Zum ordovizischen "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie

Von HELMUT HEINISCH *)

Mit 28 Abbildungen, 17 Tabellen und 3 Fototafeln

| INHALT CONTINUES | Ostalpen Südalpen Ordovizium Porphyroide Petrographie Geochemie Metamorphose Vulkanismus Paläogeographie Geotektonik |
|--|---|
| Zusammenfassung | 4 |
| Summary | 5 |
| | |
| 1. Einführung | 5 |
| 1.1 Problemstellung | 5 |
| 1.2 Lage der Arbeitsgebiete und Übersicht über die Probenahme | 6 |
| 1.3 Literaturübersicht | 8 |
| 2 Stratigraphia | 10 |
| 21 Octobeshnitt der Nördlicher Crowwoolenzone (Arbeitsschiete E. P. V) | 10 |
| 2.1 Ustabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Arbeitsgebiete E, K, V) | 12 |
| 2.2 We stabschnitt der Nordinchen Grauwackenzone (Arbeitsgebiete D, K) | 15 |
| 2.5 Westteil der Karnischen Alpen (Arbeitsgebiet C) | 15 |
| 2.4 Quarzphyllitgebiete (Arbeitsgebiete B, M, 1) | 10 |
| 2.5 Zusammenfassung Stratigraphie | 18 |
| 3. Petrographie | |
| 3.0 Methodik | |
| 3.1 Porphyroide des Kitzbüheler und Dientner Raumes mit gut erhaltenen Reliktgefügen | |
| 311 Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil | 20 |
| 31.2 Ignimbrit mit Lapilli-Anteil | 22 |
| 313 Vitrophyrlagen | |
| 3.1.4 Unverschweißte Tuffe und Tuffite | |
| 3.1.5 Konglomerate und Brekzien | |

*) Adresse des Verfassers: Dr. HELMUT HEINISCH, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

| 3.2 Porphyroide der übrigen Untersuchungsgebiete | |
|---|----------|
| 3.2.1 Kristallreiche Porphyroide | 27 |
| 3.2.2 Lapilli-tunrende Porphyroide | |
| 3.2.5 Porphyroid-Tuffe | 33 |
| 3.2.4 Grungesteinseinsenstengen innerhalb der Porphyroide | |
| 3.2.5 Rekristallisierte Porphyroide | 35 |
| 3.2.0 Porphyroide in Quarzphyllitgebieten | |
| 3.3 Zusammenrassung Petrographie | 39 |
| 4 Geochemie | Λ |
| 40 Vorhemerkungen | |
| 4.1 Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung | |
| 411 Häufigkeitsverteilungen Haunt- und Nebenkomponenten | |
| 412 Häufigkeitsverteilungen Spurepelemente | ···· 4] |
| 42 Klassifikation der Porphyroide | |
| 421 Lage der Analysen im STRECKEISEN Doppeldreierk | |
| 422 Kennzeichnung der Pornbyrnide nach dem Alkaligehalt | |
| 423 Lage der Analysen im System Quarz, Albit Orthoklas | |
| 4.3 Regionale Trends in ausgewählten Diagrammen | |
| 431 AFM-Diagramm | |
| 432 K/RL.Verhöltnisse | |
| 433 Rb/Sr. Verhältnisse | |
| | |
| 5 Coophermisch zetre merticate Studenter file und aussignable Cliederung der Bernhur | roide in |
| 5. Geochemisch-petrographische Saulenprofile und regionale Gilederung der Porphyr | |
| 5.1. Um gebruite non Kiteleikel | |
| 5.1 Omgebung von Kitzbunei | |
| 5.2 Zeller Furche-Dienten | |
| 5.5 Kadmer, blasseneck und Katschengraben | ····· 69 |
| 5.5 Hoho Voitech | |
| 5.6 Westtail der Kennischen Alben | ····· 75 |
| 5.0 westell der Kamischen Alpen | |
| 3.7 Quarzphymigeblete | |
| 6. Stellungnahme zum Augengneisproblem | 76 |
| | 70 |
| 7. Hinweis auf die Metamorphosegeschichte der Porphyroide | |
| 8. Zusammenfessung und Dieleussien der Erschnisse | 70 |
| 8.1. Vulkapologische Interpretation der Porphyroide | |
| 8.1.1. Nachweis der Jonimbritaatur | |
| 812 Mächtige himsteiche Ignimbrite | |
| 813 Mächtige kristellreiche Ionimbrite | |
| 814 Geringmächtige Pornhuroidlagen | |
| 82 Vergleich der Dornhuroide mit Wulkeniten verschiedener gestelltenischer Positionen | |
| 821 Lage der Porphyroide im Courtini RITTMANN Diagramm | |
| 822 Häufickeitsverteilung der SiO. Gehaltes in Vulkaniten der Ostalpen | |
| 823 Vergleich mit Intraplatten-Vulkaniten | 86 |
| 824 Vergleich mit Inselbogen-Vulkaniten | |
| 825 Vergleich mit Unkapiten aktiver Kontinentalränder | |
| 82.6 Vergleich mit Vulkaniten anorogener anstektischer Kontinenthereiche | |
| 827 Vergleich mit dem Modell intrakontinentaler Subfluenz (A.Subfluetion) | |
| 828 Wertung der Modelle | |
| 83 Überlemingen zur Palägegegeranhie des Ahlegerungeraumes | |
| 831 Paläogeographische Beziehungen zwischen den Untersuchungsbereichen | |
| 832 Großtektonischer Rahmen | |
| | |
| Literatur | 93 |

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

- Tafel 1 Dünnschliff-Fotografien von Porphyroiden der Nördlichen Grauwackenzone
- Tafel 2 Anschliff-Fotografien von Vulkaniten der Nördlichen Grauwackenzone
- Tafel 3 Dünnschliff- und Raster-Elektronenmikroskop-Fotografien von Porphyroiden der Steirischen Grauwackenzone
- Abb. 1 Geographische Lage der Arbeitsgebiete und der untersuchten Porphyroidkomplexe
- Abb. 2 Stratigraphische Korrelation im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone (Untersuchungsgebiete E, R, V)
- Abb. 3 Stratigraphische Korrelation im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (Untersuchungsgebiete K, D)
- Abb. 4 Stratigraphische Korrelation in den Karnischen Alpen (Untersuchungsgebiet C)
- Abb. 5 Prostratigraphische Korrelation in Quarzphyllitgebieten (Untersuchungsgebiete B, M, T)
- Abb. 6 KGL-Diagramm des Kitzbüheler und Dientner Raumes
- Abb. 7 KGL-Diagramm der Untersuchungsgebiete B, C, E, M, T, V
- Abb. 8 Häufigkeitsverteilung des SiO2-Gehaltes, unterteilt nach Untersuchungsgebieten
- Abb. 9 Häufigkeitsverteilung des K2O-Gehaltes, unterteilt nach Untersuchungsgebieten
- Abb. 10 Häufigkeitsverteilungen der übrigen Haupt- und Nebenkomponenten
- Abb. 11 Häufigkeitsverteilungen der Spurenelemente
- Abb. 12 STRECKEISEN-Doppeldreiecke einzelner Untersuchungsgebiete
- Abb. 13 STRECKEISEN-Doppeldreieck, Sammeldiagramm aller Porphyroide im Literaturvergleich
- Abb. 14 Diagramm Alk-SiO₂
- Abb. 15 Magmatisches Spektrum
- Abb. 16 System Qu-Ab-Or
- Abb. 17 AFM-Diagramm aller Porphyroide im Literaturvergleich
- Abb. 18 AFM-Diagramme einzelner Untersuchungsgebiete
- Abb. 19 K/Rb-Verhältnisse
- Abb. 20 Rb/Sr-Verhältnisse
- Abb. 21 Säulenprofil Wildseeloder
- Abb. 22 Säulenprofil Blasseneck
- Abb. 23 Säulenprofile Ratschengraben
- Abb. 24 Säulenprofil Polster Eisenerz
- Abb. 25 Säulenprofile Karnische Alpen
- Abb. 26 GOTTINI-RITTMANN-Diagramm
- Abb. 27 SiO₂-Gehalt aller Vulkanite der Nördlichen Grauwackenzone im Vergleich mit Häufigkeitsverteilungskurven von Vulkaniten verschiedener geotektonischer Positionen
- Abb. 28 Paläogeographischer Geocartoon

Tab. 1: Arbeitsgebiete mit Kennbuchstaben.

- Tab. 2: Übersicht über die Probenahme.
- Tab. 3: Modalanalysen Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil.
- Tab. 4: Modalanalysen Ignimbrit mit Lapilli-Anteil
- Tab. 5: Modalanalysen Vitrophyrlagen.
- Tab. 6: Modalanalysen Unverschweißte Tuffe und Tuffite.
- Tab. 7: Modalanalysen Kristallreicher Porphyroid.
- Tab. 8: Modalanalysen Pyroklastischer Porphyroid.
- Tab. 9: Modalanalysen Porphyroid-Tuff.
- Tab. 10: Modalanalysen Chloritschiefer.

Tab. 11: Modalanalysen Rekristallisierte Porphyroide.

Tab. 12: Modalanalysen Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten.

Tab. 13: Deskriptive Statistik der Porphyroide (n = 255).

Tab. 14: Literaturvergleich.

Tab. 15: Verteilung der Porphyroide auf Gesteinsklassen des STRECKEISEN-Diagramms.

Tab. 16: Rb/Sr-Verhältnisse im Literaturvergleich.

Tab. 17: Variationsbreite ausgewählter Augengneisdaten im Vergleich zum Chemismus der Porphyroide.

Zusammenfassung

Im Altpaläozoikum der Ostalpen sind saure Vulkanite weit verbreitet. Trotz einer metamorphen Überprägung konnte in der Nördlichen Grauwackenzone (NGZ) durch conodontenstratigraphische Untersuchungen das Alter dieses Porphyroidvulkanismus auf den Zeitraum des oberen Ordovizium (Grenze Caradoc-Ashgill bis tieferes Ashgill) eingeengt werden (SCHÖNLAUB 1979). Weitere, stratigraphisch nicht einzustufende Porphyroide finden sich in der Gurktaler Decke, im Brixener Quarzphyllit, im Thurntaler Quarzphyllit, im Marteller Quarzphyllit und im Südalpinen Paläozoikum. Säulendiagramme geben Einblick in die Lithologie der wichtigsten Porphyroidvorkommen und die fazielle Entwicklung ihrer Ablagerungsräume. Maximale Mächtigkeiten von 1500 m werden in der Steirischen Grauwackenzone erreicht.

Die petrographische Analyse führt zur Unterscheidung verschiedener Ignimbrittypen, unverschweißter Tuffe und vulkano-sedimentärer Wechselfolgen. Zumindest für einen Teil der Vulkanite kann eine subaerische Ablagerung als erwiesen gelten. Andere Sequenzen liegen in vollmariner Umgebung.

Geochemisch sind Alkalirhyolithe, Rhyolacite, Dacite und Andesite abgrenzbar, wobei die Andesite nur sehr untergeordnet auftreten. Innerhalb dieses sauren Vulkanismus zeigt sich eine deutliche Mehrgipfeligkeit der Verteilungskurve mit 3 Maxima im Alkalirhyolith- und Rhyodacitbereich. Regional stehen Gebiete mit homogenem Chemismus Bereichen mit großer chemischer Variabilität gegenüber. Insbesondere im Raum Radmer-Blasseneck ist ein kalkalkalischer Differentiationstrend nachzuweisen.

Aus der Kombination aller petrographischen und geochemischen Daten können einzelne Fließ- bzw. Ablagerungseinheiten unterschieden werden. Außerdem lassen sich bezüglich Ablagerungsmilieu und Fördermechanismus einheitlich interpretierbare Porphyroidtypen definieren, deren Verbreitung tektonisch kontrolliert wird. Mächtige, bimsreiche Ignimbritfolgen werden als Produkte von Zentraleruptionen gedeutet, während mächtige, kristallreiche Ignimbritlagen als Spalteneruptionen interpretierbar sind. Diese beiden Typen sind an subaerische Bedingungen gebunden und treten nur in der NGZ und in den Karnischen Alpen auf. Geringmächtige Porphyroidlagen, vornehmlich der Quarzphyllitgebiete, stellen in marine Beckenbereiche transportierte Vulkanite dar.

Beim Vergleich der Ergebnisse mit paläogeographischen Rekonstruktionen für das Altpaläozoikum ergäbe sich ein in einem mobilen Außenschelf angeordneter Vulkanbogen, dessen Förderprodukte in den klastischen Innenschelf der Quarzphyllitgebiete verfrachtet wurden.

Einfache plattentektonische Subduktionsmodelle reichen nicht zur Erklärung des oberordovizischen Vulkanismus aus. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand bleiben mehrere Alternativen der geotektonischen Interpretation nebeneinander bestehen:

- Ablagerung der altpaläozoischen Gesteine in einem Randbecken hinter einer Subduktionszone am Südrand der Europäischen Plattform;
- Bildung von Schwellen und Becken als Folge eines aufsteigenden Manteldiapirs in einer südwesteuropäischen triple junction;
- Epikontinentale Entwicklung der Ablagerungsräume über einem Bereich intrakontinentaler Subfluenz (A-Subduktion).

Alle verwertbaren Modelle müssen eine Erklärung für die weitflächige Existenz granitoider Magmen und die für den Aufstieg dieser Magmen erforderliche Dehnungstektonik liefern. Vergleiche mit den Neufundländischen Appalachen legen die Vermutung nahe, daß auch im alpinen Raum im Zusammenhang mit der Verengung des Protoatlantik im oberen Ordovizium eine Umstellung des großtektonischen Spannungsmusters eintrat und die Eruption der Porphyroide möglicherweise den Zeitpunkt dieser Umstellung markiert.

Summary

Acid volcanic rocks, the well-known "porphyroids" cover a large area in the Lower Paleozoic of Northern Greywake Zone (NGZ) of the Eastern Alps. Despite metamorphism it was possible to show by means of conodonts, that these volcanics are of Upper Ordovician age (SCHONLAUB 1979). Porphyroids also occur in the Gurktal nappe, the Brixen, Thurntaler and Martell quartz phyllites and in the Carnic Alps, but stratigraphic data are still lacking here. The lithology of all important porphyroid masses and their surrounding rocks is compiled in profiles. Thicknesses up to 1500 m are found in the eastern part of NGZ.

Petrographic work allows discrimination between different types of ignimbrites, unwelded tuffs and volcaniclastic series. The majority of the porphyroids was undoubtedly deposited under subaerial conditions, but intercalations of porphyroids within marine sediments also occur.

Geochemical analysis shows, that alkali-rhyolitic, rhyolacitic and dacitic porphyroids are abundant, while andesites were only found in one special case. Within the range of acid to intermediate chemistry the porphyroids show a trimodal frequency distribution with maxima between alkali-rhyolite and rhyodacite. Areas with geochemical uniformity contrast to areas with large-scale geochemical variability. In particular, the Radmer-Blasseneck region shows a calcalcaline differentiation trend from andesitic to alkali-rhyolitic composition.

Petrographic as well as geochemical characteristics support the discrimination of single flow-units within the volcanic sequences. Certain types of porphyroids are established, which are each linked to a particular mechanism of eruption and environment of deposition. These types of porphyroids never occur together in the same tectonic sub-unit: Thick ignimbrites rich in pumice are regarded as products of central eruptions, while thick layers of ignimbrites rich in crystals are explained as products of fissure eruptions. Both types are associated with subaerial conditions and occur only in the NGZ and the Carnic Alps. Thin layers of porphyroids, most common in the quartz phyllites, are regarded as volcanic debris, which has been transported into marine basins.

Paleogeographic reconstructions of the Alpine Paleozoic suggest the existence of a volcanic arc within an outer mobile belt. The clastic products of this arc arc transported to the inner clastic quartz phyllite shelf.

Models of modern plate tectonics are inadequate to explain all aspects of the Upper Ordovician volcanism. Several alternatives should be considered:

- Deposition of the Lower Paleozoic rocks within the marginal basin of a subduction zone at the southern rim of the European platform;
- Development of swells and basins stimulated by an updoming mantle diapir at a Southwest European triple junction;
- Epicontinental development of sedimentary basins above a zone of intracontinental subduction (A-subduction).

All valid models have to explain the widespread existence of anatectic granitoid melts and of tensional stress that permits the sudden eruption of high quantities of magma. Comparisons with the Newfoundland Appalachians lead to the idea, that continuing subduction and closing of the Protoatlantic Ocean caused a change in the stresspattern of the Alpine region. The eruption of porphyroids might possibly mark this event.

1. Einführung

1.1 Problemstellung

Schon seit den ersten Anfängen in der Erforschung des Paläozoikums der Ostalpen am Beginn des 19. Jahrhunderts sind aus der Nördlichen Grauwackenzone vulkanische Gesteine bekannt (PANTZ & ATZL 1814). Diese metamorph überprägten sauren Vulkanite wurden nach ihrer Typlokalität später mit dem Namen "Blasseneckporphyroide" belegt. Aufgrund ihrer charakteristischen Ausbildung, ihrer weiten Verbreitung, Horizontbeständigkeit und ihrer großen Mächtigkeit waren diese Gesteine schon immer ein Leithorizont in der Schichtfolge des Paläozoikums. Vielfach untersucht und beschrieben, fehlen jedoch bis heute detaillierte geochemische Daten aus diesen mächtigen Vulkanitabfolgen, obwohl aus ihrer Verbreitung bereits weitreichende Schlüsse zur geotektonischen Situation des Alpenraumes im Paläozoikum gezogen wurden (MOSTLER 1970, LOESCHKE 1977).

Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist eine möglichst vollständige Dokumentation der petrographischen und geochemischen Entwicklungsbreite der Porphyroide. Hierbei ist sowohl der räumliche Vergleich der in verschiedenen tektonischen Einheiten auftretenden Vorkommen als auch die Erfassung möglicher zeitlicher Variationen petrographischer und geochemischer Parameter von Interesse.

Erst diese umfassende Bestandsaufnahme erlaubt es, folgenden weiteren Fragen nachzugehen:

- Lassen sich die Porphyroide eindeutig mit Vulkaniten gegenwärtig aktiver magmatischer Provinzen vergleichen?
- Lassen sich daraus Anhaltspunkte für die geotektonische Situation des Ost- und Südalpenraumes im Altpaläozoikum ableiten?
- Liefert der geochemische Vergleich weitere Anhaltspunkte für die lithostratigraphische Korrelation fossilleerer Quarzphyllitareale?
- Bestehen genetische Zusammenhänge zwischen Porphyroiden und hochmetamorphen Augengneisen des ostalpinen Altkristallins?
- Läßt sich der zu vermutende genetische Zusammenhang mit sauren Intrusivgesteinen gleichen Alters geochemisch bestätigen und so das radiometrisch fixierte "kaledonische Ereignis" auch im sedimentären Stockwerk belegen?

