

## Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern

GERHARD PESTAL, MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER, ILSE DRAXLER, DORIS EIBINGER,  
HORST EICHBERGER, CHRISTIAN REITER & FRIEDERIKE SCEVIK\*)

Mit Beiträgen von ADOLF FRITZ (Paläobotanik) und FRIEDRICH KOLLER (Petrologie)

2 Abbildungen, 4 Tabellen, 2 Tafeln und 1 Farbbeilage

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 151

*Osttirol  
Hohe Tauern  
Oberkarbon  
Paläobotanik  
Metamorphose*

### Inhalt

|                                                                  |     |
|------------------------------------------------------------------|-----|
| Zusammenfassung .....                                            | 491 |
| Abstract .....                                                   | 491 |
| 1. Einleitung .....                                              | 492 |
| 2. Geologischer Überblick .....                                  | 492 |
| 3. Lithologie der Graphitschiefer .....                          | 492 |
| 4. Alpine Metamorphose (F. KOLLER) .....                         | 492 |
| 5. Erhaltungszustand der Pflanzenfossilien .....                 | 495 |
| 6. Beschreibung der Pflanzenabdrücke (A. FRITZ) .....            | 495 |
| 7. Schlussfolgerungen und regionalgeologische Überlegungen ..... | 497 |
| 8. Methodik .....                                                | 498 |
| Dank .....                                                       | 498 |
| Tafeln 1-2 .....                                                 | 498 |
| Literatur .....                                                  | 502 |

### Zusammenfassung

Vor etwa einem Jahrzehnt wurde im oberen Maurertal (mittlere Hohe Tauern, Österreich) ein Rollstück mit dem Abdruck eines farnartigen Blattes (Pteridophyll) gefunden und beschrieben (G. FRANZ, V. MOSBRUGGER & R. MENGE, 1991). Im September 1997 entdeckten dann Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt in einer Wandstufe südlich des Maurertaler Keeses das Anstehende der Pflanzenfossilien führenden Graphitschiefer. Trotz der Überprägung durch eine intensive mittelgradige alpine Metamorphose konnten sensationell gut erhaltene Reste einer umfangreichen fossilen Flora gefunden werden. Diese Fossilfunde in Metasedimenten der Venedigerdecke bestätigen das Vorkommen von Oberkarbon (Stefan) im Bereich des Tauernfensters. Die Ablagerungen eines intramontanen Beckens über hochmetamorphem Altkristallin liefern einen ersten wichtigen stratigraphischen Anhaltspunkt zur Entschlüsselung spätvariszischer orogener Ereignisse in den tektonisch tiefsten Einheiten der Ostalpen.

### An Upper Carboniferous Rock Formation in the Hohe Tauern Mountain Range

#### Abstract

At the end of the 1980s a loose rock specimen containing fragments of Pteridophyll (G. FRANZ, V. MOSBRUGGER and R. MENGE, 1991), was picked up from surface debris in the Maurer Valley (Hohe Tauern, Austria). In September 1997 a team of geologists from the Geological Survey of Austria discovered in an outcrop above the Maurer Valley well preserved plant imprints in carbonaceous sediments metamorphosed under nearly amphibolite facies conditions during Alpine times. These graphitic schists overlaying Altkristallin rocks of Venediger nappe document the presence of a late Carboniferous (Stephanian) intermontane basin in the central Tauern Window. Our current interest in these intramontane basin sediments is based on the expectation that their study will help in understanding geological processes operating just before and during the postcollisional stages of the Variscan orogeny.

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. GERHARD PESTAL, MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER, Dr. ILSE DRAXLER, DORIS EIBINGER, HORST EICHBERGER, CHRISTIAN REITER, FRIEDERIKE SCEVIK, Geologische Bundesanstalt, Rasumofsgygasse 23, A-1031 Wien; Univ.-Prof. Dr. ADOLF FRITZ, Koschatstraße 99, A-9020 Klagenfurt; Univ.-Prof. Dr. FRIEDRICH KOLLER, Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

## 1. Einleitung

Bedingt durch die verbreitete intensive Deformation und eine meist hohe, zum Teil mehrphasige metamorphe Überprägung sind Fossilfunde in den Schieferhüllgesteinen des Tauernfensters überaus selten und dementsprechend als sensationell zu bewerten. So war etwa der Abdruck eines *Perisphinktes* sp. aus dem Oberjura des Hochstegenmarmors von Mayrhofen im Zillertal, den R. v. KLEBELSBERG 1940 fand (G. MUTSCHLECHNER, 1956), ein überaus wichtiger Anhaltspunkt für die stratigraphische Gliederung der postvariszischen Gesteinsgruppen in den westlichen Hohen Tauern und Zillertaler Alpen. Dies sollte auch viele Jahre hindurch der einzige bedeutende Makrofossilfund im Tauernfenster bleiben.

Erst 50 Jahre später entdeckte R. MENGE, ein Student der Technischen Universität Berlin, an einem Rollstück im oberen Maurertal in den mittleren Hohen Tauern den Abdruck eines Blattfragments (G. FRANZ, V. MOSBRUGGER & R. MENGE, 1991). Im März 1997 hielt Prof. G. FRANZ von der TU Berlin einen Vortrag an der Geologischen Bundesanstalt und überreichte anlässlich dieser Gelegenheit dem Direktor der GBA den Abdruck des Pteridophylls als Geschenk. Motiviert durch diesen sensationellen Fund unternahmen im September 1997 einige Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt eine systematische Suche im Gebiet des Originalfundes (siehe Beilage). In 2650 m Seehöhe auf der östlichen Talseite des oberen Maurertales entdeckte man schließlich zahlreiche Pflanzenfossilien in einer 10 cm dünnen Graphitlage in den dortigen dunklen Glimmerschiefern.

## 2. Geologischer Überblick

Der hier behandelte Gebietsabschnitt ist ein Teil der südlichen Venedigergruppe und wird überwiegend von vormesozoischen Gesteinen aufgebaut, die der tektonisch tiefsten Großeinheit (Venedigerdecke nach W. FRISCH, 1977) des Tauernfensters angehören. Der hauptsächlich aus Tonalit- bis Granodioritgneisen bestehende Zentralgneiskörper des Großvenedigers (Venedigerlappen) wird südlich und östlich von recht variabel zusammengesetzten Gesteinen des Altkristallins umhüllt (Serie der Alten Gneise von O. SCHMIDEGG, 1961; siehe auch G. FRASL & W. FRANK, 1966). Jene in der Hülle des Venedigerlappens und in der Riffldecke als Gruppe der Alten Gneise zusammengefassten Gesteine zeigen trotz einer meist beträchtlichen alpinen Durchbewegung und Umkristallisation noch vielfältige präalpidische Strukturen. Weit verbreitet ist der migmatisch-anatektische Gesteinsverband einer hochgradigen vormesozoischen Metamorphose. Üblicherweise besteht diese Gesteinsgruppe aus einer Vielzahl von gebänderten Paragneisen, Zweiglimmerschiefern, Migmatiten und Anatexiten; desweiteren gehören Amphibolite und helle aplitische Gneisbänder zu ihrem Baumaterial. Diese Gesteinstypen bilden mächtige, meist lagig entwickelte Komplexe, in die immer wieder Zentralgneiskörper eingeschaltet sind. Der größte Teil der im Kristallin steckenden Zentralgneise dürfte wohl in variszischer Zeit intrudiert sein, dennoch kann man das Auftreten altpaläozoischer Orthogneise innerhalb der Alten Gneise nicht grundsätzlich ausschließen.

