eisenerz stellen wir in der Grauwackenzone einen großartigen Deckenbau fest. Unter Zurechnung tieferer tektonischer Einheiten im Deckengebäude der Ostalpen gliedert sich das Gebiet zwischen dem Liesingtal im Süden und den Kalkalpen im Norden von oben nach unten in die folgenden tektonischen Elemente (vgl. Skizze auf Taf. 1, Taf. 2, Abb. 7):

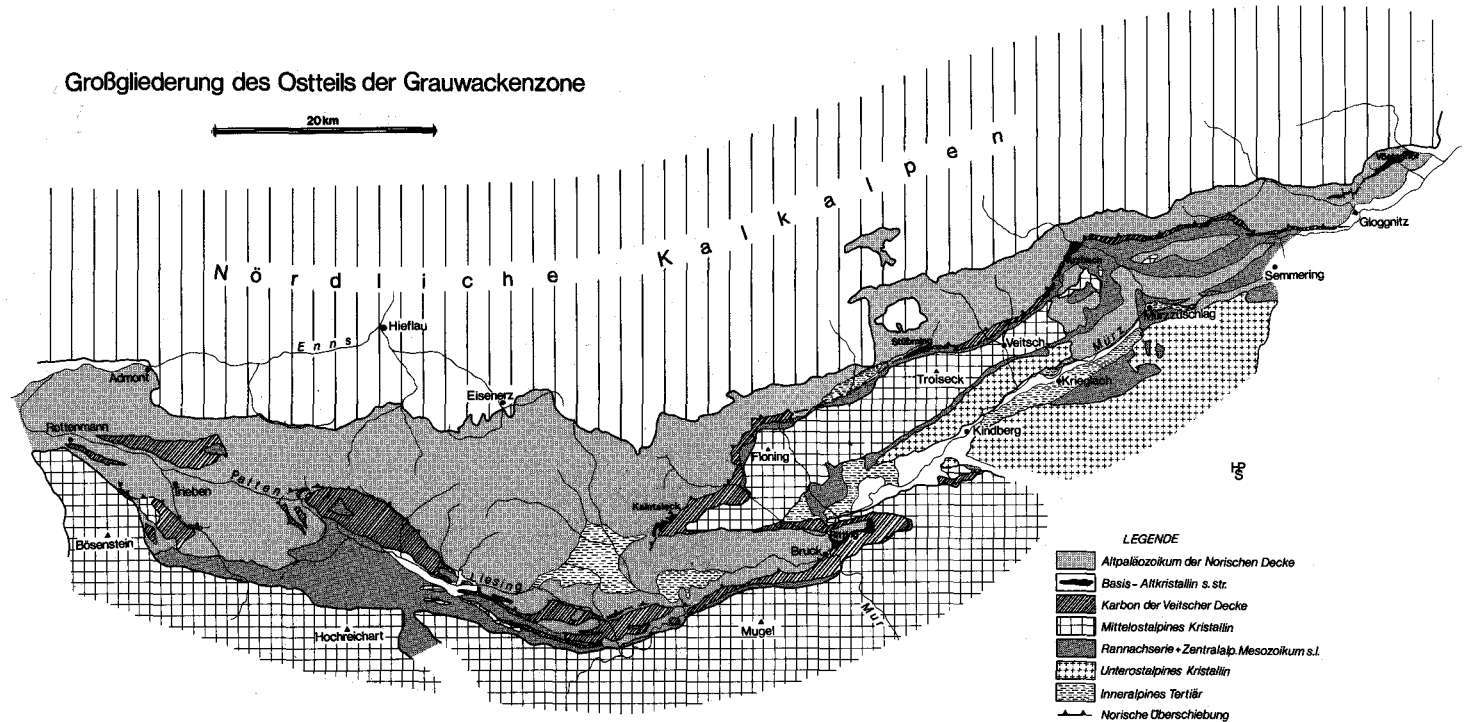
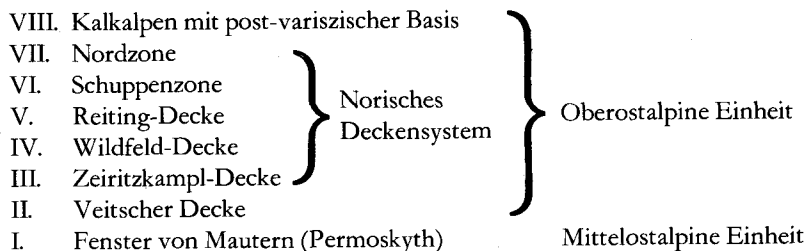


Abb. 7: Die tektonische Großgliederung im Ostteil der Grauwackenzone (nach A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 79, ergänzt nördlich Mautern).



Das Fenster von Mautern

Im Osten, hauptsächlich aber im Nordwesten von Mautern sind in einem tektonischen Fenster unter den karbonischen Rahmengesteinen der Veitscher Decke, die sich südlich des Liesingtales nach Osten fortsetzt, die Permoskyth-Tektonite des Mittelostalpins mit wechselndem Schichtfallen (vorwiegend steil nach Nordwesten) freigelegt. Die Lagerungsverhältnisse vermitteln das Bild einer unter der nach Norden gerichteten Überschiebung der höheren Deckeneinheiten entstandenen komplizierten Antiklinalstruktur, die nachträglich von jüngeren Quer- und Längsbrüchen, letztere parallel zur Paltenstörung, stärkstens betroffen wurde. Diese Deutung steht im krassen Gegensatz zu den Vorstellungen von K. METZ (ab 1940) über den Bau dieses Raumes.

Nach K. METZ 1949, 1950 ist im Gebiet der Talklagerstätte Mautern, die in der Grenzzone zwischen seinen „Serizitschiefern“ und dem Karbon liegt, die Lagerung der Gesteine aus dem „Regelstreichen“ des Karbons (W 20° N/35° N) gegen Nord herausgedreht, so daß es zu einem abweichenden Streichen nach NNW kommt und das Einfallen meist steil nach Westen ist, aber auch senkrechte und überkippte Lagerung zu beobachten ist. Diese Abweichungen führte er auf ein Einschwenken in eine meridionale Richtung im Zuge der Weyrer Tektonik und der damit in Zusammenhang stehenden „Radmer-Störung“ zurück, die sich hier im Süden in der Westbewegung (West-Unterschiebung) des Reitingblocks äußern sollte (vgl. J. STINY 1931). Den am Südwestrand des Reiting unter den Kalken verbreiteten Schiefen entsprechen dabei die von K. METZ zu den „höher metamorphen Grauwackenschiefern“ gestellten Serizitschiefer am Mauterner Berg, der somit als Deckscholle über dem Karbon der Veitscher Decke aufzufassen sei.

Wie G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1973 begründeten, existiert jedoch die „Radmer-Störung“ im Sinne G. HIESSLEITNERS (1931) nicht. Sie kann daher nicht in tektonische Überlegungen zum geologischen Baustil der Umgebung von Mautern miteinbezogen werden.

Nach den Ausführungen im stratigraphischen Teil parallelisieren wir Teile des Fensterinhalts einerseits mit der Rannachserie im Süden des Liesingtales, die, mit dem Rannachkonglomerat an der Basis, dem variszisch konsolidierten Seckauer Kristallin sedimentär auflagert (S. SCHARBERT 1981) und die in höheren Partien ebenfalls helle Quarzite vom Typ des Skyth-Quarzits führt (z. B. im Mittelteil des Rannachgrabens bei der Abzweigung zur Bürgeralm), andererseits mit dem kaum 10 km westlich gelegenen Vorkommen von Quarziten im Sulzbachgraben nördlich Wald. Dieser Fensteraufbruch innerhalb der Veitscher Decke nimmt eine vergleichbare Position zum Fenster vom Mautern ein. Da beide Vorkommen vom geschlossenen südlichen Hauptverbreitungsgebiet der Rannachserie nur durch einen etwa 1 km breiten Streifen karbonischer Gesteine getrennt sind (vgl. K. METZ

1940 : Taf. 3), ist ein auch heute noch bestehender und nur durch die Bruchlinie im Palten-Liesingtal gestörter Zusammenhang der drei Vorkommen denkbar. Unter dieser Annahme wäre eine ursprünglich relativ flache Überschiebungsbahn der Veitscher Decke über die mittelostalpine permoskythische Unterlage zu erwarten. Mit Ausnahme der Grenze zwischen dem Permoskyth und dem mächtigen Karbonkalkzug der Aschbergeralm ist dies nicht der Fall. Wir vermuten daher, daß die meisten Grenzen wohl ehemaligen Überschiebungsbahnen entsprechen, diese aber durch jüngere Bewegungen und Brüche überprägt wurden. So schilderte K. METZ 1949 : 149 die tektonischen Verhältnisse im Kontaktbereich der Talklagerstätte von Mautern zu ihren Nebengesteinen wie folgt: „... zeigen die Aufschlüsse des Kontaktes beider Gruppen (= Serizitgesteine unseres Permoskyth und dem Karbon) alle Spuren stärkster mechanischer Beanspruchung: örtliche Verschuppung beider Gesteinsserien, Verschmierung der Graphitschiefer, Feinfältelung und Auflinsung.“ Dies ist genau jenes Bild, das wir an einer so bedeutsamen großtektonischen Bewegungsfläche erwarten dürfen!

Die von K. METZ 1950 durchgeführte Analyse des Flächen- und Achsengefüges in der Talklagerstätte Mautern spricht für eine mehrphasige Tektonik, die in ähnlicher Weise auch das Karbon der Veitscher Decke betroffen hätte: K. METZ unterschied insgesamt drei klar trennbare Achsen, nämlich eine ältere mit flachem Einfallen nach Nordwesten (B_1) und zwei jüngere nach Nordosten bzw. Norden (B_2 , B_3), die er einer jüngeren Einengungsphase quer zum älteren B_1 -Bauplan zuordnete. Diese Tektonik äußerte sich in der Lagerstätte in Ost-West-Teilverschiebungen der Gesteinspakete, die zur Ausbildung einer Serie von südfallenden Gleitflächen, der für die Lagerstätte bekannten sogenannten „Ost-West-Blätter“ geführt hat. Im Bereich dieser Flächen ist das Talklager auseinandergerissen, verschleppt, das Nebengestein stärkstens verfaltet und zerschert, der Talk ausgewalzt oder lokal angeschoppt. Dazu treten jüngere Störungen mit Mylonitisierung und reichlicher Lettenbildung (K. METZ 1950 : 198).

Es ist zu hoffen, daß die hier nachgewiesene Bindung der Talklagerstätten von Mautern an die Überschiebungsbahn der Veitscher Decke sich bei weiteren Prospektionsarbeiten bestätigen wird. Auch Überlegungen zur Genese des Talks sind davon betroffen.

Die Veitscher Decke

Zur Veitscher Decke gehört der 2 bis 2,5 km breite Gesteinsstreifen aus karbonischen Bänderkalkzügen und verschiedenen Schiefern (vgl. S. 398), der tektonisch über dem Permoskyth des Mittelostalpins liegt und selbst vom Altpaläozoikum des Norischen Deckensystems überfahren wurde.