1.2 Lage der Arbeitsgebiete und Übersicht über die Probenahme

Vor einer Festlegung der einzelnen Arbeitsgebiete wurden die bisher in der Literatur beschriebenen Porphyroidabfolgen zusammengestellt. Als wichtigstes Arbeitsgebiet stellte sich die Nördliche Grauwackenzone (NGZ) heraus, da hier die Porphyroide ihre größte Mächtigkeit und auch im Kartenbild weiteste laterale Verbreitung zeigen. Neben einer natürlichen Zweiteilung der NGZ in Westabschnitt (Tiroler und Salzburger Teil) und Ostabschnitt (Steirischer Teil) wurde eine feinere Einteilung getroffen. Innerhalb der NGZ ergeben sich so 5 Untersuchungsabschnitte, die jeweils einzelnen mächtigen Porphyroidkörpern zugeordnet sind. Die Arbeitsgebiete sind mit ihren Kennbuchstaben tabellarisch erfaßt (Tab. 1) und graphisch dargestellt (Abb. 1). Neben diesen Kerngebieten, aus denen die ersten grundlegenden petrographischen Arbeiten über die Blasseneckporphyroide stammen, wurden einige kleinere Porphyroidvorkommen in die Betrachtung einbezogen, die sich südlich des Tauernfensters anordnen. Sie liegen innerhalb der ostalpinen Thurntaler und Marteller und südalpinen Brixener Quarzphyllite. Da sie stratigraphisch bisher nicht datiert sind, stützt sich die Annahme, daß es sich bei diesen Vorkommen um Porphyroid-Äquivalente handeln könnte, nur auf lithostratigraphische Analogieschlüsse. Deshalb war ein geochemischer Vergleich von besonderem Interesse.

Das südalpine Paläozoikum der Karnischen Alpen enthält im Westen den Comelicoporphyroid, der ebenfalls bearbeitet wurde.

Vergleichsanalysen wurden außerdem noch von hellen Gneisen der Habachserie unbekannten Alters, von einigen Augengneisen des ostalpinen Altkristallins und von einigen basischen Vulkaniten der NGZ angefertigt.



Abb. 1: Geographische Lage der Arbeitsgebiete und der untersuchten Porphyroide.

| Tab. | 1: Arbeitsgebiete | mit Kennbuchstaben. |
|------|-------------------|---------------------|
|------|-------------------|---------------------|

| Geographische Lage | Kennbuchstabe |
|--|---------------|
| a) innerhalb der Nördlichen Grauwackenzone | |
| Umgebung von Kitzbühel | к |
| Zeller Furche – Dienten | D |
| Radmer, Blasseneck und Ratschengraben | ° R |
| Eisenerzer Raum | E a |
| Hohe Veitsch | V |
| b) außerhalb der Nördlichen Grauwackenzone | |
| Habachserie (Tauern-Nordrand) | Н |
| Thurntaler Quarzphyllit (westlich von Lienz) | Т |
| Marteller Quarzphyllit (Martelltal,Vintschgau) | м |
| Brixener Quarzphyllit (Südalpin) | В |
| Comelico (Westteil der Karnischen Alpen) | С |
| | |

Viele kleine in ihrer Bedeutung untergeordnete Vorkommen konnten nicht in die Untersuchungen einbezogen werden; von anderen Gebieten liegen bereits Daten anderer Bearbeiter vor (vgl. 1.3).

Die Anzahl der bearbeiteten Proben ist aus Tab. 2 zu ersehen. Aus über 500 Proben wurden 376 für die geochemische Analyse ausgewählt; davon entfallen 255 Analysen auf Porphyroide. Der Rest ("Sonstige") setzt sich aus Augengneisen, Metabasiten, hellen Gneisen der Habachserie und Gneisen fraglichen Ursprungs zusammen.

| RAUM | | GEOCHEM | ISCHE PROE | BEN | CONSTRA | CUMUS |
|-------------|---|-------------|------------|-------|------------|-------|
| | | Porphyroide | Sonstige | Summe | - SUNSIIGE | SUMME |
| Briven | | 15 | 1 | 16 | 18 | 34 |
| Comelico | C | 33 | - | 33 | 25 | 58 |
| Dienten | D | 5 | 1 | 6 | 13 | 19 |
| Eisenerz | Ε | 36 | 9 | 45 | 10 | 55 |
| Habachserie | Н | | 60 | 60 | 11 | 71 |
| Kitzbühel | К | 48 | 15 | 63 | 27 | 90 |
| Martell | М | 12 | | 12 | | 12 |
| Radmer | R | 66 | 9 | 75 | 18 | 93 |
| Thurntaler | Ť | 23 | 24 | 47 | 3 | 50 |
| Veitsch | ۷ | 17 | 2 | 19 | | 19 |
| | | | | | | |
| GESAMTSUMME | | 255 | 121 | 376 | 125 | 501 |

Tab. 2: Übersicht über die Probenahme.

1.3 Literaturübersicht

Bedingt durch die wirtschaftliche Bedeutung des Steirischen Erzberges befaßten sich bereits im Jahre 1814 Geologen mit dem Blasseneckporphyroid, der das Erzvorkommen unterlagert (PANTZ & ATZL 1814). Obwohl bereits diese die Vulkanitnatur erkannt hatten, wurden später auch paragene Deutungen der Gesteine als "körnige Grauwacke", "Sericitgrauwacke" oder "Blasseneckgneis" gegeben (SCHOUPPÉ 1854, STUR 1865, FOULLON 1886, VACEK 1900, HERITSCH 1907). Eine Vielzahl von Autoren befaßte sich in der Folgezeit mit den erneut als vulkanogen erkannten Porphyroiden der Nördlichen Grauwackenzone (OHNESORGE 1905, 1925, ANGEL 1918, REDLICH 1923, HRADIL 1923, HIESSLEITNER 1931, 1935, HABERFELNER 1935, CORNELIUS 1936, 1952, HAMMER 1937, 1938, METZ 1940, 1953, HEISSEL 1951, HANSELMAYER 1961, 1966, ANGEL et al. 1966, HAJEK 1966, FLAJS & SCHÖNLAUB 1973, FLAJS 1974). Ein ausführlicher Überblick über die Literatur findet sich in SCHÖNLAUB (1979).

8

Außerhalb der NGZ wurde von H. SCHMIDT (1930) in den Westlichen Karnischen Alpen der Comelicoporphyroid beschrieben. Im Paläozoikum der Turracher Höhe konnten geringmächtige Porphyroidlagen entdeckt und stratigraphisch eingestuft werden (HÖLL 1970).

Fortschritte in der lithostratigraphischen Untergliederung fossilleerer Phyllitgebiete, Quarzphyllite und hochmetamorpher Kristallingebiete schufen die Voraussetzungen für einen prostratigraphischen Vergleich mit der NGZ:

Aus dem Gurktaler Phyllitgebiet wurde von FRITSCH (1961, 1961 a) ein Keratophyr mit reliktischen Pillow-Strukturen beschrieben. In der Phyllitgruppe der Saualpe tritt ein einige 100 m mächtiger Metakeratophyrzug auf, der mit dem Blasseneckporphyroid verglichen wurde (SCHÖNENBERG 1967, NEUGEBAUER et al. 1971, KLEINSCHMIDT et al. 1975). Die geochemischen Daten dieses Metakeratophyrs (HURLER 1972) wurden als Vergleichsanalysen verwendet.

Auch aus Quarzphyllitgebieten wurden Porphyroidäquivalente beschrieben: In der Goldeckgruppe fand DEUTSCH (1977) Porphyroidlinsen; bei eigenen Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit konnten auch dort Porphyroidhorizonte ausgeschieden werden (HEINISCH & K. SCHMIDT 1976). Im Bereich der Südalpinen Quarzphyllite treten ebenfalls Relikte eines sauren Vulkanismus auf (FELLERER 1968).

Die intensive Bearbeitung der hochmetamorphen Kristallinzonen der Stubalm, Gleinalm und Saualm führte zu einer lithostratigraphischen Gliederung, innerhalb der einem Augengneiszug besondere Bedeutung zukommt (BECKER 1977). HERITSCH & TEICH (1975) deuten diesen mächtigen und gut kartierbaren Augengneis als Äquivalent der oberordovizischen Porphyroide.

Innerhalb der Habachserie des Penninikums wiesen HAMMER (1937) und FRASL (1953) auf Porphyroidlagen hin, deren Altersstellung offen ist.

Mit der Entdeckung, daß weltweit früher als extrusive Quarzporphyre interpretierte Gesteine in Wirklichkeit als explosive Ignimbrite zu deuten sind, folgten auch erste vulkanologische Neubearbeitungen der Blasseneckporphyroide. Eine Innsbrucker Arbeitsgruppe postulierte für den Kitzbüheler Teil der NGZ die Ignimbritnatur der Porphyroide (MOSTLER 1970, EMMANUILIDIS & MOSTLER 1971, VAVTAR 1976). Neue Kartierungen im Dientner Raum führten zur Entdeckung kleinerer Porphyroidlagen, die als Tuffe gedeutet wurden (BAUER, LOACKER & MOSTLER 1969).

In der Magdalensbergserie Mittelkärntens rekonstruierte RIEHL-HERWIRSCH (1970) die Relikte eines oberordovizischen Vulkanaufbaus, der saure Magmen gefördert hatte.

Im Bereich der Karawanken (Trögern, Seeberg) konnten innerhalb des Altpaläozoikums intermediäre und saure Aschentuffe, Kristalltuffe und Ignimbritlagen ausgeschieden werden (ROLSER 1968, SCHÖNENBERG 1967, LOESCHKE & ROLSER 1970 a, b), von denen auch geochemische Analysen vorliegen.

Im Zuge der Neubearbeitungen wurden auch tektonische Konzepte für einzelne Teilgebiete entwickelt und auf den gesamten Ostalpenraum extrapoliert. MOSTLER stellt die Förderung der Porphyroide in engen Zusammenhang zur takonischen Phase (MOSTLER 1970): Nach der Sedimentation der "eugeosynklinalen" Wildschönauer Schiefer wird die gesamte Geosynklinalfüllung herausgehoben, und es kommt zur subaerischen Förderung der Ignimbrite. Synsedimentäre Bruchtektonik führt nach der Ablagerung der sauren Vulkanite zu einem Zerbrechen der starren Porphyrplattform. Transgressionssedimente belegen diesen paläographisch bedeutsamen Umbruch. Magmentektonisch wird der Vulkanismus mit dem Aufstieg eines Manteldiapirs und damit verbundenem kontinentalem rifting in Zusammenhang gebracht (MOSTLER 1971, COLINS, HOSCHEK & MOSTLER 1979).

Ein völlig anderes tektonisches Konzept erarbeitete LOESCHKE aufgrund der im Paläozoikum der Karawanken um Seeberg und Vellach und der südlichen Saualpe gewonnenen petrographischen und geochemischen Daten basischer und saurer Vulkanite (LOESCHKE 1974): Er führt die nur teilweise stratigraphisch fixierten Vorkommen auf eine gemeinsame Ursache zurück und vergleicht die ost- und südalpinen paläozoischen Vulkanite mit eugeosynklinalen Vulkaniten der kaledonischen Geosynklinale Norwegens. Bei Vergleich mit rezenten Vulkaniten unterschiedlicher geotektonischer Positionen paßt nach der Ansicht des Autors das Entwicklungsschema eines jungen Inselbogens am besten mit den Daten zusammen. Die ostalpinen Vulkanite sollen demnach über einer Subduktionszone entstandene Manteldifferentiate darstellen (LOESCHKE 1977). Auch die Porphyroide der NGZ werden innerhalb dieser Arbeitshypothese als Manteldifferentiate gedeutet. Innerhalb der tektonisch zerrissenen altpaläozoischen Komplexe könnte sich bei Rückformung des Deckenbaus ein etwa 250 km langer Inselbogen rekonstruieren lassen, dessen zugehörige Subduktionszone vermutlich nach Süden abtauchte (Zunahme der Alkalinität und der TiO₂-Gehalte nach S).

Eine ähnliche großtektonische Situation folgerten HÖLL & MAUCHER (1976) aus der asymmetrischen Verteilung der metallogenetischen Zonen in den tektonischen Einheiten der Alpen. Allerdings ergibt sich hierbei ein Abtauchen der Subduktionszone nach Norden. Die o. g. Autoren leiten den sauren Vulkanismus nicht von Manteldifferentiaten ab, sondern favorisieren eine Entstehung durch Palingenese über der Subduktionszone, womit der Zusammenhang mit Granitintrusionen postuliert wird.

Allgemein kann heute als erwiesen gelten, daß in Mittel- und Südwesteuropa im Altpaläozoikum granitischer Plutonismus auftrat, der von sauren Oberflächenäquivalenten begleitet wurde (K. SCHMIDT 1977 cum lit.). Diese Tatsache zeigt sich in der Verteilung der radiometrischen Alterszahlen (K. SCHMIDT 1976). Die geodynamische Interpretation dieses "kaledonischen thermischen Ereignisses" ist nach wie vor in Diskussion (BÖGEL et al. 1979). Dies geht auch deutlich aus der Zusammenstellung der divergierenden Ansichten über die Genese der Blasseneckporphyroide hervor. Es war daher an der Zeit, die bisher nicht untersuchten, aber ihrem Volumen nach bedeutsamsten Porphyroidvorkommen neu zu bearbeiten.

2. Stratigraphie

In den metamorphen und tektonisch stark beanspruchten Serien des Altpaläozoikums der Ostalpen war der auf Makrofossilien beruhenden Stratigraphie wenig Erfolg beschieden. Demzufolge änderte sich die stratigraphische Einstufung der Porphyroide sehr häufig und reichte vom Präkambrium bis ins Karbon (vgl. THALMANN 1975). Erst durch die Anwendung conodontenstratigraphischer Untersuchungsmethoden wurde es möglich, für einige Profile in der NGZ den zeitlichen Rahmen der Vulkanitförderung abzugrenzen (FLAJS 1964, 1967, FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, SCHÖNLAUB & FLAJS 1975, SCHÖN-LAUB 1977). Eine vollständige Darstellung aller bis 1979 verfügbaren stratigraphischen Daten aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen wurde von SCHÖNLAUB (1979) gegeben.

2.1 Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone

(Arbeitsgebiete E, R, V; Abb. 2)

In der näheren Umgebung des Steirischen Erzberges am Polster (Arbeitsgebiet E) wurden von FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) stratigraphische Profile aufgenommen, die den Porphyroidvulkanismus gut eingrenzen: Die Unterlage der Porphyroide bildet die Gerichtsgraben-Gruppe. Sie besteht aus Phylliten mit Silt- und Sandsteineinschaltungen und erreicht ca. 300 m Mächtigkeit. Karbonatlinsen innerhalb der Phyllite enthielten Conodontenfaunen, die ein Alter von Caradoc-Ashgill bis tieferem Ashgill anzeigen. Das Ende des Vulkanismus ist durch den im NE-Teil des Polsters folgenden Polsterquarzit fixiert, der sich zusammen mit dem überlagernden Cystoideenkalk in dieselbe Conodontenzone (amorphognathus ordovicicus) wie die Kalkeinschaltungen der Gerichtsgraben-Gruppe einordnen läßt. Es muß sich also um ein relativ kurzzeitiges vulkanisches Ereignis gehandelt haben. Bemerkenswert ist die im Südteil des Polsters auftretende Schichtlücke. Sie zeigt fazielle Unterschiede auf engstem Raum an, da Quarzite und Kalke diachron auf demselben Porphyroidkörper transgredieren. Der Porphyroid erreicht am Polster eine aufgeschlossene Mächtigkeit von maximal 440 m und wird durch eine Schiefereinschaltung in zwei Lager



Abb. 2: Stratigraphische Korrelation im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone; Profile Eisenerz Polster Süd, Ost, Erzberg Liegendscholle und Wildfeld-Lange Teichen-Ratschengraben nach FLAJS & SCHÖNLAUB (1976), SCHÖNLAUB (1979) vereinfacht und im Maßstab verändert, im Bereich der Porphyroide durch eigene Aufnahmen ergänzt; Profil Blasseneck nach eigenen Aufnahmen entworfen.

geteilt (Petrographisch-geochemische Bearbeitung siehe Kap. 4). Aus dem Tagbaubereich des nahegelegenen Erzberges liegen ebenfalls conodontenstratigraphische Untersuchungen vor (SCHÖNLAUB 1979).

Die von HAJEK (1966) beschriebenen Porphyroidhorizonte innerhalb der vererzten Devonkarbonate sind leider nicht mehr aufgeschlossen. Vermutlich handelte es sich hierbei um Lagen grünlicher "Serizitschiefer", deren genetische Bedeutung unklar ist und die statistisch verteilt auf mehrere Abbauetagen, vor allem auch in Nähe des ins Karbon zu stellenden Zwischenschiefers auftreten. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Derivate eines späteren Karbon-Vulkanismus. Ein genetischer Zusammenhang mit dem oberordovizischen Porphyroidvulkanismus ist mit Sicherheit auszuschließen.

Im Bereich Wildfeld-Lange Teichen ist der Porphyroid durch mehrere einige Zehnermeter mächtige Lagen vertreten, die in Metapeliten eingeschaltet sind. Er zeichnet sich durch einen hohen Anteil an Bims- und Fremdgesteinskomponenten aus. Nach der Phase saurer Eruptivtätigkeit, die wiederum an die Wende Caradoc-Ashgill bis tieferes Ashgill gestellt wird, hält die Sedimentation der feinklastischen Metapelitfolgen mit teilweise sandigeren Einschüttungen weiter an. Das untere Silur ist durch einen Kalk-Kieselschiefer-Komplex gekennzeichnet, über dem maximal knapp 200 m mächtige basische Vulkanite mit Schiefer-Zwischenlagen folgen. Schichtlücken sind in dieser Abfolge nicht festzustellen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch im Bereich Radmer-Finstergraben (FLAJS & SCHÖNLAUB 1973). Hier treten über dem in mehrere Lagen aufgespaltenen Finstergrabenporphyroid basische Vulkanite auf.