Südwestlich des Großvenedigers im mehr als fünf Kilometer mächtigen Altkristallinkomplex des oberen Maurertales befindet sich eine muldenförmige Einlagerung dunkler, graphitischer Glimmerschiefer. Aufgrund ihrer Lithologie und Struktur unterscheiden sie sich sehr deut-

lich von den umgebenden Alten Gneisen (siehe Beilage). Dieser Gesteinszug wurde bereits in der 1979 herausgegebenen Spezialkarte der Geologischen Bundesanstalt (Blatt 151 Krimml) bestens dargestellt. Einer der seinerzeitigen Bearbeiter dieses Kartenblattes beschrieb den Graphitschieferzug des Maurertales folgendermaßen.

*„Bemerkenswert ist ein breiter Zug von graphitischen Glimmerschiefern, wechselnd mit Lagen von Arkosen und Quarzkonglomeraten, die über den Gr. Happ, das Maurer Kees und den Mittl. Maurerkeeskopf zum Krimmler Kees ziehen. Ihr Alter ist unbekannt. Vor allem wegen der Quarzkonglomerate könnte man an Karbon denken, sonst sie auch zu den dunklen Schiefern des Habachtales stellen.“* (O. SCHMIDEGG, 1961).

Nun war SCHMIDEGG ein exzellenter Kenner des Nöblacher Karbons im Brennergebiet und man muss eingestehen, dass seine damalige auf lithologische Vergleiche gestützte Vermutung eine sehr zutreffende Alterseinstufung dieser Gesteinsgruppe war.

## 3. Lithologie der Graphitschiefer

Etwa zwei Kilometer nördlich der Rostocker Hütte quert der eben erwähnte Graphitschieferzug vom Mittleren Maurerkeeskopf kommend das obere Maurertal und strebt dem Großen Happ zu. Das Geländebild wird durch die schwarze Farbe des Gesteinszuges bestimmt und hebt diesen dadurch ganz deutlich von den umgebenden Alten Gneisen ab. In den schroffen Felswänden unterhalb der Trogschultern finden sich oftmals meter- bis meterzehn-hohe Geländestufen. Die Graphitschiefer neigen zur Absonderung größerer Platten; diese überstreuen dann als für eine Schieferserie untypisches grobes Blockwerk die Moränenlandschaft des unteren Maurer Keeses. Neben den meist deutlich gebänderten Graphitschiefern konnten in den großen Sturzblöcken am Talboden des Maurertales die schon von SCHMIDEGG erwähnten Quarzkonglomerat- und Arkosegneislagen beobachtet werden. Als Ausgangsmaterial dieser Gesteine kommen limnisch-fluviatile Sedimente eines intramontanen Beckens in Betracht, die überwiegend aus kohlereichen Tonschiefern mit Einlagerungen von Sandsteinen und Konglomeraten gebildet wurden.

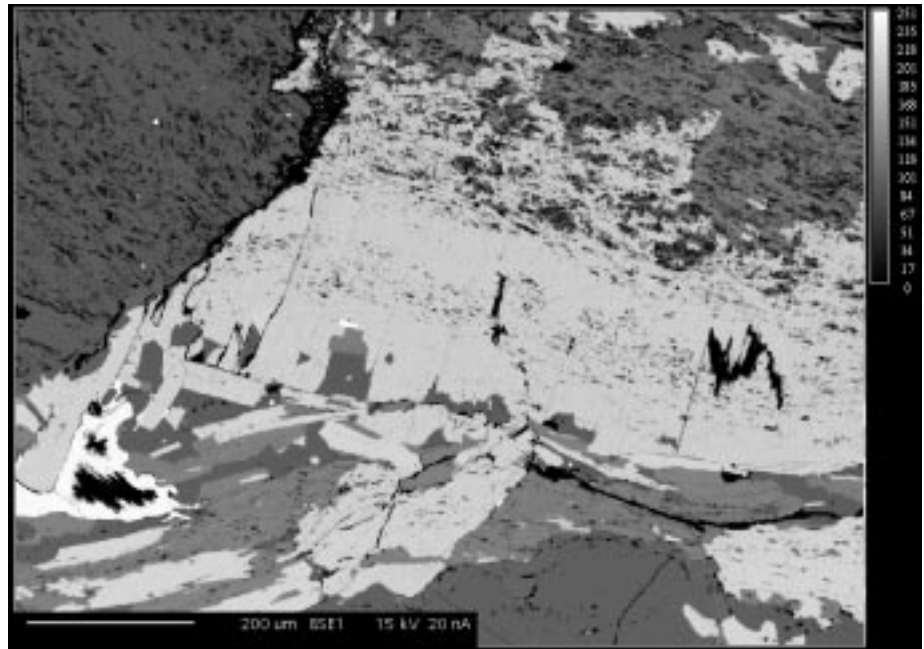
Die typischen Graphitschiefer des Maurertaler Karbons bestehen überwiegend aus Helglimmer, Quarz, Plagioklas und Graphit. Daneben treten noch von Biotit- und Granatblasten dominierte Granatglimmerschieferbänder in Erscheinung. Diese aufgrund ihrer markanten Mineralogie bereits makroskopisch auffälligen Lagen lieferten die Paragenesen zur Bestimmung der Metamorphosebedingungen, welche das Fossilmaterial zu überstehen

## 4. Alpine Metamorphose

(F. KOLLER)

Die petrologischen Untersuchungen konzentrierten sich nur auf jene Bereiche der Graphitschiefer, die gut erkennbare, üblicherweise tiefrot gefärbte Granatkristalle mit einem Durchmesser bis zu 10 mm führen. Diese Bereiche sind durch einen Lagenbau mit unterschiedlichen Gehalten an Graphit und Silikatphasen gekennzeichnet. Nur in relativ dünnen Schliffen sind diese Gesteine durchsichtig und zeigen meist eine feinkörnige Matrix mit unterschiedlichen Mengen an Helglimmer, Quarz, Graphit, Plagioklas,  $\pm$ Calcit,  $\pm$ Titanit,  $\pm$ Ilmenit.

Abb. 1.  
BSE-Bild eines Biotit-Porphyroblasten (Bio-1, hell gefärbt mit vielen dunklen Graphiteinschlüssen) mit randlich anwachsendem postkinematischem Biotit (Bio-2, hell und frei von Graphit).



