

# Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum

Von Hannes GOLLNER, Oskar THALHAMMER, Werner TSCHELAUT & Christian ZIER

Mit 2 Abbildungen (im Text)

Eingelangt am 25. März 1982

## Zusammenfassung

Im Nordabschnitt des Grazer Paläozoikums tritt als tektonische Einheit eine pelagische Entwicklung vom Grenzbereich Llandovery/Wenlock bis ins Givet (bei Berücksichtigung der Harrberger-Formation bis in das do I) auf. Diese lithostratigraphische Einheit, welche von den bisher bekannten Abfolgen des Grazer Paläozoikums völlig abweicht, wurde zur Laufnitzdorf-Gruppe zusammengefaßt und in die Hackensteiner- und Schattleitner-Formation gegliedert.

## Einleitung

1960 faßte H. FLÜGEL eine hochsilurische bis tiefdevonische vulkanoklastisch-karbonatische Gesteinsfolge, auftretend in der Umgebung von Laufnitzdorf bei Frohnleiten, im Heuberggraben und im Raum St. Jakob (Breitenau) zur Laufnitzdorfer-Folge zusammen.

Ihre Neubearbeitung ergab, daß es sich um eine Abfolge von größerem stratigraphischen Umfang handelt, in einer vom bekannten Paläozoikum von Graz abweichenden Fazies. Dies erfordert, sie als Laufnitzdorf-Gruppe zusammenzufassen. Sie kann in die Hackensteiner-Formation (nach dem Gehöft Hackensteiner, ca. 200 m östlich von Laufnitzdorf – Abb. 1) und in die Schattleitner-Formation (nach dem Gehöft Schattleitner, nordöstlich von St. Jakob – Abb. 1) gegliedert werden.

Sie bildet im Grazer Paläozoikum eine eigene tektonische Einheit, wobei sie tektonisch das Gleinalm-Kristallin bzw. die in dessen Hangendem folgenden „Kalkschiefer“ überlagert. Ihr tektonisch Hangendes bilden südlich der Breitenau verschiedene Gesteinseinheiten (Hochlantschkalk, „Kalkschiefer-Folge“, Größkogel-Einheit – ZIER 1982). Nördlich der Breitenau liegen tektonisch über der Schattleitner-Formation Aibel- und Dornerkogel-Formation (FLÜGEL 1975, THALHAMMER 1982), während in der Dornerkogel-Formation ähnliche Gesteine südlich der Breitenau im Liegenden der Hackensteiner-Formation auftreten. Diese tektonischen Komplikationen und die Fossillere erlauben derzeit keine sicheren Aussagen zur primären Position, der in vielem den klastischen Anteilen der Schattleitner-Formation ähnlichen Dornerkogel-Formation.

## Schichtfolge

Intensive Verschuppung, sowohl innerhalb der Gruppe als auch mit anderen Gesteinseinheiten, sowie die schlechten Geländeaufschlüsse erschwerten die Aufstellung eines Typusprofils. Die auf Abb. 2 dargestellten Profile sind demzufolge z. T. aus mehreren Detailprofilen zusammengesetzt.

Profil A (Abb. 2) wurde als Typusprofil der Hackensteiner-Formation und Profil D (Abb. 2) als Typusprofil der Schattleitner-Formation gewählt.

## Hackensteiner-Formation

Die Hackensteiner-Formation tritt zwischen St. Jakob im NE und Gams/Rothleiten im SW auf. Die gesamte Abfolge ist zwischen Gams/Rothleiten und Röthelstein entwickelt (Profil A, Abb. 2), während im Heuberggraben (Profil B, Abb. 2) nur ihr mittlerer, südlich von St. Jakob (Profil C, Abb. 2) nur ihr oberer Anteil vorkommen.

### a) Unterer Anteil (Tsch.)

Die Schichtfolge beginnt mit basischen Vulkaniten und deren Abkömmlingen (Diabas-Mandelsteine, karbonatführende Metaschentuffite – HÖLLER 1960), in die Karbonatgesteine eingeschaltet sind. Bei den tiefsten auftretenden sedimentären Einschaltungen handelt es sich um cm- bis m-mächtige Linsen von grauen, reichlich crinoidenführenden tuffogenen Karbonatgesteinen, die unterschiedlich stark vulkanogen beeinflusst sind. Im Hangenden der Vulkanite tritt eine ca. vier Meter mächtige Karbonatlage auf. Die gebankten, hellgrauen, mikrosparitischen Kalke entsprechen Floatstones (DUNHAM 1962) mit z. T. vollständigen Organismen (Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermaten, Trilobiten und Schalenreste unbekannter Zugehörigkeit). Die Mächtigkeit beträgt mindestens 30 Meter. Die tiefsten in den Vulkaniten auftretenden Karbonatlinsen können auf Grund ihrer Conodontenfauna mit *Pterospiriferus amorphognathoides* (WALLISER) und *Kockellella ranuliformis* (WALLISER) in den Zeitbereich jüngstes Llandovery bis ältestes Wenlock (*amorphognathoides* – Zone) eingestuft werden. In einer höheren Karbonatlage wurde *Ozarkodina sagitta bohemica* (WALLISER) gefunden, wodurch das Hinaufreichen des unteren Anteils in die *sagitta*-Zone (hohes Wenlock – Unterludlov) biostratigraphisch belegt ist.