Eine völlig andere Situation zeigte sich bei der Profilaufnahme an der Typlokalität, dem Blasseneck. Über eine Mächtigkeit von 1500 m konnte die vulkanogene Serie verfolgt und petrographisch untergliedert werden (Abb. 2). Die hier stellenweise bis zu 600 m Mächtigkeit erhaltene Liegendfolge besteht aus Phylliten mit Quarzit- und Marmoreinschaltungen Der Vulkanismus setzt in Form einzelner, durch Phyllite getrennter Lagen ein, die lateral rasch auskeilen. Im aufgenommenen Profil am Blasseneck-Südhang führen die ersten Porphyroidlagen ähnlich wie in der Langen Teichen lithische Komponenten. Der mächtige Zentralteil des Porphyroids konnte mit Hilfe petrographischer und geochemischer Methoden in einzelne Förderphasen zerlegt werden und zeigt als Besonderheit eine Einschaltung von Grüngesteinen, begleitet von karbonatischen Schiefern (vgl. 5.3). Eine tektonische Einschuppung dieser Gesteine scheidet weitgehend aus. Das Deckgestein der Porphyroide bilden zunächst feinplattige, dann grobbankige bis massige Karbonate. Sie sind unterschiedlich dunkelgrau bis hell gefärbt und führen reichlich Rohwandvererzung. Der Kontakt zum Porphyroid ist in der Regel leicht tektonisch überprägt. Der lithologische Vergleich läßt eine ähnliche stratigraphische Situation wie am Polster-Südhang vermuten (Abb. 2).

Aus der Hohen Veitsch sind keine conodontenstratigraphischen Untersuchungen bekannt. Die lithologische Ausbildung des Porphyroides entspricht der des Eisenerzer Raumes. Seine Überlagerung besteht aus Karbonatgesteinen, so daß insgesamt ähnliche Verhältnisse wie am Polster bei Eisenerz wahrscheinlich sind.

Als wichtig für den ganzen Ostteil der NGZ ist festzuhalten (vgl. Kap. 9), daß der Porphyroid in sehr unterschiedlicher gesteinsfazieller Umgebung zu finden ist, die auf engem Raum wechseln kann. Bei einer vorsichtigen sedimentologischen Interpretation der zusammengestellten Profile ist zu vermuten, daß die Vulkanite in folgenden verschiedenen Bereichen abgelagert wurden:

- a) In morphologischen Hochlagen, in großer Mächtigkeit abgelagert und durch Karbonate überlagert;
- b) in Beckenbereichen, als geringmächtige Lagen vertreten, gekoppelt mit marinen feinklastischen Sedimenten und der späteren Extrusion basischer Vulkanite.

2.2 Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone

(Arbeitsgebiete K, D, Abb. 3)

Im Gebiet zwischen Westendorf, Kitzbühel und Fieberbrunn ist eine Anzahl mächtiger Porphyroidkörper aufgeschlossen (MALZER 1964, MOSTLER 1965, EBERHARDT & MOSTLER 1966, MOSTLER 1968, MAVRIDIS & MOSTLER 1971). Die Sedimentation beginnt mit einer bis 1000 m mächtigen klastischen Folge, die als Wildschönauer Schieferserie bekannt ist. In diese Folge ist eine große Anzahl basischer Vulkanite eingeschaltet; es handelt sich hierbei teils um Intrusiva (Sills), teils um extrusive Laven und Pyroklastika (MOSTLER 1971). Diese Folge wird ins Ordovizium gestellt, wobei oberes Kambrium von den Autoren nicht ausgeschlossen werden kann. Ein markanter Umschwung in der als "eugeosynklinal" bezeichneten Sedimentabfolge wird durch die Platznahme der Porphyroide angezeigt. Ihre stratigraphische Untergrenze ließ sich bisher nicht fassen, da die Porphyroidkörper sehr häufig tektonisch abgeschert sind. Wie eine Profilaufnahme am Wildseeloder zeigte, erreichen die überwiegend als Ignimbrite ausgebildeten Porphyroide maximale Mächtigkeiten von über 600 m, die sich allerdings lateral rasch verringern können (vgl. Abb. 3). Über den Porphyroiden setzt eine Faziesdifferenzierung ein. In einigen Profilen folgen Karbonate, die in Westendorf, in Klausenbad bei Kitzbühel und im Bereich des Kitzbüheler Hornes in die Celloni-Zone des Llandovery eingestuft wurden. In anderen Profilen finden sich unmittelbar über dem Porphyroid Konglomerate, Brekzien, Sandsteine und Siltschieferlagen, die mit den Vulkaniten auch lateral verzahnen. Der Altersumfang dieser Klastika ist unklar und kann nach oben nur durch die in beiden Faziestypen folgenden Kalke des Devon abgegrenzt werden. Bei der Profilaufnahme am Wildseeloder zeigte sich im Gipfelbereich ein tektonisch leicht überformter Kontakt zwischen Porphyroid und Karbonaten. Im Westhang des Berges schalten sich bis zu 20 m mächtige klastische Folgen zwischen die Kalke und den Porphyroid ein. Für das vulkanologisch gut bearbeitbare Wildseeloderprofil (vgl. 5.1) fanden sich leider keine conodontenstratigraphischen Angaben in der Literatur, so daß der Versuch der Korrelation auf Analogieschlüssen beruht (Abb. 3).

Der Liegendkontakt des Porphyroides ist tektonisch. Eingeschuppte rote Sandsteine, geröllführende Tonschiefer und die randlich intensive Rotfärbung des Ignimbrits lassen vermuten, daß hier die tektonisch überprägte Transgressionsfläche des Perm erhalten ist. In streichender Fortsetzung wurde am Ende des Wildseeloderporphyroides im Bereich der Magnesit-Lagerstätte Hochfilzen ein weiteres Profil beprobt. Hier herrschen bezüglich der Kontakte ähnliche Verhältnisse; der Porphyroid ist in seiner Mächtigkeit auf 130 m reduziert. Beim Abbau Bürglkopf hat er nur noch 20 m Mächtigkeit.

Der Dientner Raum wurde von BAUER, LOACKER & MOSTLER (1969) stratigraphisch gegliedert. Beim Großteil der von den o.g. Autoren dargestellten Porphyroidlagen dürfte es sich um Tuffe und umgelagerte Tuffite handeln, die an die Wende Ordoviz-Silur gestellt werden.



Abb. 3: Stratigraphische Korrelation im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone; Profil Westendorf nach MOSTLER (1968), stark verändert; Profil Kitzbüheler Horn aus MOSTLER (1968) und EMMANUH (DIS & MOSTLER (1971) kombiniert und vereinfacht; Profile Wildseeloder I und II nach eigenen Aufnahmen entworfen; Faziesschema Kitzbüheler Raum unter Berücksichtigung aller verfügbaren Daten entworfen; Faziesschema Dientner Raum nach BAUER, LOACKER & MOSTLER (1969) und eigenen Aufnahmen im Bereich der Porphyroide zusammengestellt; Legende wie Abb. 2.

Allgemein bestehen bei der Einstufung der Porphyroide im Westabschnitt der NGZ noch Probleme. Während die genannten Innsbrucker Autoren die Eruption der sauren Vulkanite an die Wende Ashgill-Llandovery stellen, wird in der Korrelationstabelle des Paläozoikums von Österreich ihre Einstufung analog zu den Verhältnissen im Eisenerzer Raum postuliert (SCHÖNLAUB 1979). Unabhängig von dieser stratigraphischen Unsicherheit ist festzuhalten, daß auch im Westabschnitt der NGZ eine deutliche Faziesdifferenzierung zu verzeichnen ist, die zur Abtragung eines Teils der Porphyroidplatte führte und in entsprechenden Sedimenten dokumentiert ist. In anderen Bereichen sind geringmächtige Porphyroidlagen in vollmarine Metapelite eingeschaltet. Zur Klärung der Frage, ob der saure Vulkanismus in der gesamten Grauwackenzone gleichzeitig in Gang kam, sind die stratigraphischen Ergebnisse leider nicht hinreichend genau.

2.3 Westteil der Karnischen Alpen

(Arbeitsgebiet C, Abb. 4)

In den klassischen stratigraphischen Profilen der Karnischen Alpen (Cellonetta, Kellerwand, Mooskofel u. ä.) fehlen Zeugen vulkanischer Aktivität. Das obere Ordovizium, das ab dem Caradoc datiert werden konnte, besteht hier aus einer feinklastischen Stillwasserfazies, der SCHÖNLAUB (1971) eine gröber klastische Bewegtwasserfazies gegenüberstellte. Diese ist vor allem in den Westlichen Kanischen Alpen verbreitet und verzahnt mit dem Comelicoporphyroid. Bemerkenswert ist, daß innerhalb dieser klastischen Folgen auch vulkanosedimentäre Lagen auftreten (SCHÖNLAUB 1979). Die fazielle Verzahnung des Comelicoporphyroides mit der Fleonsfazies, die nach neuen Kartierergebnissen als erwiesen gelten kann, wird von SCHÖNLAUB (1979) zur Einstufung des Comelicoporphyroides in den Bereich Caradoc-Ashgill verwendet.

Aus der unmittelbaren Umgebung des Comelicoporphyroides sind keine neuen stratigraphischen Daten bekannt. Der Porphyroid liegt innerhalb der tektonischen Einheit des "Pfannspitzstreifens" (H. SCHMIDT 1930) und erreicht Mächtigkeiten von 600 m. 2 Profile im Bereich der maximalen Mächtigkeit zeigen etwas voneinander abweichende lithologische Entwicklungen (Abb. 4): Im Profil Roßkopf-Pfannspitze entwickelt sich der Vulkanismus aus einer einige 100 m mächtigen Phyllitfolge ("Comelicophyllite"), in die Feinkonglomerat- und Quarzithorizonte eingeschaltet sind. Über eine Mächtigkeit von rd. 200 m wechseln zunächst Tufflagen mit Phyllitlagen ab. Anschließend folgen rd. 400 m massige Porphyroide. Der Hangendkontakt ist tektonisch überprägt; stark verfaltete Äquivalente des oberordovizischen Wolayerkalkes (SCHÖNLAUB 1979) sind lokal als tektonische Schuppen zu finden, während an anderen Stellen die zunächst gebankten und später massigen Karbonate direkt auf dem Porphyroid zu liegen kommen.

Im Profil am S-Hang der Königswand ist der vulkanogen beeinflußte Bereich 540 m mächtig. Der Vulkanismus setzt mit einer geringmächtigen massigen Lage ein; nach einer Phylliteinschaltung folgen geringmächtige Tuffe, die dann von ca. 350 m mächtigen massigen Porphyroiden überlagert werden. Im Hangendteil ist eine Tuff-Phyllitwechselfolge erhalten, auf der ein ca. 80 m mächtiger Quarzithorizont folgt. Auch hier trennt ein stark tektonisch gestörter Bereich den Porphyroid von den mächtigen wandbildenden Karbonaten der Großen Königswand. In dieser Störungszone finden sich wiederum Äquivalente des Wolayerkalkes mit fraglichen Fossilresten. Es kommt zu einer tektonischen

Roßkopf-Pfannspitz

Gr. Königswand

Faziesschema Karnische Alpen



Abb. 4: Stratigraphische Korrelation in den Karnischen Alpen; Faziesschema nach "Korrelation des Ostalpinen Paläozoikums" (SCHÖNLAUB 1979), stark vereinfacht; Profile Roßkopf-Pfannspitze und Große Königswand nach eigenen Aufnahmen; Legende wie Abb. 2.

Schichtwiederholung von Phylliten, Quarziten und Wolayerkalk. Stellenweise sind geringmächtige Schollen eines Kieselschieferkomplexes vorhanden.

Insgesamt zeigt sich eine starke tektonische Überformung im Hangendteil des Comelicoporphyroides. Es ist anzunehmen, daß das Fehlen der Tufflagen im Hangendteil des Pfannspitz-Profils tektonisch begründet ist. Entsprechend ist für den Bereich der Karnischen Alpen nicht zu klären, ob überall klastische Transgressionssedimente über dem Porphyroid folgten.

2.4 Quarzphyllitgebiete

(Arbeitsgebiete B, M, T, Abb. 5)

In den fossilleeren Quarzphyllitgebieten bieten Vulkaniteinschaltungen einen Ansatzpunkt für lithostratigraphische Serienvergleiche. Eine weitgehend vollständige Zusammenstellung schematischer Faziesprofile wird von ANGENHEISTER, BÖGEL & MORTEANI (1975) gegeben.



Abb. 5: Prostratigraphische Korrelation in Quarzphyllitgebieten; Mächtigkeiten durch Interpretation geologischer Kartierungen ermittelt (HEINISCH 1976, MORETTI 1967, C. MÜLLER 1979); Legende wie Abb. 2.

Im Bereich der Thurntaler Quarzphyllite (Arbeitsgebiet T) ließen eigene Arbeiten eine Vervollständigung des Profils zu. In Metapeliten mit siltig-sandigeren Bereichen, die ca. 1000 m Mächtigkeit haben dürften, sind in verschiedenen Horizonten Vulkanite eingeschaltet (Abb. 5). Es handelt sich hierbei sowohl um Amphibolite und begleitende Chloritschiefer als auch um Porphyroide. Sie konnten in Form mehrerer Lagen von maximal 20 m Mächtigkeit auskartiert werden, die sich über längere Strecken (km) verfolgen lassen. In einem etwas höheren Niveau trifft man wenige dm bis maximal 1 m mächtige Marmorlinsen an.

Ähnliche Verhältnisse herrschen im südalpinen Brixener Quarzphyllit (Arbeitsgebiet B); einzelne Porphyroidkörper erreichen hier bis zu 150 m Mächtigkeit, Porphyroide finden sich auch in südalpinen Quarzphyllitaufbrüchen von Agordo, Cima d'Asta und Val Sugana (ANGENHEISTER et al. 1975).

In den Marteller Quarzphylliten gelang ebenfalls der Nachweis von Porphyroidlagen, die gemeinsam mit Amphiboliten und Marmorbändern als Einschaltungen auftreten (C. MÜLLER 1979).

17

Bei den stark verfalteten und tektonisch verschuppten Quarzphylliten fällt es schwer, Mächtigkeiten zu ermitteln. Die in Abb. 4 eingetragenen Werte beruhen auf der Auswertung von Kartierungen und dürften Minimalwerte darstellen. Die lithofazielle Ähnlichkeit der Quarzphyllite zu manchen stratigraphisch gesicherten Profilen aus der NGZ und den Karnischen Alpen erlaubt es, als Arbeitshypothese ein oberordovizisches Alter der Porphyroidhorizonte anzunehmen. Man muß aber betonen, daß auch eine andere stratigraphische Stellung nicht auszuschließen ist, solange keine biostratigraphischen oder radiometrischen Beweise vorhanden sind.

2.5 Zusammenfassung Stratigraphie

Der überregionale Vergleich vieler Porphyroidprofile zeigt, daß trotz deutlicher Fortschritte in der stratigraphischen Gliederung des Altpaläozoikums der Ostalpen nur an wenigen Stellen das Alter des sauren Vulkanismus hinreichend genau eingeengt werden kann. Wo dies der Fall ist, zeigt sich nach dem bisherigen Stand der Conodontenstratigraphie immer, daß es sich um ein relativ kurzzeitiges Ereignis handelte, welches sich an der Wende Caradoc-Ashgill einordnen läßt. Sollten sich die stratigraphischen Ergebnisse aus dem Kitzbüheler Raum bestätigen, so wäre hier der Vulkanismus erst am Ende des Ordoviziums (Wende Ashgill-Llandovery) aufgetreten.

Porphyroide treten in verschiedenen Faziesräumen auf, die durch die wechselvolle tektonische Geschichte des Ostalpenraumes heute eine im Vergleich zur Zeit der Entstehung völlig andere geometrische Anordnung haben können. Dies ist mit ein Grund, warum mächtige Porphyroidlagen mit Schichtlücken, Transgressionsbildungen und überlagernden Flachwasserkarbonaten zusammen mit geringmächtigen Porphyroidprofilen in der gleichen großtektonischen Einheit vorkommen. Die geringmächtigen Porphyroide sind in Metapelitfolgen eingeschaltet, welche auch basische Vulkanite und Kieselschiefer enthalten. Rein lithologisch zeigt sich daher häufig eine größere Übereinstimmung zwischen Profilen aus verschiedenen Arbeitsgebieten, als zwischen den Profilen innerhalb eines Arbeitsgebietes.

Dies liegt neben den tektonischen Transporten allerdings auch in einer auf engstem Raum nachweisbaren Faziesdifferenzierung begründet, deren tektonische Bedeutung bereits mehrfach hervorgehoben wurde. So betrachtet, sind die Analogien zwischen den 3 gut untersuchten Bereichen Nördliche Grauwackenzone Ost, West und Karnische Alpen auffallend.

Die Schichtsäulen der Quarzphyllitgebiete lassen sich mit Profilen korrelieren, in denen geringmächtige Porphyroide in Beckenfazies vergesellschaftet mit Metabasiten und geringmächtigen Karbonatlagen auftreten.

Gerade in den durch Karbonatarmut gekennzeichneten Profilen sollte man aber nicht vergessen, daß auch die Möglichkeit besteht, die sauren Vulkanitlagen mit dem Vulkanismus des Kambriums in Verbindung zu bringen. Zur Vorsicht mahnt insbesondere die Tatsache, daß aus dem Barrandium Zentralböhmens mächtige kambrische Rhyolithe, Dacite und Andesite bekannt sind (HAVLICEK 1971) und auch im Altpaläozoikum Zentralspaniens die als Ignimbrite interpretierten "Ollo di Sappo" ins Kambrium gestellt werden (BISCHOFF et al. 1973).

Dies gilt in noch viel stärkerem Maße für die prostratigraphischen Gliederungsversuche in hochmetamorphen Altkristallinteilen wie zum Beispiel für den Augengneiszug der Glein- und Stubalpe, der von TEICH (1978) als Äquivalent des Blasseneckporphyroides gedeutet wird.

Stratigraphische Unsicherheit herrscht auch über das Alter der Habachserie. Die in ihr enthaltenen sauren Gneise (Porphyrmaterialschiefer, Porphyroide, u. ä.) sind häufig mit wesentlich mächtigeren basischen Vulkaniten vergesellschaftet. Theoretisch läßt sich diese Vulkanitfolge sowohl mit oberordovizischen als auch mit älteren Abfolgen in Verbindung bringen (vgl. SCHÖNLAUB 1979).

3. Petrographie

3.0 Methodik

In den geologischen Spezialkarten von Österreich und früheren Arbeiten werden sehr unterschiedliche Gesteine zur Kartiereinheit "Blasseneckporphyroid" zusammengefaßt. Es war daher notwendig, mit petrographischen Methoden Gesteinstypen zu klassifizieren, die sowohl als Kartiereinheit verwendet werden können als auch eine einheitliche Interpretation ihrer Genese zulassen.