Im Dünnschliffbild fallen besonders die idiomorphen Granatkristalle dadurch auf, dass sie fast immer einschlussfrei sind und eine dunkle Umrahmung aufweisen, die überwiegend aus verdrängtem Graphit besteht. Im Gegensatz dazu sind die bis 2 mm großen Biotitaggregate (Bio-1) sehr stark poikiloblastisch von Graphit durchsetzt (Abb. 1). Im Dünnschliff ist gut erkennbar, dass Bio-1 über das ältere, feinkörnige Muskovit-Quarz-Graphit-Gefüge orientiert in der Schieferungsfläche hinwegwächst. Im Gegensatz dazu ist Bio-2 frei von Graphiteinschlüssen und wächst quer zur Schieferung, gelegentlich ersetzt er auch Bio-1. Mit der älteren Biotitgeneration koexistieren deutlich feinblättrigere Hellglimmer,

die ebenfalls reich an graphitischen Einschlüssen sind. Neben Graphit ist noch Quarz und im geringeren Umfang Albit, der ebenfalls poikiloblastische Graphitfüllung aufweist, vorhanden. Akzessorisch findet man noch Ilmenit, Calcit und Titanit.

Tab. 1.  
Mikrosonden-Analysen von Biotit und Muskovit (Gesamteisen als FeO, Formelverrechnung auf 11 O).

| Bio+Mu                         | #101  | #102  | #103  | #104  | #105  | #48   | #49   | #50   | #53   | #54   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 33.68 | 33.97 | 34.08 | 34.38 | 34.06 | 33.96 | 34.31 | 33.95 | 47.07 | 47.58 |
| TiO <sub>2</sub>               | 2.30  | 2.34  | 2.42  | 2.39  | 2.37  | 2.35  | 2.31  | 2.39  | 0.22  | 0.18  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.55 | 17.71 | 17.51 | 17.61 | 17.64 | 17.87 | 17.85 | 17.48 | 35.26 | 34.17 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00  | 0.01  | 0.04  | 0.00  | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.00  | 0.02  | 0.01  |
| NiO                            | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| FeO                            | 28.27 | 28.73 | 28.04 | 28.51 | 28.28 | 28.70 | 28.36 | 28.63 | 2.98  | 3.13  |
| MnO                            | 0.11  | 0.12  | 0.10  | 0.10  | 0.13  | 0.11  | 0.12  | 0.11  | 0.02  | 0.02  |
| MgO                            | 3.28  | 3.22  | 3.22  | 3.24  | 3.24  | 3.28  | 3.30  | 3.29  | 0.57  | 0.73  |
| CaO                            | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.03  | 0.02  | 0.04  | 0.02  | 0.06  | 0.05  | 0.06  | 0.09  | 0.58  | 0.43  |
| K <sub>2</sub> O               | 8.26  | 8.44  | 8.31  | 8.34  | 8.51  | 8.24  | 8.43  | 8.43  | 9.06  | 9.12  |
| Total                          | 93.49 | 94.57 | 93.77 | 94.61 | 94.31 | 94.58 | 94.75 | 94.37 | 95.78 | 95.37 |
| Si                             | 2.729 | 2.725 | 2.746 | 2.748 | 2.735 | 2.719 | 2.738 | 2.730 | 3.109 | 3.157 |
| Al <sup>4+</sup>               | 1.271 | 1.275 | 1.254 | 1.252 | 1.265 | 1.281 | 1.262 | 1.270 | 0.891 | 0.843 |
| Al <sup>6+</sup>               | 0.404 | 0.400 | 0.409 | 0.407 | 0.405 | 0.406 | 0.417 | 0.386 | 1.854 | 1.828 |
| Cr                             | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Ti                             | 0.140 | 0.141 | 0.147 | 0.144 | 0.143 | 0.141 | 0.138 | 0.144 | 0.011 | 0.009 |
| Fe                             | 1.915 | 1.927 | 1.890 | 1.906 | 1.900 | 1.922 | 1.893 | 1.926 | 0.165 | 0.174 |
| Mn                             | 0.008 | 0.008 | 0.007 | 0.007 | 0.009 | 0.007 | 0.008 | 0.007 | 0.001 | 0.001 |
| Ni                             | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg                             | 0.397 | 0.385 | 0.387 | 0.386 | 0.388 | 0.391 | 0.392 | 0.395 | 0.056 | 0.072 |
| Ca                             | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Na                             | 0.005 | 0.002 | 0.006 | 0.004 | 0.010 | 0.008 | 0.009 | 0.013 | 0.074 | 0.055 |
| K                              | 0.854 | 0.863 | 0.855 | 0.850 | 0.872 | 0.842 | 0.858 | 0.865 | 0.763 | 0.772 |
| X <sub>Mg</sub>                | 0.172 | 0.167 | 0.170 | 0.168 | 0.170 | 0.169 | 0.172 | 0.170 | 0.254 | 0.293 |

| Plag                           | #51    | #52    | Ilm                    | #1    |
|--------------------------------|--------|--------|------------------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 69.49  | 69.51  |                        | 0.00  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.00   | 0.00   |                        | 52.06 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.77  | 19.74  |                        | 0.00  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00   | 0.00   |                        | 0.00  |
| NiO                            | 0.04   | 0.01   |                        | 0.00  |
| FeO                            | 0.04   | 0.02   |                        | 46.19 |
| MnO                            | 0.01   | 0.02   |                        | 1.61  |
| MgO                            | 0.00   | 0.00   |                        | 0.02  |
| CaO                            | 0.03   | 0.03   |                        | 0.00  |
| Na <sub>2</sub> O              | 11.95  | 11.48  |                        | 0.02  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.10   | 0.08   |                        | 0.00  |
| Total                          | 101.43 | 100.89 |                        | 99.91 |
| Si                             | 2.995  | 3.003  | Altot                  | 0.000 |
| Al                             | 1.004  | 1.005  | Ti                     | 0.993 |
| Fe                             | 0.001  | 0.001  | Fe <sup>3+</sup>       | 0.007 |
| Ca                             | 0.001  | 0.001  | Fe                     | 0.972 |
| Na                             | 0.998  | 0.962  | Mn                     | 0.035 |
| K                              | 0.006  | 0.004  | Mg                     | 0.001 |
| An                             | 0.142  | 0.139  | a(FeTiO <sub>3</sub> ) | 0.957 |
| Ab                             | 99.300 | 99.417 |                        |       |
| Or                             | 0.558  | 0.444  |                        |       |

Tab. 2. Mikrosonden-Analysen von Plagioklas und Ilmenit (Gesamteisen als FeO, Formelverrechnung auf 8 und 3 O, theoretisches Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> im Ilmenit aus einer Ladungsbilanz berechnet).