Wie K. METZ 1950 ausführte, ist das durchschnittliche Flächenstreichen („Regelstreichen“) im Karbon W 20° N, das Fallen 35° nach Nordosten. Im Karbon unterschied er drei Faltenachsen und dazugehörige Runzelungen (Linearen) in den Schiefern. Die älteste Achse fällt flach nach NW und dominiert im ganzen Raum des Palten-Liesingtales. Ihr kommt daher eine regional-tektonische Bedeutung zu. Die Richtung der zweiten Achse B_2 zwischen N 25 bis 40° E und einem Einfallen zwischen 25 und 35° in diese Richtung sei das Ergebnis einer jüngeren Einengung, die quer zur Richtung des älteren Bauplans und damit zu B_1 erfolgte und ältere Strukturen umprägte und verstellte. Im Zuge dieser Tektonik sollte auch die dritte Faltenachse (B_3) entstanden sein, die nach Norden zeigt. Örtlich ist

sie stets mit B₂ verbunden, was K. METZ durch eine kontinuierliche Folge von Faltungs- und Zerschervungsvorgängen der Schiefer im Verlaufe der Einengungsphase erklärte.

Im Grenzbereich zum unterlagernden Permoskyth wechselt die Lagerung häufig zu Süd- und steilem Einfallen nach Norden. In diesem Bereich sind die Bänderkalkzüge stark gestört, in einzelne Lamellen und Schuppen aufgespaltet und mit den umgebenden Schiefen verschuppt. Der nördlichste Teil der Veitscher Decke wird zudem schräg durch die Überschiebung des Altpaläozoikums abgeschnitten. Dabei verschmälert sich die weiter im Nordwesten (Teichengraben) noch breite Nordhälfte des Karbons zu einem weniger als 100 m breiten Streifen von Graphitphylliten und einem darin eingelagerten, etwa 40 m mächtigen Kalkzug, die beide nördlich von Mautern den steilgestellten Nordrahmen des „Fensters von Mautern“ gegen das Altpaläozoikum bilden. Die heute ausgebauten Talkbergbaue von Mautern (Talkbergbau Mautern, Bergbau Brunner und ein weiterer ca. 50 m östlich der Brücke über den Magdwiesenbach und 800 m taleinwärts) liegen dabei in der Grenzzone zwischen dem Permoskyth und dem Karbon (vgl. K. METZ 1949 : 150).

Östlich von Mautern setzen die Gesteinsfolgen der Veitscher Decke – stark verschuppt mit Rannachserie und Altpaläozoikum des Norischen Deckensystems – auf der Südseite des Liesingtales über den Leims- und Pressnitzgraben in die Gegend von St. Michael fort. Im Vergleich zur komplizierten Tektonik dieses Abschnitts sollte geprüft werden, ob die bisher besonders für das Profil im Teichengraben vertretene Annahme einer sedimentären Wechselfolge von Karbonkalken und Karbonschiefen (vgl. S. 399) aufrecht zu erhalten ist.

Die Zeiritzkampl-Decke

Als Zeiritzkampl-Decke wird die aus Altpaläozoikum bestehende tiefste Decke des Norischen Deckensystems bezeichnet. Am Kartenblatt sind allerdings nur Teile dieser Decke erhalten, nämlich der Blasseneckporphyroid und seine ältere Unterlage, die NW-SE streichen und gleichmäßig mittelsteil nach Nordosten einfallen. Äquivalente des Silurs und Devons, allenfalls auch Karbon, die am Zeiritzkampl noch mächtig entwickelt sind, fehlen am Kartenblatt. Die östlichsten, von uns aber nicht untersuchten Kalke liegen östlich der Wolfleiten; sie reichen nicht bis an den Rannsbach.

Die Norische Überschiebungslinie (= Grenze zwischen Veitscher Decke und dem Norischen Deckensystem) ist nur in Ausnahmefällen scharf; in der Regel sind die graphitischen Karbonschiefer und das Altpaläozoikum im Zehnermeter-Bereich miteinander verschuppt, so über dem Gotthardistollen im Teichental in Höhe 1135 m unter dem nach SE vorspringenden Rücken, an der Forststraße von der Kurzen Teichen nach Osten (am westlichsten Kartenrand), im obersten Graphitgraben und an der Westflanke des Magdwiesengrabens. Außerdem markieren Quarzknuern und dünne Quarzlamellen den Grenzstreifen beider Groseinheiten der Grauwackenzone (vgl. A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 : 82).

Die Mächtigkeitsabnahme des Blasseneckporphyroids hat anscheinend primäre Ursachen (vgl. S. 378). Demgegenüber glauben wir, daß das Fehlen von jüngeren Sedimenten auf dem Porphyroid tektonische Gründe hat: Der schräge Zuschnitt der Zeiritzkampl-Decke könnte unseres Erachtens durch die überfahrende Wildfeld-Decke verursacht worden sein.

In Richtung gegen das Liesingtal verschmälert sich die Zeiritzkampl-Decke, um schließlich knapp vor Erreichen des Talbodens zu enden. Wir erklären dies durch diskordante

Auflage der höheren Decken, insbesondere der Reiting-Decke, über den tieferen Einheiten und dem flexurartigen Abbiegen und Zerbrechen der Reiting-Decke an der Palten-Liesingtal-Störung. Zwei Schuppen, die „Kienbergspitzen-Schuppe“ und die „Auf der Schön-Schuppe“ hätten dabei Teile der Wildfeld- und der Zeiritzkampl-Decke überfahren.

Das Alter der Überschiebung des Norischen Deckensystems über dem Karbon der Veitscher Decke wird an anderer Stelle diskutiert (S. 409).

Die Wildfeld-Decke

Am Kartenblatt nimmt die breit entwickelte Wildfeld-Decke die größte Fläche ein. Sie liegt über der Zeiritzkampl-Decke und unter der höchsten Decke, der Reiting-Decke.

Die Wildfeld-Decke reicht vom oberen Eselgraben und der Kochenalm im Süden, dem Rannsbach und Finstergraben im Westen bis an die Südseite der Donnersalpe im Norden. Über das Fenster der Linsalm verbindet sie sich unter der Reiting-Decke mit den östlich des Reitingmassivs, des Gosingecks und der Hohen Zölz gelegenen Vorkommen am Mitterberg und Schleichberg.

Der Gesteinsbestand in der Wildfeld-Decke umfaßt den Zeitraum vom Oberordoviz bis in das Karbon. Es sind dies Schichten unter dem „Finstergrabenporphyroid“ (= Blasseneckporphyroid), Silur mit Grauwacken, Grüngesteinen, Schwarzschiefern und Kalken, Devon in verschiedener Kalkausbildung und Karbon mit den klastischen Eisenerzer Schichten.

Die Wildfeld-Decke zeigt infolge einer jüngeren Ost-West-Verfaltung, von der übrigens auch der nördlich anschließende Raum um Eisenerz betroffen wurde (siehe S. 409) und die zur Ausbildung einer Synklinalstruktur mit meridional streichender Achse im Reitingmassiv führte, wechselnde Lagerungsverhältnisse: Der westlichste Teil streicht etwa NW-SE bei mittelsteilem bis steilem Einfallen nach Nordosten, um an der Westseite des Reiting in N-S Streichen umzubiegen. Hier bilden Silur-, Devon- und Karbongesteine den Muldenwestflügel, der sich über das „Fenster der Linsalm“ unter der ebenfalls eingemuldeten Reiting-Decke mit dem Ostflügel mit der gleichen Gesteinsgesellschaft beiderseits des Gößgrabens verbindet. Durch die Überschiebung der Reiting-Decke und eine jüngere Bruchtektonik trat dabei lokal Schuppung in der Unterlage auf, so am Mitterberg, im Profil nördlich der Linsalm und an der West- und Südwestseite des Reiting.

Im Stirnbereich der Wildfeld-Decke tritt Schuppung als Folge von Stauchung verstärkt in Erscheinung. Wir vermuten zwar, daß Teile in dem auf der tektonischen Kartenskizze als „Schuppenzone“ ausgegliederten Raum ebenfalls Teile dieser Decke sind, doch ist dies nicht mit Sicherheit zu beweisen (diese Einschränkungen gelten auch für die Reiting-Decke im Stirnbereich). Dazu gehören in erster Linie das nördlich an den Kamm vom Linseck zum Reichenstein anschließende Gebiet zwischen Tullingeralm und Auf der Stang sowie die Gesteinsfolgen zwischen Kotalm, Lärchkogel, Gaißalm, Rössl, Gröblzinken und Vorderberger Zinken, die faziell sowohl dem Devon in der Wildfeld-Decke als auch in Teilbereichen der Reiting-Decke gleichen.

Die Reiting-Decke

Im Untersuchungsgebiet bildet die Reiting-Decke das höchste tektonische Element, dessen Verband mit den tieferen Einheiten noch erhalten ist. Der Schichtumfang in dieser Decke reicht von Silur, das im Norden vereinzelt vorhanden ist (z. B. auf der Westseite des Hackriedel oder der Nordseite des Reichenstein), über Unterdevon (vgl. Stratigraphischen

Teil, S. XXX) bis zu dem an einer Stelle nachgewiesenen Oberdevon am Hackriedel nordwestlich der Schafferalm, das sogar mit karbonischen Eisenerzer Schichten in Verbindung steht. Die vorherrschenden Gesteine sind jedoch fossilarme Bänderkalke und Marmore, die bisher nur wenige stratigraphische Anhaltspunkte lieferten. Tonreiche Kalkfolgen, die für das Devon in der tieferen Wildfeld-Decke charakteristisch sind, treten demgegenüber stark in den Hintergrund. Sie wurden vor allem im nordwestlichen Verbreitungsgebiet der Reiting-Decke beobachtet.

Im Süden formt die Reiting-Decke einen relativ schmalen Lappen, der bei Kammern im Liesingtal beginnt und im Reitingmassiv eine durch Brüche zerlegte Synklinale mit N-S streichender Achse bildet. Durch eine Störung im Gößgraben abgesetzt, weitet sie sich in den eigentlichen Eisenerzer Alpen zu einer breiten Stirnfront, die in einer Breite von mehr als 10 km vom Speikkogel, einer kleinen Deckscholle im Westen, über Höchstein-Lins-eck-Rauchkoppe-Hohe Lins-Reichenstein-Gosingeck-Hohe Zölz-Vorderberger Mauer bis über den Klammkogel östlich Vorderberg reicht. Die Lagerung ist hier flach bis mittelsteil, wobei die Einfallrichtung je nach Grad der tektonischen Zerstückelung zwischen Ost bis Nordost im Raum westlich des Meridians der Linsalm pendelt, während östlich davon die Haupteinfallrichtung nach Westen zeigt. Wir haben daher auch nördlich des Gößgrabens – analog der tektonischen Verformung des Reitingmassivs im Süden – eine durch zahlreiche Brüche gestörte Muldenstruktur großräumig erhalten.

Im nördlichsten Stirnbereich trat wie in der unterlagernden Wildfeld-Decke Schuppung und Verfaltung auf. Schöne Faltenbilder mit flachen, WNW-ESE streichenden Achsen sind besonders im Nordkar des Reichensteins zwischen Grete-Klinger-Steig und Thekla-steig als Stauchfalten deutbar.

Die Schuppenzone

Als Schuppenzone bezeichnen wir einen Gesteinsstreifen, der im Norden an die Wildfeld- bzw. Reiting-Decke anschließt und sich sowohl strukturell als auch lithologisch von den oben besprochenen Einheiten unterscheidet. Sie erstreckt sich über die Gebiete Donnersalpe–oberes Weißenbachtal, Größenberg, Hintererzberg–Plattenalm und die Südseite des Gerichtsgrabens und des Vorderberger Tales.