Die einzelnen Untersuchungsbereiche wurden verschieden stark in die variszische und alpidische Gebirgsbildung einbezogen. Es stehen daher Gesteine mit relativ gut erhaltenen Primärgefügen völlig tektonisierten und mehrfach rekristallisierten Gesteinen gegenüber. Dadurch sind häufig wichtige Kriterien für eine vulkanologisch-sedimentologische Bearbeitung ausgelöscht. In diesen Fällen müssen daher mehrere Alternativen der Interpretation nebeneinander bestehen bleiben; der Interpretationsspielraum läßt sich nur durch Analogieschlüsse einengen. Um die unterschiedliche Aussagesicherheit zu dokumentieren, wurde das Kriterium der Rekristallisation durch Schieferung und Metamorphose mit in die Typenklassifikation aufgenommen. Bei den stark tektonisch überprägten Varianten wurde Wert auf eine weitgehend genesefreie Beschreibung gelegt, und erst am Ende folgt die Diskussion verschiedener Deutungsmöglichkeiten.

Zur Untersuchung der Gesteine dienten polierte Gesteinsanschliffe und eine Auswahl von 220 Dünnschliffen. Modalanalysen wurden je nach Korngröße der Komponenten am Handstück oder mikroskopisch mit dem Pointcounter (Fa. SWIFT) durchgeführt. Die Anzahl der Zählpunkte wurde nach dem von CHAYES (1956), VAN DER PLAS & TOBI (1965) und KALSBEEK (1969) beschriebenen Kriterien festgelegt.

Der Anorthitgehalt der Feldspäte wurde mit Hilfe von Migrationskurven (BURRI, PARKER & WENK 1967), übersichtsmäßig auch nach FOUQUE (1894) bestimmt. Dies war bei den vorliegenden Anorthitgehalten möglich. Zur Untersuchung der feinkristallinen Grundmasse diente ein Röntgendiffraktometer vom Typ PHILIPS PW 1730.

3.1 Porphyroide des Kitzbüheler und Dientner Raumes mit gut erhaltenen Reliktgefügen

In Teilbereichen der NGZ sind die ursprünglichen Vulkanitgefüge fast vollständig erhalten. Es handelt sich hierbei um den Wildseeloderporphyroid zwischen Kitzbühel und Fieberbrunn und in eingeschränktem Maße auch um die Umgebung der Schwalbenwand bei Dienten. Der Raum westlich Kitzbühel und Teile des Untersuchungsgebietes Dienten wurden in ähnlichem Maße wie der Steirische Anteil der NGZ überprägt. Diese Gesteine werden daher zusammen mit den höher metamorphen Porphyroiden beschrieben.

3.1.1 Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil

Am Grat des Wildseeloder und im Pletzergraben stehen massige Gesteine von weinroter bis cremegrüner Farbe an, die in quaderförmigen bis säulig-prismatischen Blöcken absondern. Durch ihre Härte zählen diese Gesteinstypen zu den Gipfelbildnern der NGZ.

In einer makroskopisch nicht auflösbaren, dichten Grundmasse sind porphyrische Einsprenglinge von Feldspat und Quarz eingebettet; es ist keine Einregelung der Kristalle erkennbar. Der Gehalt an Gesteinsfragmenten (Bims + Fremdgestein) ist sehr gering und bewegt sich zwischen 0 - 5 Vol.².

Die mittleren Durchmesser der Einsprenglinge liegen zwischen 1-3 mm. Quarz tritt in Form von hypidiomorphen bis idiomorphen teils klastisch zerbrochenen Dihexaedern auf. Er zeigt gut erkaltene Korrosionsbuchten und Korrosionsschläuche (Tafel 1). Alkalifelds päte sind idiomorph oder kataklastisch zerbrochen und haben Fleckenperthit-Entmischungen. Andere sind in Teilbereichen oder vollständig in Schachbrettalbit, klaren Albit oder Mikroklin umkristallisiert. Schr häufig sind sie stark zersetzt und bereichsweise serizitisiert. Es sind reliktisch komplexe Zwillingsbildungen nach Karlsbader und Albitgesetz zu erkennen. Seltener findet man auch Plagioklase, deren Anorthitgehalte, soweit sie noch optisch bestimmbar sind, zwischen 0 - 40% An schwanken. Ein reliktischer Zonarbau läßt sich manchmal aus unterschiedlich starker zonarer Umwandlung der Plagioklase ableiten. Bräunliche, stark zersetzte, vererzte Aggregate können Relikte von Biotiten oder Alkalihornblenden darstellen.

Die dicht erscheinende Grundmasse läßt bei Betrachtung in einfach polarisiertem Licht einen Aufbau aus scharf abgegrenzten, oft dreieckigen, Y-, V- oder halbmondförmigen Strukturen erkennen, deren Ränder durch einen Pigmentsaum markiert werden (Tafel 1). Es handelt sich hierbei um Relikte ehemals glasiger Wandteile und Zwickel zerplatzter Gasbläschen. Die Glasscherben ("shards") sind stark verschweißt und zeigen sekundäres Fließgefüge ("pseudo-eutaxitische Textur"). Insbesondere in Nachbarschaft von Einsprenglingen läßt sich die Verschweißung der Glasscherben und Einsprenglinge in plastischem Zustand erkennen. Solche Gefügebilder sind nur aus Ignimbriten bekannt. Die feine braune Pigmentierung ist nach ROSS & SMITH (1960) durch Oxidation und spätere teilweise Reduktion des Eisens im Glasanteil zu erklären. Der Vergleich von Dünnschliff-Fotografien der Porphyroide mit rezenten Ignimbriten zeigt überzeugende Analogien (Tafel 1). Die Länge der reliktischen Glasfetzen liegt bei 0,05 – 0,1 mm.

Unter gekreuzten Nicols zeigt sich, daß die Glasmatrix devitrifiziert ist. Sie besteht aus einem feinen Filz von Quarz, Feldspat, Serizit und Chlorit. Akzessorisch findet man in der Grundmasse idiomorphe Zirkone, Apatit, Rutil, Ilmenit, Titanit, Opakerz und Calcit; der mittlere Korndurchmesser der Grundmasse beträgt 0,007 mm. Röntgenographisch konnte neben den genannten Mineralen noch Laumontit und Kaolinit nachgewiesen werden. Manche Schliffe zeigen sphärolithische und axiolithische Entglasungsstrukturen (Tafel 1).

Diese Vulkanitgefüge werden unterschiedlich intensiv durch die Schieferung überprägt; sigmoidale Schieferungsflächen in der Umgebung der Einsprenglinge verleihen den Dünnschliffen ein ignimbrit-ähnliches Gefüge und geben zur Verwechslung Anlaß. Ein Nachweis von Glasfragmenten gelang daher nicht in allen Dünnschliffen. Der Übergang vollzieht sich stufenlos, so daß man die Zerstörung der Reliktgefüge durch fortschreitende Schieferung verfolgen kann. Hierbei tritt eine schieferungsbedingte, sekundäre Kataklase der Einsprenglinge ein.

Interpretation

Klassifiziert man die Gesteine nach den Ergebnissen der Modalanalysen (Tab. 3), sind sie bei einem Glasanteil von 80% als vitrische Tuffe zu bezeichnen (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Bei einer Klassifikation nach der Korngröße fallen sie in das Feld der

| Pr. | Schliff | E | inspren | glinge | Glas | Bims und Fremdgestein | |
|-----|----------|----|---------|--------|------|--------------------------|---|
| Nr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| К 2 | 6 7616 | 7 | 9 | 5 | 21 | 74 | 5 |
| К 6 | 3 8384 | 8 | 3 | - | 11 | 84 | 5 |
| К б | 4 8385 | 7 | 6 | 1 ~ | 14 | 84 | 2 |
| К 6 | 5 8386 | 6 | 6 | - | 12 | 87 | 1 |
| Кб | 7 8388 | 11 | 6 | - | 17 | 80 | 3 |
| К 6 | 8 8389 | 6 | 6 | - | 12 | 85 | 3 |
| К 7 | 1 8391 - | 17 | 7 | - | 24 | 76 | - |
| К 7 | 3 8392 | 18 | 8 | - | 26 | 74 | - |
| Mit | telwert | 10 | 6 | 1 | 17 | 81 | 2 |

Tab. 3: Modalanalysen Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil.

Aschentuffe. Nachdem trotz Metamorphose in einigen Proben Relikte verschweißter Glasfetzen und ein sekundäres Fließgefüge nachgewiesen werden konnten, lassen sich die Porphyroide des Wildseeloder in bezug auf ihren Ablagerungsmechanismus als Glutwolkenabsätze (Ignimbrite, ash flows) deuten. Vergleichbar gut erhaltene Strukturen in paläozoischen Vulkaniten werden auch aus dem Armorikanischen Massiv und dem Zentralmassiv Frankreichs beschrieben (BOYER 1973).

Benützt man den Anteil an Kristallen, Glasresten und Gesteinsfragmenten (incl. Bims) zur Darstellung der Modalanalysen in einem Dreiecksdiagramm, ordnen sich die Proben innerhalb eines engen Streubereichs an der Kristall-Glas-Verbindungslinie an (Abb. 6); die Proben lassen sich eindeutig von anderen Porphyroid-Typen abgrenzen.



Abb. 6: K(Kristalle)-G(Glas)-L(Bims + Fremdgestein)-Diagramm des Kitzbüheler und Dientner Raumes; Feld I Ignimbrit ohne bedeutenden Lapillianteil, Feld II Ignimbrit mit Lapillianteil, Feld III Vitrophyrlagen.

Der Zustand der Feldspatphasen läßt eine durch mehrphasige Zersetzungs- und Metamorphoseprozesse bedingte Entmischung und Umkristallisation vermuten und zeigt Analogien zu anderen paläozoischen sauren Vulkaniten (FLICK 1977, HURLER 1972). Durch die sekundäre Albitisierung war auch lange der Begriff "Quarzkeratophyr" für die Porphyroide üblich (ANGEL 1918). Die entsprechend der Grünschieferfazies der Gesteine vorliegende Tieftemperaturvergesellschaftung der Minerale bedingt, daß die Zusammensetzung der primär magmatischen Feldspäte nicht mehr rekonstruierbar ist. Eine detaillierte Untersuchung der Feldspäte, z. B. mit Hilfe der Mikrosonde, steht noch aus. Im normativen Feldspatbestand (vgl. 4.2, RITTMANN-Norm) tritt je nach Chemismus Sanidin oder Anorthoklas \pm Plagioklas auf.

3.1.2 Ignimbrit mit Lapilli-Anteil

Im Profil des Wildseeloder sind Gesteine erfaßt, die sich von den eben beschriebenen durch einen erhöhten Anteil an Gesteinsfragmenten unterscheiden. Im Aufschluß und im Handstück fällt ihre sehr inhomogene Zusammensetzung auf. Die Gesteine werden von unregelmäßig, wellig angeordneten sigmoidalen Trennflächen durchzogen. Stark zerdrückte, kollabierte und ausgelängte Bimslapilli schwimmen in dichter Grundmasse, die außerdem porphyrische Einsprenglinge enthält. Die Farbe des Gesteins wechselt im cm-Bereich linsenartig zwischen grün und rot. Durch die gelängten Lapilli wird ein sekundäres Fluidalgefüge auch makroskopisch gut erkennbar. Der Gehalt an Lapilli liegt über 14^x. Derartige Porphyroidtypen sind neben dem Wildseeloderporphyroid auch stellenweise am Kitzbüheler Horn vertreten.

Analog zum Ignimbrit ohne Bimsfetzen findet man als Einsprenglinge idiomorphe, magmatisch korrodierte Quarzdihexaeder, sekundär fleckig perthitisierte Alkalifeldspäte, selten auch Plagioklase und fragliche Biotitreste. Die Korngröße der Einsprenglinge hat ebenfalls analoge Werte (mittl. \emptyset 1 – 3 mm).

In der Grundmasse sind bei einfach polarisiertem Licht ebenfalls die durch Pigmentsäume markierten verschweißten Glasfetzen zu erkennen. Bei gekreuzten Nicols zeigen sich die Produkte der Devitrifizierung in Form eines Quarz-Feldspat-Serizit-Filzes mit Korngrößen um 0,007 mm. Akzessorische Minerale sind im selben Umfang wie im ersten Porphyroidtyp enthalten.

Die Lapilli sind teils als eckige Bruchstücke, teils kollabiert und stark gelängt erhalten (Tafel 2). Innerhalb eines einzelnen Aufschlusses findet man keinerlei Sortierung nach der Korngröße, die in der Längsachse von wenigen mm bis maximal 15 cm reicht. Innerhalb des Gesamtprofiles stellt man eine gesetzmäßige Zunahme der Korngröße der Lapilli von der Basis zum Top der komponentenführenden Serie fest (Abb. 3). Die Lapilli lassen sich in zwei Gruppen einteilen: Als Fremdgesteinskomponenten treten Tonschieferfetzen mit erhaltener Feinschichtung, Quarzite und Grauwackenbruchstücke auf, die Fremdgesteine sind meist eckig. Vulkanogene Bimslapilli sind kollabiert, komprimiert und stark gelängt; sie stellen, dreidimensional betrachtet, in einer Achse stark komprimierte Ellipsoide dar. Von der Matrix unterscheiden sie sich durch andere Färbung, teilweise höheren Quarzanteil, geringeren Einsprenglingsanteil und andere Korngröße der Devitrifizierungsprodukte. In seltenen Fällen kann man noch den Glasrand erkennen.

| Pr. | Schliff | | Einspre | ngling | Glas | Bims und Fremdgestein | |
|--------|---------|----|---------|--------|------|--------------------------|----|
| Nr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| K.1 | 7553 | 8 | 9 | 1 | 18 | 59 | 23 |
| K 2 - | 7552 | 8 | 8 | 3 | 21 | 43 | 36 |
| К 6 | 7539 | 14 | 4 | 1 | 19 | 64 | 17 |
| K 28 | 7554 | 6 | 8 | - | 14 | 73 | 14 |
| K 59 | 8380 | 9 | 8 | - | 17 | 65 | 18 |
| K 60 | 8381 | 7 | 2 | - | 9 | 56 | 35 |
| K 61 | 8382 | 6 | 8 | - | 14 | 64 | 22 |
| K 62 | 8383 | 7 | 8 | - | 15 | 68 | 17 |
| Mittel | wert | 8 | 7 | 1 | 16 | 61 | 23 |

Tab. 4: Modalanalysen Ignimbrit mit Lapilli-Anteil

Interpretation

Nach den Modalanalysen ordnen sich diese Gesteine etwa im Schwerpunkt des Feldes der vitrischen Tuffe an. Verwendet man die Korngröße der Komponenten zur Klassifikation, liegt das Gestein im Bereich der Lapilli-Tuffe. Im KGL-Diagramm (Abb. 6) lassen sich diese Typen deutlich vom Feld der bimsfreien Porphyroide abtrennen. Durch die Variation im Lapillianteil (15 – 362) ergibt sich ein größeres Streufeld. Das Auftreten kollabierter Bimslapilli mit extremer Längung und schlechter Sortierung läßt zusammen mit den verschweißten Glasfetzen der Grundmasse nur die Deutung des Gesteins als subaerisch geförderter Ignimbrit zu. Der optische Vergleich mit Aufschlüssen und Handstücken tertiärer Ignimbritprovinzen zeigt auffällige Ähnlichkeiten. Die typischen, als "fiammae", "collapsed pumice", "discoides" oder "lenticles" bezeichneten kollabierten Bimslapilli sind in allen Fällen ein wichtiges Indiz für die Ignimbritnatur. Vergleichbare Flammengefüge finden sich z. B. in den Italienischen Vulkanprovinzen der Mti Vulsini (SPARKS 1975) und des Mte Amiata oder auch auf den Canarischen Inseln (SCHMINCKE & SWANSON 1976).

Da die Porphyroide metamorph vorliegen, können keine Angaben zum Verschwei-Bungsgrad und über mögliche vertikale oder laterale Änderungen dieses Parameters gemacht werden. Es ist daher auch nicht möglich, auf die komplizierte Nomenklatur pyroklastischer Ströme einzugehen (vgl. PETERSON 1970, ROSS & SMITH 1961). Ebenso konnten keine granulometrischen Verfahren üblicher Art verwendet werden; die Kriterien der Korngrößenverteilung und Sortierung finden in der Literatur verbreitet Anwendung zur Unterscheidung zwischen submarinen Tuffen, subaerischen Tuffen ("air fall tuffs") und pyroklastischen Strömen ("pyroclastic flows", "ash flows") (vgl. SCHMINCKE 1967, SPARKS 1976, BRAUN 1977). Wendet man den von PARSONS (1968) vorgeschlagenen Bestimmungsschlüssel für Pyroklastika an, gelangt man zur Bezeichnung "ash flow tuffs", die synonym zu Ignimbrit verwendet wird. Innerhalb eines Ignimbritstromes werden manchmal charakteristische Variationen in Gehalt und Größe lithischer Komponenten, Bimsfragmente und Kristalle beobachtet (FISCHER 1966). Der im Profil des Wildseeloder festgestellte Anstieg der Korngröße der Bimsfragmente zum Hangenden stimmt mit Beobachtungen von SPARKS (1976) bei tertiären Ignimbriten überein und legt die Vermutung nahe, daß der bimsführende Porphyroidanteil einer Eruption zuzuordnen sein dürfte (Abb. 3).

Ein gesetzmäßiger Anstieg des Kristallanteils zum Hangenden, wie er von anderen Autoren beschrieben wird (WALKER 1972), konnte in den Porphyroiden bisher nicht nachgewiesen werden. Während in vielen Ignimbritströmen kein einfacher Zusammenhang zwischen Korngröße der Lapilli und Transportweite vom Eruptionszentrum besteht (SPARKS 1975), konnte in anderen Fällen die Korngröße der lithischen Fragmente zur Abschätzung der Transportweite verwendet werden (KUNO 1964). Da die maximale Korngröße lithischer Fragmente über 10 cm liegt, wäre danach eine Ablagerung in einer Entfernung unter 10 km vom Eruptionszentrum wahrscheinlich. Hierfür spricht auch die große Mächtigkeit einzelner Lagen. Dies wäre eine vergleichsweise geringe Transportweite, da Ignimbritströme von über 100 km Länge bekannt sind (SMITH 1960). Eine Deutung der Gesteine als submarine ash flows, wie sie von FISKE & MATSUDA (1964) beschrieben wurden, kann mit ziemlicher Sicherheit ausgeschlossen werden. Für submarinen Transport wäre eine stärkere Sortierung, Gradierung und Auflösung in kleinere Trübestromablagerungen typisch, die von mächtigeren feingeschichteten Tuffen überdeckt werden.