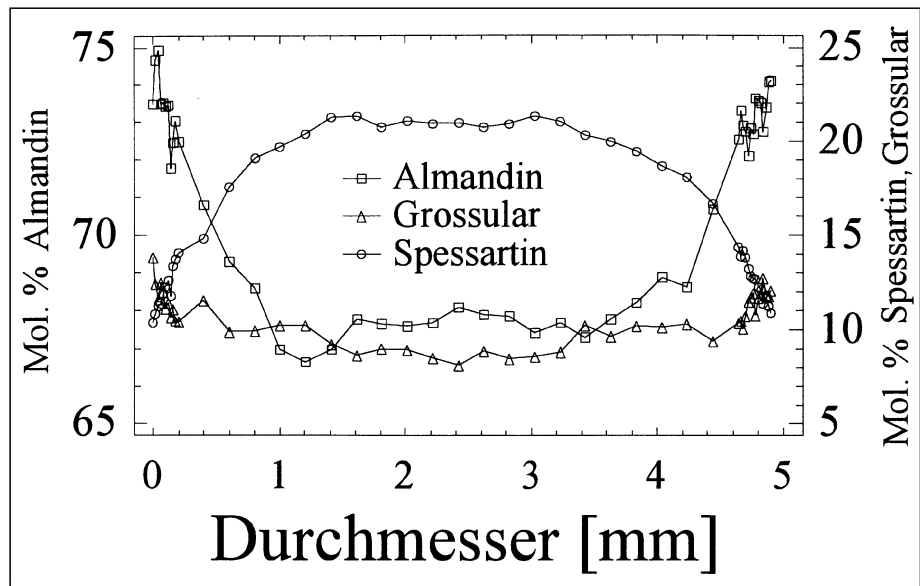
Die wichtigsten Mineralphasen wurden mit Hilfe der EMS untersucht. Die Analysenergebnisse sind in den Tabellen 1 bis 3 zusammengefasst. Alle gemessenen Biotite sind sehr Fe-reich und weisen ein  $X_{Mg}$  um 0,17 auf. Auffallend ist, dass die Biotite sehr homogen zusammengesetzt sind. Die Hellglimmer zeigen ein etwas höheres  $X_{Mg}$  und weisen eine Si-Besetzung von 3,11 bis 3,16 auf (Tab. 1). Grundsätzlich ist immer eine geringfügige Paragonit-Komponente vorhanden. Alle untersuchten Plagioklase waren reine Albite, die praktisch frei von Anorthitkomponente sind (Tab. 2). Die Ilmenite weisen als einzige wesentliche Fremdkomponente etwa 3,5 Mol.-% eines MnTiO<sub>3</sub>-Endgliedes auf (Tab. 2). Im Gegensatz dazu sind die Granatkristalle deutlich zonar gebaut. Es handelt sich um sehr almandinreiche Zusammensetzungen (Abb. 2 und Tab. 3). Die Pyrop-Komponente ist nur leicht zonar

Tab. 3. Mikrosonden-Analysen von Granat (Gesamteisen als FeO, Formelverrechnung auf 12 O, theoretisches Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> aus einer Ladungsbilanz berechnet, danach Berechnung der theoretischen Endglieder).

| Sample                         | GP#2   | GP#3   | GP#4   | GP#22  | GP#23 | GP#24 | GP#45  | GP#46  | GP#47  |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| Position                       | Rand-1 | Rand-1 | Rand-1 | Kern   | Kern  | Kern  | Rand-2 | Rand-2 | Rand-2 |
| SiO <sub>2</sub>               | 37.22  | 37.18  | 37.23  | 37.23  | 37.17 | 37.05 | 37.32  | 37.33  | 36.95  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.08   | 0.05   | 0.06   | 0.06   | 0.08  | 0.08  | 0.07   | 0.08   | 0.11   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.98  | 20.92  | 20.91  | 20.68  | 20.66 | 20.68 | 20.75  | 20.86  | 21.00  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.01   | 0.02   | 0.00   |
| NiO                            | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.02   | 0.00  | 0.04  | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| FeO                            | 32.06  | 32.65  | 32.89  | 29.10  | 29.21 | 29.00 | 32.33  | 32.50  | 32.58  |
| MnO                            | 4.71   | 4.92   | 5.13   | 9.33   | 9.34  | 9.23  | 5.29   | 5.10   | 4.98   |
| MgO                            | 0.46   | 0.49   | 0.47   | 0.49   | 0.50  | 0.47  | 0.49   | 0.54   | 0.61   |
| CaO                            | 4.79   | 4.29   | 4.09   | 3.10   | 2.96  | 3.11  | 4.43   | 4.26   | 4.25   |
| Total                          | 100.31 | 100.50 | 100.77 | 100.03 | 99.91 | 99.65 | 100.69 | 100.69 | 100.49 |
| Si                             | 3.012  | 3.010  | 3.009  | 3.030  | 3.030 | 3.026 | 3.017  | 3.016  | 2.994  |
| Al <sup>4</sup>                | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000 | 0.000 | 0.000  | 0.000  | 0.006  |
| Al <sup>6</sup>                | 2.001  | 1.996  | 1.992  | 1.984  | 1.985 | 1.991 | 1.977  | 1.986  | 1.999  |
| Cr                             | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000 | 0.000 | 0.001  | 0.001  | 0.000  |
| Fe <sup>3</sup>                | 0.000  | 0.000  | 0.004  | 0.012  | 0.011 | 0.004 | 0.019  | 0.009  | 0.000  |
| Ti                             | 0.005  | 0.003  | 0.004  | 0.004  | 0.005 | 0.005 | 0.004  | 0.005  | 0.007  |
| Ni                             | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.002  | 0.000 | 0.002 | 0.000  | 0.000  | 0.000  |
| Fe <sup>2</sup>                | 2.170  | 2.210  | 2.220  | 1.968  | 1.980 | 1.977 | 2.167  | 2.186  | 2.207  |
| Mn                             | 0.306  | 0.320  | 0.332  | 0.609  | 0.611 | 0.604 | 0.343  | 0.331  | 0.323  |
| Mg                             | 0.056  | 0.059  | 0.057  | 0.060  | 0.060 | 0.057 | 0.059  | 0.066  | 0.074  |
| Ca                             | 0.416  | 0.372  | 0.354  | 0.271  | 0.258 | 0.272 | 0.384  | 0.368  | 0.369  |
| X <sub>Mg</sub>                | 0.025  | 0.026  | 0.025  | 0.029  | 0.030 | 0.028 | 0.026  | 0.029  | 0.032  |
| And                            | 0.23   | 0.18   | 0.39   | 0.80   | 0.77  | 0.47  | 1.16   | 0.70   | 0.34   |
| Uvar                           | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.00  | 0.00  | 0.03   | 0.05   | 0.01   |
| Gros                           | 13.84  | 12.40  | 11.56  | 8.50   | 8.10  | 8.88  | 11.80  | 11.73  | 12.03  |
| Pyr                            | 1.90   | 1.98   | 1.91   | 2.05   | 2.07  | 1.95  | 1.99   | 2.22   | 2.48   |
| Spes                           | 10.35  | 10.79  | 11.22  | 20.92  | 20.99 | 20.75 | 11.62  | 11.20  | 10.85  |
| Alm                            | 73.48  | 74.65  | 74.93  | 67.66  | 68.07 | 67.88 | 73.39  | 74.07  | 74.09  |

Abb. 2.

Mikrosonden-Profil durch einen idiomorphen Granatkristall. Dargestellt sind Änderungen der Almandin-, Grossular- und Spessartin-Komponente. Alle Daten in Mol.-% bezogen auf eine Formelverrechnung auf der Basis von 12 Sauerstoffen und einer anschließenden Endgliederberechnung.



und liegt um 2 Mol.-%, die berechenbare Andradit-Komponente ist meistens unter 1 Mol.-%. Die Gehalte an Uvarowit liegen im Bereich der Erfassungsgrenze. Deutlich zonar gebaut sind nur die Almandin- und Spessartin-Komponente sowie im geringeren Umfang auch der Grossularanteil. Generell kann ein relativ einheitlicher Kern mit  $\text{Alm}_{0,68}\text{Spes}_{0,21}\text{Gros}_{0,08}$  (Tab. 3) mit einer typisch glockenförmigen Zonarbaukurve für Mn (Abb. 2) und einer Randzusammensetzung von  $\text{Alm}_{0,74}\text{Spes}_{0,10}\text{Gros}_{0,12}$  beobachtet werden. Die Zunahme von Almandin und Grossular ist vor allem am Rand sehr stark, die Abnahme des Spessartins geht relativ kontinuierlich. Alles in Allem entspricht dieser Granatzonarbau einem einfachen, prograden Metamorphoseverlauf.