### b) Mittlerer Anteil (Tsch. + Z.)

Den mittleren Anteil bilden überwiegend schwarze bis dunkelgraue, teilweise geschieferte Ton- und Siltsteine. In sie sind schwarze Lydite (teilweise radiolarienführend), Vulkanite (Diabase und Diabasmandelsteine), untergeordnet glimmerführend, feldspatreiche Sandsteine (HÖLLER 1960) sowie rötlichbraune, stark verkieselte, dünngebankte Dolomite, im hangenden Anteil grobgebankte, rote Biomikrite (ca. drei Meter mächtig) eingeschaltet. Den Abschluß bilden bis 15 m mächtige Vulkanite (Diabase, Diabasmandelsteine und Diabas-Tuffite). Die Mächtigkeit beträgt bei Laufnitzdorf (Profil A, Abb. 2) 70 bis 120 m.

Von den wenigen Kalklagen war nur eine conodontenführend. Durch *Ozarkodina excavata posthamata* (WALLISER) kann sie in die obere *ploeckensis*-Zone (Mittel-Ludlov) gestellt werden.

Eine lithologisch vergleichbare Abfolge (Profil B, Abb. 2) tritt im Heuberggraben auf. Der Unterschied liegt im Fehlen von Karbonatgesteinen und im Auftreten bis 50 m mächtiger, lithologisch ähnlicher Sandsteine, in ihrem Hangenden. Die Mächtigkeit dieser Gesteinsfolge dürfte maximal 200 m betragen. Eine biostratigraphische Einstufung war nicht möglich.

Im Heuberggraben und in der Umgebung der Ortschaft Röthelstein, am Südhang des Schiffall, treten an Vulkanite gebundene Hämatitvererzungen auf. Verfallene Stollen weisen auf ihre einstige Nutzung hin. Nach TORNQVIST 1929 handelt es sich im Heuberggraben um postvulkanische extrusiv-sedimentär gebildete Lagerstätten.

### c) Oberer Anteil (Tsch. + G.)

Die Schichtfolge beginnt über den Vulkaniten des mittleren Anteils mit dichten, roten bis rötlichgrauen, gegen das Hangende hell- bis dunkelgrau werdenden, im dm- bis m-Bereich gebankten, orthocerenführenden Kalken mit mm-dicken tonigen Zwischenlagen. Es handelt sich um Wackestones (DUNHAM 1962) mit bis 20% Biogenen (Orthoceren, Gastropoden, Brachiopoden, Ostracoden, Radiolarien, Trilobitenreste, Echinodermaten, Spiculae, Einzel-

korallen und in den hangenden Anteilen Tentakuliten), die horizontal und vertikal von Styloolithen durchzogen sind und 26 m mächtig werden. Lokal liegen sie als sekundäre Eisendolomite vor.

Sie werden von ca. 7 m mächtigen, dunkelgrauen, cm- bis dm-gebankten, ebenfalls stylolithisierten Flaserkalken (Wackestones mit 25% Biogenen – Tentakuliten in der Hauptmasse) überlagert.

Den Abschluß des oberen Anteils bilden braune bis rötlichbraune, stark stylolithisierte Knollenkalke und braune Tonschiefer mit Karbonatlinsen. Die Kalke sind Wackestones (DUNHAM 1962). Sie führen einen Biogenanteil bis 30% (Tentakuliten, untergeordnet Ostracoden, Trilobiten, Echinodermaten, Radiolarien, Brachiopoden und Schalenreste). Die Gesamtmächtigkeit des oberen Anteils beträgt ca. 46 m. Die roten, orthocerenführenden Kalke konnten durch das gemeinsame Auftreten von *Kockeilella variabilis* (WALLISER) und *Polygnathoides siluricus* (BRANSON & MEHL) in das Ludlov (*siluricus*-Zone) gestellt werden. Die über mehrere Meter hinweg gegen das Hangende zu entnommenen Proben enthielten ausschließlich Elemente von *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL), die keine genaue zeitliche Einstufung ermöglichen. Mit dem Erscheinen von *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* (WALLISER) erfolgte der Nachweis von höchstem Obersilur.

Die Silur-/Devon-Grenze konnte durch das Fehlen von Leitformen aus dem tiefsten Lochkov nicht näher eingengt werden. Daß die orthocerenführenden Kalke bis ins tiefe Unterdevon hinaufreichen, zeigt das Auftreten von *Ozarkodina stygia* (FLAJS). Mittleres und hohes Lochkov-Alter wurde in den Flaserkalken sowie in den basalen Anteilen der Knollenkalke durch eine Fauna mit *Ozarkodina transitans* (BISCHOFF & SANNEMANN), *O. stygia* (FLAJS) und *Pedavis pesavis* (BISCHOFF & SANNEMANN) nachgewiesen. Für den höheren Teil der Knollenkalkentwicklung ergaben spärliche Funde von *Pelekysgnathus serratus serratus* (JENTZSCH) und *Icriodus cf. steinachensis* (AL RAWI) Prag Alter. Das Hinaufreichen dieser Entwicklung bis in das Zlichov dokumentieren *Polygnathus debiscens* (PHILIP & JACKSON) und *P. gronbergi* (KLAPPER & JOHNSON).