Das Streichen in dieser Zone ist mit Abweichungen etwa Ost-West, die Lagerung meist steil und überwiegend nach Norden gerichtet, seltener nach Süden (südlich des Präbichl). Die Schichtfolge umfaßt Teile des Ordoviz (Schiefer unter dem Blasseneckporphyroid mit Kalklinsen im oberen Teil, Blasseneckporphyroid, Polsterquarzit, Cystoiden-kalk), Silur (schwarze Kieselschiefer mit Einlagerung von Kalkbänken, verschiedene bunte Kalke des Obersilurs), Devon (Tentakuliten-führende Knollenkalke und örtlich Flaserkalke des Oberdevons) sowie lokal die Eisenerzer Schichten mit Einlagerung von hellgrauen und schwarzen Kieselschiefern und Lyditen.

In struktureller Hinsicht handelt es sich um einen in kleinräumige, eng gepreßte Schuppen aufgelösten Bereich, wobei einzelne Schichtglieder zu dünnen Lamellen ausgewalzt sind, die sich mehrmals wiederholen können. Wenn auch vereinzelt die normale stratigraphische Reihenfolge des Altpaläozoikums gewahrt sein kann, so sind doch im Aufschlußbereich vor allem die bildsamen silurischen Schwarzschiefer mit Kalkeinlagerungen intensiv verfaltet, gestört und am Kontakt mit den hangenden Kalken mit diesen verschuppt. Beispielfür diese Tektonik sind die Gebiete westlich und südlich von Eisenerz, deren

Baustil bereits in der Vergangenheit höchst unterschiedlich gedeutet wurde (vgl. G. HIESS-LEITNER 1929, E. HABERFELNER 1935, G. FLAJS 1967 a). Unsere, auf moderner stratigraphischer Grundlage beruhende tektonische Auflösung ist in der beigeschlossenen Profiltafel wiedergegeben.

Im Raum Donnersalpe folgt die Schuppenzone über der Wildfeld-Decke. In der östlichen Fortsetzung am Gröbenberg und bei der Plattenalm wird sie jedoch durch steilstehende Störungen im Stadlergraben, Sauerbrunngraben und Weiritzgraben von den südlichen Kalkfolgen getrennt, für die eine Zuordnung zur Wildfeld-Decke denkbar erscheint. Der bogenförmige Verlauf der Gesteine und Gefügedaten zwischen Galleiten und dem Gerichtsgraben könnten hierbei das Abbild einer gekippten, intensiv verschuppten Synklinale sein, deren Achse flach nach Norden einfällt. In ihrer Gesamtheit fallen die dazugehörenden Gesteine unter die zwei übereinandergelagerten Schuppen der hinlänglich bekannten „Erzbergmulde“ ein. Die Achse dieser Mulde taucht mit 15 bis maximal 30° nach N bzw. NNE ab (A. KERN 1927, W. FRITSCH 1960). Da am Erzberg die Werfener Schichten und das Altpaläozoikum annähernd die gleichen Flächen- und Achsenlagen haben, schloß W. FRITSCH 1960 : 230 auf eine einzige E-W-Einengung in alpidischer Zeit, die für den Großmuldenbau am Erzberg („Leitenrücken-Tieffalte“) verantwortlich sei.

Nach den oben mitgeteilten Befunden für die Wildfeld- und Reiting-Decke sowie für die Schuppenzone glauben wir daher, daß die am Erzberg festgestellten N-S- bis NNE-SSW-Achsen den von uns weiter im Süden gefundenen Achsen entsprechen. Der Großmuldenbau hätte demnach auch hier ein alpidisches Alter. Dennoch sind entgegen W. FRITSCH auch ältere, variszische Strukturen am Erzberg und seiner Umgebung erhalten (s. u.).

Der Erzberg ist Teil der von uns unten behandelten „Nordzone“ und damit das höchste tektonische Element in diesem Abschnitt der Grauwackenzone. Auf dem Altpaläozoikum des Erzbergs, aber auch auf der Schuppenzone im westlich davon gelegenen Raum Tulleck-Donnersalpe transgredieren die post-variszischen Präbichlschichten. Plombieren diese daher ältere, d. h. variszische Strukturen?

Die Nordzone

Als Nordzone wird hier die höchste tektonische Einheit des Altpaläozoikums bezeichnet, die im transgressiven Verband mit der Kalkalpenbasis steht. Diese Gesteinszone ist zwar in sich ebenfalls gestört, verfaltet und am Erzberg in zwei Schuppen zerlegt, doch ist im Großen ihr Zusammenhang in faziell eigenständiger, von den tieferen Einheiten klar unterscheidbarer Ausbildung vom Tullgraben westlich Eisenerz bis in das Lamingtal im Osten gewahrt.

Die Schichtfolge in der Nordzone reicht vom Oberordoviz bis in das Karbon. Leitgestein ist der über 1000 m mächtige Blasseneckporphyroid, der stets über einer klastischen Schieferentwicklung mit vereinzelter Einschaltung von Kalklinsen folgt. Die Auflage auf dem Porphyroid bilden lokal die Polsterquarzite und die Cystoideenkalke des jüngsten Ordoviz; wo diese fehlen, liegen verschiedene, geringmächtige Silurkalke direkt auf dem Porphyroid bzw. dem Übergangsporphyroid (vgl. S. 380 ff.). Im Devon schließlich folgen plattige Kalke, Kalkschiefer, organodetritische Kalke und bunte Flaserkalke (Sauburger Kalke, Polsterkalke), die am Polster und am Erzberg ausführlich beschrieben und gegliedert wurden (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980). Sie werden am Erzberg von wenige Meter mächtigen kalkigen Resedimenten des Unterkarbons an der Basis der karbonischen klastischen Eisenerzer Schichten diskonform überlagert.

Die Lagerung in der Nordzone ist infolge der Zerlegung in kleinere Teilblöcke unterschiedlich. Der Westteil im Tullgraben und bei Hohenegg gehört unseres Erachtens zum Westflügel der alpidisch geformten unsymmetrischen Erzbergmulde und streicht dementsprechend etwa in NW-SE-Richtung bei mittelsteilem bis steilem Einfallen nach Nordosten. Am Erzberg ist das Altpaläozoikum gemeinsam mit den Präbichlschichten (Werfener Schichten) in der „Leitenrücken-Tieffalte“ um eine Achse verformt, die nach den Untersuchungen von A. KERN 1927 und der gefügekundlichen Analyse von W. FRITSCH 1960 mit 15 bis maximal 30° nach Norden bis Nordnordosten abtaucht. Der Ostflügel der unsymmetrischen Hauptmulde steht steil bis überkippt, im Westflügel herrscht hingegen flachere Lagerung.

Der Ostflügel der Erzbergmulde mit ihrem steilen Einfallen des Porphyroids nach Westen wird durch eine im Gsollgraben durchziehende Störung von den SE-NW streichenden und mit durchschnittlich 50 bis 60° nach Nordosten einfallenden Gesteinsfolgen an der Südseite des Polsters getrennt. Hier tritt – entgegen der Meinung von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 – am Kontakt zwischen Blasseneckporphyroid und seiner Kalkauflage starke Schuppung auf. Eine zusätzliche Verbiegung der Porphyroidplatte führte dazu, daß im Polsterkar fensterartig unter den devonischen Polsterkalken ältere Schichten in einer stark zerschuppten Antiklinale auftauchen, wie das Hauptvorkommen der 60 m mächtigen oberordovizischen Polsterquarzite, die folgenden etwa 13 m mächtigen Cystoideenkalke und silurische Orthocerenkalke.

Der östlich der Handlgraben-Störung, die auch die Präbichlschichten versetzt, gelegene Teil der altpaläozoischen Nordzone streicht am Kohlberg NW-SE, um weiter östlich in ein N-S- bis NE-SW-Streichen umzuschwenken. Das Einfallen ist hier flach bis mittelsteil nach Westen bzw. Nordwesten. Das allmähliche Übergreifen der Transgressionsfläche der Präbichlschichten auf immer ältere Schichtglieder des Altpaläozoikums macht dabei deutlich, daß die Kippung dieses Blockes bereits zu Beginn der post-variszischen Sedimentation gegeben war.

Zusammenfassung und Alter der Tektonik

Der Bau der Eisenerzer Grauwackenzone über der Veitscher Decke wird von einem weiträumigen und mehrphasigen Decken- und Faltenbau mit nachfolgender Bruchtektonik bestimmt. Die Frage nach dem Alter dieser Verformungen kann nur im Nordbereich des Untersuchungsgebietes schlüssig beantwortet werden, da hier jüngere Decksedimente transgressiv über älteren Schichten mit älteren Strukturen liegen.

Das Alter der Hauptüberschiebung des Norischen Deckensystems über die Veitscher Decke (Norische Überschiebung) war lange Zeit umstritten. Der Hauptgrund dafür war neben der Negierung weiträumiger alpidischer Deckentransporte vor allem die bekannte zeitliche Obergrenze der Schichten in der Veitscher Decke mit Westfal A-B (vgl. Y. G. TENCHOV 1980), die die Möglichkeit einer jungvariszischen Überschiebung („Asturische Phase“) nicht ausschloß. Heute neigt jedoch die Mehrheit der Autoren zur Annahme einer alpidischen Hauptüberschiebung und führt dazu strukturelle, stratigraphische, paläogeographische und deckentheoretische Argumente und Überlegungen an (vgl. A. TOLLMANN 1977: 526 ff., H. P. SCHÖNLAUB 1979: 76 f., 96, 101).

Ausgangspunkt für die folgende Diskussion ist die berühmte Winkeldiskordanz zwischen dem steilgestellten Unterdevon (ss 115/70 NE) und dem transgressiven, mit etwa

20° nach NNE einfallenden Präbichlschichten am Knappensteig, wenige Meter südwestlich der Leobner Hütte (Abb. 8). Die Bedeutung dieser Stelle für die Tektonik wurde erstmals von K. OESTREICH 1900 erkannt; später befaßten sich u. a. K. A. REDLICH 1923 : 239, E. SPENGLER 1926 : 136, 137, D. SOMMER 1972 : 121 und G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 : 283 mit dieser klassischen Lokalität. Sie ist das beste Indiz für die Existenz und Wirkung von variszischen Bewegungen im steirischen Teil der Grauwackenzone.

Vom Handlgraben nach Osten schneidet die Abrasionsfläche der permischen Präbichlschichten mit dem kalkigen Präbichlkonglomerat an der Basis im gleichen Niveau immer ältere Schichtglieder des Altpaläozoikums an, das nach Westen und Nordwesten einfällt. Auslappungen nach Süd und nach Nord sind einerseits Schnitteffekte (z. B. im hintersten Rötzgraben bei der Pflégalm), andererseits auf alpidische Querbrüche mit Verstellungen zurückzuführen. Solche Störungen, die in den rotviolettten, sandig-tonigen Präbichl- und Werfener Schichten im Gelände schwer nachweisbar sind, verlaufen im Gsoll- und Handlgraben etwa NNE-SSW, am Hiesleggsattel etwa NE-SW und im Polsterkar in NW-Richtung (beide sind in der Karte nicht eingetragen). Der zuletzt genannte Bruch bewirkt die unterschiedlichen Höhenlagen der permischen Erosionsrelikte am Grat vom Polster zum Niederpolster im Vergleich zum tiefer gelegenen geschlossenen Verbreitungsgebiet des Postvariszikums weiter nördlich in der Einlaß.