3.1.3 Vitrophyrlagen

Das Gestein tritt in geringmächtigen Lagen von einigen dm bis maximal 1 - 2 m innerhalb mächtiger Porphyroidentwicklungen auf und hat grüne oder rote Farbe. In der dichten Grundmasse sind keine Kristalleinsprenglinge und in der Regel auch keine Bimsfragmente zu erkennen.

Mikroskopisch sind in der Grundmasse stellenweise die Relikte einzelner Glasscherben mit verschwommenen Rändern nachweisbar. Über die Begrenzungen der Glasscherben hinweg greifen Entglasungsstrukturen. Von einzelnen Kristallisationskeimen ausgehend haben sich sphärolithischer Strahlquarz und büschelige Verwachsungen von Quarz und Feldspat gebildet. An planaren Elementen (Kluftflächen, Bewegungsflächen) entglasen andere Bereiche axiolithisch, so daß senkrecht auf die Kluft beiderseits stengelige Kristallreihen entstehen. Der Mineralbestand der Matrix (Quarz, Albit, Mikroklin, Hellglimmer) war nur röntgenographisch bestimmbar.

| Pr. | Schliff | E | inspren | Glas | Bims und Fremdgestein | | |
|-------|---------|----|---------|------|--------------------------|----|---|
| Nr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| K 31 | 7593 | 2 | - | 2 | 4 | 96 | - |
| К 31 | 7617 | 1 | - | - | 1 | 94 | 5 |
| K 66 | 8387 | 2 | 1 | - | 3 | 97 | - |
| Mitte | lwert | 2 | - | 1 | 3 | 96 | 1 |

Tab. 5: Modalanalysen Vitrophyrlagen.

Interpretation

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um fast reine Glastuffe (Tab. 5, Abb. 6). Nach ihrer ursprünglichen Korngröße wären sie als Aschentuffe zu bezeichnen.

Innerhalb einer Ignimbritsequenz eingelagerte dünne Lagen von Glastuffen kann man als Abschluß eines Ablagerungsvorganges im Zuge einer Glutwolkeneruption deuten. Bedingt durch den turbulenten Transport der Komponenten innerhalb der Glutwolke werden kleinere Glasfetzen herausgeschleudert und legen sich nach Absatz der Glutwolke als feine Lagen über den erkaltenden Ignimbrit (ROSS & SMITH 1960). Diese Vitrophyrlagen sind in der Regel unverschweißt, können aber durch die thermische Energie des Ignimbrites wieder aufgeheizt werden und nachträglich etwas verschweißen. Dies gilt vor allem, wenn nachfolgende Ignimbrite mit den zuerst abgelagerten eine gemeinsame Abkühlungseinheit ("cooling unit") bilden (PETERSON 1970). Da die Glasreste nur sehr unvollkommen erhalten sind, kann man im Fall der Porphyroide keine Aussagen über den Verschweißungsgrad treffen. Vitrophyrlagen lassen sich in der Feldkartierung als Grenze zwischen einzelnen Ablagerungseinheiten einer Ignimbritfolge verwenden. Der Unterschied zu unverschweißten Aschentuffen ist nur in ihrer engen genetischen Beziehung zum Mechanismus des Glutwolkenabsatzes zu sehen.

3.1.4 Unverschweißte Tuffe und Tuffite

Vornehmlich im Raum Dienten, im Bereich der Schwalbenwand und des Ochsenkopfes treten geringmächtige Einschaltungen in sedimentären Grauwacken-Schieferabfolgen auf, die als Derivate des Porphyroidvulkanismus aufzufassen sind. Es handelt sich um einzelne feingebänderte Lagen von dm bis 10 m Mächtigkeit. Petrographische Studien ergaben sehr unterschiedliche Gesteinszusammensetzungen; in Zweifelsfällen wird eine Abgrenzung zu pelitischen Sedimenten schwierig, da intensive Verschieferung und Rekristallisation auftritt.

In feiner Grundmasse aus Serizit, Quarz, Feldspat, Chlorit sind deutlich größere Quarze und Feldspatformrelikte zu erkennen; die Paralleltextur und Feinbänderung dominiert auch im mikroskopischen Bild. Einzelne Lagen enthalten reichlich Gesteinsfragmente, größtenteils Sedimentgestein, seltener auch Vulkanite.

Folgende Typen konnten petrographisch unterschieden werden (Tab. 6):

a) Kristalltuffe

Gehalt an Quarz und Alkalifeldspat-Porphyroklasten 50 – 80%; die feine Grundmasse wird als ehemals glasiger Anteil interpretiert.

b) Glastuffe

Fast ausschließlich feine vulkanische Aschen enthaltend, feingebändert mit einigen vulkanogenen Feldspaten und Quarzen.

c) Lapillireiche Tuffe

Dominierendes Kennzeichen ist der Lapillianteil, der dem Gestein ein fleckiges Aussehen verleiht; die Fragmente sind durch die Schieferung überformt und in der Hauptachse um 3 cm lang.

d) Tuffite

Bei hohem Anteil an sedimentärem Detritus ist der Gehalt an vulkanogenen Komponenten unterschiedlich. Es treten teilweise Grauwackenbänke auf, die aus Alkalifeldspäten und Quarz vulkanogener Art bestehen. Sobald die Grundmasse rekristallisiert, kann man nicht mehr unterscheiden, ob der feinkörnige Serizitfilz sedimentär ist oder devitri-

| Pr. | Schliff | | Einspr | englin | Glas | Bims und Fremdgestein | |
|-------|-----------|----------|--------|--------|------|--------------------------|----|
| Pr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| a) Kr | istalltuf | fe | | | | | |
| D 2 | 7576 | 12 | 40 | - | 52 | 47 | - |
| D 5 | 7579 | 32 | 16 | - | 48 | 50 | 2 |
| D 11 | 7584 | 2 | 79 | - | 81 | 19 | - |
| b) G1 | astuffe | | | | | | |
| .D 8 | 7581 | 1 | 1 | - | 2 | 93 | 5 |
| c) La | pillireic | he Tuffe | 2 | | | | |
| D 12 | 7603 | - | 6 | - | 6 | 69 | 25 |
| D 3 | 7577 | 7 | 3 | - | 10 | 35 | 55 |

Tab. 6: Modalanalysen Unverschweißte Tuffe und Tuffite.

fizierte Glaspartikel darstellt. Eine Unterscheidung zwischen Tuffen und Tuffiten ist dann nicht mehr möglich. Im Bereich der Ton-Silt-Korngröße ist manchmal eine feine Gradierung erkennbar (Tafel 2).

Interpretation

Der Dientner Raum ist durch die geringmächtige Entwicklung von auf engem Raum sich faziell vertretenden vulkanogenen Sedimenten gekennzeichnet, die im KGL-Dreieck (Abb. 6) starke Streuungen zeigen. Es dürfte sich um marin verdriftete Absätze von Aschen- und Bimsregen handeln. Einige Grauwackenbänke mit rein vulkanogenem Anteil könnten, da sie korngestützte Gefüge zeigen, sogenannte "debris flows", also submarine Schuttströme darstellen (vgl. 3.2). Insgesamt zeigen Porphyroid-Äquivalente dieser Art einen Ablagerungsraum in größerer Entfernung von den Eruptionszentren an, wie auch die geringe Mächtigkeit und intensive Verzahnung mit Sedimenten eines Meeresbeckens bestätigt.

Gerade bei Eruptionsvorgängen in Meeresnähe oder gar in submarinem Niveau ist eine Vielfalt von Umlagerungsvorgängen des abregnenden vulkanogenen Materials durch abgleitende Trübeströme zu erwarten (FISKE & MATSUDA 1964), was zur Bildung lithologisch komplexer epiklastischer vulkanosedimentärer Abfolgen führt (FISHER 1961).

3.1.5 Konglomerate und Brekzien

In enger genetischer Beziehung zum Porphyroid müssen einige Brekzienlagen gesehen werden, die aus dem Pletzergraben am Wildseeloder und vom Kitzbüheler Horn jeweils im Hangenden der Porphyroide beschrieben wurden (MOSTLER 1968). Eine Übersichtsaufnahme zeigte, daß diese dunklen Konglomerate und Brekzien nicht nur am Top des Porphyroids auftreten, sondern offensichtlich lateral faziell mit dem Porphyroid verzahnen.

Die Konglomerate sind geringmächtig (ca. 10–20 m) und keilen rasch aus. In eine dunkle, pelitisch erscheinende Matrix sind Teilbereiche eingeschaltet, die Sandstein- bis Konglomeratkorngröße erreichen. Innerhalb dieser Lagen ist das Gestein meist gut sortiert, manchmal schwimmen jedoch auch große Klasten isoliert in pelitischer Grundmasse. MOSTLER (1968) deutet die Gesteine als schlecht aufgearbeitete Konglomerate mit hohem Anteil vulkanogener Komponenten.

Vorläufige mikroskopische Untersuchungen zeigen, daß es sich um ein Gemisch aus vulkanogenen großen Quarzen und Feldspäten, Bruchstücken verschiedener klastischer Gesteine und einer feinen Matrix handelt. Bisher fanden sich an Gesteinsklasten feingeschichtete Tonschieferfetzen, Grauwacken mit hohem Anteil an vulkanogenen Feldspäten und Quarzen, einzelne Bimslapilli- und Ignimbritbruchstücke. Die Matrix scheint aus pelitischem Detritus zusammengesetzt zu sein; zumindest konnten bisher keine Glasfetzen entdeckt werden.

Interpretation

Die Entstehung der Gesteine wird von MOSTLER (1968) diskutiert. Eine endgültige Klärung der Genese steht noch aus. Entscheidend wäre, ob die Grundmasse aus devitrifizierten Glasfetzen oder detritischen Tonmineralen besteht. Als plausibel kann eine Deutung als sekundär umgelagertes, möglicherweise als Turbidit vom Vulkanhang abgeglittenes vulkaniklastisches Gestein gelten. Dieser Vorgang ergäbe ein Gemisch aus vulkanogenen, mehrfach umlagerten Komponenten und marinem feinklastischem Detritus. Hierbei können auch grobklastische Erosionsprodukte erneut in die Umlagerung einbezogen worden sein.

Als Alternative wäre die Deutung als submarine ash flow-Ablagerung zu prüfen.

Ganz ähnliche Gesteine wurden in jüngster Zeit aus den Karnischen Alpen von SCHÖNLAUB (1979) unter dem Namen Fleons-Fazies beschrieben (vgl. 2).

MOSTLER (1971) interpretiert diese Zeugen einer unruhigen klastischen Sedimentation als Produkte eines "Konglomeratslumpings" im Zuge des "Niederbrechens" der Porphyrplattform.

3.2 Porphyroide der übrigen Untersuchungsgebiete

Nachdem die Porphyroide der Steirischen Grauwackenzone, der Karnischen Alpen und der Quarzphyllitgebiete in wesentlich stärkerem Maße von Schieferung und Rekristallisation betroffen sind als diejenigen der Tiroler Grauwackenzone, lassen sie sich als Gruppe gemeinsam den bisher definierten Porphyroidtypen gegenüberstellen. Im höher metamorphen Bereich ist die Möglichkeit genetischer Aussagen in noch stärkerem Maße eingeschränkt.

3.2.1 Kristallreiche Porphyroide

Die besonders im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone in großer Mächtigkeit (einige 100 m) und großer lateraler Ausdehnung (über Zehnerkilometer) verbreiteten Porphyroid-

körper wurden ursprünglich als Grauwacken-Gneise kartiert (FOULLON 1886). Auch in größeren Aufschlüssen sind die massigen Gesteine sehr homogen und lassen keinerlei Bankungen, Schichtung oder Gradierung erkennen. Ihr porphyrisches Gefüge wird durch die Tatsache verschleiert, daß ein sehr hoher Anteil an Einsprenglingen auftritt. Dies erklärt auch die ursprüngliche Deutung als Paraserie. Das sehr harte, zähe Gestein bildet mächtige, durch die Großklüftung bedingte Quadern. Eine Schieferung ist nur unvollkommen ausgebildet und im Aufschluß schwer zu erkennen. Die Gesteinsfarbe wechselt von graugrün bis (angewittert) braungrau. Bereits im Handstück gut erkennbare porphyrische Quarze und Feldspäte sind regellos verteilt.

Neben dem typischen Verbreitungsgebiet dieser Gesteine in der Umgebung des Steirischen Erzberges (Arbeitsgebiet E) kommen sie auch in den übrigen Arbeitsgebieten der Steirischen Grauwackenzone Veitsch und Radmer vor. Auch einzelne Porphyroidkörper westlich von Kitzbühel im Bereich Westendorf sind diesem Typ zuzurechnen. Dieser Gesteinstyp war Grundlage einer ersten gründlichen mikroskopischen Bearbeitung des Porphyroids (ANGEL 1918 und REDLICH 1923).

Ein dichter Filz aus Serizitschüppchen, Chlorit, Quarz und klaren Albitkörnchen baut die Grundmasse auf; ihre Korngröße schwankt zwischen 0,002 und 0,07 mm. Da eine mikroskopische Diagnose bei dieser Korngröße schwierig ist, wurden einige Diffraktometer-Aufnahmen angefertigt. Die Diffraktogramme brachten neben dem Nachweis der genannten Minerale Hinweise auf einen merklichen Kaolinitgehalt.

Bereits ANGEL (1918) vermutete nach optischen Messungen Kaolinit in der Grundmasse und in zersetzten Feldspäten. Akzessorisch sind in der Grundmasse Zirkon, Apatit, Epidot, Turmalin und verschiedene Erzminerale (Magnetit, Titanit, Pyrit, Siderit, Ankerit) zu finden. Lokal führt der Porphyroid auch Flußspat. Auf Klüften und teilweise auch innerhalb der Grundmasse haben sich Karbonate gebildet. In der Nähe vererzter Kalke sind diese Umwandlungsvorgänge besonders stark. In manchen Schliffen ist die Grundmasse quantitativ durch ein Gemisch aus Kalzit, Siderit, Ankerit und feinen Kaolin-Aggregaten ersetzt. Da die Erze des Steirischen Erzberges ebenfalls deutliche Mobilisationserscheinungen zeigen (BERAN 1977) ist dies nicht verwunderlich.

Die Einsprenglingsquarze (Korngröße durchschnittlich $2,5 \times 1,3$ mm) sind magmatisch gebildet und haben gut erhaltene Korrosionsbuchten und -schläuche, die tief in die häufig noch hypidiomorph mit angeschmolzenen Kanten erhaltenen Dihexaeder eingreifen. Innerhalb einer Korrosionsbucht fanden sich durch Chlorit markierte Reste sphärolithischer Entglasungsstrukturen. In manchen Bereichen sind die Einsprenglinge primär oder sekundär zerbrochen; manchmal treten Säume senkrecht zur Kristallfläche angeordneter Strahlquarze auf. Die Korngröße der Feldspatrelikte ($1,5 \times 0,9$ mm) ist geringer als die der Quarze. Die starke Umwandlung macht im Normalfall eine nähere Diagnose der Feldspat-Formrelikte unmöglich, an Zersetzungsprodukten sind Serizit, Kaolinit, Calcit, Quarz zu nennen. In günstigen Fällen kann man unterscheiden:

- a) Polysynthetisch verzwillingte Plagioklase mit stark streuendem Anorthitgehalt (An 0 40²) von Albit bis Andesin, die manchmal einen durch unterschiedlich starke Zersetzung markierten Zonarbau haben.
- b) Alkalifeldspäte mit Fleckenperthit, bereichsweise umkristallisiert zu Mikroklin.
- c) Bei zunehmender Rekristallisation Mikroklin.

In einer den Feldspäten ähnlichen Korngröße (1,5 – 1,0 mm) sind mehrdeutige Formrelikte zu erwähnen. Die sehr häufig rechteckigen Gebilde haben, in Lamellen angereichert, einen hohen Anteil an Opakerzkörnchen. Zwischen den Lamellen liegt ein Aggregat aus Quarz und Serizit, manchmal auch Epidot. Daneben ist auch eine Sammelkristallisation zu größeren Hellglimmerpaketen zu beobachten. Vermutlich handelt es sich um völlig umgewandelte Biotitpakete. Es ist aber auch eine Umwandlung von Alkalihornblenden (Riebekit), Feldspäten, Bimsrelikten oder von axiolithischen Entglasungsstrukturen denkbar. ANGEL (1918) vermutete in manchen dieser Strukturen eine "Baueritisierung von Lepidomelanen", also eine Bleichung und Hydrobiotitbildung aus Biotiten.

Die Zusammenstellung der Modalanalysen zeigt, daß der Kristallanteil der Gesteine in der Regel bei 50 Vol.-2 mit einer Schwankungsbreite zwischen 44 – 702 liegt (Tab. 7). Die Mengenverhältnisse der Einsprenglinge untereinander schwanken stark.

| Pr. | Schliff | E | insprer | nglinge | Grund- masse | Bims und Fremdgestein | |
|------------------|---------------------|----|----------------|------------------|-----------------|--------------------------|-----|
| Nr. | Nr. | Qu | Feld- späte | Form- relikte | Su | | |
| E 6 | 7532 | 32 | 16 | 2 | 50 | 50 | - |
| E 10 | 7608 | 22 | 37 | 2 | 61 | 39 | - |
| E 16 | 7609 | 7 | 50 | 2 | 59 | 41 | - |
| E 32 | 7535 | 25 | 41 | 4 | 70 | 30 | - |
| E 34 | 7613 | 8 | 35 | 7 | 50 | 50 | _ |
| E 36 | 7536 | 11 | 36 | 6 | 53 | 47 | - |
| E 45 | 7614 | 25 | 20 | 4 | 49 | 51 | - |
| Mittel Eisene | wert rz | 19 | 33 | 4 | 56 | 44 | _ |
| K 45 | 8372 | 20 | 20 | - | 40 | 60 | ~ |
| | | | | | | | |
| R 37 | 9220 | 20 | 24 | | 44 | 56 | - |
| R 55 | 8817 | 3 | 46 | - | 49 | 46 | 5 |
| R 63 | 9226 | 11 | 48 | - | 59 | 41 | . – |
| R 65 | 8818 | 24 | 16 | 8 | 48 | 52 | - |
| R 65 | 9227 | 26 | 22 | 10 | 58 | 42 | - |
| R 67 | 8819 | 26 | 17 | 4 | 4/ | 49 | 4 |
| R 68 | 9228 | 18 | 25 | 9 | 52 | 48 | - |
| R 87 | 9513 | 12 | 33 | 3 | 48 | 52 | - |
| R 90 | 9515 | 9 | 42 | 1 | 52 | 48 | - |
| Mittel Radmer | wert /Blasseneck | 18 | 30 | 4 | 52 | 48 | - |
| Mittel Gesamt | wert | 18 | 31 | 4 | 53 | 47 | - |

Tab. 7: Modalanalysen Kristallreicher Porphyroid.