Auf Grund dieser Paragenesen wurde nun mit Hilfe der gängigen Geothermometer versucht, die Bedingungen der alpidischen Metamorphose abzuleiten. Die Ergebnisse sind in Tab. 4 zusammengefasst. Aus textuellen Gründen wurde mit Biotit nur der Granatrand verrechnet, mit Muskovit nur der Granatkern. Als Ergebnis können einzelne Stadien der prograden Metamorphoseentwicklung abgeleitet werden, die in einem Bereich um 400–450 °C, abgeleitet aus Muskovit-Granat (Kern), beginnt und bei Temperaturen um 500–550 °C, aus Biotit-Granat (Rand), endet. Für einen Ilmeniteinschluss liefert das Ilmenit-Granat-Geothermometer Temperaturen um 470–500 °C. Als Druckkomponente wurden von FRANZ et al. (1991) aus den umgebenden Gesteinen ~7,5 kbar abgeleitet. Ähnliche Minimaldrucke konnten auch an Hand der Phengitkomponente der untersuchten Hellglimmerzusammensetzung nach MASSONNE & SCHREYER (1987) abgeschätzt werden.

Damit kann festgehalten werden, dass die Pflanzenfossilien führenden Graphitschiefer eine intensive mittelgra-

dige Metamorphose im Bereich um 500–550 °C bei einem Druck um 7,5 kbar erlebt haben. Diese Daten stimmen mit den Ergebnissen die FRANZ et al. (1991) mit ~525 °C und 7,5 kbar bzw. RAITH et al. (1980) mit ~550 °C und 6 kbar für jenen Teil der Venedigerdecke ableiteten, gut überein. Es sind dies die Auswirkungen der jüngsten Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation), deren Höhepunkt vor ca. 35–30 Mio.J. lag (R.A. CLIFF et al., 1971; M. SATIR, 1975; W. FRANK et al., 1987).

## 5. Erhaltungszustand der Pflanzenfossilien

Das Karbon des Maurertales ist in einer großen muldenförmigen Struktur, gleichsam in „robustes“ Altkristallin eingelagert, und blieb durch diesen glücklichen Umstand weitgehend von stärkerer alpiner Durchbewegung verschont. Trotzdem sind bestimmbar Pflanzenfossilfunde in den üblichen Graphitschiefern überaus selten und dementsprechend meist auf Einzelfunde beschränkte Besonderheiten. Dies vor allem deshalb, weil die in der Schiefermatrix gesprossenen Blasten silikatischer Minerale die paläontologisch bestimm- und verwertbaren Merkmale der Pflanzenabdrücke bis zur Unkenntlichkeit verwischten und letztlich vielfach auslöschten. Nach intensiver Suche konnte im unteren Wandbereich der östlichen Talflanke 500 m SSE Kote 2637 eine rund 10 cm dünne Lage aus feinkörnigem Graphit gefunden werden, die mehrere vorzüglich erhaltene Blattabdrücke mit deutlich erkennbaren Details lieferte.

Diese Pflanzenabdrücke belegen, dass auch in den tektonisch tiefsten Einheiten der Alpen trotz der tauernkristallinen Aufwärmung auf bis zu 550 °C Fossilfunde möglich sind. Manche Teilbereiche der Venedigerdecke blieben offensichtlich lokal von stärkerer alpiner Durchbewegung verschont. Aber vor allem die Einbettung der Fossilien in ziemlich reinen Graphit ermöglichte es ihnen als Abdrücke die hohe Metamorphose während der alpinen Gebirgsbildung zu überstehen.

## 6. Beschreibung der Pflanzenabdrücke

(A. FRITZ)

Die sorgfältige Untersuchung des aufgesammelten Fossilmaterials zeigte, dass offenbar sämtliche Hauptgruppen des Pflanzenreiches, die es im Zeitalter der Gefäß-

Tab. 4.

Zusammenstellung der Ergebnisse aller berechneten Geothermometer.

| Durchschnitt <b>Granat (Rand) / Biotite</b>   | ° C bei 7,5 kbar |
|-----------------------------------------------|------------------|
| Goldmann & Albee (1977)                       | 516              |
| Ferry & Spear (1978)                          | 526              |
| Perchuck & Lavrenteva (1983)                  | 545              |
| Hodges & Spear (1982)                         | 563              |
| Hoinkes (1986)                                | 598              |
| Granat (Kern, #23) / Ilmenit(#1)              | ° C bei 7,5 kbar |
| Pownceby et al. (1987)                        | 504              |
| Pownceby et al. (1991)                        | 473              |
| Durchschnitt <b>Granat (Kern) / Muskovit</b>  | ° C bei 5,0 kbar |
| Krogh & Råheim (1978)                         | 399              |
| Hynes & Forest (1988) ideales Mischungsmodell | 436              |
| Hodges & Spear (1982)                         | 448              |
| Ganguly & Saxena (1984)                       | 472              |
| Hoinkes (1986)                                | 478              |

kryptogamen (Farnpflanzen im weiteren Sinn) gegeben hat, durch entsprechende Taxa vertreten sind.

**cf. *Calamites* sp.**

(Taf. 1, Fig. 1)

Dieser stark fragmentarische Abdruck mit den Andeutungen einer parallelen Streifung und einer quer dazu liegenden Abgliederung (?Internodium) könnte als Equisetophytenrest im Sinne der Außenhauhaltung eines *Calamites* gedeutet werden. Einziges Belegexemplar.

***Cyperites bicarinatus* LINDLEY und HUTTON, 1832**

(Taf. 1, Fig. 2)

Blattrest eines Lepidophyten, 12 mm lang, 6 mm breit. Blattreste dieses Taxons sind relativ zahlreich vorhanden und belegen eindeutig das Vorkommen der Schuppenbäume. Eine Entscheidung darüber, ob die vorliegenden Blattorgane zu *Lepidodendron* oder zu *Sigillaria* gehören, ist nicht möglich.

***Lepidodendron* cf. *dissitum* SAUVEUR**

(ohne Abb.)

Isoliert erhaltener Blattpolster eines *Lepidodendron*, 9 mm lang, 2 mm breit. Die schlanke Gestalt desselben sowie die Lage der Blattnarbe unmittelbar über der unteren Hälfte des Blattpolsters verweisen auf *Lepidodendron dissitum*, eine *Lepidodendron*-Art, die im ostalpinen Oberkarbon von zahlreichen Lokalitäten bekannt ist (A. FRITZ & K. KRAINER, 1997). Die fotografische Darstellung bereite infolge des schlechten Erhaltungszustandes erhebliche Schwierigkeiten, weshalb auf eine Abbildung verzichtet wird.

***Pecopteris* sp.**

(Taf. 1, Fig. 3)

Bruchstückhaft erhaltene Blattfiederchen eines Baumfarns. Weitere Fragmente von Farnfiederchen werden vermutet. Doch hat es den Anschein, dass die zahlreich auftretenden aber großteils schlecht erhaltenen farnartigen Fiederchen überwiegend der Pteridospermen-Gattung *Alethopteris* angehören.

***Alethopteris* sp.**

(Taf. 1, Fig. 4)

Abdruck einer sehr stark fragmentierten Blattfieder einer Pteridospermae aus der Gattung *Alethopteris* mit nur mehr zwei einseitig anhaftenden Fiederchen, von denen nur das im Bild linke Fiederchen (10 mm lang) einigermaßen gut zu erkennen ist. Die an der Fiederachse herablaufende, alethopterische Anheftung ist einschließlich der Nebenadern deutlich wahrzunehmen.

***Alethopteris* sp.**

(Taf. 1, Fig. 5)

Terminalfieder einer *Alethopteris*. Die Fiederchen sind untereinander verbunden.

***Neuropteris* sp.**

(Taf. 1, Fig. 6)

Übereinander liegende, etwa 27 mm lange Fiederfragmente einer Pteridospermae aus der Gattung *Neuropteris* mit gut ausgebildeter, fächerartiger Aderung.

***Neuropteris* sp.**

(Taf. 2, Fig. 1)

Fiederfragment einer *Neuropteris* (30 mm lang) mit gesprossenen Granatblasen. Die zungenförmige Gestalt dieses Taxons ist noch schön erhalten geblieben.

***Sphenopteris nummularia* GUTBIER, 1835**

(Taf. 2, Fig. 2 und 3)

Fiederfragment vorletzter Ordnung einer Pteridospermae aus der Gattung *Sphenopteris*, 20 mm lang, 13 mm breit. Die verhältnismäßig kurzen Fiedern fallen vor allem durch die nahezu kreisrunden Fiederchen auf, die mit sphenopteridisch eingezogener Basis der Fiederachse ansitzen. Fig. 3 ist ein vergrößerter Ausschnitt desselben Fossils.

***Cordaite* sp.**

(Taf. 2, Fig. 4)

35 mm langes und 10 mm breites Blattbruchstück eines Cordaitenbaumes. Die für Cordaitenblätter typische Parallelstreifung ist im fossilen Erhaltungszustand noch gut ausgeprägt. Reste dieser Formgattung treten verhältnismäßig zahlreich auf.

***Cordaite principalis* (GERMAR, 1848) GEINITZ, 1855**

(Taf. 2, Fig. 5)

32 mm langes und 8 mm breites Blattfragment eines Cordaitenbaumes. Dieses Taxon hat zwischen den parallel verlaufenden, kräftigen Blattadern zusätzlich einige wenige dünne Baststreifen, die sich vor allem im unteren Bildteil einigermaßen gut erkennen lassen. Naturgemäß lässt sich dieses Bestimmungsmerkmal am Handstück unter der Lupe besser erkennen als an der Fotografie.

**cf. *Cardiocarpus* sp.**

(Taf. 2, Fig. 6)

Same, vermutlich eines Cordaitenbaumes vom Typus *Cardiocarpus*.

\* \* \* \* \*

Die fossile Flora aus den Hohen Tauern weist im vorliegenden Umfang keine spezifischen Leitfossilien auf, die eine Altersfestlegung im Sinne einer konkreten geologischen Stufe erlauben würden. Die biostratigraphische Bewertung des Materials kann sich aber darauf stützen, dass Formen auftreten, wie *Cyperites bicarinatus* und *Cordaite principalis*, die als Westfal–Autun–Durchläufer anzusprechen sind (A. FRITZ, M. BOERSMA & K. KRAINER, 1990; W. REMY & R. REMY, 1977). Die stratigraphische Einstufung der Fundstelle im Maurertal an Hand eines Pteridophylen-Fiederchens in das Permo-Karbon durch FRANZ et al. (1991) steht damit grundsätzlich im Einklang.

Der Nachweis von *Sphenopteris nummularia* sowie der begründete Verdacht auf *Lepidodendron dissitum* engt das Alter der Flora auf Westfal–Stefan (M. BOERSMA & A. FRITZ, 1986) bzw. auf höheres Westfal–Stefan (R.H. WAGNER & J. TALENS, 1985) ein. Für ein höheres Westfal–Alter als untere Altersgrenze spricht auch das Vorkommen von *Cordaite principalis* (W. REMY & R. REMY, 1977).

Da nach den bisherigen biostratigraphisch-paläobotanischen Kenntnissen die ostalpinen postvariszischen Karbonbecken (Naßfeld, Nockberge, Nöblacher Joch) ein Stefan–Alter besitzen, ist es wohl naheliegend, dasselbe auch für die Flora des Mauerertales in den Hohen Tauern anzunehmen.

## 7. Schlussfolgerungen und regionalgeologische Überlegungen

Die zeitliche Einstufung präalpidischer Ereignisse im Bereich der Hohen Tauern ist seit jeher ein wesentliches Problem der geologischen Forschung. Der nun geglückte Nachweis von Pflanzenfossilien führendem Oberkarbon ist somit ein wichtiger Beitrag zum besseren Verständnis der Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes im Zeitabschnitt der zu Ende gehenden variszischen Orogenese. In diesem Sinn sollen nun auch das vor dem Oberkarbon geprägte altkristalline Grundgebirge (Gruppe der Alten Gneise), die Oberkarbone Schieferserie selbst und die spät- bis postvariszisch intrudierten Zentralgneisedukte des Venedigerlappens erörtert werden.

Das Oberkarbon im Maurertal zeigt eine intensive tauernkristalline Metamorphose mit bis zu 550 °C bei einem Druck um 7,5 kbar. Obwohl die Intensität der alpinen Überprägung den direkten Nachweis vortauernkristalliner Mineralparagenesen im unterlagernden Altkristallin extrem erschwert, ist die Existenz von Strukturen einer hochgradigen alten Metamorphose allgemein anerkannt.

Strukturelle Relikte einer solchen voralpinen Metamorphose in den Paragesteinen der Alten Gneise waren prinzipiell schon FUCHS (1958) bekannt, als er eingehend jene „gefeldspateten Schiefer“ beschrieb.

Auf CORNELIUS & CLAR (1939) geht die Bezeichnung „Hochweißfeldgneis“ für Anatexite im oberen Kapruner Tal im Bereich der Riffeldecken zurück. Weit über diesen Bereich hinaus bis ins Gschlössstal im südöstlichen Venedigergebiet konnten diese mittel- bis grobkörnigen, inhomogenen Granitgneise mit ihrem ausgeprägten schlierig migmatischen Charakter, ihren vielfältigen Einschlüssen und Übergängen zu biotitreichen Metatexiten erkannt werden (vergl. dazu Spezialkarten der Geologischen Bundesanstalt: Blatt 153 Großglockner, Blatt 152 Matri in Osttirol). Somit ist der Hochweißfeldgneis ein charakteristischer Gesteinstyp der Alten Gneise schlechthin und er repräsentiert jenes tiefe Krustenniveau, in dem die hochgradige Regionalmetamorphose das granitische Minimum erreichte.

Die migmatischen Prozesse erfassten ein über den Verbreitungsbereich des Hochweißfeldgneis hinaus reichendes Gebiet. In Abhängigkeit von der Paläosommenszusammensetzung wurden in den Alten Gneisen lokal granitische, aber auch dioritische bis tonalitische Neosome geringeren Umfangs mobilisiert. Die hierfür verantwortliche Metamorphose wird heute allgemein auf die variszische Kollision und Krustenverdickung zurückgeführt.

Auch die geochronologische Untersuchung des Hochweißfeldgneises unterstützt diese Alterseinstufung (A. v. QUADT unpubl., in A. SCHERMAIER, 1991). Dabei muss einschränkend vermerkt werden, dass zur Zeit noch nicht abtrennbare Anteile weiterer noch älterer Metamorphosen mit den Alten Gneisen verbunden sein könnten.

Das altkristalline Grundgebirge wird nun, wie im oberen Maurertal nachgewiesen, von mehrere hundert Meter mächtigen oberkarbonen Metasedimenten (oberes Westfal?, Stefan) eines intramontanen Beckens überlagert. Diese dunklen graphitischen Glimmerschiefer, Arkosen und Quarzkonglomerate sind Vertreter einer oberkarbonen Transgressionsbildung, die sich auf der damaligen Landoberfläche ablagerte und, wie sich mit Bestimmtheit sagen lässt, durch die hochgradige variszische Metamorphose nicht mehr beeinflusst wurde. Es spricht somit

manches dafür, dass spätestens im frühen Oberkarbon die Konsolidierung der in die variszische Kollision einbezogenen Anteile der heutigen Hohen Tauern abgeschlossen war. Während der zu Ende gehenden variszischen Orogenese kam es ganz offensichtlich zu einer sehr raschen Exhumierung des damaligen Gebirgsstammes.

So muss man nun annehmen, dass das migmatische Altkristallin um 305 Mio.J. bis 295 Mio.J. deutlich abgekühlt, in ein hohes Krustenniveau angehoben, z.T. sogar an der Oberfläche situiert war. Eine solche relativ rasche Heraushebung eines Gebirgskernes erfolgt üblicherweise in einem Dehnungsregime. Bruchtektonik gekoppelt mit Graben- und Beckenbildungen und Erosion des entstehenden Hochgebirges waren in dieser Zeit die bestimmenden geologischen Prozesse.

Verbunden war dies mit posttektonischen plutonischen Aktivitäten, die sich in unserem Arbeitsgebiet von älteren Zentralgneisen deutlich abheben. Hier ist vor allem die Intrusion des kalkalkalischen Zillertaler Venedigerplutons samt Ausläufern und Nachschüben in sein Altes Dach zu nennen.

Basierend auf den Studien von KARL (1959) wissen wir, dass die für diesen Pluton typischen tonalitischen bis granodioritischen Intrusionen samt zugehörigem Ganggefolge stets die jüngsten magmatischen Gebilde sind, die alle älteren Strukturen, im speziellen jene der Gruppe der Alten Gneise, diskordant durchschlagen.

Auch SCHERMAIER (1991), gestützt auf Ideen von Prof. G. FRASL, konnte mit umfangreichen Feldbeobachtungen am Ostrand des Venedigermassivs dokumentieren, dass die Platznahme der Venedigergranitoide in einem bereits abgekühlten, postorogen herausgehobenen Krustenstockwerk erfolgte.

Zur genaueren Beurteilung der Altersbeziehung zwischen den Venedigergranitoiden und den vorliegenden graphitischen Glimmerschiefern sind geochronologische Untersuchungen (Zirkonanalysen) in Vorbereitung.

Als vorläufiger Diskussionsbeitrag zur Charakterisierung der relativen Alterseinstufung mögen folgende Geländebeobachtungen vom Nordrand der Maurertaler Karbonmulde, nahe Kote 2637, im Zungenbereich des Maurer Keeses dienen:

*„Die normalen dunklen Graphitschiefer sind im untersten Teil in einem rund 50 m mächtigen Abschnitt von hellen Aplitgneisen durchdrungen. Über diesen Liegendabschnitt hinaus, also in zentraleren Anteilen der Karbonmulde, waren Aplitgneise nicht mehr zu beobachten. Die aplitische Injizierung entspricht jener, wie sie auch in den Alten Gneisen, in den etwas weiter nördlich gelegenen Geländestufen oberhalb des mittleren Maurer Keeses, angetroffen wird und kann dem Ganggefolge des Venedigerplutons zugerechnet werden.“*

Ein Teil der magmatischen Tätigkeit des Venedigerplutons, zumindest die Intrusion seines aplitischen Ganggefolges, überschneidet sich demnach zeitlich mit der Ablagerung oberkarboner, eigentlich nach-variszischer terrestrischer Sedimente.

Durch die Verknüpfung mit der Analyse der Intrusionsverbände und der Kenntnis der relativen Abfolge von metamorphen und magmatischen Ereignissen erhöhte sich der stratigraphische Wert der Pflanzenfossilien beträchtlich. Somit liefert das Maurertaler Oberkarbon einen wichtigen Beitrag für das Verständnis des zeitlichen Ablaufes der variszischen orogenen Geschichte im Bereich des Tauernfensters.

## 8. Methodik

Die Untersuchungen an den einzelnen Mineralphasen wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) des Typs CAMECA SX100 an polierten, mit Kohlenstoff be-

dampften Schliffen durchgeführt. Gemessen wurde bei 15 KV und 20 nA. Als Referenzmaterial wurden natürliche Mineralphasen verwendet.

### Dank

Für kollegiale Unterstützung und Hilfe bei der Präparation der Fundstücke danken wir Herrn HR. Dr. KOLLMANN, Frau Doz. Dr. EDER und Herrn TOPKA von der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums. Herrn Mag. Amr EL-DALAK soll an dieser Stelle für die

tatkräftige Unterstützung bei den Mikrosondenanalysen gedankt sein. Gleichfalls sind wir dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, HR. Prof. SCHÖNLAUB, für die Bereitstellung personeller und finanzieller Ressourcen für die Geländearbeit zu Dank verpflichtet.

---

## Tafel 1

### Pflanzenfossilien aus den Mittleren Hohen Tauern

- Fig. 1: cf. *Calamites* sp.  
[1999/22/1].  
Fig. 2: *Cyperites bicarinatus*  
[1999/22/2].  
Fig. 3: *Pecopteris* sp.  
[1999/22/3].  
Fig. 4: *Alethopteris* sp.  
[1999/22/4].  
Fig. 5: *Alethopteris* sp.  
[1999/22/5].  
Fig. 6: *Neuropteris* sp.  
[1999/22/6].

Die Ziffern in den Klammern sind die Inventarnummern des Materials in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt.