Südlich der Breitenau im Lantschgraben (siehe Abb. 1 und Profil C, Abb. 2) findet sich eine Abfolge, deren Karbonatgesteine denen des oberen Anteils bei Laufnitzdorf lithologisch sehr ähnlich sind. Ein wesentlicher Unterschied ist jedoch die Dominanz von klastischen Gesteinen sowie die Einschaltung von Lyditen in dieser Abfolge. Das Liegende der Schichtfolge bilden bis zu 10 Meter mächtige dunkelgraue, im dm-Bereich gebankte bis massive, teilweise geflaserte, intensiv stylolithisierte Kalke (Biowackestones-DUNHAM 1962 – mit bis 15% Biogenen – überwiegend Tentakuliten, untergeordnet Brachiopoden, Radiolarien und Schalenreste). Sie liegen stellenweise als spät-diagenetische Eisendolomite vor und werden von Ton- und Siltgesteinen unterlagert. Die Flaserkalke konnten mit Hilfe von *Ozarkodina transitans* (BISCHOFF & SANNEMANN), *O. stygia* (FLAJS) und *O. delta* (KLAPPER & MURPHY) in die *delta*-Zone (mittleres Lockov) eingestuft werden. Im Hangenden folgen 15 m mächtige Ton- und Siltsteine mit Einschaltung von Sandsteinbänken, lithologisch gleich denen bei Laufnitzdorf und im Heuberggraben, und schwarz/weiß gebänderten, radiolarienführenden Lyditen, die ihrerseits von dunkelgrauen Flaserkalken des gleichen Mikrofaziestyps, wie schon erwähnt, überlagert werden. Aus diesen ließen sich lediglich Durchläuferformen aus dem Zeitbereich Obersilur/Unterdevon finden. Darüber treten ca. 12 m mächtige, ungeschichtete, spät-diagenetische Eisendolomite auf. Ihr Hangendes bildet eine ca. 35 m mächtige Abfolge aus Ton- und Siltsteinen mit Einschaltungen von Lyditen. Im Hangend-Bereich schaltet sich ein zwei Meter mächtiger, im dm-Bereich gebankter, grauer Dolomit und ein ca. zwei Meter mächtiger, dunkelgrauer, ungeschichteter Kalk (quarzführender Wackestone – DUNHAM 1962) mit 20% Biogengehalt (Tentakuliten, untergeordnet Echinodermaten, Ostracoden und Schalenreste) ein. Die Hangend-Kalkbank lieferte mittels *Polygnathus debiscens* vel *gronbergi* ein Prag/Zlichov-Alter. Die Hackensteiner-Formation reicht damit südlich der Breitenau ebenso wie bei Laufnitzdorf bis in das Zlichov. Die Gesamtmächtigkeit dieser