Interpretation

Nach ihrem Einsprenglingsgehalt sind die Gesteine im Grenzbereich zwischen Kristalltuffen und Glastuffen anzusiedeln, wobei diese Begriffe keine Aussage über den Ablagerungsmechanismus beinhalten. Im KGL-Diagramm lassen sich die kristallreichen Porphyroide als Gruppe abtrennen (Abb. 7).



Abb. 7: KGL-Diagramme stärker metamorph überprägter Porphyroide der Untersuchungsgebiete B, C, D, E, K, M, R, T; Feld I kristallreicher Porphyroid, Feld II Lapilli-führender Porphyroid, Feld III Porphyroid-Tuff, Feld IV rekristallisierter Porphyroid, Feld V Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten.

Zwei genetische Modelle erscheinen als denkbar:

a) Ignimbritdecken

Die Art der Kristalleinsprenglinge und ihre Anordnung zueinander läßt diese Deutung zu, vor allem wenn man Handstücke und Dünnschliffe permischer Ignimbrite (Bozner Quarzporphyr) und tertiärer Ignimbrite (Italienische Vulkanprovinzen) zum Vergleich heranzieht. Zum Nachweis der Ignimbritnatur müßten in der Grundmasse Glasfetzen erkennbar sein. Durch die Metamorphose sind sämtliche Hinweise auf ehemaligen Glasanteil völlig ausgelöscht. Eine sichere Bestätigung der Ignimbritnatur ist daher nicht möglich. Die großen Mächtigkeiten und völlig homogen erscheinenden Bereiche lassen sich aber am besten mit dem Ignimbritmodell erklären.

Kristallreiche Ignimbrite großer Mächtigkeit entstehen nach RITTMANN (1962) und VAN BEMMELEN (1963) in der Regel bei Spalteneruptionen. Durch Dehnungstektonik gelangen hierbei sehr rasch große Mengen flächenhaft aufgeschmolzenen, anatektischen Materials an die Oberfläche. Mehrere Ignimbritlagen können bei kurzzeitig hintereinander folgender Eruption eine gemeinsame Abkühlungseinheit bilden.

Der in Ignimbriten ausgezählte Kristallanteil kann sich in erheblichem Umfang vom primären Kristallgehalt des Magmas unterscheiden. Bedingt durch die Turbulenzen während der Eruption verliert die Glutwolke Glasanteil. Dies kann zu einer Kristallanreicherung in der Ignimbritlage um 5 – 30% führen (WALKER 1972).

b) Schuttströme

Neben der Deutung als Ignimbrit kommt auch die Möglichkeit der Ablagerung als umgelagertes vulkaniklastisches Gestein in Betracht. Die einzige Möglichkeit eines subaquatischen Massentransportes vulkanogenen Materials ohne Kornsortierung und Gradierung stellen submarine Schuttströme ("debris-flows") dar. Derartige Gesteine wurden beispielsweise von den Canarischen Inseln beschrieben (SCHMINCKE & RAD 1978). Es handelt sich hierbei um korngestützte Schuttströme, die sich im Schildstadium von Vulkaninseln entwickeln, mehrere 100 km² Fläche einnehmen können und sich bis über 100 km vom Eruptionszentrum entfernt nachweisen lassen. Der mechanische Ablauf solcher Massentransporte wurde von RODINE & JOHNSON (1976) experimentell nachvollzogen. Bei einem Kristallanteil über 50% ist ein derartiger Transportmechanismus durchaus möglich. Nachdem bei der serizitisierten Grundmasse der Porphyroide keine Entscheidung zwischen orthogenem und paragenem Edukt mehr möglich ist, kann eine vulkaniklastische Genese des Gesteins nicht ausgeschlossen werden. Gegen diese Deutung sprechen allerdings die beträchtlichen Mächtigkeiten einzelner Porphyroidkörper.

Eine Deutung als rhyolithische Lavadecken kann ausgeschlossen werden. Die hohe Viskosität saurer Schmelzen verhindert, daß rhyolithische Laven so große Areale bedecken und so große Mächtigkeiten erreichen, wie die Porphyroide. Lavaströme sind daher generell nur in unmittelbarer Nähe von Eruptionszentren anzutreffen und insgesamt sehr selten. Es ist unwahrscheinlich, daß die derzeitige Verwitterungsfläche gerade einen entsprechenden Bereich anschneidet. Außerdem wären die viefältigen Flächengefüge und Oberflächenstrukturen von rhyolithischen Lavaströmen zumindest als Relikte erhalten geblieben.

Die Bildung von Tonmineralen, wie sie in den Porphyroiden festzustellen ist, wird auch von jungen, nicht metamorphen, sauren Vulkaniten beschrieben. Hierbei entsteht in der Regel aus dem Glasanteil Montmorillonit, während die enthaltenen Oligoklase und Andesine Kaolinit liefern (WETZENSTEIN 1972).

3.2.2 Lapilli-führende Porphyroide

Mengenmäßig im Vergleich zum kristallreichen Porphyroid untergeordnet treten Gesteine auf, die sich gegenüber dem Haupttyp durch einen deutlichen makroskopisch sichtbaren Gehalt an lithischen Bruchstücken unterscheiden.

In einer dichten Grundmasse von meist schwarzer Farbe schwimmen lang ausgezogene und zu Fladen zusammengedrückte kollabierte Lapilli. Sie sind meist weiß und haben eine Längserstreckung von einigen mm bis zu maxim. 25 cm. Makroskopisch auffällig ist das durch die Lapilli markierte deutliche Fluidalgefüge, das von der Schieferung bereichsweise auch transversal überformt wird (Tafel 3).

In der Grundmasse sind nur selten Kristalleinsprenglinge zu erkennen.

Gesteine dieser Art kommen in zwei verschiedenen geologischen Positionen vor:

- a) Am Leobner innerhalb des 1500 m mächtigen Porphyroid-Komplexes der Typlokalität als ca. 50 – 100 m mächtige, seitlich rasch auskeilende Sonderentwicklung, in einzelnen Stücken auch innerhalb des Blasseneck-Profils (vgl. Abb. 2).
- b) In mehreren, 10 20 m mächtigen Bändern innerhalb einer Sedimentabfolge des Ratschengrabens (vgl. Abb. 2), wo der Porphyroid ausschließlich durch diesen Typ repräsentiert wird. In der Ratschengraben-Entwicklung sind auch verstärkt Tonschieferfetzen als Komponenten vertreten. Analog zum kristallreichen Typ gehören auch aus dem Westabschnitt des Kitzbüheler Raumes einige Gesteine des Nachtsöllberges zu dieser Porphyroid-Art.

Wie beim kristallreichen Typ baut ein dichter Filz aus Quarz, Feldspat, Serizit, Kaolinit und Chlorit die Grundmasse auf; ihre Korngröße beträgt 0,002 – 0,007 mm.

Analog treten an volumenmäßig stark zurücktretenden Grundmasseneinsprenglingen idiomorpher Quarz und Feldspatrelikte unterschiedlichen Zersetzungsgrades auf.

In der Gruppe der Lapilli kann man an Fremdgesteinsbruckstücken Tonschieferfetzen, Quarzite und Grauwacken unterscheiden. Vulkanogenes pyroklastisches Material ist in Form eckiger Porphyrbruchstücke und stark ausgelängter Bimslapilli vertreten. Die Elongation der kollabierten Bimslapilli ist im Ratschengraben-Typ extrem; das Verhältnis zwischen längster und kürzester Achse der Discoide erreicht Werte über 1:20 (Tafel 3), wobei Maximallängen von 25 cm auftreten.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | Grund- masse | Bims und Fremdgestein |
|-------|---------|----------------|------------------|----|-----------------|--------------------------|
| Nr. | Nr. | Qu | "Feld- späte" | Su | | |
| K 36 | 8369 | 12 | 24 | 36 | 34 | 30 |
| R 30 | 8814 | 7 | 10 | 17 | 13 | 70 |
| R 45 | 8815 | 2 | 3 | 5 | 5 | 90 |
| R 73 | 8820 | 1 | 6 | 7 | 5 | 88 |
| R 86 | 9512 | 2 | 32 | 34 | 55 | 11 |
| RA 1 | 34 | 4 | 6 | 10 | 35 | 55 |
| Mitte | lwert | 4 | 13 | 17 | 25 | 58 |

Tab. 8: Modalanalysen Pyroklastischer Porphyroid.

Interpretation

Die Tabelle (Tab. 8) der Modalanalysen zeigt eine starke Streuung im Gehalt an Gesteinsbruchstücken. Die charakteristischen, fast ausschließlich aus Gesteinsfragmenten bestehenden Proben sind demzufolge als lithische Tuffe zu charakterisieren. Im KGL-Diagramm kommt die starke Streuung im Lapillianteil deutlich zum Ausdruck (Abb. 7). Nach der Korngröße der Fragmente kommen die Bezeichnungen Lapillituff oder Bombentuff in Betracht.

Die in aller Regel zu beobachtende starke Elongation der Bimslapilli kann durch Ablagerung in plastisch-heißem Zustand, diagenetische Kompaktion und Einwirkung ssparalleler Schieferung erklärt werden. Wichtig für die Entscheidung, ob es sich um heiße pyroklastische Ströme ("flow deposits") oder kalt abgeregnete Tuffe ("fall deposits") handelt, wäre eine Diagnose der Grundmassennatur. Da in der Grundmasse keinerlei Reliktgefüge erhalten sind, muß die Entscheidung zwischen folgenden Genesemodellen offengelassen werden:

a) Subaerische Ignimbrite mit hohem Bimsanteil:

Die extreme Elongation der Bimslapilli hat große Ähnlichkeit zu Lapilliformen aus Ignimbriten (vgl. Tafel 2 u. 3), ebenso die schlechte Sortierung der Komponenten nach der Größe. Im Falle des Vorkommens am Leobner spricht auch die räumliche Anordnung innerhalb einer mächtigen Porphyroidsequenz mit raschem lateralen Auskeilen für einen kleineren Glutwolkenabsatz.

b) Submarine ash flows:

Die schichtig in pelitisch-siltigen Sedimenten eingeschalteten Porphyroide des Ratschengraben (Abb. 2) enthalten in hohem Maße umgelagertes Sedimentmateriel. Die geringe Mächtigkeit und der innige Lagenwechsel mit sedimentären chaotischen Ablagerungen erinnert an Sedimente, wie sie im Gefolge eines submarinen Glutwolkenausbruches entstehen (FISKE & MATSUDA 1964). Der primäre ash flow stimuliert durch seine kinetische Energie den Abbruch vieler kleinerer Suspensionsströme; es sind schließlich mehrfach umgelagerte Mischfolgen aus vulkanischem und sedimentärem Detritus die Endprodukte.

c) Bombentuffe:

Auch die Deutung als kalt abgeregnete Bombentuffe muß in Betracht gezogen werden. Für die Ablagerungen des Ratschengraben wäre allerdings aufgrund der großen Fragmente eine Ablagerung in nicht allzu großer Entfernung zum Förderzentrum zu postulieren. Dies ist aufgrund der vollmarinen Umgebung relativ unwahrscheinlich.

d) Marin umgelagerte Tuffite

Für den Typ des Ratschengraben kommt auch eine sekundäre Umlagerung der vulkanogenen Komponenten in Frage. Vom Vulkanhang abgeleitete Trübeströme könnten das grobkörnige Material in tiefere Meeresbereiche transportiert haben.

Während für die innerhalb des Blasseneck-Porphyroides auftretenden Lagen eine rein vulkanogene Platznahme relativ wahrscheinlich ist, läßt sich für die Porphyroide des Ratschengraben zumindest eine Beteiligung von Umlagerungsprozessen im sedimentären Milieu nicht ausschließen. SCHÖNLAUB (1977) bezeichnet die Gesteine des Ratschengraben als "tuffitische Typen" mit teilweise großen Gesteinsbruchstücken und benennt sie als "Ratschengraben-Typ".

3.2.3 Porphyroid-Tuff

Als geringmächtige Einschaltungen sind innerhalb der mächtigen Porphyroid-Abfolge des Blasseneck stärker verschieferte Gesteine enthalten, die im Anschliff eine feine Bänderung erkennen lassen. Der Gehalt an Einsprenglingen ist sehr gering, die deutliche Paralleltextur ist teilweise auf eine primäre Anlage, zum anderen Teil auf die im Vergleich zum Nebengestein intensivere Schieferung zurückzuführen.

Unter dem Mikroskop erweist sich die makroskopisch sichtbare Bänderung als ein Lagenwechsel von feinkörnigen Bereichen, die dominierend aus Serizit/Chlorit bestehen und etwas gröberkörnigeren Bereichen, in denen Quarz und Albit dominieren (Kg 0,01 - 0,03 mm).

Lagenweise ist das Gestein stärker rekristallisiert. Die sehr seltenen, vulkanogenen Quarze und Feldspäte unterscheiden sich nicht von denen der anderen Porphyroid-Typen. Lithische Bruchstücke sind selten.

| Pr. | Schliff | E | inspreng | linge | Grund- masse | Bims und Fremdgestein |
|--------------|--------------|--------|------------------|--------|-----------------|--------------------------|
| Nr. | Nr. | Qu | "Feld- späte" | Summe | | |
| R 53 R 69 | 9222 9229 | 5 - | 4 6 | 9 6 | 91 93 | 1 |

Tab. 9: Modalanalysen Porphyroid-Tuff.

Interpretation

Interpretiert man die feinkörnige Grundmasse als ehemals aus Glasbruchstücken aufgebeut, so fallen die Gesteine ins Feld der Vitrischen Tuffe. Bei der Klassifikation nach der Korngröße sind sie als Aschentuffe zu bezeichnen (Tab. 9). Die reliktisch erhaltene Gradierung und Feinschichtung macht eine Interpretation als unverschweißte Tufflagen wahrscheinlich. Die Frage, ob sie subaerisch oder marin entstanden sind, kann nicht geklärt werden. In ihrer Lage im KGL-Diagramm decken sich die Gesteine mit den aus dem Kitzbüheler und Dientner Raum bekannten Gesteinstypen (3.1.3), die teilweise als Vitrophyrlagen, teilweise auch als unverschweißte Aschentuffe gedeutet werden können.

3.2.4 Grüngesteinseinschaltungen innerhalb der Porphyroide

Konkordant im mächtigen Schichtstoß des Blasseneck eingeschaltet treten Grüngesteinshorizonte auf. Unter diesem Sammelbegriff verbergen sich stark geschieferte Grünschiefer, die eng mit Kalkphylliten verfaltet sind, sowie ein Pyroklastika-Horizont, der aus sauren und basischen Komponenten zusammengesetzt erscheint. Die geochemische Analyse zeigte, daß es sich tatsächlich um eine intermediär-andesitische Entwicklung des Porphyroids handelt (vgl. 5.3). Im Handstück fällt neben der starken Schieferung vor allem die intensiv grüne Farbe auf.

Die Grundmasse besteht aus eng miteinander verwachsenen Aggregaten von Quarz, Albit, Chlorit, Epidot, Hornblende, Biotit, Muskovit, Calcit und Erz. Epidot und Hornblende treten nicht immer auf, generell ist jedoch ein hoher Gehalt an Calcit und Erz zu verzeichnen (Tab. 10). Akzessorisch sind Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit und Ilmenit festzustellen.

Als Einsprenglinge sind ausschließlich Plagioklase vorhanden, deren primärer Anorthitgehalt nicht mehr bestimmbar ist, da sie albitisiert sind.

Die Gesteinsfragmente innerhalb der Übergangsserie zur normalen Porphyroid-Entwicklung sind als helle, saure Bimsfetzen und dunkle, basische Komponenten zu identifizieren.

| | Pr. | Schl. | E | inspr | Grundmasse | | | | | | | | |
|---|-----|-------|----|-------|------------|-----|------|----|-----|----|----|-----|-----|
| | Nr. | Nr. | Qu | Plg | Qu+Ab | НЬ1 | Chlo | Ep | Bio | Mu | Cc | Erz | Akz |
| R | 35 | 9219 | - | 13 | 29 | - | 34 | - | 3 | 8 | 5 | 7 | 1 |
| R | 51 | 9221 | | 15 | 33 | - | 15 | 14 | - | 12 | 1 | 9 | 1 |
| R | 59 | 9224 | - | 8 | 28 | - | 25 | | - | 19 | 18 | 2 | - |
| R | 60 | 9225 | - | 9 | 32 | 15 | 19 | 5 | - | 4 | 3 | 12 | 1 |
| L | | | | | | | | | | | | | |

Tab. 10: Modalanalysen Chloritschiefer.

Interpretation

Die Grüngesteine, als konkordante, geringmächtige Lagen von 60 und 20 m lokal innerhalb einer 1500 m mächtigen Entwicklung saurer Vulkanite eingeschaltet, können wohl als intermediäre Aschentuffe und Lapillituffe charakterisiert werden. Dabei kommt es offensichtlich zur Mischung saurer und basischer Komponenten während der Eruption, da in einer geringmächtigen Tufflage basische und saure Bimsfetzen miteinander abgelagert wurden.

3.2.5 Rekristallisierte Porphyroide

Im Unterschied zu den bisher beschriebenen Porphyroid-Arten wurden Tektonik und Metamorphose zum entscheidenden Faktor für die Prägung des Gesteins. Dies bringt mit sich, daß man noch weniger Rückschlüsse auf die ursprüngliche Natur des Gesteins ziehen kann, als bei den unter 3.2.1 bis 3.2.4 beschriebenen Porphyroid-Typen. Die Umwandlung des Gesteins durch Schieferung und Blastese kann so vollständig werden, daß sogar die Unterscheidung von Paragneisserien Probleme aufwirft. Erst durch den Zusammenhang mit diagnostizierbaren Porphyroid-Teilen wird die vulkanogene Natur des Gesteins klar.