Wenn wir weiter berücksichtigen, daß im hinteren Gsollgraben (Einlaßgraben) die basalen Präbichlschichten im gleichen Niveau wie im Osten ebenfalls auf dem Porphyroid transgredieren, kommen wir zur Vorstellung einer variszisch angelegten Muldenstruktur aus altpaläozoischem Gesteinsmaterial (Ordoviz-Unterdevon) mit einer flachen, nach Nordosten abtauchenden Achse. Diese Großmulde wurde noch vor Ablagerung der Präbichlschichten zu einer wenig akzentuierten Landoberfläche eingeebnet. Der dabei anfallende Schutt wurde anschließend in das Grundkonglomerat der Präbichlschichten miteinbezogen. Sie leiten den alpidischen Sedimentationszyklus in diesem Abschnitt der Kalkalpen ein. Im Verlaufe der alpidischen Horizontal- und Vertikaltektonik zerbrach und verstellte sich schließlich der gesamte Block in kleinere Einzelschollen und Schuppen.

In dem im Vergleich zum zuletzt genannten Raum wesentlich komplizierter gebauten Gebiet des Steirischen Erzbergs und seiner westlichen Fortsetzung zwischen Tullgraben und Donnersalpe konnten in den letzten Jahren ebenfalls klare Belege für eine variszische Tektonik im Sinne von F. ANGEL 1939 : 301 gefunden werden. In Unkenntnis der wahren Stratigraphie war dies früher nicht möglich gewesen, wie uns anschaulich die Arbeit von W. FRITSCH 1960 über die Tektonik des Erzbergs lehrt (Abb. 9).

Nach den gefügekundlichen Untersuchungen von W. FRITSCH sind die heutigen Flächen- und Achsenlagen am Erzberg alpidisch, da im Altpaläozoikum und in den Werfener Schichten annähernd dieselben Raumlagen auftreten. Dies gilt auch für die Schwerkreise der Flächenlagen (β), einige gemessene Achsen und Lineare, die in beiden Gesteinsgruppen ein einziges Maximum in NNE/15° bilden. Die Hauptfaltung mit einer NNE-Achse unter Einfaltung der Präbichl- und Werfener Schichten in diese Struktur ist daher das Ergebnis einer nachtriadischen Tektonik, die Ost-West gerichtet war. Auf diese Einengungstektonik folgte am Erzberg eine Zerrungstektonik. Dabei entstanden etwa mit 20 bis 30° nach Osten einfallende Abschiebungen (Christof-Hauptverwurf), steil SE-fallende Muldenverwerfer und steil nach NNE fallende Verwerfer (Vorderberger Hauptverwurf). Eine starke paläozoische Tektonik mit besonderer Faltung, Verschuppung oder mit Überschiebungen

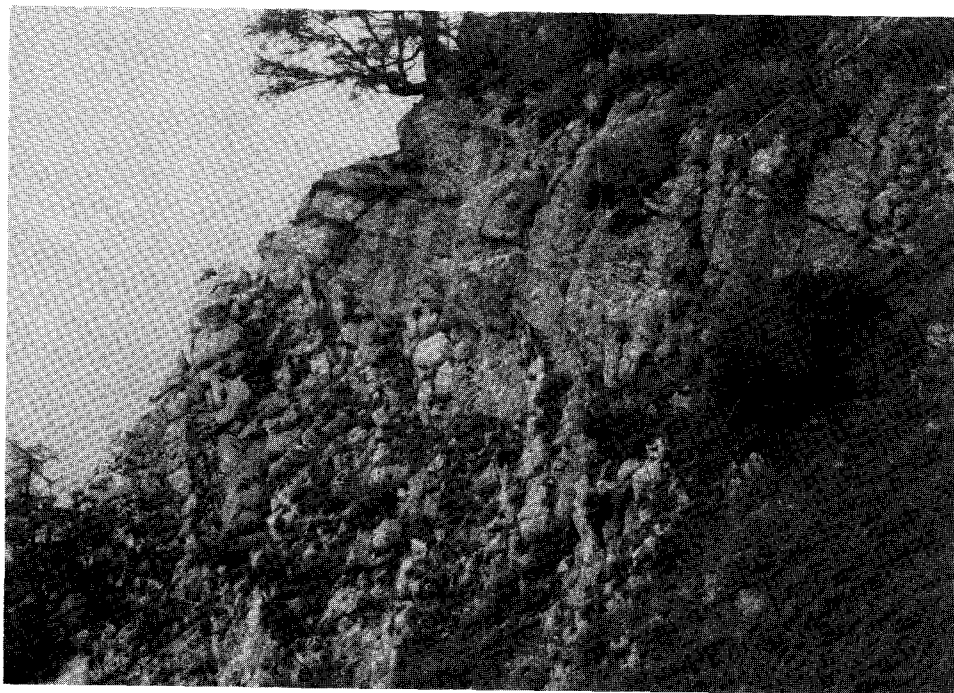


Abb. 8: Die berühmte Winkeldiskordanz zwischen den steilgestellten Unterdevon-Kalken und den transgressiven, flach auflagernden Präbichlschichten (Präbichlkonglomerat) am Knappensteig SW der Leobner Hütte. Oben: Detail.

ließ sich hingegen aus den Gefügedaten nicht ablesen. Nach Meinung von W. FRITSCH äußerte sie sich lediglich in einem weiten Großfaltenbau mit E-W-Achsen bzw. in synsedimentären Bewegungen, die die großen Mächtigkeitsschwankungen in der altpaläozoischen Schichtfolge verursachten.

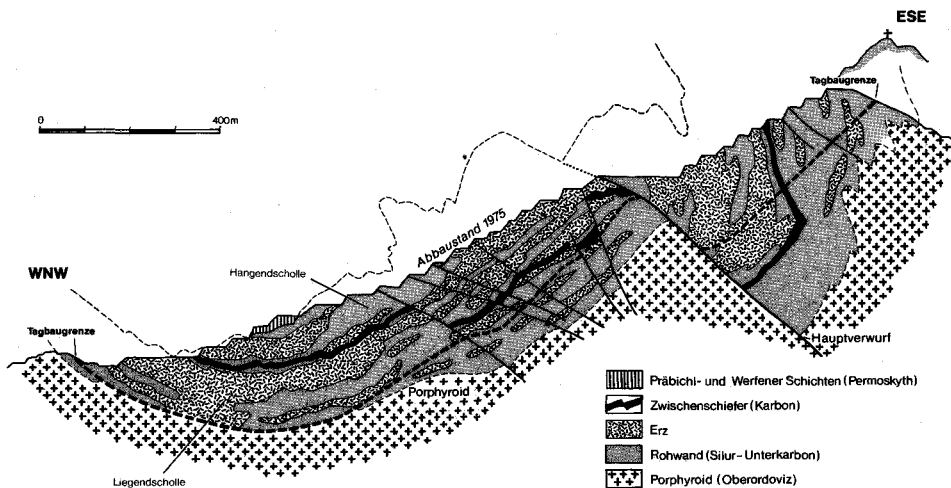
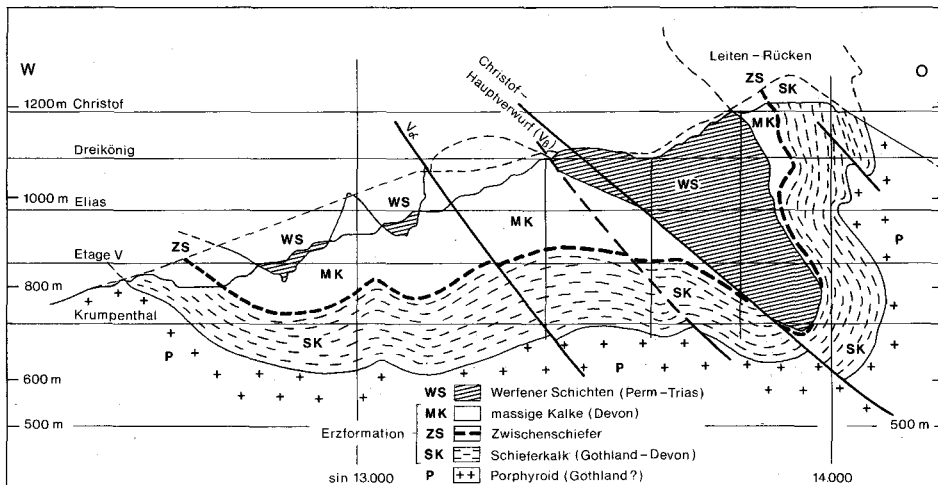


Abb. 9: Zwei geologische Saigerschnitte (oben E-W, unten ESE-WNW), die die verschiedenen Ansichten über den Bau des Erzbergs dokumentieren. Oben: Nach A. KERN aus W. FRITSCH 1960 : 229 mit der Annahme einer sedimentären Zwischenschaltung eines Schieferhorizontes; unten: Die moderne, auf umfangreichen Conodontendaten basierende Gliederung in zwei tektonische Einheiten, die durch die karbonischen Eisenerzer Schichten (früher „Zwischenschiefer“) getrennt werden. Über diesem variszischen Schuppenbau liegen transgressiv die Präbichi- und Werfener Schichten, die zusammen mit ihrer Unterlage in alpidischer Zeit zur asymmetrischen Erzbergmulde verformt wurden.

Nach der Klarstellung der Stratigraphie am Erzberg, vor allem aber nach der Einstufung des Zwischenschiefers (= Eisenerzer Schichten) in das Karbon (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980) ist ein wesentlicher Punkt in der Schlußfolgerung von W. FRITSCH (lit. cit., S. 228) nicht mehr haltbar, nämlich, daß am Erzberg keine variszischen Schuppen vorhanden sind ¹⁾. Danach besteht die paläozoische Schichtfolge des Erzbergs im Hangenden des Blasseneckporphyroids nicht aus einer, durch eine Schieferzwischenschaltung unterbrochenen kalkigen Abfolge des Devons, sondern aus einer „Liegendscholle“ mit Ordoviz, örtlichem Silur, Devon und als Abschluß karbonischen Schiefer (= Eisenerzer Schichten), über denen in einer zweiten tektonischen Einheit, der „Hangendscholle“, die Hauptmasse der größtenteils vererzten devonischen Kalke folgen. Dieser Überschiebungsbau muß in variszischer Zeit entstanden sein, da die permischen Präbichlschichten im gleichen Niveau beide, durch die Eisenerzer Schichten getrennte Schuppen diskordant überlagern. Die Abrasionsfläche schneidet dabei sogar den Blasseneckporphyroid der Liegendscholle an. In alpidischer Zeit wurde dieser variszische Überschiebungsbau zusammen mit seinem transgressiven Deckgebirge von einer Ost-West-Einengung und nachfolgender Bruchtektonik betroffen. Nur diese Tektonik ist in den heutigen Raumlagen des Flächen- und Achsengefüges abzulesen.

Im Tullgraben westlich Eisenerz liegen die Präbichl- und Werfener Schichten nach G. FLAJS 1967 a : 184–186 über der Porphyroidunterlage, dem Blasseneckporphyroid, den Polsterquarziten und Kalken des Obersilurs. Letztere gehören zum südlichen Baublock, der durch eine Störung mit mehreren 100 m Versatz von dem zur westlichen Fortsetzung der Erzbergunterlage gerechneten nördlichen Block getrennt wird (vgl. Karte – Taf. 1). Da die transgressiven Decksedimente an diesem Bruch nicht verstellt sind, schloß G. FLAJS auf ein variszisches Alter der Bruchlinie. Am Tullriegel, am Tulleck und westlich der Donnersalpe liegen zudem die Decksedimente sowohl über der tiefsten Einheit (der Wildfeld-Decke), als auch über der darüber folgenden und von uns als „Schuppenzone“ bezeichneten Einheit. Damit ist für dieses Gebiet insgesamt das variszische Alter des Deckenbaus erwiesen.