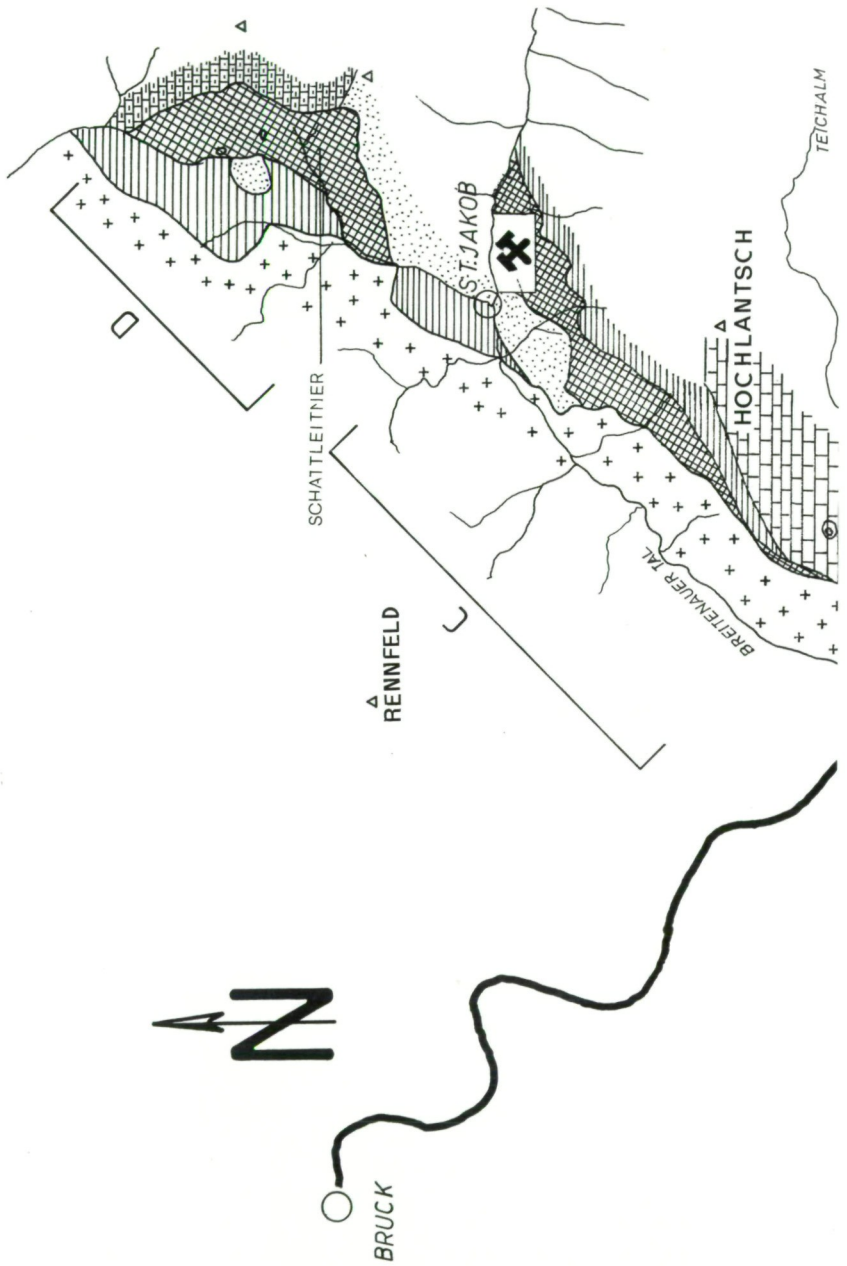


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte über die Verbreitung der Laufnitzdorf-Gruppe.

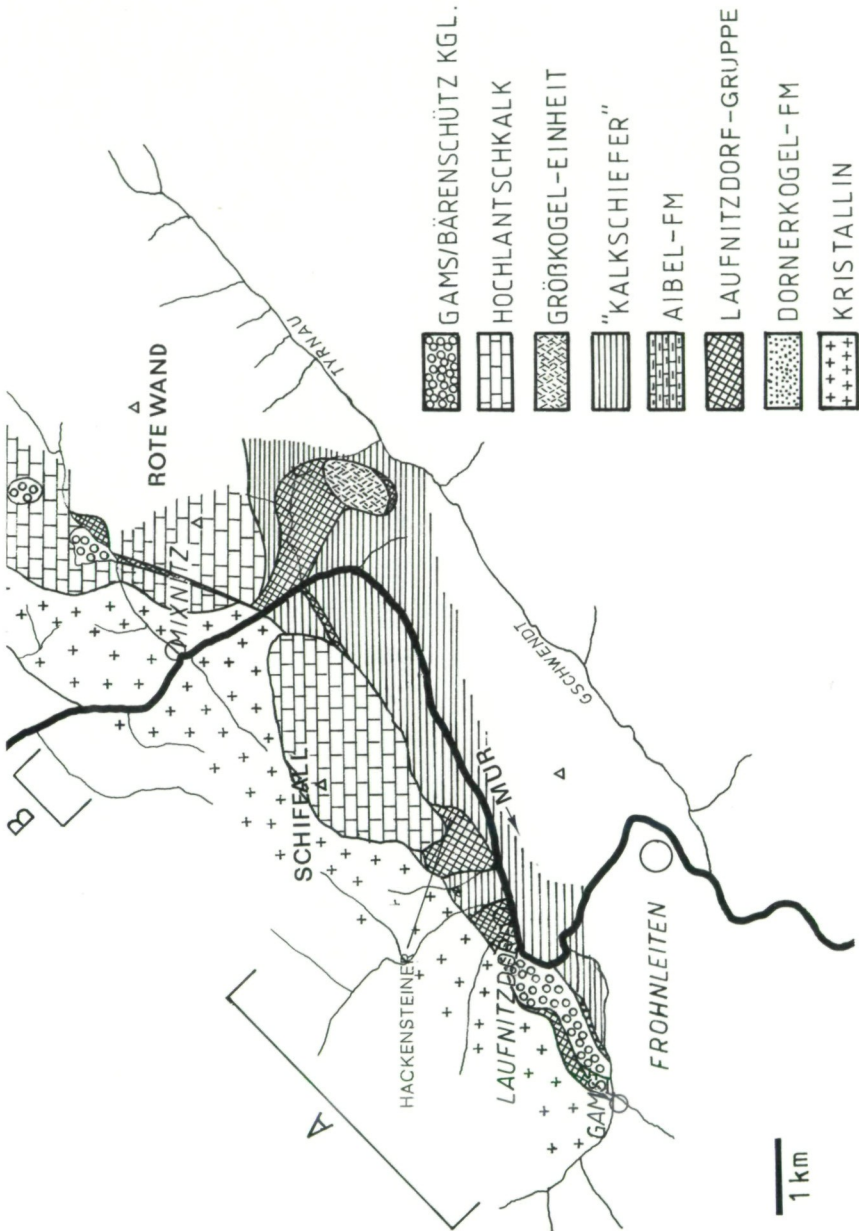


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte über die Verbreitung der Lauffnitzdorf-Gruppe.