Leider sind auch Teile der Nördlichen Grauwackenzone in diesem Zustand. So mußten Abfolgen aus dem Westteil des Kitzbüheler Gebietes (Hahnenkamm, Westendorf), einzelne Bereiche des Dientner, Eisenerzer Raumes und auch die Gesteine des Finstergraben der Radmer, sowie die liegenden Anteile des Blasseneck-Typus-Profils dieser Gesteinsart zugeordnet werden. Der Porphyroid des Comelico (Pfannspitze) ist vollständig dem rekristallisierten Typ zuzurechnen.

In dieser Rubrik sind daher alle Gesteine zusammengefaßt, die zwar zweifelsfrei den Porphyroiden im weiteren Sinne zuzuordnen sind, bei denen aber eine nähere Typengliederung nicht mehr möglich ist. Sie können aus den bisher beschriebenen Typen durch fortschreitende Metamorphose, Durchbewegung und Verfaltung abgeleitet werden.

Charakteristisches Kennzeichen aller Gesteine ist das granoblastische Quarz/Albit-Pflastergefüge der Grundmasse. Es kommen allerdings auch Übergänge dergestalt vor, daß dieses Mosaikgefüge nur in Teilbereichen ausgebildet ist, dazwischen hingegen noch ein feinkristalliner Filz aus Serizit, Quarz, Feldspat und Chlorit bestehen bleibt. Die Korngröße der Qu/Ab-Granoblasten liegt bei 0,01 – 0,03 mm. Auch Hellglimmer und Chlorit haben eine deutliche Sammelkristallisation zu größeren Scheiten erfahren. Im Diffraktogramm verschwindet der Kaolin-Peak zugunsten eines sehr markanten Muskovit-Peaks.

Kataklase- und Schieferungsbahnen sind nachträglich granoblastisch rekristallisiert, die Glimmer in der Schieferung eingeregelt. Die Einsprenglinge treten mit einer durchschnittlich etwas geringeren Korngröße als in den nicht rekristallisierten Porphyroiden (von 0,8 - 1,2 mm) auf. Die vulkanogene Natur der Quarze, Plagioklase und Kalifeldspäte ist teilweise noch erkennbar. Es ist auch eine Granulation (Sprossung von Quarz und Albit-Pflastergefüge) innerhalb mancher Einsprenglinge festzustellen, wie beispielsweise von den magmatischen Korrosionsbuchten der Quarze ausgehend oder auch innerhalb stark serizitisierter Feldspäte zu beobachten (Tafel 3). In einem Porphyroidzug des Finstergraben im Radmertal stecken bis zu 1,5 cm lange Kalifeldspäte, die dem völlig rekristallisierten Gestein, das von sigmoidalen Schieferungsflächen durchzogen ist, den Charakter eines Augengneises verleihen. Sofern die Feldspäte noch bestimmbar sind, kommen die gleichen Daten wie bei den weitiger überprägten Porphyroiden zustande. Die Anorthitgehalte liegen schwerpunktemäßig bei Albit, selten darüber, bis Oligoklas. Kalifeldspäte sind in Fleckenperthit entmischt, randlich, manchmal auch intern albitisiert oder zu Schachbrettalbit umkristallisiert. Auch eine Zerscherung und anschließend durch Rekristallisation bedingte Wiederverheilung einzelner großer Einsprenglinge kann beobachtet werden. In den Karnischen Alpen treten als Besonderheit Reste großer Granate auf.

Durch die Rekristallisation lassen sich ehemalige Fremdgesteinskomponenten nicht mehr erkennen, obwohl in einigen Schliffen fragliche Objekte vorhanden sind.

Interpretation

In dieser Gesteinseinheit können, verschleiert durch die Metamorphose, alle Porphyroidtypen verborgen sein. Trägt man unter Vernachlässigung möglicher nicht erkennbarer Gesteinsfragmente und u. U. epiklastischer Umlagerungsvorgänge, die Gesteine ins KGL-Diagramm ein, so verteilen sie sich entsprechend ihrem Gehalt an Kristalleinsprenglingen entlang der K-G-Linie (Abb. 7). Die Proben aus den Karnischen Alpen liegen zusammen mit Analysen aus den Gebieten D, K, R im Feld der Ignimbrite ohne Bimsfragmente (Typ 3.1.1), eine weitere Anhäufung von Analysen aus dem Raum Radmer/Blasseneck findet

| Pr. Schliff | | Einsprenglinge | | | | Grundmasse | | | | | | | | |
|--|--|---|---------------------------------------|-------------------------------|---|--|--------------------------------------|----------------------------|--|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--|
| Nr. | Nr. | Qu | Plg | Kf | Su. | Qu+Ab | Chlo | Bio | Mu | Cc | Ep+ Zoi | Erz | Akz | |
| C 2 C 5 C 10 C 14 C 17 C 21 C 21 C 24 C 27 | 8266 8268 8272 8274 8276 8278 8280 8282 | 7 2 10 18 14 8 7 9 | 16 1 3 2 6 2 - 3 | - - - 9 | 23 3 13 20 20 10 16 12 | 52 49 43 48 47 37 43 | 1 - 3 7 3 - 2 2 | - - 1 - - - | 14 44 26 19 22 37 34 41 | 2 - 5 - 3 3 1 - | - - - 4 | 7 3 2 8 3 1 3 1 | 1 1 2 2 1 2 4 1 | |
| Mitte Come | elwert lico | 9 | 4 | 1 | 14 | 47 | 2 | - | 30 | 2 | - | 3 | 2 | |
| D 9 D 13 D 15 D 18 D 19 | 7582 7604 7606 7586 7587 | 5 10 22 5 2 | 8 24 39 6 1 | 3 20 2 4 - | 16 54 63 15 3 | 50 33 13 34 51 | - 5 2 - | - - - - | 30 5 16 40 41 | - - - 3 | - - - - | 2 2 5 1 2 | 2 1 1 1 - | |
| Mitte Dien | elwert ten | 9 | 16 | 6 | 31 | 37 | 1 | - | 27 | - | - | 3 | 1 | |
| E 48 | 7538 | 11 | 3 | 8 | 22 | 52 | 3 | - | 16 | 3 | - | 1 | 3 | |
| K 24 K 43 K 54 | 7615 8371 8377 | 7 10 13 | 3 - 14 | 3 13 - | 13 23 27 | 51 50 33 | - - 1 | 1 - - | 30 20 18 | - - 4 | - - - | 4 6 12 | 1 1 5 | |
| Mitte Kitzl | elwert oühel | 10 | 6 | 5 | 21 | 45 | - | _ | 24 | 1 | - | 7 | 2 | |
| R 1 R 15 R 16 R 27 R 56 R 70 R 85 | 7542 7545 7546 8813 9223 9230 9511 | 5 7 11 3 5 24 15 | 1 2 3 19 26 9 13 | 10 18 16 - - - | 16 27 30 22 31 33 28 | 59 47 45 52 25 35 35 | - - 4 - 4 | - - 3 2 - 5 | 23 22 23 23 35 21 24 | - 2 - - 6 2 | | - 1 1 - 2 3 1 | 2 1 1 - 1 2 1 | |
| Mittelwert Radmer/Bl. | | 10 | 11 | 6 | 27 | 43 | 1 | 2 | 24 | 1 | - | 1 | 1 | |

Tab. 11: Modalanalysen Rekristallisierte Porphyroide.
sich im Grenzbereich zwischen den Feldern der Typen 3.1.1 und 3.2.1 (kristallreicher Porphyroid). Vermutlich handelt es sich um kristallreiche Porphyroide, mit teilweise zur Grundmasse umkristallisierten Kristallanteilen. Ein geringer Prozentsatz fällt auch in das Feld der Typen 3.1.3 bzw. 3.2.3 (Aschentuffe).

Von der Größe, Art und Anzahl der Einsprenglinge her wäre also eine Zuordnung der Analysen in die Familie der Porphyroide ohne Probleme möglich.

Wichtige Unterscheidungskriterien zu rein klastischen Gesteinen sind folgende:

- a) Vulkanogene Feldspäte und Quarze
- b) Inhomogenität der Korngrößenverteilung große Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse; Unterschiede der KG. ca. Faktor 100.
- c) Geologischer Zusammenhang mit sicheren Porphyroid-Komplexen (z. B. im Liegenden des Blasseneck-Profils).

Die Tatsache, daß sich innerhalb der Porphyroid-Profile stufenlos eine fortschreitend stärkere Metamorphose und Durchbewegung einstellt, deren Auswirkung auf das Gefüge man gut verfolgen kann, wurde bereits von ANGEL (1918) betont. Das manchmal fast augengneisartige Aussehen (Finstergraben-Porphyroid) demonstriert die Möglichkeit der Augengneisbildung durch Metamorphose saurer Vulkanite.

3.2.6 Porphyroide in Quarzphyllitgebieten

In den stark tektonisch beanspruchten und im Vergleich zur Nördlichen Grauwackenzone höher metamorphen Quarzphyllit-Arealen kommen Porphyroide in geringmächtigen Lagen von einigen Zehnermetern vor. Proben solcher Porphyroid-Einschaltungen liegen aus dem Thurntaler Quarzphyllit, dem Brixener Quarzphyllit und dem Marteller Quarzphyllit vor.

Die Gesteine haben häufig ein paragneisähnliches Aussehen. Sie fallen im Gelände durch ihre im Vergleich zum Nebengestein hohe Härte und helle, meist weiße Farbe auf. Die häufig von Quarzmobilisationen durchzogenen Gesteine sind deutlich geschiefert und zeigen meist auch im Handstück die charakteristischen Porphyroklasten, die einen sehr unterschiedlichen Volumenanteil des Gesteins ausmachen können.

Die postkinematisch vollständig rekristallisierte Grundmasse zeigt typische mosaikartig aneinander gefügte Körner von Quarz, Albit, Hellglimmer, Biotit und Chlorit. Vereinzelt sind auch kleine Mikrokline zu beobachten. Xenomorphe, vollständig serizitisierte Massen von Plagioklas werden von granoblastischen Quarz-Albit-Aggregaten durchsetzt. Die Hellglimmer-, Biotit- und Chlorit-Scheite zeichnen die Schieferung nach. An Akzessorien findet man Calcit, Apatit, Titanit, Turmalin, Zoisit, Rutil, Zirkon, Opakerz. Die mittlere Korngröße der Grundmasse beträgt im Thurntaler Quarzphyllit 0,05 mm, im Brixener Quarzphyllit 0,14 mm und im Martelltaler Quarzphyllit 0,12 mm, ist also deutlich höher als die der rekristallisierten Porphyroide der NGZ.

Die Einsprenglinge können aus Schachbrettalbiten, Plagioklasen (An bis 20), Kalifeldspat und Quarz bestehen. Charakteristisch ist die eckige Kornform, die augenförmig von einer Haut aus Hellglimmer-Scheiten umschlossen wird, manchmal auch von einem Kranz von Quarz-Albitaggregaten. Selten sind vollständig rekristallisierte magmatische Korrosionsschläuche und -buchten in den Quarzen zu erkennen. Ein Teil der Plagioklase ist sicher zerfallen und wurde durch die Grundmasse ersetzt – wie die xenomorphen serizitisierten Plagioklasmassen in der Grundmasse zeigen (Tab. 12). Die Korngröße der Einsprenglinge liegt bei Querschnitten von 1 mm bis maxim. 2,5 mm (vgl. HEINSCH 1976). In Einzelfällen kann ein reliktischer Zonarbau durch unterschiedliche Serizitisierung erkannt werden.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | Grundmasse | | | | • | | | | | |
|---|--|---|---|--|---|--|---------------------------------|--|---------------------------------------|---|-------------|-------------|------------------|--|
| Nr. | Nr. | Qu | Plg | Kf | Su. | Qu+Ab | Kf | Chlo | Bio | Mu | Cc | Zoi | Erz | Akz |
| B 14 B 16 B 17 B 19 | 6558 6560 6562 6564 | | 29 - - - | - 8 18 12 | 29 8 18 12 | 28 62 64 54 | - 5 - 2 | 16 5 - - | 6 - 1 | 6 20 15 20 | 2 - - | 6 | 4 1 2 1 | 3 4 1 1 |
| Mitt Brix Quar | elwert ener zphyllit | - | 7 | 10 | 17 | 53 | 2 | 5 | 2 | 15 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| +) M M M M | 7643 7664 7670 1976 | | | | 6 10 7 10 | 70 64 74 60 | - - - | 1 2 - 2 | | 23 24 18 23 | | - - - | 2 - - - | 2 - - 5 |
| Mitt Mart | elwert elltal | | | | 8 | 66 | - | 1 | - | 22 | - | - | 1 | 2 |
| T T T T T T T T T | 4020 4023 4024 4587 4589 4603 4604 4507 4957 5092 | 2 1 1 2 2 3 3 2 2 | 4 2 - 3 4 10 4 7 7 4 | 1 - 1 10 - 8 7 7 2 | 7 3 1 5 16 12 15 17 16 8 | 38 67 87 66 57 66 57 75 42 51 | - - 1 1 - - - | 1 4 3 - 3 2 - 1 3 - | - 5 4 - - - 13 - | 39 18 4 24 18 15 27 17 23 40 | 1 | - | | 15 1 5 5 4 1 - 2 1 |
| Mitt • Thur | elwert ntaler | 2 | 4 | 4 | 10 | 60 | - | 2 | 2 | 23 | - | - | - | 3 |

Tab. 12: Modalanalysen Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten.

+) Modalanalysen des Martelltaler Quarzphyllits aus MOLLER (1979)

Interpretation

Die Spuren einer mehrphasigen Deformation mit Kataklase und anschließend erneuter Kristallisation sind noch deutlicher als bei Typ 3.2.5. Ein nicht selten sichtbarer Lagenbau muß nicht zwingend primären Ursprungs sein, sondern kann bereits ein Ergebnis der Metamorphose darstellen. Es ist zu erwarten, daß sich der primäre Gehalt an Einsprenglingen stark verändert hat, so daß lediglich einzelne Porphyroklasten-Reste von der vulkanogenen Natur der Gesteine zeugen. Ausdruck der noch stärkeren Metamorphose ist die Korngröße des Pflaster-Gefüges, die gesetzmäßig innerhalb der beschriebenen Porphyroid-Typen zu höher metamorphen Gefügen über 2 Zehnerpotenzen hinweg ansteigt (von 0,002 mm bis zu 0,15 mm). Der Vergleich der Porphyroide aus den räumlich sehr weit von einander entfernt liegenden Quarzphyllit-Arealen untereinander zeigt auch in den Modalanalysen sehr große Ähnlichkeiten (Tab. 12). Der Prozentsatz an noch erkennbaren Einsprenglingen überschreitet selten 15% und kann im Marteller und Thurntaler Quarzphyllit sehr stark zurückgehen. Im KGL-Dreieck, in das die Analysen versuchsweise eingetragen wurden, sieht man, daß sie sich teilweise mit denen der rekristallisierten Porphyroide decken, aber gegen die Grundmassen-Ecke (Glasanteil) verschoben sind (Abb. 7). Dies kann primärer Natur sein, ist aber viel wahrscheinlicher auf die bereits erwähnte Zerstörung eines Teils der Einsprenglinge und Umkristallisation zu Grundmasse zu erklären.

Vulkanologische Aussagen sind aus den Porphyroiden der Quarzphyllite nur in geringem Umfang abzuleiten. Da es sich um mehrere, meist nur 10 bis 15 m mächtige Bänder in mächtigen Metapelitserien handelt, ist sicher anzunehmen, daß sie marin abgelagert wurden. Sie können als Schuttströme, ash flows, oder marine Tuffe gedeutet werden, außerdem kann es sich um umgelagerte Grauwackensedimente handeln, die aus vulkanischem Detritus bestehen. Gegen einen allzu weiten Transport als klastisches Sediment spricht allerdings der deutliche Korngrößenunterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmasse, so daß die Deutung als vulkanische Ablagerung mehr Wahrscheinlichkeit besitzt.

Eine Hebung der Quarzphyllitgebiete und Absatz unter subaerischen Bedingungen aus den Porphyroiden abzuleiten, ist völlig abwegig. Die größte Ähnlichkeit zu weniger metamorphen Bereichen liegt mit den Profilen des Ratschengraben vor, wo ebenfalls geringmächtige Porphyroid-Bänke in voll marinem Milieu eines vom Eruptionszentrum entfernteren Beckenbereiches auftreten.

Vom petrographischen Befund her spricht nichts gegen die These, daß die Porphyroide in Quarzphyllitgebieten zeitgleich mit den anderen Porphyroiden seien. Es gibt aber keinerlei stratigraphische Belege für diese Annahme.

3.3 Zusammenfassung Petrographie

Die Porphyroide konnten petrographisch in mehr oder weniger stark metamorph überprägte Typen eingeteilt werden. Für einen Teil der Vorkommen, insbesondere des Kitzbüheler Raumes, steht die Ignimbritnatur der Vulkanite außer Zweifel. Unterschiedliche Gehalte an Kristallen, Glas und Lapillikomponenten lassen eine Abtrennung von Untertypen zu, die als Kartiereinheit Verwendung finden können.

In den stärker metamorphen Arealen ist durch Analogieschlüsse die Ignimbritnatur des Hauptteils der Vulkanite stark zu vermuten, aber nicht nachweisbar. Daneben treten vielfältige vulkanosedimentäre Umlagerungsprodukte in Erscheinung – Zeugen des sauren Vulkanismus auch in von den Eruptionszentren entfernteren Bereichen mariner Beckensedimentfolgen.

4. Geochemie

4.0 Vorbemerkungen

Durch die große Anzahl räumlich getrennter Untersuchungsbereiche und die hohe Analysenzahl ergibt sich die prinzipielle Schwierigkeit, die Daten übersichtlich darzustellen. Die Aufbereitung der Daten läßt sich in folgende Schritte gliedern:

Die graphische Darstellung von Häufigkeitsverteilungen einzelner Elemente gibt einen Überblick über die Gesamtschwankungsbreite im Chemismus der in den Ostalpen vorhandenen Porphyroide. Hieraus lassen sich erste Hinweise auf die Stellung der Porphyroide im Literaturvergleich ableiten.

Anschließend folgt die Klassifikation der Gesteine nach den von STRECKEISEN (1969, 1980) und RITTMANN (1973) aufgestellten Nomenklaturregeln.

Binäre Korrelationsdiagramme und ternäre Konzentrationsdreiecke helfen, innerhalb der Datenwolke Gesteinsgruppen abzugrenzen und zu charakterisieren; außerdem können so Hinweise auf Diffentiationsvorgänge gesammelt werden.