Wenn wir vermuten, daß der Deckenbau in der Eisenerzer Grauwackenzone, insbesondere das Norische Deckensystem, das Ergebnis der über den älteren Untergrund hinwegbewegten Kalkalpen sei und daher alpidisch (vor-gosauisch) entstanden sei, wäre zumindest örtlich eine Einbeziehung von Permotrias in den südlich der Linie von der Ramsau über Präbichl ins Vordernberger Tal festgestellten Decken- und Schuppenbau zu erwarten (G. HIESSLEITNER 1929, O. AMPFERER 1931, G. FLAJS 1967 a). Dies ist jedoch nicht der Fall. Die permischen Decksedimente greifen vielmehr im Norden über gesicherte variszische Strukturen, die, wie unsere Aufnahmen zeigen, in das südliche Untersuchungsgebiet fortsetzen. Dies gilt nicht nur für den erwiesenen Deckenbau, sondern auch für die N-S-Strukturen in der Erzbergmulde, denen im Süden die gleichen Achsenrichtungen in der Reitingmulde und im Raum nördlich des Gößgrabens entsprechen. Diese, im Sinne von W. FRITSCH 1960 : 230 als „Hauptfaltung mit NNE-Achse“ bezeichnete Verformung hat aufgrund der gleichzeitig mitgefalteten Decksedimente ein alpidisches Alter. Der Deckenbau muß daher älter, d. h. variszisch sein, da die E-W-Faltung sämtliche Einheiten einschließlich der Wildfeld-Decke betraf. Jünger sind hingegen zahlreiche Brüche, die bevorzugt SSW-NNE- und NW-SE-Richtungen haben.

¹⁾ Diese Meinung war übrigens umstritten, da nur ein Teil der Lokalbearbeiter (A. KERN 1927, G. HIESSLEITNER 1929, F. HERITSCH 1943 und H. HAJEK 1966) den Zwischenschiefer als sedimentäre Einschaltung in den Kalkfolgen auffaßten.

Alpidische Vertikalbewegungen fanden unseres Erachtens auch an der Südgrenze der „Schuppenzone“ statt. Sie bewirkten – wie bereits E. SPENGLER 1926 und G. HIESSELEITNER 1929 annahmen – den kuppelförmigen Anstieg der Transgressionsbasis des Perms, das über den Gipfeln des Reichenstein und der Lins in einer Höhe von über 2200 m liegen müßte.

Die Lagerstätten des Kartengebietes (Zusammenfassung)

Das Kartengebiet ist, wie kaum ein anderer Abschnitt in der Grauwackenzone, reich an Lagerstätten. Es sind dies Vorkommen von Eisenspat, Kiese, Magnetit, Brauneisenstein, Graphit und Talk sowie Glanzkohle im Inneralpinen Tertiärbecken von Trofaiach. In der Gegenwart hat allerdings nur mehr die Sideritlagerstätte des Steirischen Erzbergs wirtschaftliche Bedeutung.

Der Steirische Erzberg blickt auf eine lange wirtschaftliche Nutzung seit der Römerzeit zurück. Über die geschichtliche Entwicklung der Lagerstätte berichten u. a. ausführlich J. STEINER-WISCHENBART 1919, K. A. REDLICH 1923 und H. JUVANCIC & F. KIRNBAUER 1971. In jüngster Zeit beschäftigten sich F. THALMANN 1975 mit geologisch-mineralogischen Fragen und der Abbaustrategie, A. BERAN & F. THALMANN 1978 (hauptsächlich am Beispiel des Bergbaus Radmer) und A. BERAN 1979 mit der Genese der Lagerstätte sowie H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 mit der Stratigraphie und Tektonik des Erzbergs.

Die Vererzung ist an verschiedene, hauptsächlich unterdevonische bunte Flaserkalke („Sauberger Kalk“, „Erzführender Kalk“) in der variszisch übereinandergeschobenen „Liegend-“ und „Hangendscholle“ gebunden. Beide Einheiten – durch die karbonischen Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“) getrennt – wurden alpidisch um eine N-S-Achse zu einer unsymmetrischen Muldenstruktur („Erzbergmulde“) verformt und nachträglich durch zahlreiche Brüche verstellt (vgl. S. 409). Die Erzbildung ist jedenfalls vorpermisch (F. KERN 1927, F. THALMANN 1975 u. a.). Neuerdings wird eine synsedimentäre Entstehung im Devon angenommen, wobei während der variszischen Orogenese Reaktionen zwischen Kalk, Ankerit und Siderit stattfanden und in alpidischer Zeit bedeutende Remobilisierungen die heutige unregelmäßig-wolkenartige Vererzung der Kalke mit querschlägigen Gängen und Nestern bewirkten (A. BERAN).

Die umfangreiche stratigraphische Analyse der nichtvererzten Karbonate des Erzbergs erbrachte freilich keinerlei Hinweise, die die Theorie der Erzbildung im Devon stützen könnten. Vielmehr zeigte sich, daß am Erzberg und seiner Umgebung im Unterkarbon die im Mittel- und Oberdevon gebildeten Kalkfolgen tiefgreifend abgetragen wurden. Von dieser Erosion wären vermutlich auch die sedimentär gebildeten Fe-armen Ankerite und Siderite betroffen worden. Es ist daher naheliegender, an eine Mineralisation im Zusammenhang mit dem Vulkanismus zu Beginn der Sedimentation der Eisenerzer Schichten im jüngsten Unterkarbon oder im älteren Oberkarbon zu denken.

Als Hauptmineral tritt am Erzberg Siderit, Ankerit und ein eisenhaltiger Dolomit auf; Begleitminerale sind sehr untergeordnet Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz und Zinnober. Außerdem findet sich Hämatit und bisweilen Magnetit. Oxidationsformen sind Limonit, Eisenerz und Malachit. Aus dem Eisernen Hut stammen die berühmten Stufen

von Eisenblüte und der gebänderte Erzbergit mit Aragonit und Kalzitlagen. Der durchschnittliche Fe-Gehalt der Erze beträgt 32% Fe und 2% Mn.

Nach dem letzten Stand des Österreichischen Montan-Handbuchs 1981 betrug die Jahresgewinnung 1980 3,200.000 t Eisenerz. Die Gesamterzausbringung lag in dieser Periode bei 21,33% (Eiseninhalt: 985.562 t, Manganinhalt: 58.141 t). Seit Beginn des Bergbaus wurden nahezu 200 Millionen Tonnen gefördert. Die gleiche Menge ist nach dem derzeitigen Stand der Erkundung noch vorrätig und reicht für 50 bis 55 Jahre.

Das vom Vordernberger Tal weithin sichtbare Ankerit- und Eisenspatvorkommen Zirbenkogel/Rotschütt führt Ankerite mit 14 bis 17% Fe, in denen Eisenspatlinsen verstreut auftreten. Im „Ostalpen-Lagerstättenarchiv“ der Geol. B.-A. ist darüber hinaus ein bis 1861 in Betrieb stehender Stollen am linken Ufer des Rötzgrabens angegeben, der auf Magnetit, Eisenspat, Kupferkies und Schwefelkies beschurft wurde, weiters ein Stollen bei der „Lacken“ in der „Höll“ am Kohlberggrücken; beide waren nicht mehr auffindbar.

Zahlreiche kleinere Rohwandstöcke liegen im Bergzug des Polster (G. HIESSLEITNER 1929: Taf. V) und ein aufgelassener Eisenspatbergbau mit drei Stollen bei der Leobner Hütte unter der Transgressionsfläche der Präbichlschichten. Hier finden sich häufig vererzte Kalkgerölle (Ankerit, selten Eisenspat) im basalen Präbichlkonglomerat.

Weitere Vorkommen von Rohwand wurden von G. HIESSLEITNER in den unterdevonischen Kalken des Glanzbergs, auf der Platte SE des Erzbergs (kurzer Einbau) und am Reichenstein beobachtet, E. HABERFELNER 1935 und E. CLAR notierten welche auf der Südseite des Gosingecks, auf der Ostseite der Hohen Zölz und am Südfuß des Kammes vom Linseck zur Hohen Lins.

Am Größenberg wurde Eisenspat in einem kleinen Stollen am NW-Hang abgebaut, Schurfbaue waren zeitweilig auch am Osthang in Betrieb. Im Hintergrund des Tullgrabens bestand vorübergehend ein Bergbau auf Ankerit und Siderit in Höhen zwischen 800 und 900 m im 4 m mächtigen Präbichlkonglomerat, beim „Ratzenstadl“ („Mariabau“) an der Westlehne des Krumpentals war ein Grubenbau noch 1922 kurzfristig befahrbar. Dazu kommen drei, bis 100 m lange paläozoische Erzlinsen bei Hohenegg. Auf Eisenspat und Ankerit wurde auch am SW-Fuß des Tullecks in unterdevonischen Kalken geschurft. Die Mächtigkeit des Lagers war 40 bis 60 m, die Ausdehnung immerhin etwa 1,6 km². Die aus dem Jahr 1870 stammenden Aufschlüsse (u. a. eine Förderbahn) sind heute völlig verwachsen, ausgedehnte Halden am Tulleck, der Donnersalpe und im Tullgraben zeugen aber von einer regen bergbaulichen Tätigkeit in diesem Gebiet.

Am Fuß des Reiting zwischen Dirnsdorf und Kammern ist in einem Tagbau eine Brauneisenlagerstätte aufgeschlossen. Die Brauneisensteine liegen in Taschen des Devonkalks in Lagern von 10 bis 15 m Mächtigkeit und großer örtlicher Verbreitung. Allein im Jahr 1948 wurden 59 t Ocker und 287 t Brauneisenerz abgebaut. Analysen weisen u. a. 25% Fe, 25,5% SiO₂ und 22,5% Al₂O₃ Gehalte aus.

Eine bedeutende Kieslagerstätte war jahrhundertlang einige 100 m nördlich der Abzweigung der Teichentäler im Langteichengraben in Betrieb. Die Lagerstätte war auf 3500 m Streichendlänge und 300 bis 400 m im Verflachen im „Gotthardistollen“ aufgeschlossen, der heute längst verstürzt ist und in den späten 70er Jahren abgemauert wurde. Der Betrieb wurde 1928 wegen Mangel an bauwürdigen Erzen eingestellt.

Das Kieslager mit den Hauptmineralien Pyrit, Magnetkies und Kupferkies liegt konkordant in den steil N-fallenden metamorphen Grünschiefern nahe der Basis des Norischen Deckensystems im Hangenden des Kalwanger Gneiskonglomerats. In den höchsten Teu-

fen waren abbauwürdige Kupferkiese, Derbkiese und Imprägnationserze. Die Förderung betrug bis 1000 t pro Monat.

Im Höllgraben, etwa 1,3 km nördlich Kalwang lag in den Karbonschiefern ein Graphitvorkommen, das bis Ende des vorigen Jahrhunderts abgebaut wurde. Eine Analyse aus dem Jahr 1892 wies 80,75% C aus. Ein weiteres Graphitvorkommen befand sich im heute verbauten Gebiet von Kalwang (Kalwang II).

Am Nordende des Ortes Mautern und im unteren Magdwiesengraben liegen der Talkbergbau Mautern („Südfeld“) bzw. der Bergbau Brunner, der die streichende Fortsetzung des Südfeldes ist und nach K. METZ 1981 : 90 sowohl genetisch als auch tektonisch dem Hauptabbau entspricht. Der Talkbergbau Mautern war etwa 140 Jahre in Betrieb, mußte aber 1965 stillgelegt werden.

Eine Übersicht über die Lagerlinsen der beiden Mauterner Talklagerstätten gab zuletzt K. METZ 1981 : 88. Das Normalprofil in der Lagerstätte gliedert sich vom Liegenden zum Hangenden bei saigerer bis steiler Lagerung nach SW bis WSW in die Folge dunkler Bänderkalk (örtlich zu Dolomit und Magnesit umgewandelt) – Graphitschieferlagen – Talklager – Graphitschiefer – harte graue Serizitschiefer und Serizitquarzite. Diese Regelfolge ist meistens stark zerschert, so daß das Talklager in kleinere, unregelmäßig begrenzte Lagerlinsen zerlegt ist (K. METZ 1949, 1950, 1981). Zusätzlich Ost-West streichende Scherflächen führten zu Verflachungen und Zerreißen des Lagers mit Ausquetschung oder örtlicher Anschoppung von Talk.

Die Grubenaufschlüsse erstreckten sich über 700 m Streichendlänge, wobei bis in eine Teufe von 175 m Talk abgebaut wurde. Aufschlüsse waren jedoch bis 240 m Teufe vorhanden. Die jüngeren Abbaue lagen im Norden (Nordfeld) und im äußersten Süden. Zentral befand sich ein 180 m tiefer Förderschacht. Nach einem forcierten Abbau im 2. Weltkrieg ging die Produktion von 3567 t im Jahr 1948 auf 357 t im Jahr 1965 zurück. K. METZ 1981 : 90 sprach sich jüngst gegen eine Wiederaufnahme des Talkbergbaus aus. Durch die im tektonischen Teil dargelegte Auffassung vom Bau dieses Gebietes („Fenster von Mautern“) erscheint freilich die Frage eines neuen Such- und Aufschließungsprogramms auf Talk in einem anderen Licht.

Im Inneralpinen Tertiär von Trofaiach wurde bei einer im Jahre 1920 abgeteufte Bohrung bei Dirnsdorf (genauer Bohrpunkt ist nicht bekannt) bei 27 m und bei 48 m Glanzkohle angetroffen. Die Flözmächtigkeiten betragen 65 cm bzw. 45 cm. Schurfarbeiten auf Glanzkohle wurden auch zwischen den Dörfern Töllach und Gausendorf, knapp außerhalb der Kartengrenze, in den Jahren 1900 und 1903 durchgeführt. Die Kohlemächtigkeiten betrugen 0,3 bis 1 m, sie waren im Verflachen auf 120 m aufgeschlossen. Eine Tiefbohrung (Endteufe 554,6 m) im Jahre 1951 am westlichen Ortsende von Laintal bei Trofaiach traf bei 270 m und 272 m auf cm-dünne Glanzkohleschmitzen (unveröffentlichter Bericht der Bergbau-Förderungsgesellschaft m. b. H., 1951, Arch. der Geol. B.-A.).

Bemerkungen zur Geochemie des Untersuchungsgebietes

Im Rahmen des Geochemieprojekts „Regionale Wolfram-Molybdänprospektion in Österreich“ (Kurztitel) und des bundesweiten Projekts „Geochemische Bestandsaufnahme des Bundesgebietes“ (Projektleiter Dr. F. Thalmann, Eisenerz) wurde in den Jahren 1978 bis 1980 u. a. die Grauwackenzone zwischen Admont und Tragöß mittels geochemischer Beprobung von Bachsedimenten untersucht. Die geochemische Analytik wurde auf 13 Ele-

mente der Siebfraktionsproben durchgeführt. Zusätzlich wurden Schwermineralkonzentrationsproben gezogen und die Gehalte der Elemente W, Mo und Ti ermittelt. Die Darstellung der Analysenkarten auf den einzelnen Kartenblättern der Ö. K. 1 : 50.000 erfolgte mittels Trendlinien bzw. Punktsymbolen nach geostatistischer Klasseneinteilung. Wenn auch der IV. Teil des Endberichts mit der geologischen Interpretation und der zusammenfassenden Darstellung zum Zeitpunkt der Drucklegung dieser Arbeit noch nicht zur Verfügung stand, erscheint es schon jetzt höchst reizvoll, die bisherigen umfangreichen Analysendaten aus unserem Untersuchungsgebiet mit der vorliegenden neuen geologischen Karte zu vergleichen. Wir versuchen dies für den Nordabschnitt der Karte, der auf Blatt 101, Eisenerz, fällt und fassen den Südabschnitt der Karte mit ihren Anteilen auf den Blättern 131, Kalwang, und 132, Trofaia, zusammen.

Ö. K. 101, Eisenerz:

- W: Der Gehalt steigt im Raum westlich Eisenerz bis 30 ppm an.
- Cu: Maximum mit über 70 ppm im Raum Galleiten – es fällt der mögliche Zusammenhang mit den silurischen schwarzen Kieselchiefern im Stadlergraben bzw. auf der Südseite des Größenbergs auf!
- Pb: Trendlinien mit Maxima bis 80 ppm liegen im Vordernberger Tal und östlich des Hiesleggsattels – im Einzugsgebiet liegen vor allem der Blasseneckporphyroid bzw. die Präbichl- und Werfener Schichten.
- Ba: Der Gehalt steigt im Gsollgraben auf 550 bis 650 ppm an, in der Ramsau auf Werte zwischen 650 und 750 ppm und in der Galleiten auf 450 bis 550 ppm. Der hohe Ba-Gehalt ist hier mit bunten Silurgesteinen assoziiert.
- Co: Maxima liegen in der Galleiten und in der Großen Fölz (40 bis 45 ppm), d. h. beide Male in Räumen mit silurischen schwarzen Kieselchiefern und bunten Kalken des Obersilurs.
- Ni: Werte über 100 ppm wurden in der Galleiten, im Weißenbach, der Großen Fölz und im Lasitzenbach gemessen, d. h. in Gebieten, die im Einzugsbereich silurischer Gesteine liegen.
- Mn: Gehalte von über 0,4% wurden außer in den für Ni genannten Räumen im Vordernberger Tal gemessen.

Ö. K. 131, Kalwang, und Ö. K. 132, Trofaia:

- W: Bei der Einmündung des Rannsbachs in den Langteichengraben und im mittleren Magdwiesengraben steigt der Gehalt auf 10 bis 20 ppm.
- Cu: Maxima mit Werten über 70 ppm liegen im äußeren Teichengraben (Veitscher Decke; Karbon), im Langteichengraben, im mittleren Magdwiesengraben, östlich Mautern (für diese Vorkommen können in der Umgebung Grünschiefer namhaft gemacht werden), weiters bei der Kapaunalm in der Reitingau (60 bis 70 ppm) und im Krumpental (jeweils in der Nähe von silurischen Schwarzschiefern). Erhöhte Werte treten auch im Tullinger- und Moosalmgraben auf (50 bis 60 ppm), die im Einzugsgebiet von basischen Vulkaniten und schwarzen Kieselchiefern liegen.
- Pb: Auf dem zu Blatt 131 gehörenden Anteil gleichen die Trendlinien jenen für Cu (60 bis 80 ppm). Diese Trends setzen sich in der Streichrichtung der Gesteine nach SE in den Zidritzgraben fort, wo bei „Klock“ ausgeprägte Maxima mit 40 bis 80 ppm einen Zusammenhang mit den hier verbreiteten Schwarzschiefern und Abkömmlingen basischer Vulkanite wahrscheinlich machen. Dazu kommen weitere Hochzonen mit Pb-Gehalten zwischen 40 und 60 ppm in der hinteren Reitingau, im hintersten Gößgraben (Silbergraben, Graskogelgraben), im Linsalmgraben und ebenfalls im Krumpental.
- Zn: Maxima liegen mit Gehalten über 1000 ppm im mittleren Magdwiesengraben bei der Pfarrhube und am Ausgang des Silbergrabens (nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Seitengraben zum Gößgraben!) und in der Fortsetzung im Zidritzgraben (über 220 ppm), hier allerdings im Liegenden des Porphyroids. Relative Maxima finden sich im Krumpental mit Gehalten zwischen 140 und 180 ppm.
- Ba: Erhöhte Ba-Werte wurden am Ausgang des Silbergrabens angetroffen (650 bis 750 ppm).
- Co: Maxima (über 45 ppm) liegen im Zidritzgraben und Eselgraben, im Krumpental sowie im Tullinger- und Sesslergraben, die alle in Verbindung mit Grünschiefern und Schwarzschiefern stehen.
- Ni: Hochzonen mit Werten über 100 ppm liegen gleichfalls im mittleren Magdwiesengraben, im innersten Langteichengraben, im Krumpental und im hinteren Gößgraben.

Für weitere Detailinformationen, Fragen der Korrelation der Merkmalsvariablen (multivariate statistische Auswertung) und ausführliche Diskussion der Ergebnisse, von denen sich bereits hier deutlich eine mineralisierte Zone in der südöstlichen Fortsetzung der Kieslagerstätte im Teichental mit relativen Maxima der Elementverteilung von der Umgebung abhebt, sei auf den erwähnten angekündigten Endbericht verwiesen.

Ausblick

Mit dem Erscheinen dieser Arbeit ist ein vorläufiger Abschluß der geologischen Untersuchung eines Teilgebietes der Grauwackenzone erreicht, dem in Synthesen über die Entwicklung des Paläozoikums, aber ebenso in der alpidischen Tektonik eine entscheidende Bedeutung zukommt. Eine Reihe von Problemen scheinen nunmehr gelöst, andere konnten nur ungenügend behandelt werden oder stellen sich erst jetzt. Mit dieser Unterlage hofft der Verfasser, ein Gerüst für gezielte Schwerpunktsforschungen in der Zukunft anbieten zu können, die nun in verstärktem Maße hier einsetzen mögen!

Dank

Für das Zustandekommen dieser Arbeit und der geologischen Karte danke ich vielen Personen: Herrn Prof. Dr. G. Flajs, TH Aachen, der mich zu Beginn der 70er Jahre in die Stratigraphie und Tektonik der Steirischen Grauwackenzone einführte und selbst aktiv an der Aufnahme der Karte mitarbeitete; Kollegen Dr. A. Daurer, Geologische Bundesanstalt, für die petrographische Bearbeitung der Grüngesteine; Herrn J. Zagler, Geologische Bundesanstalt, für die Aufbereitung vieler hundert Conodontenproben, auf die sich diese Arbeit stützt und schließlich den Damen und Herren in der Zeichenabteilung der Geologischen Bundesanstalt, die in bewährter Weise und großer Geduld die graphische Gestaltung und reprotechnischen Arbeiten für die Buntkarte besorgten. Im besonderen gilt mein Dank Frau E. Freiberger, Frau I. Zack sowie den Herren O. Binder und S. Laschenko.

Für die Erlaubnis zur Befahrung der ausgedehnten Güter- und Forststraßen im Arbeitsgebiet danke ich der Forstverwaltung der VÖEST-ALPINE in Eisenerz, der Mayr-Melnhof'schen Forstverwaltung in Trofaiach und der Fürst Liechtenstein'schen Forstdirektion in Kalwang.

Der Direktion der Geologischen Bundesanstalt bin ich schließlich zu größtem Dank verpflichtet, sei es für die Bereitstellung von Aufnahmestagen durch viele Jahre, die Beschaffung großer Mengen von Chemikalien, die Ermöglichung des Druckes in dieser Form und das Verständnis für alle damit in Zusammenhang stehenden Wünsche.

Literatur

- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 237–304, Wien 1931.
 ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (obersteirische Grauwackenzone). – Jb. Geol. R.-A., **68**, 29–62, Wien 1919.
 ANGEL, F.: Unser Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **75**, 227–321, Graz 1939.
 ANKER, M. J.: Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgsverhältnisse der Steiermark. – 885, Graz 1835.
 ASCHER, E.: Über ein neues Vorkommen von Werfener Schiefer in der Grauwackenzone der Ostalpen (Reiting, Obersteiermark). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 402–407, Wien 1908.
 BECKE, F.: Referat über FOULLON: Über die Grauwacke von Eisenerz. – N. Jahrb. Min., **II**, 86, Stuttgart 1887.

- BERAN, A.: Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **22**, 250–265, Wien 1975.
- BERAN, A.: Die Kluftankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. – *Min. Deposita*, **12**, 90–95, München 1977.
- BERAN, A.: Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **26**, 217–233, Wien 1979.
- BERAN, A. & THALMANN, F.: Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **25**, 287–303, Wien 1978.
- CLAR, E.: Geologische Karte der Gruppe des Eisenerzer Reichenstein 1 : 25.000 mit 11 Profilen und Erläuterung. – *Archiv der Geol. B.-A.*, A 03772-R, Eisenerz 1948.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G*, 11–35, Wien 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. – *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I*, **159**, 281–290, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflener Becken. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **42/43**, 1–234, Wien 1952.
- CZERMAK, F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauburger Kalkes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 97–110, Wien 1931.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69**, 1976, 77–88, Wien 1978.
- FERRO, F. v.: Die k. k. Innerberger Hauptgewerkschaft. – *Tunners Jahrbuch f. d. Berg- u. Hüttenmann*, **III–IV**, 1847.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyröids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1964**, 368–378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **59**, 157–218, Wien 1967 (1967 a).
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Einstufung des Blasseneck-Porphyröids bei Eisenerz. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, **1967**, 127–132, Wien 1967 (1967 b).
- FLAJS, G.: Aufnahmebericht 1973 auf den Blättern 100 (Hieflau) und 101 (Eisenerz). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/4**, A35–A37, Wien 1974.
- FLAJS, G., FLÜGEL, H. & HASLER, St.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl.*, **1963**, 125–127, Wien 1963.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 245–254, Wien 1973.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 257–303, Wien 1976.
- FOULLON, H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneck-Gneis“. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1886**, 83–88, Wien 1886.
- FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **105**, 225–231, Wien 1960.
- HABERFELNER, E.: Geologische Aufnahmen in der Umgebung des Eisenerzer Erzberges. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien*, **70**, 63–64, Wien 1933.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – *Mitt. Abt. Bergb. Landes-Mus., Joanneum*, **2**, 1–32, Graz 1935.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. – *Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich*, **85/6**, 226–240, Berlin 1937.
- HABERFELNER, E. & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1932**, 81–89, Wien 1932.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – *Archiv Lagerstättenforschung*, **4**, 3–36, Leoben 1966.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **74**, 1–34, Wien 1924.
- HAUER, F. v.: Versteinerungen von Dienten in Salzburg. – *Haidingers Ber.*, **1**, X, Wien 1847.
- HAUER, F. v.: Die Eisensteinlagerstätten der steirischen Eisenindustrie-Gesellschaft bei Eisenerz. – *Jb. Geol. R.-A.*, **22**, 27–34, Wien 1872.
- HAUER, F. v., FOETTERLE, F. & LIDI, F. v.: Umgebungen von Altenmarkt, Eisenerz und Bruck, 1 : 144.000. – *Geol. Spezialkarte des Königreiches Illyrien und des Herzogthumes Steyermark*. Wien 1852.

- HAUER, F. v. & FOETTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. – VIII + 222 S., Wien 1855.
- HAUSER, A. L.: Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe – P. 1996 bei Wald (Obersteiermark). – Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1**, 221–236, Wien 1940.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Diss. Fak. Geowissenschaften Univ. München, 253 S., München 1980.
- HERITSCH, F.: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **42**, 170–224, Graz 1905.
- HERITSCH, F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **44**, 20–33, Graz 1907.
- HERITSCH, F.: Zur Genesis des Spateisenlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 396–401, Wien 1908.
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Palental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, **118**, 115–135, Wien 1909.
- HERITSCH, F.: Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **47**, 102–107, Graz 1910.
- HERITSCH, F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Palentales (Obersteiermark). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **48**, 3–238, Graz 1911.
- HERITSCH, F.: Geologie der Steiermark. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **57**, 1–224, Geologische Kte. der Steiermark 1 : 300.000, Graz 1921.
- HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 66–68, Wien 1927 (1927 a).
- HERITSCH, F.: Eine Koralle aus der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 66–68, Wien 1927 (1927 b).
- HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Saubrunnengraben bei Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 230–235, Wien 1931 (1931 a).
- HERITSCH, F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 11–142, Wien 1931 (1931 b).
- HERITSCH, F.: Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 103–108, Wien 1932.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. – Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. – Bd. I, 681 S., Borntraeger Verl., Berlin 1943.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 203–240, Wien 1929.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hiefiau. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 49–80, Wien 1931.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., **1969**, 173–177, Wien 1969.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – In: Die frühalpene Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15). – Jahresbericht **1979**, H. 1, 20–27, Montanuniversität Leoben, Leoben 1980.
- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H.: Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 262–266, Wien 1922.
- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H.: Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. In: Bergbaue Steiermarks (Hrsg. K. A. REDLICH), S. 94–98. – Verl. F. Deuticke, Wien-Leipzig 1923.
- JUVANCIC, H. & KIRNBAUER, F.: Wert und Wesen des Steirischen Erzberges. – Montan.-Rdsch. **1971**, 25–46, Wien 1971.
- KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926. – Berg- und hüttenm. Mh., **75**, 23–29, 49–55, Wien 1927.
- KERN, A.: Raumform und Raumlage der Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Payerbach bis Liezen. – Unveröff. Diss. Montan. Hochschule Leoben, 113 S., 72 Beil., Leoben 1942.
- KOBER, F.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **121**, 425–459, Wien 1912.
- LIDL, F. v.: Mitteilung über die geognostischen Verhältnisse von Kallwang in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 429, Wien 1853.

- MCCRACKEN, A. D. & BARNES, C. R.: Conodont Biostratigraphy and Paleocology of the Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Quebec, with special reference to Late Ordovician – Early Silurian Chronostratigraphy and the Systemic Boundary. – Part 2 of Geological Survey of Canada, Bulletin **329**, 51–134, Ottawa 1981.
- METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischer Altkristalline in der steirischen Grauwackenzone. – Zbl. Miner. Geol. Paläont., **1937**, Abt. B, 315–328, Stuttgart 1937.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 165–193, Wien 1938.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch., **1940** (Jb. Geol. B.-A.), 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. – Verh. Geol. B.-A., **1945**, 91–103, Wien 1947.
- METZ, K.: Die Geologie der Talklagerstätte von Mautern im Liesingtal. – Berg- u. hüttenm. Mh., **94**, 149–157, Wien 1949.
- METZ, K.: Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mauterner Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenm. Mh., **95**, 191–201, Wien 1950.
- METZ, K.: Die regionale tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenm. Mh., **96**, 86–94, Wien 1951.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1–84, Wien 1953.
- METZ, K.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Oberzeiring-Kalwang. – Geol. B.-A., Wien 1967.
- METZ, K.: Vorbericht über die Talklagerstätten des Liesingtales. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42** (Themenheft Steirische Rohstoffreserven, Bd. 2), 87–94, Graz 1981.
- METZ, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F.: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen-Niedere Tauern-Eisenerzer Alpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 213–259, Wien 1980.
- MILLER, A., HAUFENFELS, v.: Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet. – Berg- und hüttenm. Jb. **XIII**, 213–245, Wien 1864.
- OESTREICH, K.: Ein alpinen Längstal zur Tertiärzeit. – Jb. Geol. R.-A., **49**, 165–212, Wien 1900.
- PANTZ, V. I. R. v. & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., Wien 1814.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.), 218–264. – Springer Verl., Wien-New York 1980.
- POTY, E.: Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **32-1**, 53–55, Haarlem 1980.
- REDLICH, K. A.: Der Eisensteinbergbau der Umgebung von Payerbach-Reichenau (Niederösterreich). – Berg- u. hüttenm. Jb., **8**, 30 S., Wien 1907.
- REDLICH, K. A.: Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. – Verh. Geol. R.-A., **1908**, 339–341, Wien 1908.
- REDLICH, K. A.: Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. – Z. prakt. Geol., **21**, 406–419, Berlin 1913.
- REDLICH, K. A.: Der steirische Erzberg, eine montangeologische Studie. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 1–62, Wien 1916.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15** (1922), 207–262, 267–312, Wien 1923.
- REDLICH, K. A. & PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstättengeneses des Steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 231–260, Wien 1930.
- SCHARBERT, S.: Polsterprofil. In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). – 33–36, Geol. B.-A., Wien 1977.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 173–188, Wien 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone (Eisenerz-Polster, Radmer) (Blatt 100, 101). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A106–A107, Wien 1974.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1975 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A136–A138, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Übersichtsaufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A114–A116, Wien 1977 (1977 a).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal. In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 13–24. – Geol. B.-A., Wien 1977 (1977 b).