---





1 cm



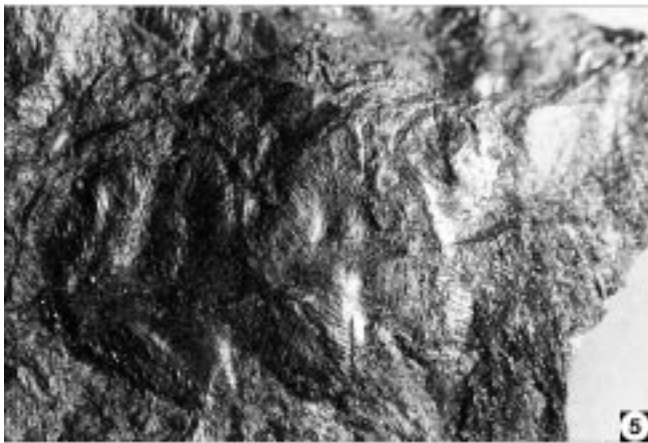
1 cm



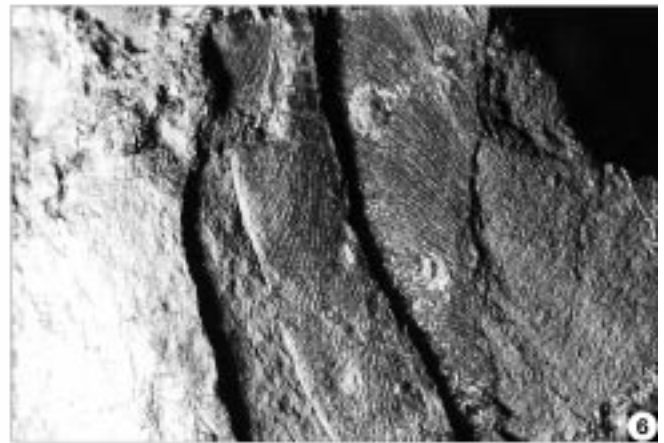
1 cm



1 cm



1 cm



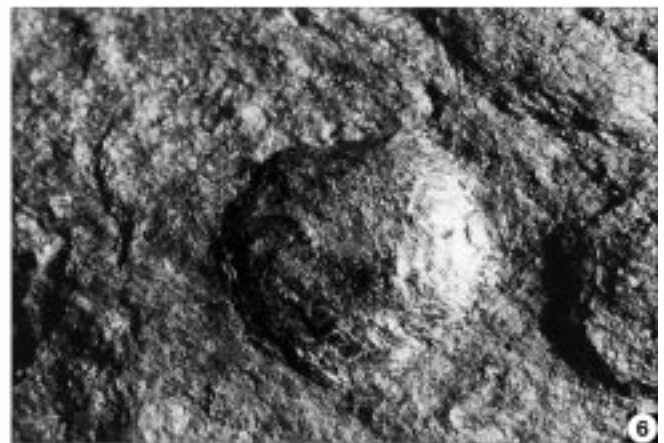
1 cm

## Tafel 2

### Pflanzenfossilien aus den Mittleren Hohen Tauern

- Fig. 1: *Neuropteris* sp.  
[1999/22/7].
- Fig. 2: *Sphenopteris nummularia*  
[1999/22/8].
- Fig. 3: *Sphenopteris nummularia*  
[1999/22/9].
- Fig. 4: *Cordaites* sp.  
[1999/22/10].
- Fig. 5: *Cordaites principalis*  
[1999/22/11].
- Fig. 6: cf. *Cardiocarpus* sp.  
[1999/22/12].

Die Ziffern in den Klammern sind die Inventarnummern des Materials in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt.



## Literatur

- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1986): Makropaläobotanische Ergebnisse zur Stratigraphie jungpaläozoischer Ablagerungen in den Karnischen Alpen, Österreich.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reißbeck and the Southern Ankogel Groups. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 121–272.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (Teil I). – Abh. Zweigst. Wien, Rst. A. f. Bodenf., **25**, 305 S., 89 Abb., 2 Taf., 1 Beil.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, W.: Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, 34–54.
- FRANK, W., MILLER, Ch. & PESTAL, G. (1987): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt Matrei in Osttirol (ÖK 152). – Geol. B.-A.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – Contrib. Mineral. Petrol., **66**, 113–117.
- FRANZ, G., MOSBRUGGER, V. & MENGE, R. (1991): Carbo-Permian pteridophyll leaf fragments from an amphibolite facies basement Tauern Window, Austria. – Terra Nova, **3**, 137–141.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß Sonderh., **15**, 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**, 675–696.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRÄINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, Klagenfurt, **49**, Sonderheft, 189 Seiten.
- FRITZ, A. & KRÄINER, K. (1997): Eine oberkarbone Megaflora von der Nordseite des Stangnocks, Gurktaler Alpen. – Carinthia II, Klagenfurt, **187/107**, Jahrgang, 325–356.
- FUCHS, G. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze - Großvenediger (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **101**, 201–248, 1 Abb., 4 Taf.
- GANGULY, J. & SAXENA, S.K. (1984): Mixing properties of aluminosilicates garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. – Am. Mineral., **69**, 88–97.
- GOLDMANN, D.S. & ALBEE, A.L. (1977): Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $O^{18}/O^{16}$  partitioning between quartz and magnetite. – Am. J. Sci., **277**, 750–761.
- HÖCK, V. & PESTAL, G. (1994): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt Großglockner (ÖK 153). – Geol. B.-A.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S., (1982): Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. – Am. Mineral., **67**, 1118–1134.
- HOINKES, G. (1986): Effect of grossular-content in garnet of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. – Contrib. Mineral. Petrol., **92**, 393–399.
- HYNES, A. & FOREST, R.C. (1988): Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). – J. Metamorphic Geol., **6**, 297–306.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt Krimml (ÖK 151). – Geol. B.-A.
- KROGH, E.J. & RAHEIM, A. (1978): Temperature and pressure dependence of Mg-Fe partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. – Contrib. Mineral. Petrol., **66**, 75–80.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. – Contrib. Mineral. Petrol., **96**, 212–224.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956): Über das Alter des Hochstegenkalles bei Mayrhofen (Zillertal). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 155–165.
- PERCHUK, L.L. & LAVRENT'eva, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. – In: SAXENA, S.K. (Ed.): Kinetics and equilibrium in mineral reactions. – Advances in physical geochemistry, 3, Springer Berlin-Heidelberg-New York, 199–239.
- POWNCHEY, M.I., WALL, V.J. & O'NEILL, H.St.C. (1987): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite; experimental calibration and applications. – Contrib. Mineral. Petrol., **97**, 116–126.
- POWNCHEY, M.I., WALL, V.J. & O'NEILL, H.St.C. (1991): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. – Am. Mineral., **76**, 1580–1588.
- RAITH, M., MEHRENS, C. & THÖLE, W. (1980): Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol. – Jb. Geol. B.-A., **123/1**, 1–37.
- REMY, W. & REMY, R. (1977): Die Floren des Erdalters. – Verlag Glückauf GmbH., Essen, 468 Seiten.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 84 S.
- SCHERMAIER, A. (1991): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 345–367.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1961/1**, 34–55.
- WAGENER, R.H. & TALENS, J. (1985): On the Upper Westphalian and Stephanian species *Lepidodendron dissitum* SAUVEUR. – Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula, 435–444.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: [141](#)

Autor(en)/Author(s): Pestal Gerhard Herbert Josef, Brüggemann-Ledolter Monika, Draxler Ilse, Eibinger Doris, Eichberger Horst, Reiter Christian, Scevik Friederike, Fritz Adolf, Koller Friedrich

Artikel/Article: [Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern 491-502](#)