Detailinformationen über die Variation des Chemismus in einzelnen Vorkommen sind in Form geochemisch-petrographischer Säulenprofile im regionalen Teil (Kap. 5) dokumentiert.

Vollanalysen und Spurenelementanalysen (V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Pb, Rb, Sr, Y, Zr) wurden an einer energiedispersiven RFA der Fa. ORTEC (Typ TEFA 6111 mit 32k – PDB 11/04 und 2 Platten AED Floppy Disk) durchgeführt, es fanden Schmelztabletten Verwendung.

Beim energiedispersiven Typ der RFA kommt der Korrektur der gemessenen Intensitäten durch Computer-Programme eine entscheidende Bedeutung zu. Für die speziellen Belange der geochemischen Gesteinsanalyse wurden Korrekturprogramme entwickelt (WEBER-DIEFENBACH 1979). Zur Aufstellung von Eichkurven dienten internationale Standards. Die endgültigen Konzentrationen der Elemente werden unter Berücksichtigung der Matrixkorrekturen iterativ berechnet. Es ist daher notwendig, alle Haupt- und Nebenelemente der Gesteinsvollanalyse mit dieser Anlage zu messen. Untersuchungen zur Meßgenauigkeit der Anlage wurden von WEBER-DIEFENBACH (1979) durchgeführt.

4.1 Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung

In den Häufigkeitsverteilungskurven der analysierten Elemente wurden 255 Porphyroidproben berücksichtigt. Analysen von Augengneisen, Gneisen der Habachserie und von Metabasiten außerhalb der Porphyroidkörper sind nicht in den Diagrammen enthalten. Tab 13. gibt einen Überblick über die Variationsbreite im Chemismus der Porphyroide.

Der Vergleich mit Literaturdaten zeigt, daß die Porphyroide einen weiten Streubereich im Chemismus aufweisen, der von basischen Andesiten, Daciten, Rhyodaciten, Rhyolithen bis zu Alkalirhyolithen reicht (Tab. 14).

| Variable | Mittelwert | Standard- abweichung | Minimum | Maximum | Schiefe |
|---------------------|-----------------|-------------------------|------------|------------|---------|
| Haupt- und | l Nebenelemente | 0/ | 0/ | 0/ | |
| sio | 71 10 | رم ج عن | <i>/</i> 0 | % 02.00 | .0.54 |
| 310 ₂ | 14.00 | 5.39 | 53.05 | 03.90 | 0.04 |
| AT203 | 14.89 | 1.79 | 9.05 | 20.71 | 0.23 |
| ΣFe ₂ 03 | 3.41 | 2.03 | 0.41 | 12.38 | 1.21 |
| MnO | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 0.23 | 1.56 |
| MgO | 1.30 | 1.01 | 0.01 | 6.22 | 1.77 |
| CaO | 1.36 | 1.25 | 0.04 | 7.02 | 1.56 |
| Na ₂ 0 | 2.64 | 1.30 | 0.01 | 7.52 | 0.30 |
| к ₂ 0 | 4.28 | 1.85 | 0.41 | 10.74 | 0.59 |
| Ti0 ₂ | 0.44 | 0.29 | 0.03 | 1.40 | 0.56 |
| P205 | 0.19 | 0.12 | 0.01 | 0.66 | 0.75 |
| Spurenelen | nente | | 1 | (| l |
| | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm |
| V | 50 | 36 | 1 | 168 | 0.70 |
| Cr | 30 | 37 | 1 | 226 | 1.92 |
| Ni | 25 | 10 | 2 | 56 | 0.42 |
| Cu | 21 | 9 | 3 | 61 | 1.12 |
| Zn | 46 | 28 | 1 | 262 | 2.44 |
| Ga | 20 | 3 | 6 | 31 | -0.90 |
| РЬ | 23 | 10 | 6 | 85 | 2.58 |
| Rb | 153 | 46 | 37 | 295 | -0.01 |
| Sr | 130 | 145 | 1 | 932 | 2.37 |
| Y | 47 | 6 | 31 | 67 | 0.13 |
| Zr | 249 | 49 | 45 | 415 | 0.32 |

Tab. 13: Deskriptive Statistik der Porphyroide (n = 255).

4.1.1 Häufigkeitsverteilungen Haupt- und Nebenkomponenten SiO₂

Im SiO_2 -Gehalt wird die große Variabilität des Chemismus deutlich (Abb. 8). Der Mittelwert liegt bei 71% SiO_2 . Der Anteil der intermediären Glieder (52 – 66% SiO_2 , CARMICHAEL et al. 1974) ist sehr gering. Im Bereich der sauren Vertreter (über 66% SiO_2) lassen sich 3 Maxima in der Verteilungskurve unterscheiden (67%, 73%, 76% SiO_2). Eine ähnliche mehrgipfelige Verteilungskurve ist auch aus den Keratophyren des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977) bekannt. Leicht negative asymmetrisch rechtsschiefe Verteilungen der SiO_2 -Gehalte, wie sie bei den Porphyroiden auftreten, werden häufig für granitische Gesteine beschrieben (AHRENS 1966). Zur näheren Betrachtung wurden einzelne Untersuchungsräume graphisch herausgehoben (Abb. 8):

| a) Vollanalysen (Gew%, wasserfreie Summe) | | | | | | | | | | |
|---|--------------------|--------------------|---------------------|---------------|-------|--------------------------|-----------------------|--|--|--|
| | | | And | esite | | Dao | ;ite | Rhyodacit | | |
| | Ð | 2 | | 3 | 4 | 3 | 5 | 5 | | |
| SiO ₂ | 54.34 | 60.14 | 56.72 (53.67-61.77) | | 59.89 | 63.42 (62.18-65.24) | 63.74 | 66.56 | | |
| A1,0, | 17.22 | 17.48 | 16.30 (12.61-19.40) | | 17.20 | 16.09 (13.41-18.65) | 16.71 | 15.46 | | |
| ΣFe ₂ 0 ₂ | 9.60 | 6.86 | 8.29 | (5.58-12.22) | 7.07 | 7.28 (5.02- 9.49) | 5.58 | 4.64 | | |
| MnO | 0.15 | 0.18 | 0.16 | (0.06- 0.21) | 0.15 | 0.20 (0.15- 0.29) | 0.11 | 0.07 | | |
| MgO | 4.37 | 2.77 | 6.10 | (1.75-12.57) | 2.96 | 4.23 (2.07- 7.19) | 2.12 | 1.57 | | |
| CaO | 7.94 | 5.85 | 4.95 | (0.69-12.15) | 6.02 | 1.70 (0.87- 3.75) | 5.54 | 3.70 | | |
| Na ₂ 0 | 3.68 | 3.62 | 3.62 | (1.02- 6.48) | 3.70 | 3.21 (2.94-3.59) | 3.99 | 4.15 | | |
| κ ₂ ο | 1.11 | 2.06 | 2.39 | (0.05- 6.73) | 1.98 | 2.31 (0.53- 2.96) | 1.40 | 3.02 | | |
| Ti02 | 1.31 | 0.78 | 1.18 | (0.66- 2.64) | 0.78 | 1.02 (0.56- 1.46) | 0.64 | 0.66 | | |
| P2 ⁰ 5 | 0.28 | 0.26 | 0.33 | (0.06- 0.88) | 0.25 | 0.31 (0.15- 0.64) | 0.17 | 0.17 | | |
| b) Spi | irenelente | ente (ppm |) | | | . | , l | | | |
| | Andesit | /Diorit | Ап | desite | | Dacit | Dacit/Quarz diorit | - Grano- diorit | | |
| _ | 1 | | 3 | 6 | 3 | 1 | \bigcirc | | | |
| v | 148 (4-40 | 48 (4-400) 247 (19 | | 97-361) | 100 | 58 (25-91) | 99 (20-300) | 88 | | |
| Cr | 55 | 55 167 (54 | | 54-400 | 50 | 145 (127-162) | 16 | 22 | | |
| Ní | 18(3-28) | 18(3-28) 87 (| | 5-180) | 55 | 9 (6- 11) | - | 15 | | |
| Cu | 55 | 55 27 (1 | | 17- 42) | 35 | 14 (13- 14) | 25 | 30 | | |
| Zn | 70 | 70 86 (6 | | 50-104) | 72 | 63 (26-100) | 40-90 | 60 | | |
| Ga | 21 (20–25) - | | | 17 | - | 16 (15-25) | 17 | | | |
| РЪ | 11 | | - | | 15 | - | 15 | 15 | | |
| Rb | 73 | | 68 (5-137) | | 72 | 88 (35-119) | 97 | 110 | | |
| Sr | 431 | | 413 (2 | 1-1298) | 800 | 279 (93-550) | 317 | 440 | | |
| Y | 35 | | 32 (14~ 65) | | 25 | 44 (28-69) | 35 | 44 | | |
| Zr | 120 | 20 233 (54-474) | | 54-474) | 260 | 314 (175-463) | 50-250 | 140 | | |
| a) Vo | llanalys | en (Gew% | , wasserf | reie Summe) | | | @ (~) @ (~ |) A A A A A A A A A A A A A A A A A A A | | |
| | | R | h y o l | ithe | | Alkali- rhyolith |) Mit Typ |) Dur) Obe | | |
| | | (3) | | (4) | (5) | 5 | telv telv iscl | chsi chsi rori telv | | |
| SiO | 7 | 4.03 (70.2) | 5-79.12) | 74.08 | 74.18 | 74.79 | verte Nerte Rh | chnit chnit doviz | | |
| Al 0 | 1 | 3.15 (11.99 | 9-13.90) | 13.68 | 13.55 | 12.62 | iyol | e tsa fiso | | |
| ΣFe_0 | | 2.65 (1.09 | 9- 4.08) | 2.40 | 2.09 | 2.44 | I i th | inal inal ir B | | |
| MnO | 0.06 (0.02- 0.11) | | e- 0.11) | 0.06 | 0.03 | 0.05 | e n | yse yse Vul Vul | | |
| MgO | 1.31 (0.21- 4.48) | | 0.40 | 0.32 | 0.26 | 197 8 8 ach | n D kan | | | |
| CaO | | 0.49 (0.03- 1.50) | | 1.21 | 1.14 | 0.61 | 54; wedg CAF | EDEI ALY ite des | | |
| Na ₂ 0 | | 2.92 (1.21 | - 5.42) | 3.48 | 3.01 | 4.14 | EPOH RMIC | POHL In 19 | | |
| κ ₂ ο | | 5.28 (1.27 | -12.93) | 4.36 | 5.39 | 4.74 | | , 19 133; and | | |
| Ti02 | 0 | 0.24 (0.01 | - 0.56) | 0.25 | 0.22 | 0.17 | 961 Le | 169; псћ | | |
| P2 ⁰ 5 | | 0.08 (0.01 | - 0.19) | 0.08 | 0.07 | 0.18 | t • | ILLM. emisi | | |
| b) S | purenele | mente (pp | n) | L | | | . 197 | AN & | | |
| r. — — — | | | | | | | | | | |

| Tab. 14: Literaturvergleich | h. |
|-----------------------------|----|
|-----------------------------|----|

| | Rhyol | ithe | | Alkali- rhyolith | |
|--|---|---|---|--|---|
| | 3 | 4 | 5 | 5 | |
| Si0, | 74.03 (70.26-79.12) | 74.08 | 74.18 | 74.79 | |
| Al 203 | 13.15 (11.99-13.90) | 13.68 | 13.55 | 12.62 | |
| ΣFe ₂ 0 ₃ | 2.65 (1.09- 4.08) | 2.40 | 2.09 | 2.44 | |
| MnO | 0.06 (0.02- 0.11) | 0.06 | 0.03 | 0.05 | |
| MgO | 1.31 (0.21- 4.48) | 0.40 | 0.32 | 0.26 | |
| CaO | 0.49 (0.03- 1.50) | 1.21 | 1.14 | 0.61 | |
| Na ₂ 0 | 2.92 (1.21- 5.42) | 3.48 | 3.01 | 4.14 | |
| к ₂ о | 5.28 (1.27-12.93) | 4.36 | 5,39 | 4.74 | |
| Tio2 | 0.24 (0.01- 0.56) | 0.25 | 0.22 | 0.17 | |
| P205 | 0.08 (0.01- 0.19) | 0.08 | 0.07 | 0.18 | |
| | | | | | |
| b) Spu | renelemente (ppm) | I | | | |
| b) Spu | renelemente (ppm) Rhyolith | Rhyolith/Granit | Granit | Rhyolith | Alkali- rhvolith |
| b) Spu | renelemente (ppm) Rhyolith | Rhyolith/Granit | Granit | Rhyclith 8 | Alkali- rhyolith 8 |
| b) Spu V | Rhyolith 3 (1-6) | Rhyolith/Granit (1) 72 (3-310) | Granit 7 44 | Rhyolith 8 - | Alkali- rhyolith 8 |
| b) Spu V Cr | renelemente (ppm) Rhyolith 3 (1-6) 285 (175-409) | Rhyolith/Granit (1) 72 (3-310) 4 | Granit (7) 44 4 | Rhyolith 8 - - | Alkali- rhyolith 3 - - |
| b) Spu V Cr Ni | Rhyolith 3 285 117.5-409) 12 6-19) | Rhyolith/Granit (1) 72 (3-310) 4 < 6 | Granit 7) 44 4 4.5 | Rhyolith 8 - 1 | Alkali- rhyolith 8 - - 1 |
| b) Sput V Cr Ni Cu | Rhyolith 3 (1-6) 285 (175-409) 12 (6-19) 10 (1-23) | Rhyolith/Granit (1) 72 (3-310) 4 < 6 0-10 | Granit 7 44 4 4.5 10 | Rhyolith 8 - - 1 8 | Alkali- rhyolith - - 1 4 |
| b) Spu V Cr Ni Cu Zn | Rhyolith 3 3 (1- 6) 285 (175-409) 12 (6- 19) 10 (1- 23) 97 (34-186) | Rhyolith/Granit () 72 (3-310) 4 < 6 0-10 98 | Granit (7) 44 4 4.5 10 39 | Rhyolith - - 1 8 95 | Alkali- rhyolith - - 1 4 365 |
| b) Spu V Cr Ni Cu Zn Ga | Rhyolith 3 3 (1- 6) 285 (175-409) 12 (6- 19) 10 (1- 23) 97 (34-186) - | Rhyolith/Granit (1) 72 (3-310) 4 < 6 O-10 98 19 (16-22) | Granit (7) 44 4 4 4 5 10 39 17 | Rhyolith (8) - - 1 8 95 19 | Alkali- rhyolith 3 - 1 4 365 36 |
| b) Spu V Cr Ni Cu Zn Ga Pb | Rhyolith 3 (1- 6) 285 (175-409) 12 (6- 19) 10 (1- 23) 97 (34-186) - - | Rhyolith/Granit 72 (3-310) 4 < 6 0-10 98 19 (16-22) 24 | Granit (7) 44 4 4 5 10 39 17 19 | Rhyolith (3) - - 1 8 95 19 19 | Alkali- rhyolith 3 - 1 4 365 36 23 |
| b) Spu V Cr Ni Cu Zn Ga Pb Rb | Rhyolith 3 3 285 175-409 12 10 10 1-23 97 134-186 - 136 136 | Rhyolith/Granit (1) 72 (3-310) 4 < 6 0-10 98 19 (16-22) 24 217 | Granit (7) 44 4 4.5 10 39 17 19 190 | Rhyolith (8) - - 1 8 95 19 19 19 19 19 | Alkali- rhyolith 3 - 1 4 365 36 23 159 |
| b) Spu: V Cr Ni Cu Zn Ga Pb Rb Sr | Rhyolith 3 (1-6) 285 (175-409) 12 (6-19) 10 (1-23) 97 (34-186) - - 136 (48-229) 65 (22-85) | Rhyolith/Granit () 72 (3-310) 4 < 6 0-10 98 19 (16- 22) 24 217 115 | Granit (7) 44' 4 4.5 10 39 17 19 190 100 | Rhyolith (8) - - 1 8 95 19 19 19 119 107 | Alkali- rhyolith - 1 365 36 23 159 3 |
| b) Spu V Cr Ni Cu Zn Ga Pb Rb Sr Y | Rhyolith 3 (1 - 6) 285 (175-409) 12 (6 - 19) 10 (1 - 23) 97 (34-186) - - 136 (48-229) 65 (22 - 85) 82 (67 - 88) | Rhyolith/Granit () 72 (3-310) 4 < 6 0-10 98 19 (16-22) 24 217 115 38 | Granit (7) 44 4 4 4 5 10 39 17 19 190 100 41 | Rhyolith (3) - - 1 8 95 19 19 19 119 107 155 | Alkali- rhyolith 3 - 1 4 365 36 23 159 3 151 |

ittelwerte TUREKIAN & WEDEPOHL 1961; ittelwerte SCHROLL 1975; ittelwerte NOCKOLOS 1954; ittelwerte für Bilanz des Krustenchemismus RONOV et al. 1976; berordovizische Vulkanite Irland STILLMAN & WILLIAMS 1978; urchschnittsanalysen WEDEPOHL 1969; urchschnittsanalysen DALY 1933;

42



Abb. 8: Häufigkeitsverteilung SiO₂; unterteilt nach Untersuchungsbereichen, n = 255 Porphyroide.

Der Kitzbüheler Raum zeigt eine ausgeprägte Bimodalität innerhalb der SiO_2 -reichen Analysen. Die beiden Maxima liegen bei 73% und 76% SiO₂.

Eine besonders große Variationsbreite der SiO_2 -Gehalte kennzeichnet den Raum Radmer/Blasseneck. Er liefert den Hauptanteil der intermediären Proben (< 66% SiO₂) mit einem deutlichen Maximum bei 63% SiO₂.

Die Untersuchungsgebiete Eisenerz und Veitsch sind unimodal verteilt. Ihr Maximum liegt bei 67% SiO₂.

Der Bereich Comelico' hat ebenfalls sein Schwergewicht im Bereich dieses Maximums, aber auch einige saure Ausläufer.

Am sauren Ende der Verteilungsfunktion ist das Maximum aus den 3 untersuchten Quarzphyllitgebieten angeordnet.

Die einzelnen Untersuchungsgebiete verhalten sich im SiO_2 -Gehalt also deutlich heterogen, wobei die einzelnen Verteilungskurven sich mehr oder minder stark überlappen.

K_2O

Neben den SiO₂-Gehalten sind die Gehalte an Alkalien, speziell an Kalium wichtig für die Kennzeichnung des Gesteinschemismus. Ein sehr deutliches Maximum liegt bei K₂O-Gehalten von 4% (Abb. 9). