

Rohstoffe und Riffe im Grazer Paläozoikum

Von

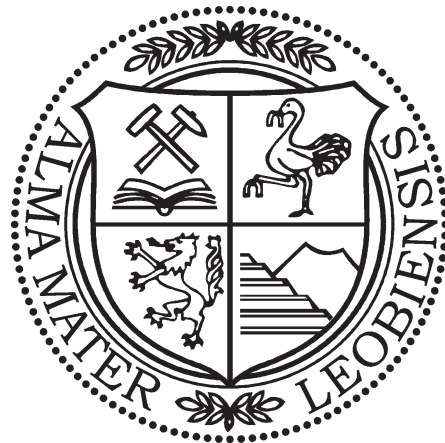
BERNHARD HUBMANN & LEOPOLD WEBER

Mit 22 Abbildungen und 4 Tabellen
With 22 figures and 4 tables

Exkursionsführer

PANGEO 2010

Exkursion im Rahmen der PANGEO-Session
„Geologie im Schulunterricht“



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

BERNHARD HUBMANN
Karl-Franzens-Universität Graz
Institut für Erdwissenschaften
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz
E-mail: bernhard.hubmann@uni-graz.at

LEOPOLD WEBER
Bundesministerium für Wirtschaft und Arbeit
Denisgasse 31
A-1200 Wien
E-mail: leopold.weber@bmwfj.gv.a

Journal of Alpine Geology	53	S. 159-180	Wien 2010
----------------------------------	-----------	-------------------	------------------

Inhalt

Zusammenfassung.....	160
Abstract.....	160
1. Lage und Überblick.....	160
1.1. Tektonostratigraphie.....	161
1.2. Fazielle Entwicklung und Paläogeographie.....	163
2. Lithostratigraphie.....	164
2.1. Rannach-Fazies der Oberen Deckengruppe.....	164
2.2. Lafnitzdorf-Fazies der Unteren Deckengruppe.....	168
3. Riffe-Entwicklung.....	169
4. Magnesit als Rohstoff.....	169
5. Magnesitvorkommen in Österreich.....	172
6. Exkursionspunkte.....	175
5.1. Magnesit der Breitenau.....	175
5.2. Korallen-Stromatoporen-Riff „Weiße Wand“.....	177
Literatur.....	178

Contents

Zusammenfassung.....	160
Abstract.....	160
1. Location and overview.....	160
1.1. Tectonostratigraphy.....	161
1.2. Facial development and palaeogeography.....	163
2. Lithostratigraphy.....	164
2.1. Rannach-Facies of the Upper Nappe Group.....	164
2.2. Lafnitzdorf-Facies of the Basal Nappe Group.....	168
3. Reef-development.....	169
4. The raw material magnesite.....	169
5. Occurrences of magnesite in Austria.....	172
6. Excursion stops.....	175
5.1. Magnesite of the Breitenau.....	175
5.2. Coral-Stromatoporoid-Reef „Weiße Wand“.....	177
References.....	178

Zusammenfassung

Das Grazer Paläozoikum stellt eine geologische Einheit im oberostalpinen Deckenstapel dar, die durch teilweise starke Fossilführung charakterisiert ist. Ab dem Unterdevon entwickelte sich in der „Rannach- und Hochlantsch-Fazies“ eine Karbonatplattform, die im Oberdevon ertrank. Tiefere tektonische Einheiten enthalten Sedex-Vererzungen des Blei-Zink-Baryt-Bezirktes, sowie die Spatmagnesit-Lagerstätte der Breitenau.

Zwei Exkursionspunkte, eine mitteldevonische Riff-Sukzessionsfolge im Norden der Hohen Rannach („Weiße Wand“) und die Magnesit-Lagerstätte der Breitenau werden dargestellt.

Abstract

The Graz Palaeozoic represents a geologic unit of the Upper Austroalpine characterized by locally remarkable abundances of fossils (especially „reef-building“ organisms) in the upper nappe. Starting in the lower

Devonian a carbonate platform is developed which was drowned during the upper Devonian.

The lower nappe system contains Meggen-type lead-zinc-barite Sedex mineralizations, and the sparry magnesite deposit of Breitenau.

Two excursion points, a middle Devonian ecological reef-succession north of Hohe Rannach („Weiße Wand“) and the magnesite deposit of Breitenau are described.

1. Lage und Überblick

Als „Grazer Paläozoikum“ wird ein über 1200 km² großes Gebiet zusammengefasst, das sich von Weiz im Osten, über Graz-Strassgang im Süden und Köflach im Westen bis zum Serkogel (1240 m) im Norden erstreckt. Es besteht überwiegend aus Karbonaten, Sand- und Tonsteinen, sowie vulkanoklastischen Abfolgen geringen Metamorphosegrades (anchizonal bis grünschieferfaziell). In seiner flächenhaften Ausdehnung entspricht es etwa dem geographischen Begriff des „Grazer Berglandes“. Von den übr-

gen „klassischen“ alpinen Paläozoikums-Vorkommen (Grauwackenzone, Murauer Paläozoikum, Karnische Alpen, West-Karawanken, Seeberger Aufbruch) stellt das Grazer Paläozoikum ein isoliertes Vorkommen dar, das im Norden, Osten und Westen tektonisch begrenzt ist und im Süden von känozoischen Sedimenten überdeckt wird. Die nördliche und westliche Begrenzung des Grazer Paläozoikums stellt das Gleinalm- (Muriden) bzw. Koralmkristallin (Koriden) dar, im Osten wird es vom Angerkristallin und St. Radegunder Kristallin begrenzt. Gegen Süden tauchen die Paläozoikumsabfolgen unter

neogene Sedimente des Steirischen Beckens. Im südwestlichen Abschnitt wird das Grazer Paläozoikum transgressiv von oberkretazischen Sedimenten der Kainacher Gosau überlagert (Abb. 1).

1.1. Tektonostratigraphie

Das Grazer Paläozoikum umfasst einen silurisch bis karbonischen Schichtstapel, der sich in die faziellen Einheiten der Rannach-, Hochlantsch-, Lauffnitzdorf-, Kalkschiefer-

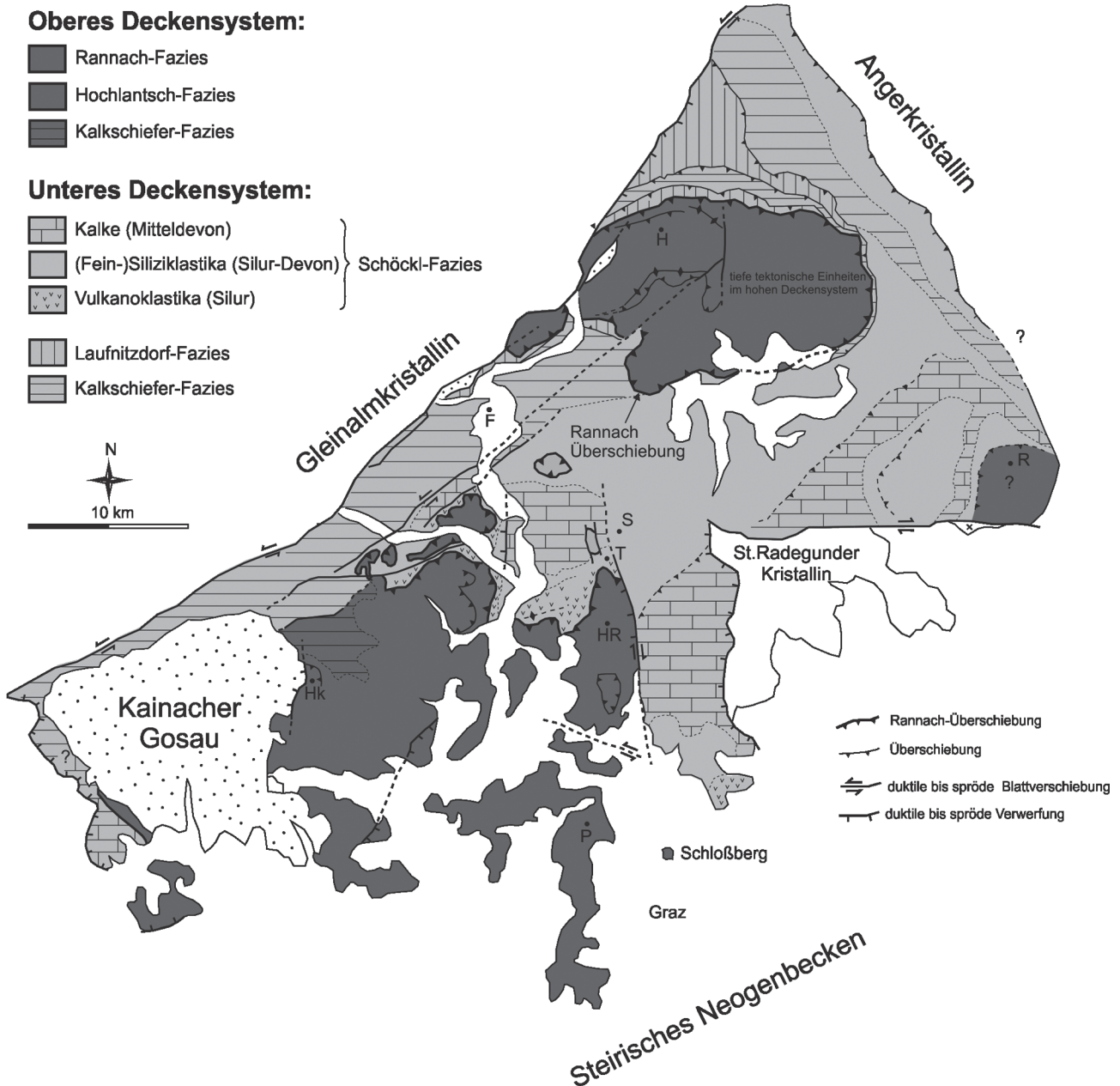


Abb. 1: Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung (umgezeichnet nach GASSER et al. 2009). F = Frohnleiten, H = Hochlantsch, Hk = Höllererkogel, HR = Hohe Rannach, P = Plabutsch, R = Raasberg, S = Semriach, T = Taschen

Fig. 1: The Graz Palaeozoic, its framing and internally organisation in nappe groups (modified after GASSER et al. 2009). F = Frohnleiten, H = Hochlantsch, Hk = Höllererkogel, HR = Hohe Rannach, P = Plabutsch, R = Raasberg, S = Semriach, T = Taschen

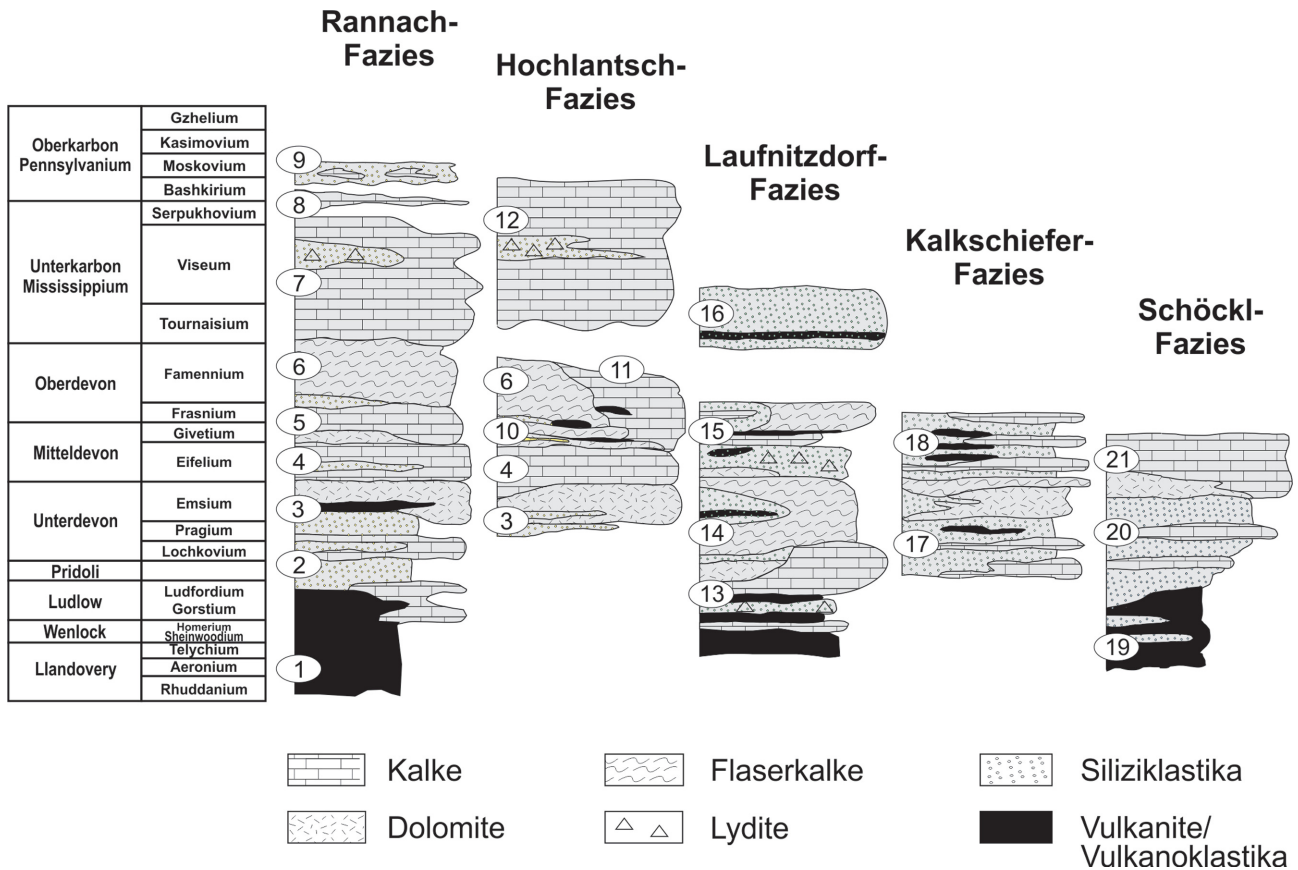


Abb. 2: Stratigraphisches Überblicksschema der einzelnen Fazies (verändert nach HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) und KREUTZER et al. (1997, 2000).

1 = Kehr-Formation, Kötschberg-Formation; 2 = Parmasegg-Formation; 3 = Flösserkogel-Formation, Bameder-Formation; 4 = Plabutsch-Formation; 5 = Kollerkogel-Formation; 6 = Steinberg-Formation; 7 = Sanzenkogel-Formation; 8 = Höchkogel-Formation, 9 = Hahngraben-Formation; 10 = Tyrnaueralm-Formation; 11 = Zachenspitz-Formation, Hochlantsch-Formation; 12 = Bärenschtütz-Formation; 13 = Hackensteiner-Formation; 14 = Harrberger-Formation; 15 = St.Jakob-Formation; 16 = Dornerkogel-Formation; 17 = Kogler-Formation; 18 = Hubenhalt-Formation; 19 = Taschen-Formation; 20 = Schönberg-Formation; 21 = Schöckl-Formation; Hochschlag-Formation.

Fig. 2: Stratigraphic overview of facies (modified after HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) and KREUTZER et al. (1997, 2000).

1 = Kehr Formation, Kötschberg Formation; 2 = Parmasegg Formation; 3 = Flösserkogel Formation, Bameder Formation; 4 = Plabutsch Formation; 5 = Kollerkogel Formation; 6 = Steinberg Formation; 7 = Sanzenkogel Formation; 8 = Höchkogel Formation, 9 = Hahngraben Formation; 10 = Tyrnaueralm Formation; 11 = Zachenspitz Formation, Hochlantsch Formation; 12 = Bärenschtütz Formation; 13 = Hackensteiner Formation; 14 = Harrberger Formation; 15 = St.Jakob Formation; 16 = Dornerkogel Formation; 17 = Kogler Formation; 18 = Hubenhalt Formation; 19 = Taschen Formation; 20 = Schönberg Formation; 21 = Schöckl Formation; Hochschlag Formation.

fer- und Schöckl-Fazies untergliedern lässt (EBNER et al. 2000, HUBMANN & MESSNER 2007; Abb. 2). Diese faziellen Einheiten liegen tektonisch gestapelt in Form mehrerer Fazies- und „Mehrfazies“-Decken vor, die zusammengefasst nach ihren lithologischen Ähnlichkeiten, der tektonischen Stellung und der tektonischen und metamorphen Überprägung zur vereinfachten Auffassung in eine basale, eine mittlere und eine hohe Deckengruppe (FRITZ & NEUBAUER 1990), bzw. - bei weiterer Simplifizierung - in eine Zweigliederung (GASSER et al. 2009) führten. Eine Einengung des Zeitfensters, in dem es zum Deckenbau kam, ergibt sich zum einen dadurch, dass die Sedimente der Kainacher Gosau diskordant den Deckenstapel

des Paläozoikums plombieren und somit das Alter der tektonischen Stapelung als vorgosauisch eingrenzen. Die intra- und nachgosauische Tektonik wird durch Spaltenfüllungen innerhalb devonischer Abfolgen im Raum St. Pankrazen (FENNINGER & HUBMANN 1998) bzw. durch die Einschuppung des gosauischen Gams-Bärenschtützkonglomerates entlang sinistraler Seitenverschiebungen an der Paläozoikum/Kristallin-Grenze (NEUBAUER et al. 1995) transparent. Die zeitliche Untergrenze zum anderen muss jünger als die jüngsten Sedimente, also Oberkarbon (Bashkirium) sein. Indizien einer variszischen Tektonik oder gar eines Deckenbaues vergleichbar den Karnischen Alpen sind durch das Fehlen einer permomesozoischen

Sedimentbedeckung, die einen alten tektonischen Bau diskonform überlagern könnten nicht eruierbar. Das somit verbleibende Zeitfenster lässt sowohl ein variszisches, wie auch eoalpinen tektonisches Event offen.

Auch die Metamorphosegeschichte gibt keine eindeutigen Indizien für eine zeitliche Korrelation preis. Die Annahme eines variszischen Alters (FRITZ 1986, RUSSEGG 1996) steht der möglichen Interpretation der thermischen Überprägung während des Perms entgegen (RANTITSCH et al. 2005). Folgt man den Vorstellungen von FRITZ (1988), der Glimmerdatierungen an Druckschatten als zeitliche Hinweise der Stapelung ansah, würde dies auf den Gesamtbau des Grazer Paläozoikums übertragen, ein unterkretazisches Ereignis bedeuten. Die Zusammenschau aller aus dem Grazer Paläozoikum bekannten Altersdaten streuen zwischen etwa 240 und 90 Mio. Jahren und lassen somit offen, ob sie ein „Mischalter“ eines variszischen und eoalpinen Ereignisses darstellen, ob sie im Zusammenhang mit zirkulierenden Fluiden durch das triassisch-jurassische spreading zu sehen sind, oder Ausdruck einer jurassisch bis frühkretazischen Deformation sind (GASSER et al. 2009).

In der Oberkreide folgte dem allmählichen Aufstieg des Gleinalmkristallins eine Extensionstektonik, die u. a. zur Beckenbildung und Sedimentation der Kainacher Gosau führte. Im Zuge dieses Ereignisses wurde das Grazer Paläozoikum vom kristallinen Untergrund (Gleinalm/Koralmkristallin, Rennfeldkristallin) abgeschoben.

Das auffallendste strukturelle Element ist die „Rannach-Überschiebung“, die Einheiten in Rannach-, Hochlantsch- und Kalkschieferfazies von strukturell tieferliegenden Kalkschiefer-, Schöckl- und Laufnitzdorf-Fazies trennt (GASSER et al. 2009). Mit dieser Grenzfläche scheidet sich auch das obere Deckensystem, das durch großdimensionale offene Falten, lokale Imbrikationen und steile spröde Störungen charakterisiert ist, vom unteren Deckensystem, deren Gesteinsverbände bei weitaus höherer Deformation eine penetrative Foliation mit einer ausgeprägten, asymmetrischen E-W Dehnungslinierung mit Top-west Scherichtung zeigt (GASSER et al. 2009).

1.2. Fazielle Entwicklung und Paläogeographie

Soweit die basalen Anteile tektonisch nicht amputiert sind, beginnt die lithofazielle Entwicklung mit silurischen vulkanoklastischen Abfolgen (Abb. 2).

Die basal entwickelten schwach alkalischen, basischen Vulkanoklastika werden auf Grund ihres Chemismus als Produkte eines extensionsbedingten Intraplatten-vulkanismus gedeutet (KOLMER 1978, FRITZ & NEUBAUER 1988, 1990, LOESCHKE 1989, WEBER 1990). Sie sind der Beginn der Sedimentation einer initialen Riftentwicklung, die „im Süden“ einsetzt und sich „nach Norden“ verlagert. Vulkanoklastische Basisentwicklungen fehlen tektonisch in den Abfolgen der Hochlantsch-Decke und in den „Kalkschiefer-Decken“. Wie die nur punktuell bekannten Vorkommen erkennen lassen, dürfte es sich in der Rannach-Decke um einen stark gegliederten Ablagerungsraum gehandelt haben. Im Raum Kehr (westlich von Graz) sind die basalen Abfolgen durch laminierte Aschentuffe, Debris-

flows und polymikte Agglomerate vulkanischer und sedimentärer Komponenten charakterisiert. Orthoceren-führende Kalklinsen innerhalb der dominant vulkanoklastischen Abfolge sind sehr untergeordnet. Die Entwicklung im Haritzgraben (nördlich Graz) dagegen weist eine Abfolge mafischer Laven, grobkörniger Lapillituffe und vulkanischer Bomben auf, die durch Keratophyrdykes durchschlagen werden. Im Hangenden entwickelte Blocklaven werden genetisch als subaerisch bis flachmarin (FRITZ & NEUBAUER 1988) gedeutet. Eine zwischen der offenmarinen Kehr-Entwicklung und der randmarinen Haritzgraben-Entwicklung vermittelnde Situation findet sich in Eggenfeld (östlich Stübing), wo Wechsellagerungen von pyroklastischen Gesteinen und Laven mit biodetritischen Dolomiten ein hochenergetisches, flachmarines Environment andeuten.

Innerhalb der Abfolgen, speziell in der Entwicklung im Raum Kehr (Kehr-Formation; westlich von Graz) geht der vulkanogene Einfluss graduell zu Gunsten einer feinklastischen Entwicklung („Übergang“ in die Parmasegg-Formation) ins Hangende verloren. Im höheren Obersilur und Unterdevon setzt eine Wechselfolge von feinkörnigen Sedimenten (Siliziklastika und Karbonate) in Becken unterschiedlicher Wassertiefen ein (Kötschberg-Formation, Parmasegg-Formation, basale Anteile der Kogler-Formation, Schönberg-Formation).

Die basalen Abfolgen der Laufnitzdorf-Fazies deuten einen offenmarinen (Radiolarien) vulkanoklastischen Sedimentationsraum an. Im Hangenden folgen Orthoceren- und Knollenkalke (Hackensteiner-Formation, Harrberger-Formation).

In der Schöckl-Fazies beziehen sich die Vulkanoklastika auf feinkörnige Schüttungen in ein offenmarines Environment (Schönberg-Formation).

Ab dem Devon, wohl im Kontext mit einer sukzessiven Annäherung der Platte auf der sich der Ablagerungsraum des Grazer Paläozoikums befand in niedrigere Breiten (FRITZ & NEUBAUER 1988, FENNINGER et al. 1997) erhöht sich die Karbonatproduktion. Grobkörnige Sandsteine, mächtige Dolomite mit Diabastufflagen einer flachmarinen, küstennahen Entwicklung (Flösserkogel-Formation, Heuberg-Subformation) kommen zur Ablagerung. Diese Entwicklung wird mit teilweise stark fossilführenden Kalken fortgesetzt (Plabutsch-Formation). In Abfolgen der Laufnitzdorf-Fazies, deren Fauna bis zum Oberdevon pelagisch bleibt, deutet das verstärkte Auftreten von Dolomiten, Siliziklastika und Vulkaniten möglicherweise die geographische Nähe zu den Ablagerungen anderer Fazies-einheiten an (gemeinsamer Pragianum/Emsium Vulkanismus; Harrberger-Formation, Schattleitner-Formation). Im Givetium setzt sich die Flachwasserentwicklung mit Kalken, Dolomiten, Sandsteinen fort (Kollerkogel-Formation, Tyrnaueralm-Formation). Weit verbreitete Tuffe, Spilite und pyroklastische Brekzien sind Ausdruck eines zweiten Höhepunktes des alkalisch-mafischen Vulkanismus, welcher möglicherweise bis ins Frasnium reicht (Zachenspitzen-Formation).

In der Rannach-Fazies stellt sich ab dem Mitteldevon bis zum Unterkarbon (Steinberg-Formation, Sanzenkogel-Formation) eine Vertiefung des Ablagerungsraumes ein. Den Abschluss bildet hier die Flachwasserentwicklung der

Dult-Gruppe (sensu FLÜGEL 2000; Höchkogel-Formation, Hahngraben-Formation). Schichtlücken, prä- bis intrakarbone Verkarstung, Conodonten-Mischfaunen und allodapische Kalke sind Ausdruck tektonischer Aktivitäten zu dieser Zeit. In der Hochlantsch-Fazies werden größere Wassertiefen erst ab dem höheren Unterkarbon erreicht (Bärenschütz-Formation). Die Sedimentation endet im Bashkirium (Hochlantsch-Decke „Namur B“, Rannach-Decke „Namur C bis ? Westfal A“).

Nach paläogeographischen Vorstellungen über den Gesamttraum werden die Gesteinsserien der Rannach-Hochlantsch-Fazies, die faziell sehr ähnliche devonische Karbonatplattform-Entwicklungen aufweisen, als landnächste, die Abfolgen der Laufnitzdorf-Fazies als landfernste Entwicklungen interpretiert (HUBMANN 1993). Die Schöcklkalk-Entwicklung stellt nach dieser Vorstellung eine landfernere Hochzone dar, während die Kalkschiefer eine Position zwischen der Schöckl-Fazies und der Rannach-Hochlantsch-Fazies (HUBMANN 1993) bzw. auch zwischen Schöckl- und Laufnitzdorf-Fazies (GASSER et al. 2009) einnehmen.

2. Lithostratigraphie

2.1. Rannach-Fazies der Oberen Deckengruppe

Die chronostratigraphisch tiefste Einheit der Rannach-Fazies ist die vulkanoklastische Entwicklung im Raum Kehr (FLÜGEL 1972, 1975, EBNER et al. 2000 cum lit.). Sie lässt sich in eine tiefere, vorwiegend vulkanoklastische Einheit, die Kehr-Formation, und eine überwiegend (fein)klastisch-kalkige höhere Einheit, die Kötschberg-Formation zu gliedern.

Beide Formationen werden von FLÜGEL (2000) in die Reinerspitz-Gruppe gestellt.

Kehr-Formation: vorwiegend basische, untergeordnet saure Metavulkanite, Silt- und Tonsteinlagen. Mächtigkeit: über 100m.

Kötschberg-Formation: Kalke, Dolomite, untergeordnet Silt- und Tonsteine. Mächtigkeit: ca. 30 m.

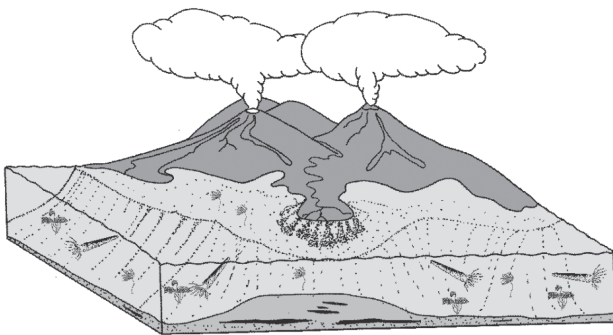


Abb. 3: Cartoon des Ablagerungsraumes der Kehr- und der Kötschberg-Formationen.

Fig. 3: Cartoon of the depositional environment of the Kehr and Kötschberg Formations

FLÜGEL (2000) untergliedert die Kötschberg-Formation in vier Subformationen:

Thalwinkel-Subformation mit roten bis violetten Orthoceren-führenden Flaser- und Netzkalken,

Genovevakreuz-Subformation mit braunen Flaserkalken und Knollenkalken,

Eggenfeld-Subformation mit Wechsellagerungen von braunen, Orthoceren-führenden Dolomiten und Tuffiten und die nur von Untertageaufschlüssen bekannte

Lend-Subformation mit roten Dolomitschiefern.

Über der vulkanoklastischen Entwicklung folgt mit der Parmasegg-Formation eine faziell sehr uneinheitliche Abfolge.

Parmasegg-Formation: vorwiegend Crinoidenschuttkalke, Mergel-, Silt- und Sandsteine. Mächtigkeit: um 150 m.

FLÜGEL (2000) unterscheidet drei Subformationen:

Stiwoll-Subformation (teilweise Korallen-, Trilobiten-, Brachiopoden- und Bryozoen-führende sandige Mergel und Siltsteine; MAURIN & FLÜGEL 1958),

Oberbichl-Subformation und Greitnerkogel-Subformation (plattige Crinoidenschuttkalke mit vereinzelt Korallen und Stromatoporen).

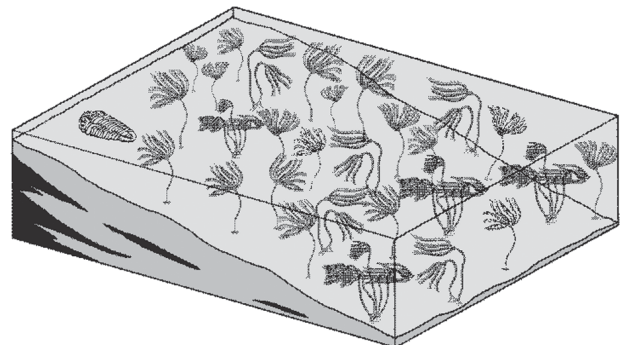


Abb. 4: Cartoon des Ablagerungsraumes der Parmasegg-Formation.

Fig. 4: Cartoon of the depositional environment of Parmasegg Formation.

Über der Parmasegg-Formation, stellenweise mit dieser verzahnd, setzt mit der Flösserkogel-Formation eine peritidale Abfolge (FENNINGER & HOLZER 1978) ein, die sowohl in der Rannach-Decke wie auch in der Hochlantsch-Decke vertreten ist. In letzterer fehlen tiefere Schichtglieder auf Grund einer diskordanten Überschiebung mit basaler Amputation älterer Schichtglieder (GOLLNER & ZIER 1985). Die chronostratigraphische Einordnung der Formation ist nur punktuell erfasst. Sie dürfte zumindest das Pragium und Emsium und möglicherweise noch tiefere Anteile (FLÜGEL 1956, EBNER 1976, GOLLNER & ZIER 1985) umfassen und zumindest lokal bis ins Givetium reichen (FLÜGEL 1956).

Flösserkogel-Formation: Dolomite (selten fossilführend), Silt-/Sandsteine, Vulkanoklastika. Mächtigkeit: maximal

um 500 m in der Rannach-Decke, in den nördlichen Teilen der Hochlantsch-Decke nur wenige 10er Meter, schwillt aber gegen Süden ebenfalls bis etwa 500 m (GOLLNER & ZIER 1985) an.

In der näheren Umgebung von Graz weist die Formation eine deutliche lithologische Gliederung auf, die in der Abgrenzung in Subformationen (FLÜGEL 2000) Ausdruck findet:

Göstinggraben-Subformation: überwiegend hellbraune Sandsteine, sandige Mergel-Tonsteine, „*Bythotrephis*-Sandsteine“, dünnplattige, dunkelblaue Dolomite.

Admonterkogel-Subformation: vulkanoklastische Abfolge, die eine rege Wechsellagerung mehrerer geringmächtiger grüner, rötlicher und violetter (Lapilli-)Tuff- und Tuffitbänke mit weißlichen Dolomiten und dolomitischen Sandsteinen darstellt.

Pfaffenkogel-Subformation: (entspricht den „hellen Dolomiten“ von HERITSCH 1917) weißliche frühdiagenetische Dolomite mit fenestrierten Gefüge, Trockenrissen, Pisoidlagen, Stromatolithlagen mit tepee-Strukturen, Porostromata und Kalkgrünalgen.

Treffenberg-Subformation: Dolomit-Mergel, Dolomitschiefer und linsenförmig eingeschaltete Echinodermatenführende Dolomite.

Eichberg-Subformation: laminierte, biogen- oder/und pelletführende oder strukturlose Mudstones mit Fenstergefügen; darunter: *Amphipora*-Mounds (HUBMANN & SUTTNER 2007).

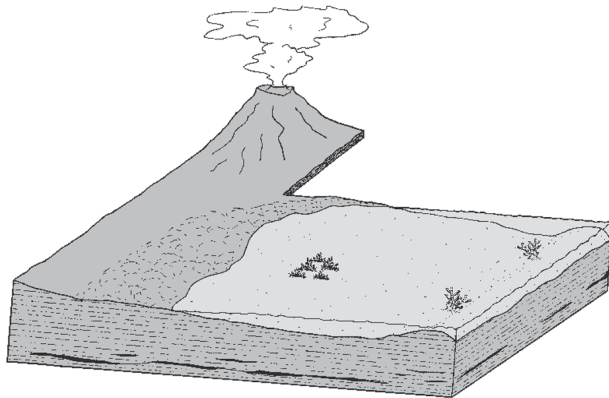


Abb. 5: Cartoon des Ablagerungsraumes der Flösserkogel-Formation.

Fig. 5: Cartoon of the depositional environment of the Flösserkogel Formation.

Im Westen von Graz treten Gesteine auf, die kaum im Profilverband zu finden sind. Ursprünglich wurden sie - auf den kleinsten gemeinsamen Nenner der lithologischen Ansprache reduziert - als „Braungesteine“ (SCHÄFER 1937) bezeichnet. Als Kehlberg-Subformation wurden sie von FLÜGEL (2000) der Plabutsch-Formation zugewiesen, von HUBMANN & OTTO (2000) und HUBMANN (2003) der Flösserkogel-Formation zugewiesen.

In der Hochlantsch-Decke fehlt der Formation die vulkanogene Entwicklung. FLÜGEL (2000) unterscheidet hier zwei Subformationen:

Sattler-Subformation: Wechsellagerung dunkelgrauer, grobgebänkter bis massiger, zum Teil reichlich fossilführender Dolomite.

Schwarzkogel-Subformation: hellgraue, teilweise biolaminierte Dolomite mit Fenstergefügen.

Im westlichen Bereich des Grazer Paläozoikums werden vor allem nördlich des Pleschkogels auftretende schwarze Kalke vom Typus der Plabutsch-Formation mit Favositen, Striatoporen, Helioliten, Stromatoporen und rugosen Korallen als Pleschkogel-Subformation (EBNER 1998) zusammengefasst.

Nordwestlich von Rein ist eine kalkig-schiefrig-siltig/sandige Gesteinsentwicklung charakteristisch, die in der Position der Flösserkogel-Formation entspricht (EBNER 1998):

Bameder-Formation: geflaserte, graue feinklastische Gesteine unterschiedlicher Bankungsmächtigkeiten mit Einschaltungen schwarzer knolliger und plattiger Kalke. Mächtigkeit: max. 400 m. Diese Formation ist allseits tektonisch begrenzt. EBNER (1998) unterscheidet eine

Krahfuß-Subformation mit bioturbaten gelben Sandsteinen (*Scalarituba*) und crinoidenführenden Kalken und eine Spandl-Subformation mit Tonsteinen, Flasersandsteinen und geringmächtigen Kalkeinschaltungen.

Heigger-Formation: plattige, selten massige graue bis braune Kalke, die mit „Kalkschiefern“ und Dolomiten wechsellagern. Mächtigkeit: max. 150 m.

Über der Flösserkogel-Formation und Heigger-Formation vereinheitlicht sich der Ablagerungsraum im Gesamtbereich der Rannach-Decke mit der Ablagerung der Plabutsch-Formation, die die fossilreichste Abfolge des Grazer Raumes darstellt.

Plabutsch-Formation: dunkelblaue bis schwarze, reichlich Fossildetritus-führende Kalke die mit rötlichen (Kalk)Mergel/Schieferlagen in zum Teil enger Wechsel-

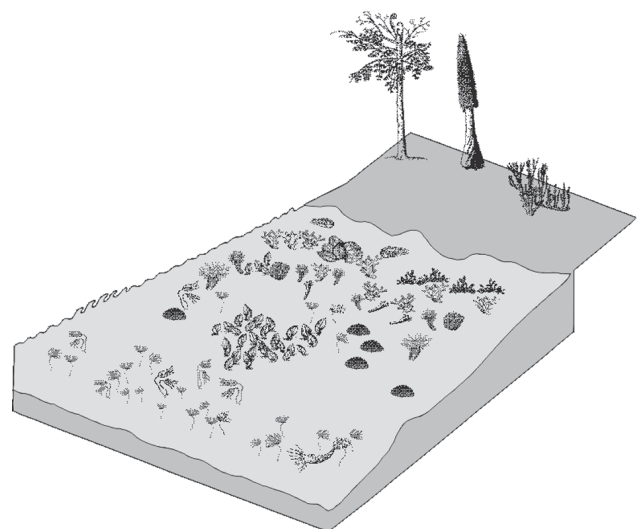


Abb. 6: Cartoon des Ablagerungsraumes der Plabutsch-Formation.

Fig. 6: Cartoon of the depositional environment of the Plabutsch Formation.

lagerung auftreten (können). Mächtigkeit: bis 80 m (-?100 m) in der Rannach-Decke, 20 bis 45 m in der Hochlantsch-Decke.

Charakteristisch für einige Profile (besonders im Nahbereich von Graz) sind unterschiedlich mächtige „Schiefer“horizonte („Chonetenschiefer“ s.l.; = Gaisberg-Bank) im Liegendabschnitt der Formation.

Trotz des Fossilreichtums (Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden) ist das Alter nur schwer fassbar (oberstes Emsium - tiefstes Givetium?). In die Plabutsch-Formation wird auch die Draxler-Formation des Hochlantschgebietes (FLÜGEL 2000) vereinigt (HUBMANN 2003).

In vielen Profilen in der Rannach-Fazies folgt im Hangenden der Plabutsch-Formation eine Abfolge charakteristischer dunkelgrauer Dolomite. Mikrofaziell erinnern sie mit Biolaminiten, fenestrierten Mudstones, Pelmikriten und dem Auftreten schlecht erhaltener Kalkgrünalgen, dendroiden Tabulata und Amphiporen, sowie vereinzelt vorkommenden „Gips“rosetten an die dolomitische Entwicklung der Eichberg-Subformation der Flösserkogel-Formation. Im Raum St. Pankrazen erreicht dieser Schichtverband Mächtigkeiten die über denen der Plabutsch-Formation liegen. Sie sind ohne Schwierigkeiten im Kartierungsmaßstab darstellbar. Die genannte Abfolge wurde lange unter dem unglücklichen Begriff „Mitteldevondolomit“ im Sinne einer informellen Einheit mit „Formationsstatus“ (z. B. bei EBNER et al. 1980) geführt. Mit FLÜGEL (2000) werden die „Mitteldevondolomite“ als Gaisbergsattel-Subformation der Kollerkogel-Formation (siehe dort) aufgefasst; eine hierarchische „Aufwertung“ sollte überdacht werden (HUBMANN et al. 2008).

Noch im Givetium (*varcus*-Zone) beginnt sich der Ablagerungsraum deutlicher faziell/biofaziell zu differenzieren und es stehen lokal auf engstem Raum fossilfreie Mudstones unterschiedlich großen Patch-Reefs bzw. biostromalen Bildungen gegenüber. Diese Ablagerungen werden als Kollerkogel-Formation zusammengefasst. Im Grazer Nahbereich (z. B. Kanzelkogel-Gipfelbereich) folgen in gebankter Fazies über geringmächtigen Amphipora-Rasen (ca. 30 cm Mächtigkeit) locker gepackte Favositiden/Stringophyllen-Bänke. Im Raum St. Pankrazen (z. B. Grabenwarterkogel-Osthang) folgen über *Amphipora*-Rasen kleindimensionaler Patch-Reef-Körper (z. B. Höllerkogel Westhang) (HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, EBNER et al. 2000). Letztere werden von *Favosites*, *Alveolites*, *Stachyodes*, lagigen Stromatoporen, solitären Rugosen und vereinzelt vorkommenden Heliolitiden aufgebaut (HUBMANN & SUTTNER 2007).

Kollerkogel-Formation: hellblaue bis gelblich-graue, z. T. auch rötlich geflammte Kalke, die zur Wandbildung neigen und (frühdiagenetische) Dolomite. Mächtigkeit: 100-150 m.

Mikrofaziell lassen sich die Kalke in vorherrschende hochreine, fossilarme Mudstones, fossilführende Mudstones und selten auftretende Biolithitkalke gliedern. Die fossilarmen Mudstones treten im Gelände als massige bis dm-gebankte, hellgraue (mikrospartische) Kalke in Erscheinung. Eine etwas abweichende Entwicklung findet sich nördlich von Stiwooll-St.Pankrazen-Grabenwarter-/Höllerer-

und Platzkogel, die von EBNER et al. (1980) als „Kalke des Platzkogel“ bezeichnet wurden.

FLÜGEL (2000) unterscheidet in der Kollerkogel-Formation 4 Subformationen:

Gaisbergsattel-Subformation: neuer Begriff für die ehemaligen „Mitteldevondolomite“ (Abgrenzung und Problematik siehe oben).

Kanzel-Subformation: massige bis gebankte hellblaue bis graue mikritische Kalke, seltener Biogen(schutt)kalke. Mächtigkeit: meist über 100 m.

Platzkogel-Subformation: dickbankige bis massige Kalke. Nach ihrer mikrofaziellen Ausbildung bzw. Condontencharakteristik (*Polygnathus/Icriodus*-Verhältnis) können sie einem höherenergetischen, offen marinen Plattformbereich zugewiesen werden (EBNER et al. 1979). Mächtigkeit: um 75 m.

Platz-Subformation: Wechsellagerung grauer, teils rötlich-grauer Kalke und Tonsteine. Mächtigkeit: ca. 50 m.

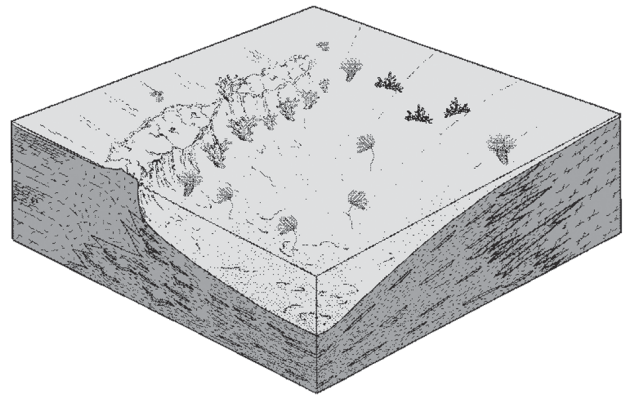


Abb. 7: Cartoon des Ablagerungsraumes der Kollerkogel-Formation.

Fig. 7: Cartoon of the depositional environment of the Kollerkogel Formation.

Im Zeitraum des obersten Givetiums bis zum tiefen Frasnium wird in der Rannach-Gruppe die Flachwasser-Entwicklung heterochron von einer Entwicklung grauer, violetter, rötlichbrauner, gelblichbrauner oder schwärzlicher mikritischer Cephalopoden-führender Flaser-, Netz- und Bankkalke abgelöst. Die mit Conodonten ausgezeichnet gliederbare pelagische Abfolge wird zur Forstkogel-Gruppe vereinigt.

In der Literatur wurde für Teilbereiche dieser Cephalopodenkalk-Entwicklung eine Vielzahl von Benennungen verwendet. Mit FLÜGEL (2000) werden in dieser Entwicklung folgende Formationen unterschieden:

Steinberg-Formation (oberstes Givetium bis Famennium) und

Sanzenkogel-Formation (Tournaisium bis Serpukhovium).

Steinberg-Formation: gelbliche, rötliche, violette Flaser- und Netzkalke. Mächtigkeit: über 70 m.

Lückenlose oberdevonische Schichtfolgen der Steinberg-Formation treten in aufrechten und inversen Abfolgen im

Bereich Steinberg/Forstkogel W Graz (SURENIAN 1978, BUCHROITHNER et al. 1979, EBNER 1980) und am Eichkogel bei Rein (NÖSSING 1975, NÖSSING et al. 1977) auf. Östlich davon (Kalvarienbergzug W Gratwein, Plabutsch/Buchkogel-Zug, Rannach, Tobelbad) fehlt das höhere Oberdevon, wobei die Lücke im Kalvarienbergzug und bei Gratwein Au im Oberdevon VI (mittlere *costatus*-Zone) einsetzt und im Plabutsch/Buchkogel-Zug und auf der Rannach bis ins Oberdevon II hinabreichen kann. Auch im äußersten Westen der Rannach-Gruppe fehlt auf der Ruppbauernhöhe bei Stallhofen ebenfalls das höhere Oberdevon (EBNER 1985).

Die von EBNER et al. (1980) aufgestellten „Flaserkalke des Höllerkogels“ im „Übergangsbereich Rannachfazies-Hochlantschfazies“ fasst FLÜGEL (2000) als Subformation auf.

Die Höllerkogel-Subformation besteht aus feinplattigen, gelblichbraunen mikritischen flaserigen Kalken. Mächtigkeit: 20-30 m.

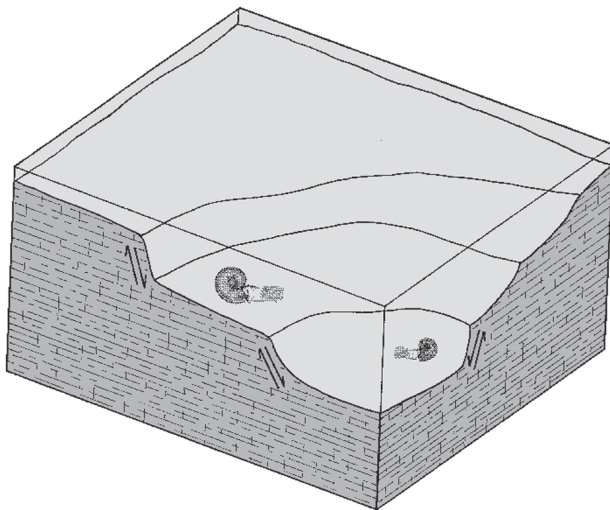


Abb. 8: Cartoon des Ablagerungsraumes der Steinberg-Formation.

Fig. 8: Cartoon of the depositional environment of the Steinberg Formation.

Räumlich mit der lückenlosen Entwicklung der Steinberg-Formation zusammenfallend findet sich die nur 220 cm mächtige untere Sanzenkogel-Formation (Tournaisium; *Siphondella sulcata*- bis *Scaliognathus anchoralis*-Zone) W Graz am Sanzen- und Forstkogel sowie am Eichkogel bei Rein (NÖSSING 1974a, b, 1975). Im Bereich des Murtales setzt das Karbon mit der oberen Sanzenkogel-Formation innerhalb des obersten Tournaisiums (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis tiefen Viséium ein (EBNER 1978).

Signifikant sind die im Devon/Karbon-Grenzbereich auftretenden Conodonten-Mischfaunen, die sich auf Trockenfallen und Karstspaltenfüllung zurückzuführen lassen (EBNER 1978, 1998). Als (Ablagerungs-)Gebiete werden landferne Schelfbereiche angenommen, die durch synsedimentäre Tektonik und/oder Meeresspiegelschwankungen trocken fielen und im obersten Tournaisium/tiefsten

Viséium durch rasche Absenkung wieder eine annähernd gleiche bathymetrische Position wie vor der Trockenlegung übergeführt wurden. Die heute westlichen Bereiche (Sanzenkogel, Frostkogel, Eichkogel) verblieben dabei immer im pelagischen Sedimentationsbereich. Mit der Karbontransgression im „Osten“ setzt eine Vertiefung des Ablagerungsraumes ein, die im Bereich der lückenlosen Schichtentwicklungen zur Ausbildung von Tonschiefern, Lyditen und Phosphorit-Knollen (Trolp-Bank) führte. Ihre Entstehung dürfte mit Upwelling-Zonen am Schelfrand in Verbindung zu bringen sein.

Sanzenkogel-Formation: schwarze bis graue, geflaserte dichte Kalke; Lydite. Mächtigkeit: 35 m. Als untergeordnete lithostratigraphische Einheiten gibt FLÜGEL (2000) die aus dunkelgrauen Lyditen bestehende Hart-Bank und die Phosphoritknollen-führende Trolp-Bank an.

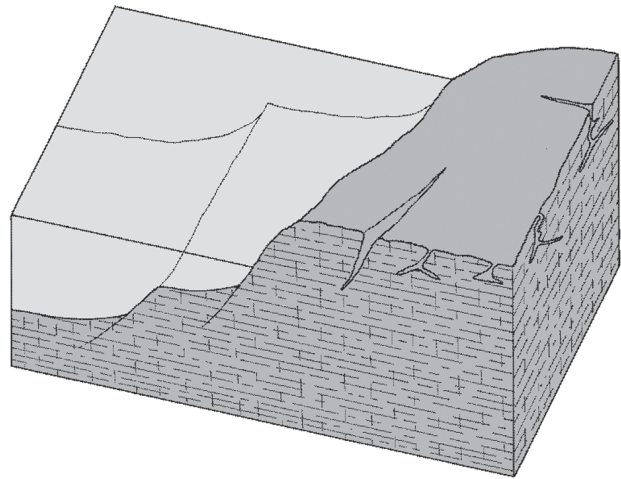


Abb. 9: Cartoon des Ablagerungsraumes während des Devon-Karbon-Grenzbereiches.

Fig. 9: Cartoon of the depositional environment over the period of the Devonian-Carboniferous boundary.

Den Abschluss der Schichtfolge in der Rannach-Decke bildet die Dult-Gruppe (Serpukovium, Bashkirium; EBNER 1978, FLÜGEL 2000), die nach einer die *Homoceras*-Stufe umfassenden Erosionslücke bei konkordanter Lagerung im „Namur B“ einsetzt und möglicherweise bis in den Zeitraum „Westfal A“ andauert (EBNER 1976, 1977a, b, 1978). Sie gliedert sich in die karbonatisch dominierte Höchkogel-Formation mit der Hartbauer- („Namur B“) und der Schrausbauer-Subformation („Namur B, C bis ? Westfal A“) und die abschließende, karbonatfreie und keine stratigraphisch aussagekräftigen Fossilien führende Hahngraben-Formation

Höchkogel-Formation: schwarze mikritische Kalke. Mächtigkeit: 15-20 m. EBNER (1978) unterschied zwei Entwicklungen, die nun als Subformationen (FLÜGEL 2000) aufgefasst werden:

Hartbauer-Subformation: schwarze massige Kalke. Mächtigkeit: max. 20 m.

Schrausbauer-Subformation: Tonsteine, oolithische Kal-

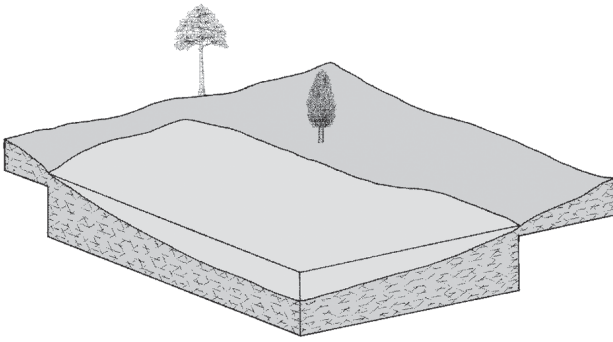


Abb. 10: Cartoon des Ablagerungsraumes der Hahngraben-Formation.

Fig. 10: Cartoon of the depositional environment of the Hahngraben Formation.

ke und Kalke mit Fenstergefügen. Mächtigkeit: 5-10 m. Hahngraben-Formation: schwarze, „dachschieferartige“ Tonsteine, selten Silt/Sandsteine. Mächtigkeit: ca. 50 m.

2.2. Laufnitzdorf-Fazies der Unteren Deckengruppe

Die Verbreitung der Gesteine der Laufnitzdorf-Fazies, die insgesamt nur etwa 400 m Mächtigkeit erreichen, beschränkt sich auf ein Vorkommen nördlich des Hochlantsch und auf kleine Areale westlich der Mur. Strukturell ergibt sich eine Zweiteilung in einen unteren Deckenabschnitt, bestehend aus Hackensteiner-Formation und St. Jakob-Formation und einen oberen Bereich, der die Harrberger-Formation (GOLLNER et al. 1982, FLÜGEL 2000) umfasst. Die tektonische Position der (vermutlich) karbonen Dornkogel-Formation ist nicht geklärt; sie wird hier dem letzteren zugewiesen. Als „Deckenscheider“ beider Deckeneinheiten fungiert die Kogler-Decke („Kalkschiefer“). Die basale Entwicklung der Hackensteiner-Formation (Llandoveryum - mittleres Wenlock) setzt sich aus basischen Vulkaniten und deren Abkömmlingen (Diabas-Mandelsteine, karbonatische Aschentuffite) in die crinoidenführende Karbonatgesteine eingeschaltet sind, zusammen. Darüber folgen dunkelgraue bis schwarze Ton-Siltsteine und feldspatreiche Sandsteine, in die dünnbankige Dolomite, Biomikrite und radiolarienführende Lydite eingeschaltet sind. Den Abschluss bilden Flaserkalke und Tonschiefer mit Karbonatlinsen. Untergeordnet treten Lydite, sowie Silt- und Sandsteine des Ludlowiums bis Emsiums auf.

Hackensteiner-Formation: variative vulkano-klastische Abfolge (siehe oben). Mächtigkeit: ca. 300 m. Mit FLÜGEL (2000) werden folgende Subformationen unterschieden:

Rothleiten-Subformation: basische Vulkanoklastika mit Kalkeinschaltungen. Mächtigkeit: ca 70 m.

Oberferler-Subformation: Ton- und Silt-/Sandsteine, untergeordnet Lydite und Vulkanoklastika. Mächtigkeit: bis 200 m.

Rathlosgraben-Subformation Flaserkalke, Tonsteine, Silt-

/Sandsteine, Lydite. Mächtigkeit: bis 90 m.

Über der Hackensteiner-Formation ist eine Abfolge mit Karbonaten, Klastika und basischen Vulkaniten des Ludlows bis Givetiums entwickelt, die von FLÜGEL (2000) zur St. Jakob-Formation zusammengefasst wird.

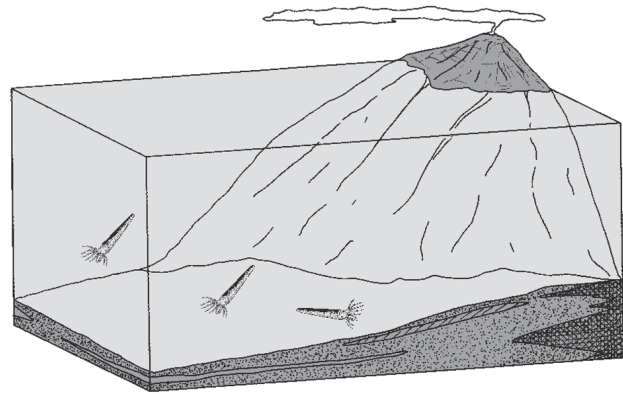


Abb. 11: Cartoon des Ablagerungsraumes der Hackensteiner-Formation.

Fig. 11: Cartoon of the depositional environment of the Hackensteiner Formation.

St. Jakob-Formation: Kalke, Magnesite, Feinklastika, Vulkanoklastika. Mächtigkeit: bis 280 m.

Innerhalb der St.Jakob-Formation, die liegend wie hangend tektonisch begrenzt wird, unterscheidet FLÜGEL (2000) drei Subformationen, deren Abgrenzung durch den Schuppenbau erschwert wird:

Schattleiten-Subformation (bis 100 m mächtige Kalke und Feinsiliziklastika),

Aibl-Subformation (um 150 m mächtige karbonatische Abfolge mit Klastika und basischen Vulkaniten) und die durch Magnesite charakterisierte Breitenau-Subformation

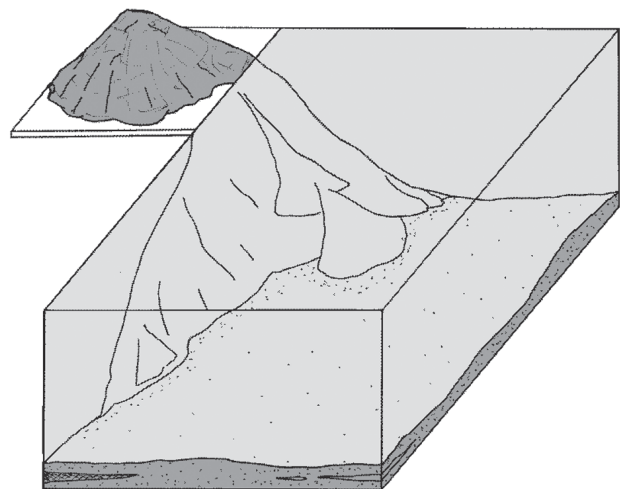


Abb. 12: Cartoon des Ablagerungsraumes der St. Jakob-Formation.

Fig. 12: Cartoon of the depositional environment of the St. Jakob Formation.

Eine am Hochlantsch-Nordrand auftretende, überwiegend feinklastische Entwicklung des Emsiums bis höheren Frasniums wird von GOLLNER (1981) als Harrberger-Formation bezeichnet. GOLLNER (1981) interpretiert den Ablagerungsraum auf Grund der radiolarienführenden Lydite und der tentakulitenführenden Kalke als pelagisch, wobei es zur episodischen Eingleitung von unreifen Sandsteinen gekommen ist.

Harrberger-Formation: Tonsteine, dm-gebankte Kalke und Dolomite, feldspatreiche Quarzsandsteine, Lydite und Tuffite. Mächtigkeit: 80-90 m.

Die in ihrer tektonischen Stellung unklare Dornerkogel-Formation fasst unreife Siliziklastika zusammen. Das Alter dieser Abfolge wird in der Literatur kontroversiell diskutiert. Der Reichtum an phytoklastischem Material, sowie der geringere Metamorphosegrad legt ein karbonates Alter nahe (HASENHÜTTL 1994).

Dornerkogel-Formation: grünlich-graue siliziklastische Gesteine (Arkosen/Grauwacken und feldspatreiche Sandsteine), die eine Mächtigkeit von wenigen 100 m umfasst.

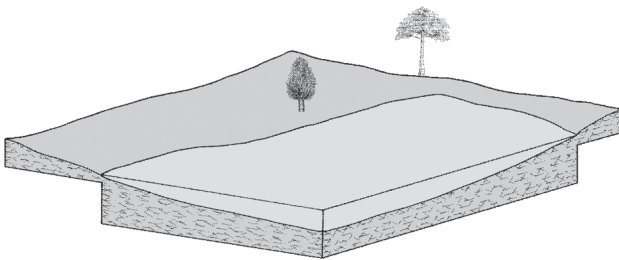


Abb. 13: Cartoon des Ablagerungsraumes der Dornerkogel-Formation.

Fig. 13: Cartoon of the depositional environment of the Dornerkogel Formation.

3. Riffe-Entwicklung

Im Unterdevon befand sich der Ablagerungsraum in einem geographischen Bereich (FENNINGER et al. 1997), der die Ausbildung einer Karbonatplattform und rifföide Bildungen begünstigte. Progressiv nimmt die biokonstruktive Komplexität mit der Zeit vom Unterdevon bis zum Mittel-/Oberdevon zu (HUBMANN et al. 2006): (a) flachhügelige, durch ästige Stromatoporen aufgebaute Körper, (b) Korallen-Stromatoporen-Biostrome, (c) Flecken-Riffstrukturen und (d) von massiven rugosen Korallen dominierte Riffkörper.

Diesen vier „Riffphasen“ gehen biogene in situ-Akkumulationen voraus, die aus Organismen bestehen, welche weder ein rigides Riffgerüst entwickeln noch sich selbst überwachsen können. Sie werden als „colonized pavements“ (HUBMANN & SUTTNER 2007) klassifiziert und stellen, wie die *Septatrypa subsecretata*-pavements (unteres Ludfordium) der Kötschberg-Formation bei Eggenfeld, Ansammlungen mit geringem Relief dar.

Die erste Phase ist durch linsenförmige Körper (wenige 10er cm hoch, wenige m in lateraler Ausdehnung) von

gut erhaltenen *Amphipora-Coenosteen* in schwarzer mikritischer bis pelmikritischer Matrix charakterisiert. Diese *Amphipora*-Mounds (mit monospezifischer Zusammensetzung von *Amphipora ramosa desquamata*) sind vor allem am Kanzelkogel-Westhang in mehreren Horizonten der Flösserkogel-Formation aufgeschlossen und dürften vor allem dem Emsium angehören.

Die zweite Phase umfasst die in ihrer Zusammensetzung weitaus komplexeren Korallen-Stromatoporen-Biostrome des Eifeliums der Plabutsch-Formation (HUBMANN 1995). Die Diversität, speziell der typischen „riffbauenden“ Organismen ist hoch, doch sind nur aus wenigen Aufschlüssen Strukturen bekannt, die die biostromale Geometrie verlassen.

Die dritte Phase entwickelte sich im Givetium (Kollerkogel-Formation, Tynaualm-Formation), als sich der Ablagerungsraum stärker differenzierte und microbialitische Strukturen, *Amphipora*- und *Stachyodes*-Dickichte und korallendominierte Fleckenriffe entstanden. Die vierte Phase aus dem oberen Givetium umfasst die auf das Hochlantschgebiet beschränkten *Argutastrea-Alveolites*-Bioherme (Zachenspitz-Formation). Charakteristische Elemente dieser Entwicklung sind bis zu 150 cm im Durchmesser große Kolonien der koloniebildenden cerioiden *Rugosa Argutastrea darwini* (LIAO & HUBMANN 2006).

4. Magnesit als Rohstoff

Rund 70% des jährlich abgebauten Magnesits ($MgCO_3$) werden zur Herstellung von Feuerfestprodukten verwendet. Der Magnesit muss dabei bestimmte chemische Anforderungen erfüllen:

CaO-Gehalt	<20%,
Fe ₂ O ₃ -Gehalt	<10%
SiO ₂ :	Klasse 1 <4%
	Klasse 2 4-10%
	Klasse 3 >10%

Des weiteren wird Magnesit als Dekorstein, Düngemittel, Zuschlagstoff bei der Glas- und Keramikherstellung, Füllstoff in Farben, Papier, Kunststoff und Gummi, Trägerstoff in Pestiziden, Antihafmittel in Speisesalz, Sprengstoffen und Ammoniumnitratdünger, sowie Ausgangsmaterial zur Herstellung von Magnesia-Metall verwendet.

Kommentar

Österreich ist der 6. größte Magnesitproduzent der Welt. Der Weltmagnesitmarkt wird von China dominiert, wobei, wie aus dem Herfindahl-Hirschmann-Index hervorgeht, von einem hochkonzentrierten Markt gesprochen werden kann. Nähere Einzelheiten zum Herfindahl-Hirschmann-Index siehe Anhang!

Kommentar

Über drei Viertel der Weltproduktion an Magnesit stammen aus politisch instabilen Ländern! Nähere Einzelheiten

Rank 2008	Rank 2007	Country	Production 2008 metr.t.	Share in %	cum. sh.	HHI sh.
1	(1)	China	10 000 000	49.00	49.00	2 401
2	(2)	Russia (Europe)	2 340 000	11.47	60.47	131
3	(3)	Turkey	2 143 047	10.50	70.97	110
4	(4)	Slovakia	1 438 500	7.05	78.02	50
5	(5)	DPR Korea	1 200 000	5.88	83.90	35
6	(6)	Austria	837 476	4.10	88.00	17
7	(8)	Greece	529 546	2.59	90.60	7
8	(7)	Spain	443 000	2.17	92.77	5
9	(10)	Brazil	387 000	1.90	94.66	4
10	(11)	Russia (Asia)	260 000	1.27	95.94	2
11	(12)	India	247 421	1.21	97.15	1
12	(13)	Canada	180 000	0.88	98.03	1
13	(9)	Australia	126 000	0.62	98.65	0
14	(14)	Iran	120 000	0.59	99.24	0
15	(15)	Poland	60 000	0.29	99.53	0
16	(16)	South Africa, Rep. of	55 000	0.27	99.80	0
17	(18)	Colombia	10 500	0.05	99.85	0
18	(17)	Serbia, Rep. of	10 000	0.05	99.90	0
19	(0)	Kosovo	10 000	0.05	99.95	0
20	(20)	Pakistan	4 000	0.02	99.97	0
21	(19)	Philippines	3 976	0.02	99.99	0
22	(21)	Bosnia-Herzegovina	1 000	0.00	100.00	0
23	(22)	Zimbabwe	940	0.00	100.00	0
Total			20 407 406	100.00		2 764

Tab. 1: Rohstoffwirtschaftliche Fakten über Magnesit. Quelle: WEBER et al. (2010).

Tab. 1: Economical facts on magnesite. Source: WEBER et al. (2010).

Einstufung	2004 metr.t	2005 metr.t.	2006 metr.t.	2007 metr.t.	2008 metr.t.
extrem kritisch	17 323	14 393	120 100	126 115	19 416
kritisch	14 399 706	13 313 602	13 064 892	13 357 546	16 016 468
unauffällig	3 468 387	4 078 624	4 051 940	4 977 883	3 534 046
stabil	0	0	0	0	837 476
	in %	in %	in %	in %	in %
extrem kritisch	0.10	0.08	0.70	0.68	0.10
kritisch	80.51	76.49	75.80	72.35	78.48
unauffällig	19.39	23.43	23.51	26.96	17.32
stabil	0.00	0.00	0.00	0.00	4.10
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tab. 2: Politische Stabilität der Produzentenländer. Quelle: WEBER et al. (2010).

Tab. 2: Political stability of producing countries. Source: WEBER et al. (2010).

Entwicklungs- status:	2004 metr.t.	2005 metr.t.	2006 metr.t.	2007 metr.t.	2008 metr.t.
Entwickelte Länder	2 602 000	2 601 900	2 651 000	2 601 000	2 621 000
Übergangsländer	3 468 387	4 078 624	3 996 940	3 922 883	3 614 522
Entwicklungsländer	11 815 029	10 726 095	10 588 992	11 937 661	14 171 884
Geringst entwickelte Länder	0	0	0	0	0
Total	17 885 416	17 406 619	17 236 932	18 461 544	20 407 406
	in %	in %	in %	in %	in %
Entwickelte Länder	14.55	14.95	15.38	14.09	12.84
Übergangsländer	19.39	23.43	23.19	21.25	17.71
Entwicklungsländer	66.06	61.62	61.43	64.66	69.44
Geringst entwickelte Länder	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tab. 3: Entwicklungsstatus der Produzentenländer. Quelle: WEBER et al. (2010).

Tab. 3: developmental status of producing countries. Source: WEBER et al. (2010).

Jährliches Pro-Kopf- Einkommen	2004 metr.t.	2005 metr.t.	2006 metr.t.	2007 metr.t.	2008 metr.t.
"High"	2 444 587	2 468 324	2 333 940	3 859 883	3 554 522
"Upper Middle"	7 492 652	6 697 306	6 839 033	5 237 000	5 265 547
"Lower Middle"	6 957 401	7 096 422	6 818 408	8 362 646	10 386 397
"Low"	990 776	1 144 567	1 245 551	1 002 015	1 200 940
Total	17 885 416	17 406 619	17 236 932	18 461 544	20 407 406
	in %	in %	in %	in %	in %
"High"	13.67	14.18	13.54	20.91	17.42
"Upper Middle"	41.89	38.48	39.68	28.37	25.80
"Lower Middle"	38.90	40.77	39.56	45.30	50.90
"Low"	5.54	6.58	7.23	5.43	5.88
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tab. 4: Einkommenssituation der Produzentenländer. Quelle: WEBER et al. (2010).

Tab. 4: salaries in producing countries. Source: WEBER et al. (2010).

ten über die Einstufung der Produzenteländer hinsichtlich ihrer politischen Stabilität siehe Anhang!

Näheres zur Einstufung des Entwicklungsstatus der Produzenteländer: siehe Anhang!

Näheres zur Einstufung der Einkommenssituation der Produzenteländer: siehe Anhang!

5. Magnesitvorkommen in Österreich

Magnesit tritt in der Natur entweder als Spatmagnesit (Typus Veitsch) oder als kryptokristalliner Magnesit (Typus Kraubath) auf. Beide Magnesite können zu Lagerstätten angereichert sein. Die in Österreich auftretenden Magnesite können in mehrere Bezirke gegliedert werden:

- Magnesit-(Vermiculit-)Bezirk Dunkelsteiner Wald
- Magnesit-(Scheelit-)Bezirk Tux
- Magnesitbezirk Kitzbühler Alpen
- Magnesit-(Eisenkarbonat-)Bezirk Dienten
- Magnesit-(Talk-)Bezirk Veitscher Decke
- Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum
- mehrere Einzelvorkommen

Begriffsbestimmungen

Zu einem Bezirk werden alle jene Vorkommen zusammengefasst, welche durch gleichartiges Nebengestein gleichartige geologisch-tektonische Position sowie gleichartige mineralogische Zusammensetzung charakterisiert sind, und somit auch angenommen werden kann, dass sie gleichartig und gleichzeitig entstanden sind. Es kann davon ausgegangen werden, dass innerhalb der Umhüllenden eines derartigen Bezirkes weitere Vorkommen bestehen können. Die Möglichkeit des Bestehens weiterer Vorkommen außerhalb der Umhüllenden ist zwar gegeben, die Wahrscheinlichkeit ist jedoch gering. Die ausreichende Kenntnis eines derartigen Lagerstättenbezirkes ist daher für die Rohstoffsuche von großer Bedeutung.

Eine Lagerstätte ist ein geologischer Körper, in welchem ein oder mehrere mineralische Rohstoffe auf natürliche Weise angereichert vorliegen, die innerhalb eines bestimmten Zeitraumes wirtschaftlich genutzt werden können.

Anreicherungen von mineralischen Rohstoffen, die auf Grund ihrer Größe und/oder ihrer mineralogischen Zusammensetzung wirtschaftlich nicht genutzt werden können, werden auch als Vorkommen bezeichnet.

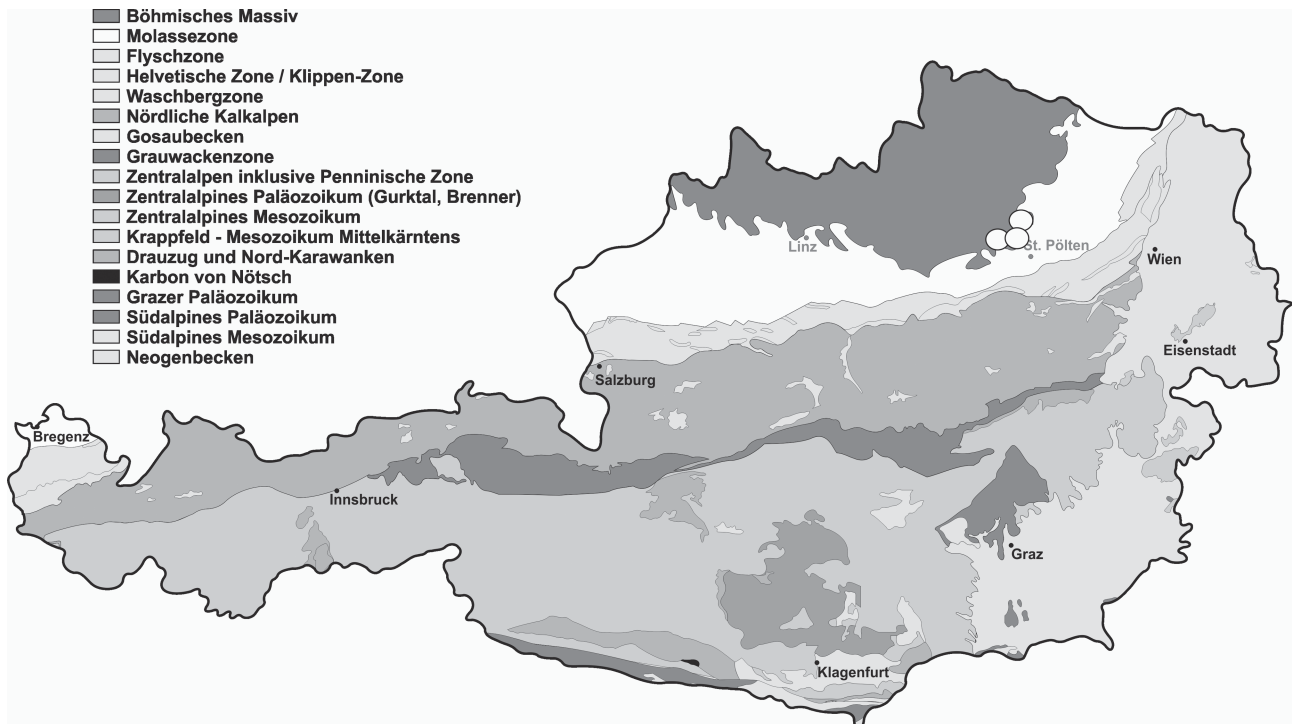


Abb. 14: Magnesit-(Vermiculit) Bezirk Dunkelsteiner Wald (aus IRIS = Interaktives Rohstoff-Informationssystem. IRIS-Online ist die aktualisierte Web-Version der im Jahre 1997 erschienenen „Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500000“ und des dazugehörigen Erläuterungsbandes).

Fig. 14: Magnesite (Vermiculite) district Dunkelsteiner Wald (from IRIS = Interactive Raw material Information-System. IRIS-Online is an updated www-version of the 1997 published “Metallogenetic Map of Austria 1:500.000“ and its corresponding commentary volume).

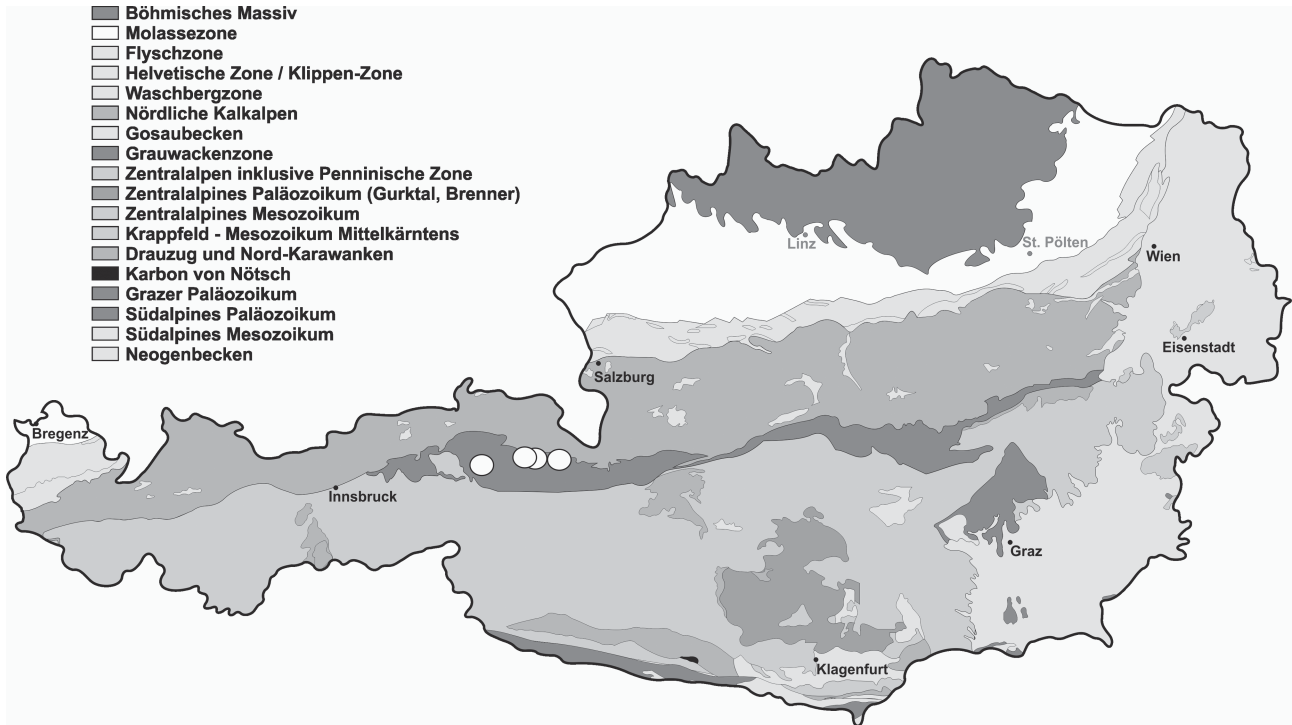


Abb. 15: Magnesitbezirk Kitzbühler Alpen (aus IRIS).

Fig. 15: Magnesite district Kitzbühler Alpen (from IRIS).

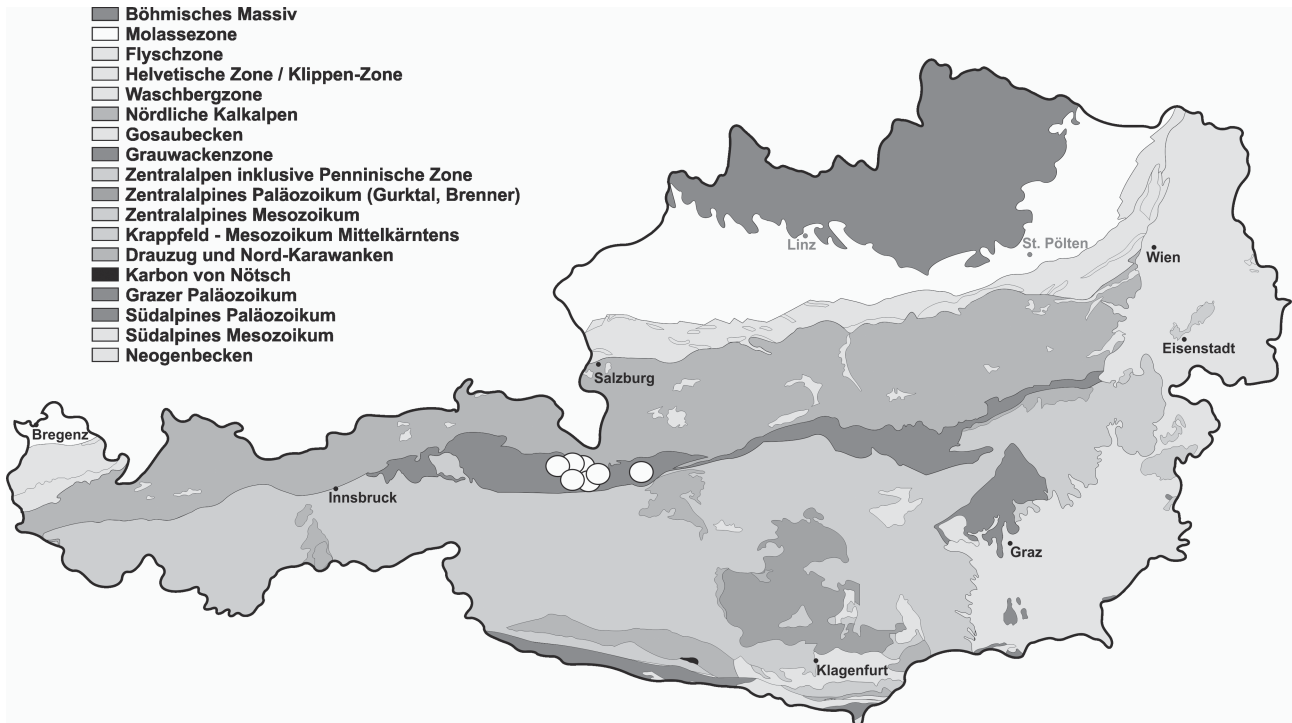


Abb. 16: Magnesit-(Eisenkarbonat-)Bezirk Dienten (aus IRIS).

Fig. 16: Magnesite (ferrous carbonate) district Dienten (from IRIS).

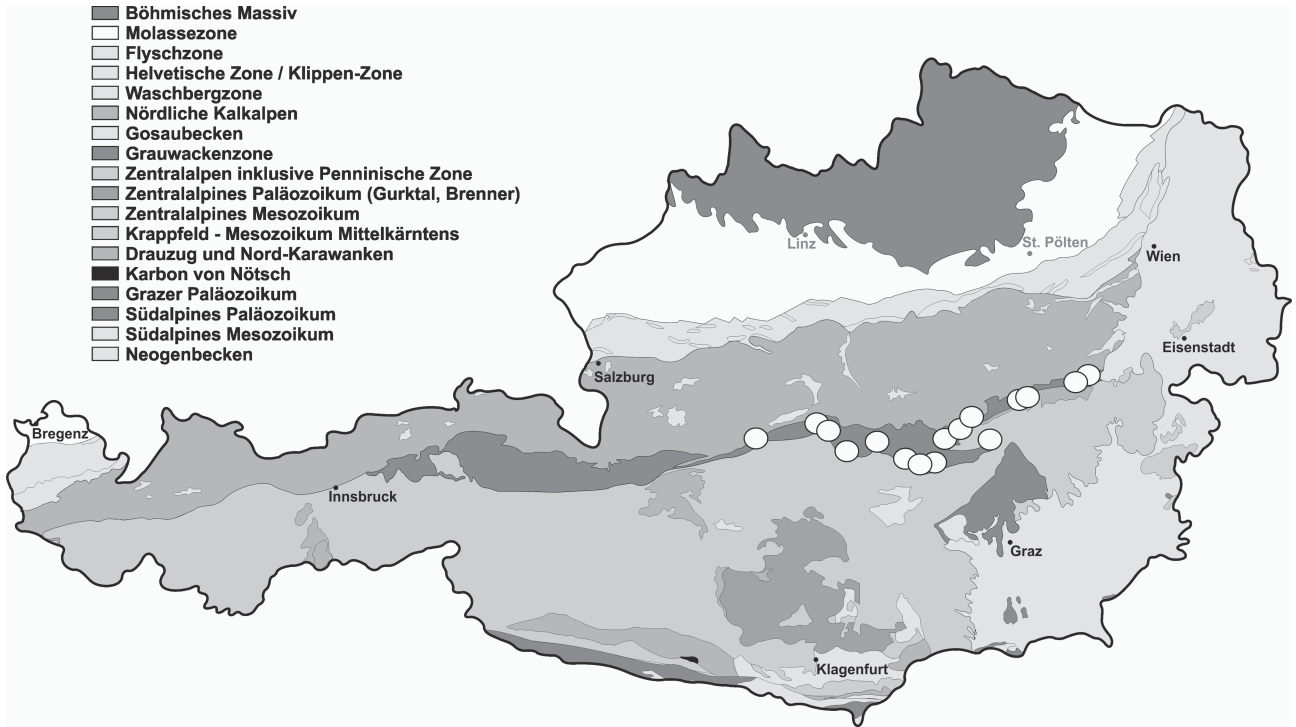


Abb. 17: Magnesit-(Talk-)Bezirk Veitscher Decke (aus IRIS).

Fig. 17: Magnesite (talc) district Veitsch Nappe (from IRIS).

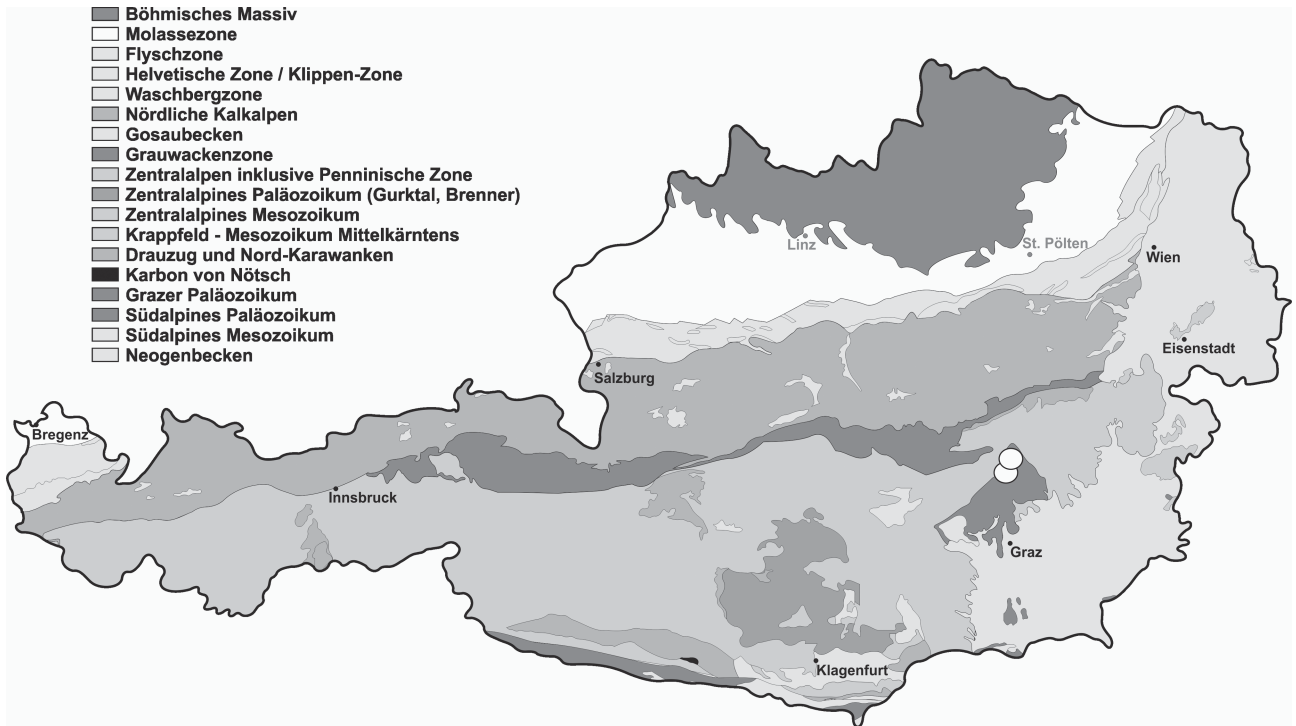


Abb. 18: Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum (aus IRIS).

Fig. 18: Magnesite district Graz Palaeozoic (from IRIS).

6. Exkursionspunkte

Stop 1: Magnesit der Breitenau

Thema: Magnesitabbau

Ortsangabe: der Abbau liegt südlich von Breitenau am Hochlantsch

Der Magnesitbergbau Breitenau wird von der Veitsch-Radex GmbH & Co betrieben.

Unternehmensportrait



Der Feuerfest-Weltmarktführer

RHI AG ist Weltmarkt- und Technologieführer bei hochwertigen keramischen Feuerfestmaterialien.

Als Global Player mit österreichischen Wurzeln beschäftigt RHI weltweit rund 7000 MitarbeiterInnen an 32 Produktionsstandorten in Europa, USA, Kanada, Lateinamerika, Südafrika und China und ist mit mehr als 70 Vertriebsstandorten auf fünf Kontinenten vertreten. Der Unternehmenssitz ist Wien, Österreich. RHI erzielte im Geschäftsjahr 2009 einen Umsatz von EUR 1236,9 Mio. (2008 EUR 1596,7 Mio.¹⁾). Die RHI Aktie notiert im Prime Market der Wiener Börse (ATX).

97 Prozent Exportquote - 50 Prozent konzerneigene Rohstoffe

RHI produziert jährlich mehr als 2 Millionen Tonnen Feuerfestprodukte: feuerfeste Steine, Massen, Mörtel und Funktionalprodukte. Die Exportquote beträgt 97 Prozent. Über 50 Prozent (ca. 1,3 Millionen Tonnen Magnesit und Dolomit) der dafür benötigten Rohstoffe stammen aus den sechs konzerneigenen Rohstoff-Standorten, wo sie im Untertag- und Tagbergbau gewonnen und vor Ort weiterverarbeitet werden.

Einsatzgebiete Feuerfest: Schlüsselindustrien Stahl, Zement, Kalk, Glas

Feuerfestmaterialien werden in der Stahlindustrie, der Zement- und Kalkindustrie, bei der Herstellung von Glas und Nichteisenmetallen (wie z. B. Kupfer oder Aluminium), im Bereich der Umwelt- und Energietechnik sowie der Chemie- und Petrochemie eingesetzt. Bei allen industriellen Prozessen mit hohen Temperaturen - über 1200°C - sind Feuerfestmaterialien unverzichtbar. Als feuerfeste Auskleidung gewährleisten RHI Produkte, dass unterschiedlichste Aggregate (z. B. Stahlkonverter, Stahlpfannen, Zementdrehrohröfen, Glaswannen) extremen thermischen, mechanischen und chemischen Belastungen standhalten.

Einzig globaler Generalist: Maßgeschneiderte Produkte und Systemlösungen

RHI verfolgt konsequent das Ziel, seinen mehr als 10000 Kunden Feuerfest-Systemlösungen mit dem besten Preis-Leistungs-Verhältnis anzubieten. Mit maßgeschneiderten Produkten und individuellen Rezepturen ermöglicht RHI seinen Kunden eine Verbesserung der Wertschöpfung in ihren Produktionsprozessen. Als einziger globaler

Feuerfestanbieter kann RHI Produkte für sämtliche Aggregate der Grundstoffindustrie anbieten. Die Dachmarke RHI vereint eine Reihe von traditionellen, am Markt langjährig etablierten Produktmarken wie Didier, Veitscher, Radex, Dolomiti Franchi, Interstop oder Monofrax. Weltweit hat RHI eine große Anzahl von Feuerfestspezialisten ständig vor Ort im Einsatz bei den Kunden, um individuelle Gesamtlösungen - vom Produkt über Top-Engineering bis zu speziellen Maschinen für die effiziente Anwendung - gemeinsam zu entwickeln.

Technologieführerschaft durch umfassende F&E-Aktivitäten

Die Technologieführerschaft von RHI beruht auf einer jahrzehntlang etablierten, erfolgreichen Forschungs- und Entwicklungsarbeit, die im weltweiten Technologiezentrum in Leoben, Österreich, konzentriert ist. Ein Team von rund 150 internationalen ExpertInnen erarbeitet gemeinsam mit den RHI Divisionen Stahl, Industrial und Rohstoffe sowie international renommierten Universitäten, Forschungseinrichtungen und wichtigen Leitkunden laufend neue Feuerfestinnovationen. Jährlich werden mehr als ein Prozent des Umsatzes in Forschung und Entwicklung investiert.

Mehr als 100 Jahre Tradition und gelebte Werte

Mit einer mehr als 100 Jahre zurückreichenden Tradition - die Wurzeln des Unternehmens gehen bis ins 19. Jahrhundert zurück - verbindet RHI Tradition und innovative Technologie mit höchstem Qualitätsanspruch. Die tägliche Umsetzung der zentralen Unternehmenswerte - „Innovationskraft“, „Offenheit“ und „Verlässlichkeit“ - gewährleistet einen kontinuierlichen Ausbau dieser Position.

Fakten und Daten

- Rund 7000 MitarbeiterInnen
- 150 ExpertInnen in F&E
- 32 Produktions- und Rohstoffstandorte (Europa, USA, Kanada, Lateinamerika, Südafrika und China)
- Mehr als 70 Vertriebsstandorte auf fünf Kontinenten
- Entwicklung und Produktion von 2 Millionen Tonnen Feuerfestprodukte jährlich
- Gewinnung und Verarbeitung von rund 1,3 Millionen Tonnen Rohstoffe Magnesit und Dolomit
- 97 Prozent Exportquote
- F&E Investitionssumme mehr als ein Prozent des Umsatzes
- Mehr als 10000 Kunden in 180 Ländern
- Mehr als 100 Jahre Feuerfesttradition

Wichtigste Finanzkennzahlen RHI Konzern

In Mio. EUR	2009	2008
Umsatz	1236,9	1596,7
EBITDA	114,5	216,1
EBIT	54,8	140,4
Gewinn	21,4	100,6

Werk Breitenau

Das Werk Breitenau betreibt einen Bergbau sowie eine Sinteranlage zur Herstellung von Sinter und Kauster; diese Produkte werden entweder im Werk Breitenau selbst zu einem ungeformten Endprodukt für die Stahlindustrie weiterverarbeitet und an mehr als 70 Länder weltweit verschickt oder zu einem der Schwesterwerke in Österreich geliefert, um in den dort hergestellten ff-Produkten verwendet zu werden.

Am Standort werden derzeit 174 Mitarbeiter beschäftigt. In dieser Zahl enthalten ist das weltweit agierende Kompetenzzentrum Bergbau sowie 16 Lehrlinge.

Die Lagerstätte wurde 1867 entdeckt. Im Jahre 1907 wurde erstmals Spatmagnetit zur Herstellung von Feuerfestprodukten tagbaumäßig abgebaut. Der untertägige Abbau begann im Jahre 1950. Der untertägige Magnetitabbau zählt mittlerweile zu den größten und tiefsten der Welt. Geologisch gesehen liegt die Magnetitlagerstätte im Nordteil des Grazer Paläozoikums. Der Lagerstättenkörper kommt im obersten Bereich der sog. Hackensteiner-Formation zu liegen. Nach GOLLNER & ZIER (1985) setzt sich die Hackensteiner-Formation im Lagerstättenbereich wie folgt zusammen:

- ~ 20 m dunkle Schiefer („Schwarzschiefer“), reich an organischer Substanz, Sandsteine und Lydite
- 10-20 m Metatuffe
- bis zu 200 m Magnetit, Dolomit
- 30-80 m dunkle Schiefer („Schwarzschiefer“), reich an organischer Substanz
- 0-50 m Schiefer, Sandsteine, Lydite
- >100 m Schiefer, Sandsteine mit geringmächtigen Karbonat- und Metatuff-Einschaltungen

Die Magnetitlagerstätte ist Teil des „Magnetitbezirkes Grazer Paläozoikum“ und liegt schichtkonkordant als

mächtige „Lagerlinse“ im Nebengestein. Der mineralische Rohstoff Magnetit ist als typischer Spatmagnetit ausgebildet.

Das Generaleinfallen entspricht jenem des Nebengesteins bzw. der tektonischen Einheiten und beträgt ca. 20°. Der Lagerstättenkörper ist im Verflächen auf eine Länge von ca. 2 km verfolgbar. Die Ost-West Erstreckung der Lagerstätte kann bis zu 500 m betragen (streichende Erstreckung). Der Lagerstättenkörper kann Mächtigkeiten bis ca. 200 m erreichen. Der derzeit tiefste Grubenaufschluss liegt auf 245 m SH (Revier VI). Die Lagerstättensubstanz beinhaltet noch mehrere Mio. t Magnetit.

Tagbau: Die Lagerstätte ist tagbaumäßig durch insgesamt 6 Etagen aufgeschlossen. Dabei kommt ein klassischer Etagenbau mit Bohr- und Sprengarbeit zum Einsatz. Die Etagenhöhen liegen bei etwa 10-12 m, die Böschungen sind mit etwa 70-80° angelegt. Die einzelnen Etagen sind durch Rampen miteinander verbunden.

Grubenbau: Der Grubenbau ist durch ein Rampensystem (schraubenförmige, mit Fahrzeugen befahrbare, geneigte Hohlräume), einen Horizontalstollen und ein Schachtsystem erschlossen. Als Abbaufverfahren in den oberen Revieren ein Kammerbau (regelmäßiger Hohlraum, der von unten nach oben hergestellt wird) und Fremdversatzeinbringung (Verfüllung des ausgezerten Hohlraums) zur Anwendung.

In den unteren Revieren kommt ein Teilsohlenkammerbau mit Pumpversatz (das Verfüllgut wird in pumpbarer Form über Rohrleitungen von Obertage aus in die einzelnen Hohlräume gebracht) zur Anwendung. Das Abbaufverfahren ist gekennzeichnet durch das Auffahren eines regelmäßigen Systems von Kopf- und Fußstrecken, wobei die vorerst verbleibende Schwebel (vertikaler Bereich zwischen den einzelnen Abbauhohlräumen) zwischen Kopf- und Fußstrecke im folgenden Abbauschritt hereingewonnen wird. Die dabei entstehenden Kammern wer-

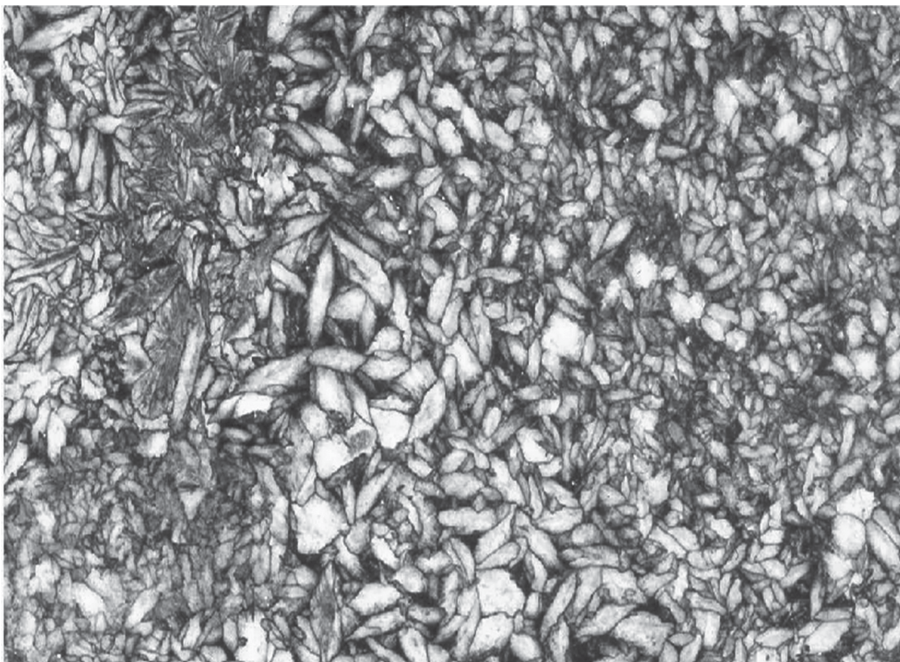


Abb. 19: Verwitterungsoberfläche eines Spatmagnetits.

Fig. 19: Weathering surface of a sparry magnetite.

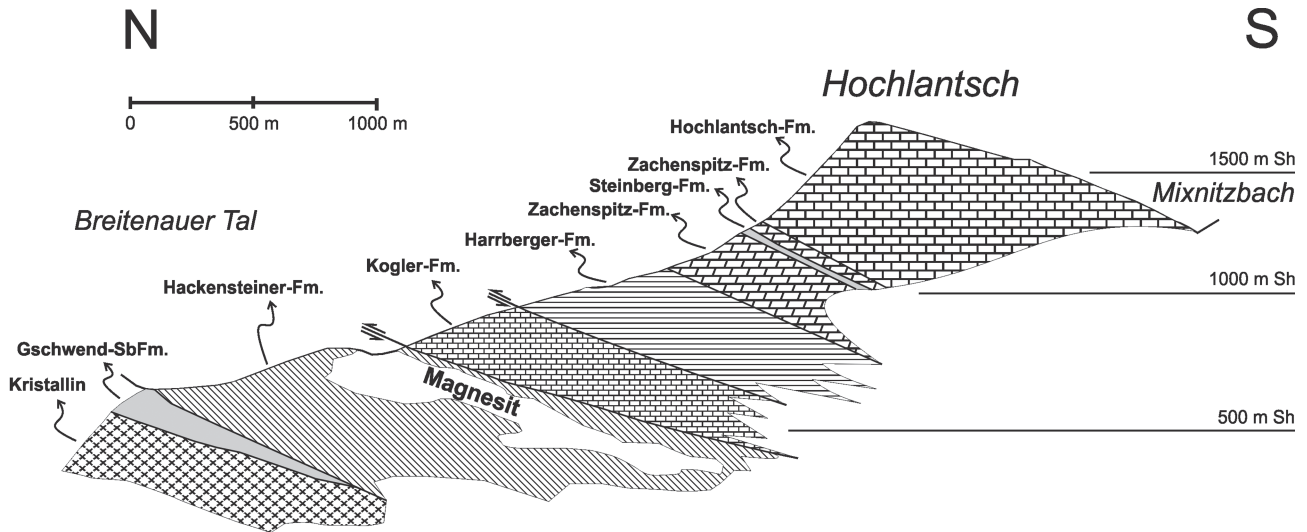


Abb. 20: Geologisches Profil durch die Magnesitlagerstätte Breitenau (verändert nach GOLLNER & ZIER 1982).

Abb. 20: Geological section through the magnesite deposit of Breitenau (modified after GOLLNER & ZIER 1982).

den in weiterer Folge mit bindemittelverfestigtem Pumpversatz verfüllt. Die Kammerhöhe beträgt 21 m, die Kammerlänge 50 m bis 70 m und die Breite 6 m. Zwischen den einzelnen Kammern verbleiben Festen (Gebirgsbereiche, die aus statischen Gründen verbleiben müssen und nicht hereingewonnen werden) mit einer Breite von 7 m.

Stop 2: Weiße Wand (Rannach)

Thema: Riff-Entwicklung des Mitteldevons
 Ortsangabe: Rannach, Weiße Wand 015° 23' 27" E / 47° 10' 36" N
 Auf der Bundesstraße Graz-Bruck und 600 m in südlicher Richtung bis zur Abzweigung nach Friesach. Vorbei am großen Steinbruch Harrer (Flösserkogel-Formation), 4,5 km bis zum Gehöft Gastbauer; gegenüber Abzweigung in den Rannachgraben. Auf der Forststraße 1,4 km aufwärts; nach der zweiten Kehre führt ein steiler Pfad zum Fuße der Weißen Wand.

Vom Forstweg zur „Weißen Wand“ führt ein schmaler Steig, der von Sportkletterern benutzt wird. Entlang dieses Steiges ist ein Profil durch das Mitteldevon (Eifelium-Givetium) aufgeschlossen, beginnend mit dunkelgrauen bis schwarzen, reichhaltig fossilführenden Kalken der Plabutsch-Formation. Hangend dazu ist ein geringmächtiger Rauhackenhorizont entwickelt, der positionsmäßig der Gaisbergsattel-Subformation im „Normalprofil“ entspricht. Darüber setzt die Entwicklung der Kanzel-Subformation ein. Letztere schließt basal eine „riffoidie Pionierbesiedlung“ mit *Stachyodes* und Auloporiden in schwarzen bituminösen Kalken auf, die ins Hangende von einer Vergesellschaftung mit *Mesophyllum* und *Stringophyllum* abgelöst wird. Vor dem Einsetzen der für die „Kanzelkalke“ charakteristischen massigen, weißgefärbten, zur Wand-Bildung neigenden Entwicklung treten massenhaft kleinwüchsige Thamnophyllen auf.



Abb. 21: Abbauareal der Magnesitlagerstätte Breitenau.

Abb. 21: Mining region of the magnesite deposit of Breitenau.

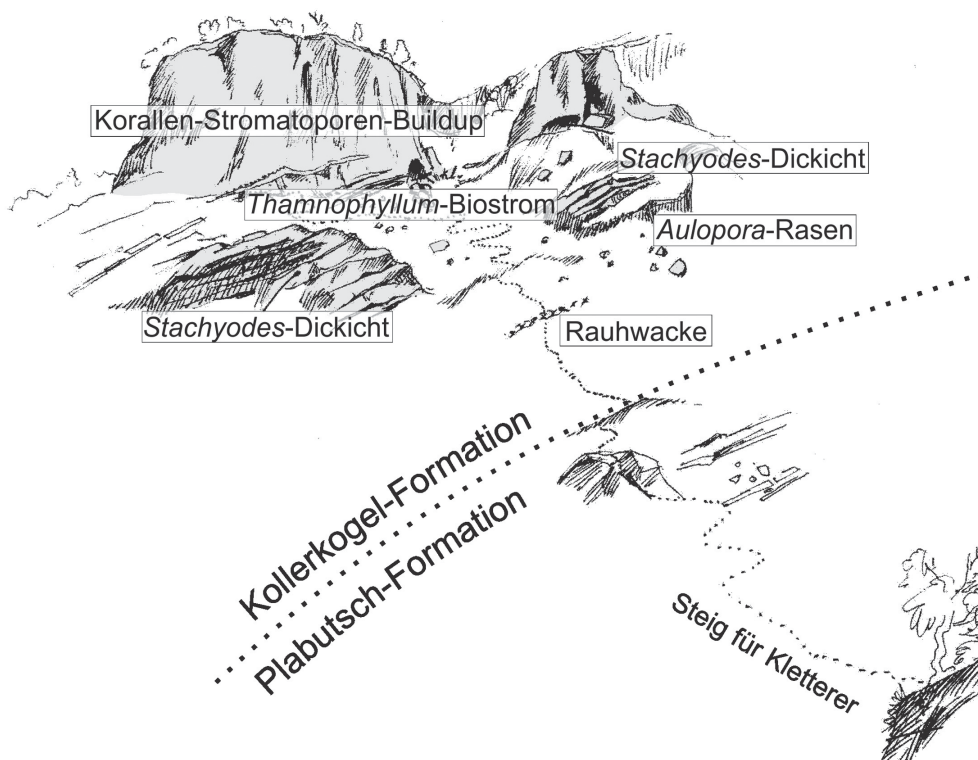


Abb. 22: Ansicht der Weißen Wand von Südwesten (Geländeskizze von Fritz Messner).

Fig. 22: Sketch of the „Weiße Wand“ (drawing by Fritz Messner).

Literatur

- BUCHROITHNER, M.F., EBNER, F. & SURENIAN, R. (1979): Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **109**: 71-84, Graz.
- EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. - Verh. Geol. Bundesanst., **1976**: 65-93, Wien.
- EBNER, F. (1977a): Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. - Jahrb. Geol. Bundesanst., **120**: 449-493, Wien.
- EBNER, F. (1977b): Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **107**: 35-53, Graz.
- EBNER, F. (1978): Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**: 163-196, Wien.
- EBNER, F. (1980): Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten im Kalvarienbergzug W von Gratwein. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **110**: 47-53, Graz.
- EBNER, F. (1985): Bemerkungen zur Rannachgruppe am Westrand des Grazer Paläozoikums. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **115**: 53-61, Graz.
- EBNER, F. (1998): Das Paläozoikum auf ÖK-Blatt 163 Voitsberg. - Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **Sh 2**: 111-136, Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1979): Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies/Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum im Raume St. Pankrazen/Großstübing. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**: 85-95, Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1980): Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**: 93-105, Graz.
- EBNER, F., HUBMANN, B. & WEBER, L. (2000): Die Rannach- und Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**: 1-44, Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **69/1976**: 109-162, Wien.
- FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1998): Spaltenfüllungen in der Basiskalkentwicklung der Kainacher Gosau (St. Pankrazen-Formation, ?Campanium). - Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **Sh 2**: 137-153, Graz.
- FENNINGER, A., HUBMANN, B., MOSER, B. & SCHOLGER, R. (1997): Diskussion zur paläogeographischen Position des Grazer Terrane aufgrund neuer paläomagnetischer Daten aus dem Unterdevon. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **126**: 33-43, Graz.
- FLÜGEL, H. (1956): Neue Korallenfaunen aus dem Unterludlow von Graz. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **86**: 32-58, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Paläozoikum von Graz. - (In: FLÜGEL, H.W. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz), 117-140, Graz.
- FLÜGEL, H. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1960. - 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Joanneum, **Sh 1**: 1-288, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). - (In: FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie), Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Kommiss., **13**: 7-59, Wien.
- FRTZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). - Geodin. Acta, **2**: 53-62, Paris.
- FRTZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**: 359-367, Zürich.
- FRTZ, H. & NEUBAUER, F. (1990): „Grazer Paläozoikum“. - Exk.-Führer, TSK III, 3. Symp. Tektonik, Strukturgeol. Kristallineol., 1-24, Graz.
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRTZ, H. (2009): Internal structural

- geometry of the Paleozoic of Graz. - *Int. J. Earth Sci.*, **99**: 1067-1082, Berlin Heidelberg.
- GOLLNER, H. (1981): „Harrberger-Formation“ - eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **111**: 57-64, Graz.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, C. (1982): Die Laufnitzdorf-Gruppe - eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **112**: 63-73, Graz.
- GOLLNER, H. & ZIER, C., 1982: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-facies (Hochlantscheinheit, Harrberger-formation) in the Paleozoic of Graz (Austria), Geotraverse B. - IGCP-Project Nr. 5, Newsletter, **4**: 38-40, Bratislava.
- GOLLNER, H. & ZIER, C. (1985): Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **128**: 43-73, Wien.
- HASENHÜTTL, C. (1994): Eine Wärmegegeschichte des Grazer Bergands. Inkohlung, Illitkristallinität, Tonmineralogie und Conodont Colour Alteration Index im nördlichen Teil des Grazer Deckenkomplex (Grazer Paläozoikum, Österreich). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-182, Graz.
- HERITSCH, F. (1917): Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. 2. Teil. Die geologische Stellung der Schichten mit Heliolites Barrandeii in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). - *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **94**: 53-112, Wien.
- HUBMANN, B. (1993): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums. - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **136**: 393-461, Wien.
- HUBMANN, B. (1995): Middle Devonian shallow marine deposits of the Graz Paleozoic: fact and fiction for deposition under ecological stress. - *Beiträge zur Paläontologie*, **20**: 107-112, Wien.
- HUBMANN, B. (2003): Plabutsch-Formation: nomen novum pro Barrandeikalk (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum). - In: PILLER, W.E. (Hrsg.): *Stratigraphia Austriaca*. - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**: 269-292, Wien
- HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. - *Exkursionsführer zur 2. Tagung Österr. Paläont. Ges.*, 1-43, Graz.
- HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2007): „Stein im Bild“: Die fazielle Entwicklung der Rannachdecke (Grazer Paläozoikum). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**: 277-299, Wien.
- HUBMANN, B. & OTTO, R. (2000): „Braungesteine“, „Kölbergit“, „Kehlberg-Member“: eine lithostratigraphische Einheit im Grazer Paläozoikum? - (In: PILLER, W.E. (Hrsg.): *Austrostrat 2000. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer*), Ber. Inst. Geol. Paläont., K.-F.-Univ. Graz, **2**: 8-9, Graz.
- HUBMANN, B. & SUTTNER, T. (2007): Siluro-Devonian Alpine reefs and pavements. - (In: ALVARO, J.J., ARETZ, M., BOULVAIN, F., MUNNECKE, A., VACHARD, D. & VENNIN, E. (Hrsg.): *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*), Geological Society of London, Special Publication, **275**, London.
- HUBMANN, B., SUTTNER, T.J. & MESSNER, F. (2006): Geologic frame of Palaeozoic reefs in Austria with special emphasis on Devonian reef-architecture of the Graz Palaeozoic. - *Joannea, Geologie und Paläontologie*, **8**: 47-72, Graz.
- HUBMANN, B., WINKLER, G. & MASSER, E. (2008): Der (hydro)geologische Rahmen von „Sinterquellen“ im Raum St. Pankrazen/Weststeiermark. - *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, **137**: 21-32, Graz.
- KAUFMANN, D., KRAAY, A. & MASTRUZZI, M. (2009): Governance Matters VIII Governance Indicators for 1996-2008 (June 2009). - World Bank Policy Research Working Paper No. WPS 4978, Washington.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in splitischen Gesteinen der Steiermark. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **108**: 31-43, Graz.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (1997): The Devonian of Austria. - (In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): *Guidebook IGCP 421 North Gondwanan Mid-Paleozoic Biodynamics*), Ber. Geol. B.-A. Wien, **40**: 42-59, Wien.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (2000): The Devonian of Austria. - *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **225**: 173-183, Frankfurt am Main.
- LIAO, W.-H. & HUBMANN, B. (2006): Comparison of the Givetian rugose coral *Argutastrea* of Dushan (South China) and Graz (Austria). - *Acta Palaeontologica Sinica*, **45**: 52-59, Beijing.
- LOESCHKE, J. (1989): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **118**: 95-105, Graz.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. - *Tectonophysics*, **242**: 79-98, Amsterdam etc.
- NÖSSING, L. (1974a): Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. - *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-Naturw. Kl.*, **111**: 39-41, Wien.
- NÖSSING, L. (1974b): Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. - Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1-103, Graz.
- NÖSSING, L. (1975): Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **105**: 79-92, Graz.
- NÖSSING, L., EBNER, F. & FLÜGEL, H.W. (1977): Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **107**: 81-88, Graz.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R., HASENHÜTTL, C., RUSEGGER, B. & RAINER, T. (2005): Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modelling: Graz Paleozoic Nappe complex (eastern Alps). - *Tectonophysics*, **411**: 57-72, Amsterdam.
- RUSEGGER, B. (1996): Niedrig- und niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **139/1**: 93-100, 4 Abb., Wien.
- SCHÄFER, A. (1937): Geologische Karte des Buchkogel-Floriansbergzuges im Maßstabe 1:25.000. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **74**: 133-142, Graz.
- SURENIAN, R. (1978): Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark.*, **108**: 121-135, Graz.
- United Nations: Standard country or Area Codes for Statistical Use. Series M, No. 49, Rev. 4 (United Nations publication, Sales No. M.98.XVII.9).
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikum und ihr geologischer Rahmen. - *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst.*, **12**: 1-289, Wien.
- WEBER, L. (Ed.) (1997): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. - Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. - *Arch. f. Lagerst. forsch. Geol.-B.-A.*, **19**: 1-607, Wien.
- WEBER, L., ZSAK, G., REICHL, C. & SCHATZ, M. (2010): World Mining Data. - *BMWFJ (Hrsg.)*, 1-307, Wien.

Internetrecherchen:

IRIS: <http://geomap.geolba.ac.at/IRIS/einstieg.htm>

Entwicklungsländer:

<http://unstats.un.org/unsd/methods/m49/m49regin.htm>.

Anhang

Herfindahl-Hirschmann-Index

Der Herfindahl-Hirschmann-Index (HHI) ist eine allgemein anerkannte Maßzahl für Marktkonzentrationen. Er errechnet sich durch die Summe der Quadrate der Anteile eines Unternehmens am (Welt-)markt. Besteht lediglich ein einziges Unternehmen (100 % Marktanteil), erreicht der HHI seinen Maximalwert von 10000 (100^2), was einem Monopol gleichkommt. Bei einem Markt, bestehend aus vier Unternehmen mit Marktanteilen von 30%, 20%, 10% und 5% erreicht der HHI einen Wert von $(30^2 + 20^2 + 10^2 + 5^2) = 1425$. Der HHI berücksichtigt die relative Größe und die Verteilung von Produzenten in einem Markt und erreicht einen Wert von 0, wenn der Markt aus einer Vielzahl von Unternehmen mit relativ gleicher Größe besteht. Der HHI steigt aber ebenso an, wenn die Anzahl der Unternehmen sinkt, oder die Größen der einzelnen Unternehmen stark unterschiedlich sind. In den Vereinigten Staaten gilt ein Markt als mäßig konzentriert, wenn der HHI zwischen 1000 und 1800 liegt. Liegt der HHI über 1800, gilt der Markt als konzentriert. In der EU liegt die Schwelle von mäßig konzentriert zu konzentriert bei 2000.

Einschätzungen der politischen Stabilität der Produzenteländer

Die weltweit erhobenen Kontroll-Indikatoren beruhen auf 31 verschiedenen Quellen einschließlich Befragungen von Unternehmen, Bürgern und Experten, die von 25 unterschiedlichen Organisationen weltweit durchgeführt wurden (KAUFMANN et al. 2009). Dabei wurden hunderte von Fragen betreffend die Steuerungs- oder Regelungssysteme der einzelnen Staaten ausgewertet. Jede Frage kann einem von 6 Schwerpunkten zugeordnet werden (1) Voice and Accountability, (2) Political Stability and Absence of Violence; (3) Government Effectiveness; (4) Regulatory Quality; (5) Rule of Law; (6) Control of Corruption.

Definition der Politischen Stabilität und Gewaltfreiheit: Begriff der Wahrscheinlichkeit, dass eine Regierung destabilisiert oder durch verfassungswidrige Umstände gestürzt wird, einschließlich politischer Verfolgung und Terrorismus.

Die Einheit, in der die Kontroll-Indikatoren gemessen werden, folgt einer Normalverteilung mit einem Mittelwert 0 und einer Standardabweichung von 1. Alle Ergebniszahlen kommen zwischen -2,5 und + 2,5 zu liegen. Die jeweiligen Ergebnisse geben zwar keine Information über globale Entwicklungen, wohl aber zeitliche Veränderungen in den jeweiligen Ländern in den Beobachtungsperioden wieder.

Einteilung der Klassen der politischen Stabilität, wie sie in den WMD verwendet werden: Schätzwerte $\leq -1,25$: extrem instabil; ≤ 0 bis - 1,25: instabil; ≥ 0 bis + 1,25: unauffällig; $\geq 1,25$: stabil.

Literatur: Kaufmann, Daniel, Kraay, Aart and Mastruzzi, Massimo, „Governance Matters VIII Governance Indicators for 1996-2008“ (June 2009). World Bank Policy Research Working Paper No. WPS 4978.

Zur Einstufung der Produzenteländer nach ihrem Entwicklungsstatus

Entwicklungsland:

Die Einteilung der Produzenteländer nach ihrem Entwicklungsstatus folgt dem Einteilungsschema internationaler Institutionen. Nach dem Einteilungssystem der Vereinten Nationen besteht keine allgemein gültige Grundlage für die Bezeichnung als „Entwickeltes Land“ oder „Entwicklungsland“. Allgemein werden Japan in Asien, Kanada und die Vereinigten Staaten von

Amerika in Nordamerika, Australien und Neuseeland in Ozeanien und Europa als entwickelte Regionen angesehen.

In den internationalen Handelsstatistiken werden die Süd-afrikanische Zollunion ebenso als entwickelte Region und auch Israel als entwickeltes Land geführt. Die osteuropäischen Länder und die Länder der ehemaligen USSR in Europa werden weder in der Gruppe der entwickelten Länder, noch der Entwicklungsländer geführt (siehe Übergangsländer).

Eine detaillierte Auflistung der Entwicklungsländer ist unter <http://unstats.un.org/unsd/methods/m49/m49regin.htm> abzurufen.

Quelle: United Nations. Standard country or Area Codes for Statistical Use. Series M, No. 49, Rev. 4 (United Nations publication, Sales No. M.98.XVII.9).

Geringst entwickelte Länder

Entsprechend der Generalversammlung der Vereinten Nationen werden auf Empfehlung des Komitees für Entwicklungspolitik die unten angeführten Länder als geringst entwickelte Länder geführt (das Jahr in der Klammer entspricht der Aufnahme in die Gruppe):

Africa: Angola (1994), Benin (1971), Burkina Faso (1971), Burundi (1971), Central African Republic (1975), Chad (1971), Comoros (1977), D. R. of the Congo (1991), Djibouti (1982), Equatorial Guinea (1982), Eritrea (1994), Ethiopia (1971), Gambia (1975), Guinea (1971), Guinea-Bissau (1981), Lesotho (1971), Liberia (1990), Madagascar (1991), Malawi (1971), Mali (1971), Mauritania (1986), Mozambique (1988), Niger (1971), Rwanda (1971), Sao Tome and Principe (1982), Senegal (2001), Sierra Leone (1982), Somalia (1971), Sudan (1971), Togo (1982), Uganda (1971), United Rep. of Tanzania (1971), Zambia (1991)
Asia and the Pacific: Afghanistan (1971), Bangladesh (1975), Bhutan (1971), Cambodia (1991), Kiribati (1986), Laos P.D.R. (1971), Maldives (1971), Myanmar (1987), Nepal (1971), Samoa (1971), Solomon Islands (1991), Tuvalu (1986), Vanuatu (1985), Yemen (1971)

Latin America and the Caribbean: Haiti (1971)

Quelle: United Nations. Office of the High Representative for the Least Developed Countries, Landlocked Developing Countries and Small Island Developing States (OHRLLS). United Nations Internet site www.un.org

Übergangsländer:

Nach UNCTAD Handbook of Statistics (2008)

Asia: Armenia, Azerbaijan, Georgia, Kazakhstan, Kyrgyzstan, Turkmenistan, Tajikistan, Uzbekistan

Europe: Albania, Belarus, Bosnia and Herzegovina, Croatia, Moldova, Russian Federation, Serbia and Montenegro, The former Yugoslav Republic of Macedonia, Ukraine

Entwickelte Länder

Alle anderen, in den oben angeführten Tabellen nicht angeführten Länder werden als Entwickelte Länder geführt.

Zur Einstufung der Produzenteländer nach ihrem jährlichen Pro-Kopf-Einkommen

Für analytische Untersuchungen wurden sämtliche Mitglieds-länder der Weltbank und Länder mit mehr als 30000 Einwohnern jährlich nach ihrem Pro-Kopf Brutto Nationaleinkommen (BNE) klassifiziert. Die Gliederung erfolgte in die Gruppen: geringes Einkommen, geringes mittleres Einkommen, höheres mittleres Einkommen, hohes Einkommen

Low Income: <975 US\$/a;

Lower Middle Income: <3955 US\$/a;

Upper Middle Income: <11905 US\$/a;

High Income: >11906 US\$/a

Aus: World Bank Analytical Classification World Development Indicators GNI per capita in US\$