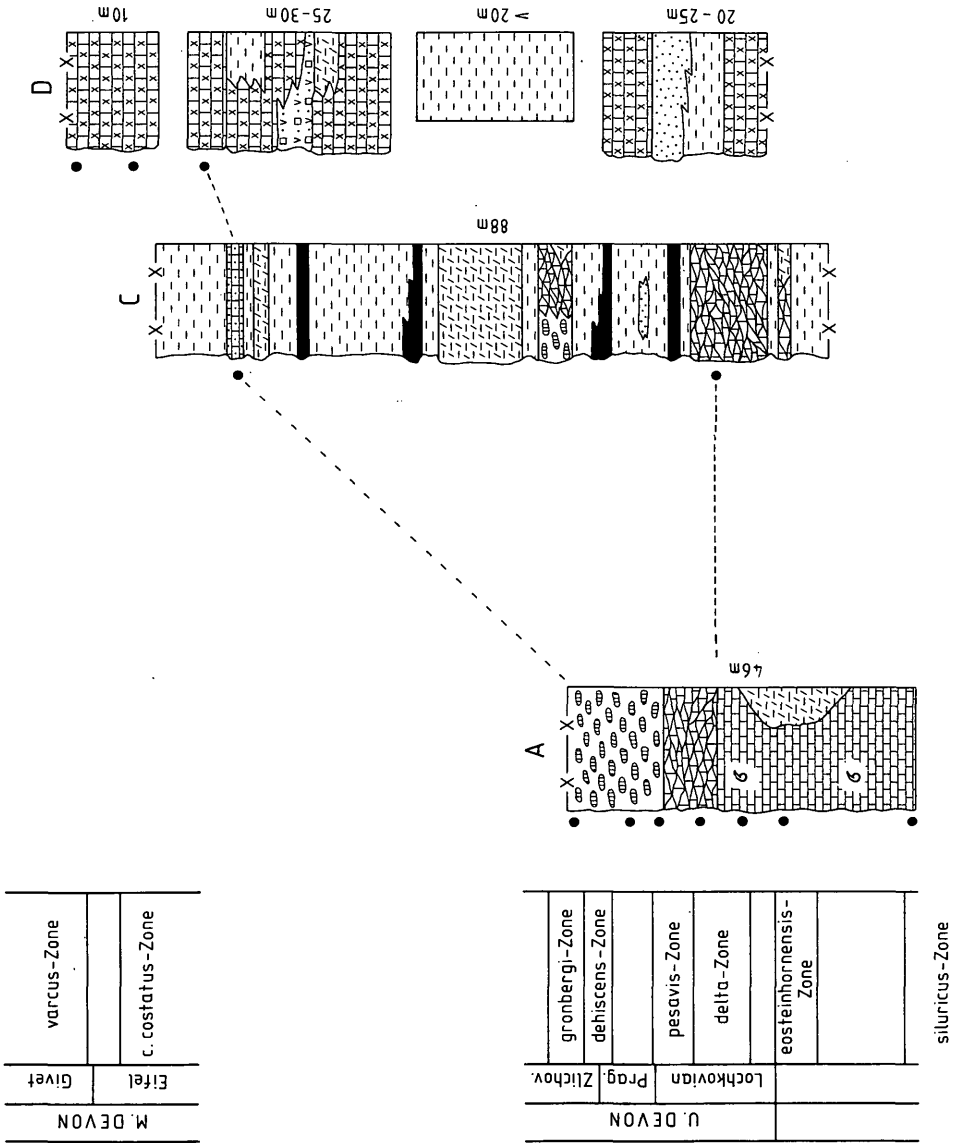


Abb. 2: Lithosäulen der Profile A-D. Schlecht aufgeschlossene Profilabschnitte sind beidseitig mit geraden Linien begrenzt.

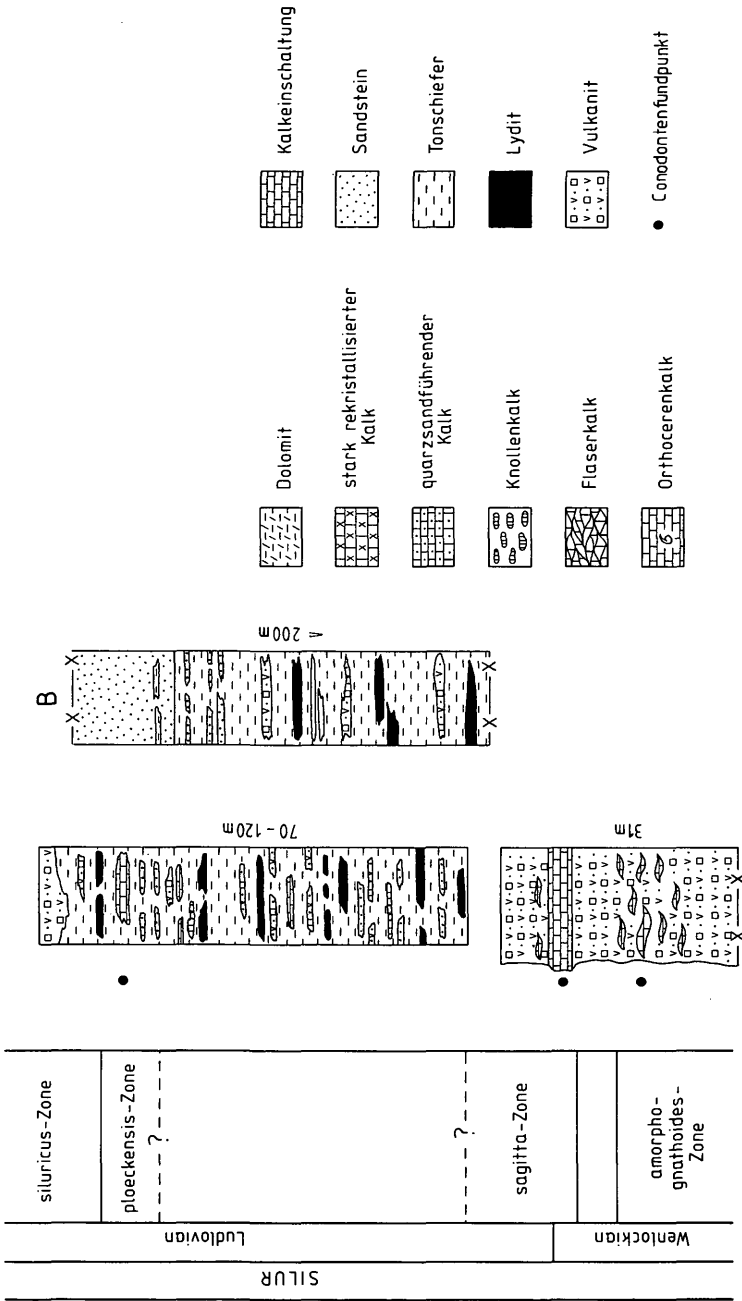


Abb. 2: Lithosäulen der Profile A-D. Schlecht aufgeschlossene Profilabschnitte sind beidseitig mit geraden Linien begrenzt.

Abfolge beträgt im Lantschgraben ca. 90 Meter. Gegen W keilt, bedingt durch die diskordante Überschiebung der Hochlantsch-Einheit, die Folge rasch aus. Im Osten ist in die, nach den biostratigraphischen Fixpunkten aus dem Lantschgraben, unterdevone Abfolge die Magnesitlagerstätte Breitenau (vgl. FLÜGEL 1975) eingeschaltet. Schon MOSTLER 1974 und FLÜGEL 1975 vermuteten ein hochsilurisches bis devones Alter.

An der Basis des Magnesits treten mächtige Lydite auf. Ihr Liegendes bilden wenige Zehnermeter mächtige Tonschiefer, Sandsteine und Dibasmandelsteine sowie Tuffite. Sie sind möglicherweise bereits in den mittleren Anteil der Hackensteiner-Formation zu stellen.

Eine weitere Vererzung der Oberen Hackensteiner-Formation südlich der Breitenau stellen sedimentäre Toneisensteine mit einem teilweise hohen Mangangehalt dar. Nach CLAR 1929 handelt es sich um linsenförmige bis über ein Meter dicke und mehrere Meter lange Einschaltungen in Tonschiefer. Sie sind nach CLAR 1929 möglicherweise an mehrere Horizonte gebunden. Die einstigen Baue sind nur noch an den weitgehend verwachsenen Halden zu erkennen. Im Bereich des Lantschgrabens liegen die Baue unmittelbar im Hangenden der Lochkov-Kalke.

### Schattleitner-Formation (Th.)

Die Schattleitner-Formation tritt nördlich der Breitenau westlich und nordwestlich des Dornerkogel (Profil D, Abb. 2) auf. Ihre Gesteine weisen in ihrer Gesamtabfolge Ähnlichkeiten zur Hackensteiner-Formation auf, unterscheiden sich im einzelnen jedoch lithologisch von dieser. Der Terminus St.-Jakob-Gruppe (THALHAMMER 1982) ist damit fallenzulassen.

Die Schichtfolge läßt sich in einen Liegend- – überwiegend klastisch – und in einen Hangend-Anteil – dominierend karbonatisch – untergliedern.

#### a) Liegend-Anteil

Die Folge beginnt mit dunkelblauen, bis sechs Meter mächtigen, gebankten bis massigen, tektonisch stark durchbewegten, weiß geäderten Kalken, über denen geringmächtige, dunkle phyllitische Tonschiefer und grüngraue bis blaugrüne, gebankte, streuglimmerführende Sandsteine folgen. Ihr Hangendes bilden bis 20 m mächtige, teilweise schlecht aufgeschlossene, dunkle phyllitische Ton- und Siltschiefer mit Einlagerung von dunkelblauen bis dunkelbraunen Siltsteinbänken. Die lithologische Ähnlichkeit der Sandsteine und Tonschiefer sowie die Dominanz klastischer Schichtglieder läßt eine Parallelisierung dieses Liegend-Anteiles mit dem mittleren Anteil der Hackensteiner-Formation möglich erscheinen. Aus diesem Teil der Schattleitner-Formation konnten keinerlei Altershinweise ermittelt werden.

#### b) Hangend-Anteil

Über den Klastika folgen gebankte, hellgraue bis blaue, bis 10 Meter mächtige, intensiv stylolithisierte Kalke bis Kalk-Marmore, die einerseits von einem vier Meter mächtigen grünbraunen, geschiefertem Metatuffithorizont, andererseits von geringmächtigen, massigen, eisenschüssigen Dolomiten überlagert werden. Ihr Hangendes bilden wechselnd mächtige Kalke bis Kalk-Marmore und dem Liegend-Anteil entsprechende Tonschiefer. Die Kalke aus diesem Abschnitt lieferten nur Durchläuferformen des Zeitbereichs Obersilur bis Unterdevon. Darüber treten grobgebankte, blaue, ca. fünf Meter mächtige, echinodermatenresteführende Kalke bis Kalk-Marmore auf. Diese konnten mittels *Polygnathus debiscens* vel *gronbergi* in den Zeitbereichen Prag/Zlichov eingestuft werden.

Den Abschluß der Schichtfolge bilden 8 m mächtige, lithologisch den unterlagernden entsprechende Kalk-Marmore und hellblaue bis gelblichblaue, dünngebankte, bis drei Meter mächtige Kalke bis Kalk-Marmore, Funde von *Polygnathus robusticostatus* (BISCHOFF & ZIEGLER) und *P. c. costatus* (KLAPPER) weisen auf ein Eifel-Alter (*c. costatus*-Zone) und *P. xylus xylus* (STAUFFER) auf ein Givet-Alter (*varcus*-Zone) hin. Diese überwiegend karbonatische



Abfolge könnte dem oberen Anteil der Hackensteiner-Formation entsprechen. Auffällig ist das Auftreten des Metatuffits, der in dieser Position in den übrigen Profilen fehlt. Die Gesamtmächtigkeit der Formation dürfte 80 bis 100 Meter betragen.

Vereinzelte sind im Hangend-Anteil der Schichtfolge geringmächtige Spatmagnetitlager eingeschaltet, deren Genese und Altersstellung der Lagerstätte Breitenau weitgehend entsprechen dürfte (vgl. MOSTLER 1974). Einen Altershinweis lieferten den Magnetit überlagernde Kalk-Marmore mit Durchläuferformen aus dem Zeitbereich Obersilur bis Unterdevon.

Außerdem beschrieb REDLICH 1931 aus den Kalk-Marmoren Vorkommen von Brauneisenstein, die jedoch heute nur mehr in Form von verfallenen Stollen und überwachsenen Schutthalde ihre einstige Nutzung erkennen lassen.

## Interpretation des Ablagerungsraumes

Aus der im Grenzbereich Llandovery/Wenlock beginnenden unteren Hackensteiner-Formation liegen nur wenige faziell deutbare Daten vor. Bei den Kalken handelt es sich um bryozoenführende Floatstones des SMF-Typus 8, der die Fazieszone 2 und 7 charakterisiert (WILSON 1975). Der Ablagerungsraum läßt sich als gut durchlüfteter, offen-mariner Stillwasserbereich mit einige Zehner- bis Hundert-Meter Wassertiefe interpretieren. Die Vulkanite werden auf Grund ihrer engen Verknüpfung mit den Karbonatgesteinen als submarine Ablagerungen gedeutet.

Ab dem unteren Ludlov kommt es zu einer Vertiefung des Ablagerungsraumes. Es dominieren nunmehr klastische Gesteine. Hinweise für eine fazielle Interpretation sind radiolarienführende Lydite und kieselige Dolomite mit Radiolarien.

Auffällig ist die Verknüpfung der Lydite mit Vulkaniten. In Anlehnung an DIERSCHER 1980 und GRUNAU 1965 dürfte es sich um ein relativ küstenfernes, ruhiges, tieferes, marines Becken gehandelt haben, dessen Normalsedimentation Pelite sind. Teilweise kommt es zur Eingleitung gröberklastischer, häufig gradiertes, unreifer Sandsteine (bis 40% Feldspatgehalt, pyroklastische Gesteinsfragmente), deren Schwermineralgehalt aus dem Heuberggraben und der Schattleitner-Formation ein metamorphes (ZOI, EP, GR, STAU) Spektrum und ein nicht näher interpretierbares (ZR, RU, TU) Spektrum zeigt.

Ab dem oberen Ludlov setzt erneut verstärkt Karbonatsedimentation ein. Während bei Laufnitzdorf die reine Karbonatentwicklung vorherrscht, zeigt sich südlich und nördlich von St. Jakob ihre Verzahnung mit Klastika. Die Orthoceren-, Flaser- und Knollen-Kalke bei Laufnitzdorf sind Wackestones mit einer überwiegend pelagischen Fauna. Sie entsprechen dem SMF-Typus 8 der Fazieszone 2 von WILSON 1975. Nach TUCKER 1973, 1974 kommen derartige Kalke vorwiegend auf Schwellen oder im Schelfbereich vor, wobei eine Ablagerungstiefe von mehreren Zehner- bis wenige Hunderter-Meter vermutet wird. Die geringe Mächtigkeit der Gesteine weist auf langsame Sedimentation hin.

Im Bereich südlich von St. Jakob treten neben diesen Wackestones pelagische Mudstones des SMF-Typus 2 der Fazieszone 1–3 (WILSON 1975) auf. Die Kalke sowie radiolarienführende Lydite und feinklastische Einschaltungen sprechen für einen Ablagerungsraum in einem im Vergleich zu den Kalken bei Laufnitzdorf tiefen Becken. Lithologisch gleiche, geringmächtige Sandsteine können als Eingleitungen gedeutet werden.

In der Schattleitner-Formation lassen die Karbonatgesteine auf Grund von Rekristallisation keine mikrofaziellen Merkmale erkennen. Die lithologische Abfolge ist jedoch mit der Hackensteiner-Formation im Bereich südlich der Breitenau vergleichbar. Dementsprechend dürfte die Schattleitner-Formation das gleiche Environment gehabt haben.

Dieser Ablagerungsraum spricht gegen eine primär-sedimentäre Genese der im Bereich der Breitenau auftretenden Magnetite.

## Diskussion

Die hangende Fortsetzung der Hackensteiner-Formation bildet möglicherweise die am Hochlantschnordabfall in einer tektonisch höheren Position auftretende, vom hohen Unterdevon bis in das tiefe Oberdevon reichende Harrberger-Formation (GOLLNER 1981). Hierfür spricht u. a. die sowohl in der Schattleitner-Formation als auch der Harrberger-Formation lückenhaft auftretende, geringmächtige, kalkige Mitteldevonentwicklung. Damit wäre, unter Einbeziehung der Harrberger-Formation, die ca. 250 m mächtige pelagische Entwicklung vom Grenzbereich Llandovery/Wenlock bis in das tiefe Oberdevon auszudehnen. Sie steht bezüglich ihrer Lithologie, Mächtigkeit und ihrem Fossilinhalt im auffallenden Gegensatz zur flachmarinen Hochlantsch- und Rannach-Fazies (FLÜGEL 1975 cum lit.).

Auffallenderweise zeigt auch das Schwermineral-Spektrum der klastischen Gesteine (Dolomitsandstein-Folge) der Rannach-Fazies ein von der Laufnitzdorf-Gruppe etwas abweichendes Bild (vgl. FENNINGER & HOLZER 1978). Andererseits erinnern die Orthocerenkalke der oberen Hackensteiner-Formation in ihrer Verknüpfung mit Vulkaniten an die zeitgleichen oberen Schichten von Kher (FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1970). Die derzeit laufenden Untersuchungen lassen hier eine Klärung der Probleme erhoffen.

### Dank

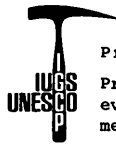
Für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danken wir Herrn Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL. Für die Zeichnung der Profile danken wir Herrn E. KOBER. Die Schreivarbeiten übernahm freundlicherweise Frau G. ZIRKL.

### Literatur

- BARRICK J. E. & KLAPPER G. 1976. Multielement Silurian (late Llandoveryan-Wenlockian) conodonts of the Clarita Formation, Arbuckle Mountains, Oklahoma, and phylogeny of *Kockelella*. – *Geologica et Palaeontologica* 10: 59–100.
- CLAR E. 1929. Über die sedimentären Eisen- und Manganerze in der Breitenau und bei Mixnitz. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 66: 150–154.
- DIERSCHER V. 1980. Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, 58: 1–217.
- DUNHAM R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *Mem. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 1: 108–121.
- FENNINGER A. & HOLZER H.-L. 1978. Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69: 109–162.
- FLÜGEL H. 1960. Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – *Prager Arbeitstag. Strat. Silur & Devon*: 115–121.
- 1975. Die Geologie des Grazer Berglandes. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH* 1: 288 S.
- & SCHÖNLAUB H. P. 1970. Nachweis von tieferen Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 63: 142–148.
- FRIEDRICH O. M. 1975. Lagerstätten des Grazer Berglandes. – In: H. W. FLÜGEL: *Die Geologie des Grazer Berglandes*. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH* 1: 208–222.
- GOLLNER H. 1981. „Harrberger-Formation“ – eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 111: 57–64.
- GRUNAU H. R. 1965. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. – *Ecolog. Geol. Helv.*, 58: 156–208.
- HÖLLER H. 1960. Bericht (1959) über petrographische Untersuchungen auf Blatt Graz 1:100.000. – *Verh. Geol. B.-A.*: A40–A41.

- KLAPPER G. & JOHNSON D. B. 1975. Sequence in conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lane Mountain, Nevada. – *Geologica et Palaeontologica*, 9: 65–83.
- KLAPPER G. & ZIEGLER W. 1979. Devonian conodont biostratigraphy. – *Spec. Pap. Paläont.*, 23: 199–224.
- LANE H. R. & ORMISTON A. R. 1979. Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska. – *Geologica et Palaeontologica*, 13: 39–96.
- MOSTLER H. 1974. Alter und Genese ostalpiner Spatmagnetite unter der Berücksichtigung der Magnetitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – *Veröff. Univ. Innsbruck*, 86: 237–266.
- REDLICH K. A. 1931. Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – 165 S.
- SCHÖNLAUB H. P. 1980. Carnic Alps. – Second European Conodont Symposium-Ecos II: – *Abh. Geol. B.-A.*, 35: 5–57.
- THALHAMMER O. 1982. Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Graz*: 251 S.
- TORNQUIST A. 1929. Liquidmagmatische Diabas-Magnetit-Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 66: 164–185.
- TUCKER M. E. 1973. Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142: 320–350.
- 1974. Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Ed. by K. J. HSÜ and H. C. JENKYNs). – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1: 71–92.
- WALLISER O. H. 1964. Conodonten des Silurs. – *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 41: 106 S.
- WEDDIGE K. 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – *Senckenbergiana Leth.*, 58: 271–419.
- WILSON J. L. 1975. *Carbonate Facies in Geologic History* (Springer). – 471 S.
- ZIEGLER W., KLAPPER G. & JOHNSON J. G. 1976. Redefinition and subdivision of the *varcus*-zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. – *Geologica et Palaeontologica*, 10: 109–140.
- ZIER Ch. 1982. Die Geologie des Gebietes Bärenschützklamm-Tyrnauergraben (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Graz*. In Vorbereitung.

Anschrift der Verfasser: Hannes GOLLNER, Oskar THALHAMMER, Werner TSCHELAUT & Christian ZIER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.



Project

Prevariscic and variscic  
events of the alpine  
mediterranean mountain belts