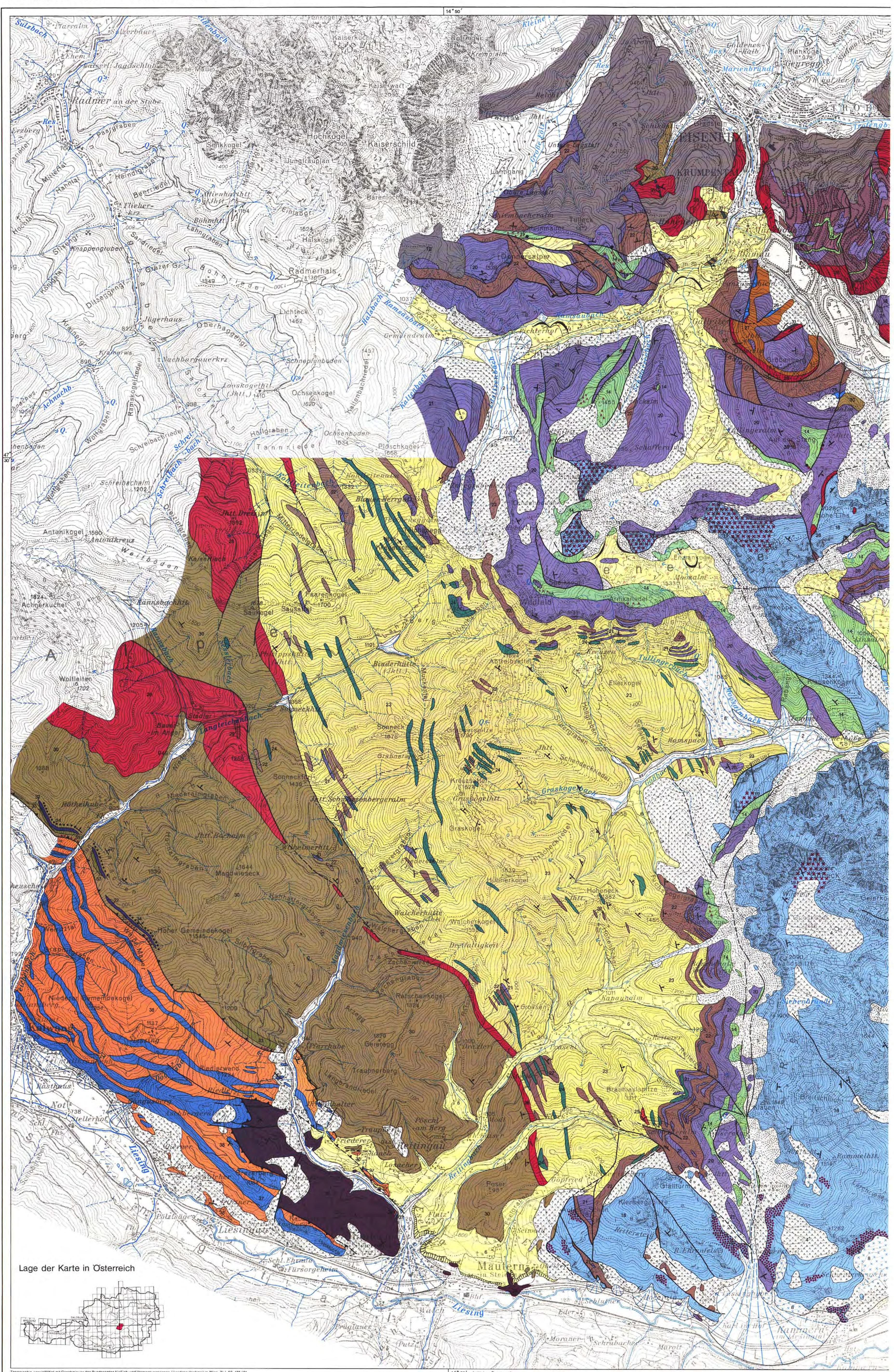
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen und Revisionen im Paläozoikum auf Blatt 101, Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., in Druck.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Nördliche Grauwackenzone. In: Das Paläozoikum in Österreich, 76–97. – Abh. Geol. B.-A., **33**, Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone. In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.), 265–289. – Springer Verl., Wien-New York 1980.
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Blatt 131, Kalwang, 132, Trofaiach, Geologische Aufnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A89–A90, Wien 1975 (1975 a).
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Blatt 101, Eisenerz, Geologische Aufnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A75–A76, Wien 1975 (1975 b).
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Bericht 1977 über Aufnahmen des Altpaläozoikums auf Blatt 101, Eisenerz und Blatt 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A91–A92, Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P., FLAJS, G. & THALMANN, F.: Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 169–229, Wien 1980.
- SCHOUPE, A. v.: Geologische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 396–405, Wien 1854.
- SCHOUPE, A. v.: Archaeocyathacea in einer Caradocfauna der Grauwackenzone der Ostalpen. – N. Jb. Mineral. Geol. Pal. (Abh.) (B), **91**, 193–232, Stuttgart 1950.
- SCHWINNER, R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dtsh. geol. Ges., **81**, 110–120, Berlin 1929.
- SCHWINNER, R.: Variscisches und alpines Gebirgssystem. – Geol. Rdsch., **24**, 144–159, Berlin 1933.
- SCHWINNER, R.: Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? – Verh. Geol. B.-A., **1939**, 235–241, Wien 1937.
- SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 119–122, Wien 1972.
- SPENGLER, E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. – Jb. Geol. St.-A., **70** (1920), 235–254, Wien 1921.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H. P. CORNELIUS). – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 127–143, Wien 1926.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien 1926.
- STACHE, G.: Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1879**, 216–223, Wien 1879.
- STACHE, G.: Über die Silurbildung der Ostalpen, mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. – Z. dtsh. geol. Ges., **36**, 277–378, Berlin 1884.
- STATTEGGER, K.: Sedimentgeologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 333–363, Wien 1980.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 107–121, Wien 1982.
- STEINER-WISCHENBART, J.: Erzberg-Literatur (1564–1919). – Montan-Z., **26**, 135–140, 160–165, Graz 1919.
- STINY, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 220–230, Wien 1931.
- STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Bruck a. d. Mur-Leoben. – Geol. B.-A., Wien 1933.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 267–277, Wien 1865 (1865 a).
- STUR, D.: Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. Habermelner. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 260–261, Wien 1865 (1865 b).
- STUR, D.: Weitere Petrefacten gesammelt von Herrn J. Habermelner. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 261, Wien 1865 (1865 c).
- STUR, D.: Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., **16**, 137–138, Wien 1866.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthums Steyermark. – 654 S., Graz 1871.
- STUR, D.: Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **33**, 189–206, Wien 1883.
- TENCHOV, Y. G.: Die paläozoische Megafauna von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174, Wien 1980.
- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **66–67** (E. CLAR-Festschr.), 245–263, Wien 1975.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, 479–489, Wien 1979.

- THALMANN, F. et al.: Regionale Wolfram-Molybdänprospektion in Österreich – Geochemie 1980. – Endbericht zu den Projekten T-C4a/1980, T-C4a/1981, S-C2a/1980, S-C2b/1980, K-C6/1980. Teil I–III, 1783 S., VÖEST-ALPINE AG, Eisenerz 1981.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **10**, 3–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., Verl. Deuticke, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – XIV + 766 S., Verl. Deuticke, Wien 1977.
- TOULA, F.: Beitrag zur Kenntnis der „Grauwackenzone“ der nördlichen Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 240–244, Wien 1877.
- VACEK, M.: Über den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur. – Verh. Geol. R.-A., **1886**, 71–83, Wien 1886.
- VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. – Jb. Geol. R.-A., **50**, 23–32, Wien 1900.
- VACEK, M.: Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. – Verh. Geol. R.-A., **1906**, 203–240, Wien 1906.
- VACEK, M. & SEDLACZEK, E.: Der steirische Erzberg. – Exk.-Führer IX. Int. Geologenkongreß, 27 S., Wien 1903.
- WALLISER, O. H.: Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. – Intern. Arbeitstagung Silur-Devon, Bonn-Bruxelles 1960, Symposiumsband, 281–287, Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- WEINSCHENK, E.: Über einige Graphitlagerstätten. – Z. prakt. Geologie, **8**, 1900, 36–41, Berlin 1900.

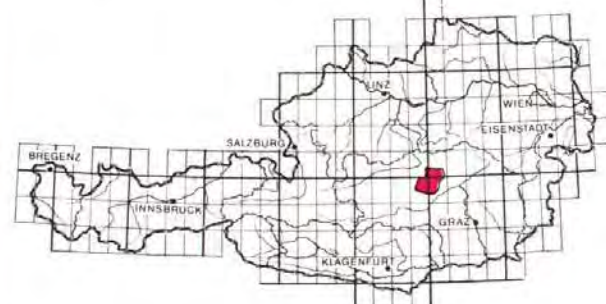
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. 1. 1982.

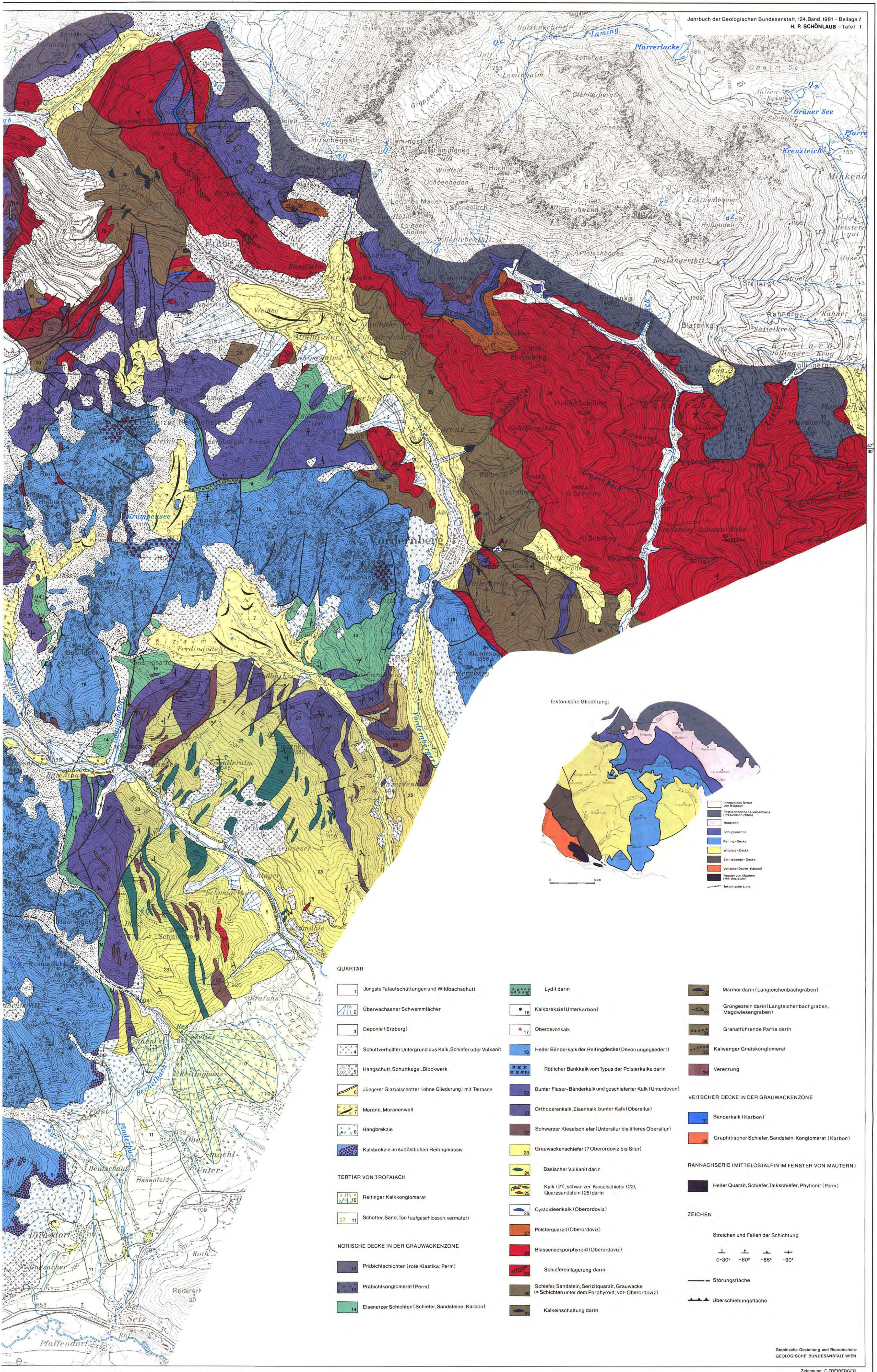
Geologische Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25 000

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1981



Lage der Karte in Österreich





Profilserie durch das Altpaläozoikum in den Eisenerzer Alpen

LEGENDE

- △ △ △

Schutt
- • • • •

Moräne
- • • • •

Präbichlschichten (Perm)
- ■ ■ ■ ■

Eisenerzer Schichten (Karbon)
- ■ ■ ■ ■

Kalk des Devon, ungegliedert
- ■ ■ ■ ■

Bunter Kalk, Eisenkalk (Obersilur)
- ■ ■ ■ ■

Grauwackenschiefer (Ordoviz–Silur)
- ■ ■ ■ ■

Schwarzschiefer, Lydit darin (Silur)
- ■ ■ ■ ■

Diabas, Tuff, Grünschiefer darin
- ■ ■ ■ ■

Cystoideenkalk (Oberordoviz)
- ■ ■ ■ ■

Polsterquarzit (Oberordoviz)
- ■ ■ ■ ■

Blasseneck-Porphyr
- ■ ■ ■ ■

Klastika unter dem Porphyr
- ■ ■ ■ ■

Kalk darin (Oberordoviz)
- ■ ■ ■ ■

Kalk in der Veitscher Decke (Karbon)
- ■ ■ ■ ■

Graphitschiefer, Sandstein in der V.D. (Karbon)
- ■ ■ ■ ■

Phyllonite, Quarzit im Fenster von Mautern (Perm)
- ■ ■ ■ ■

Vererzung
- — — — —

Störung

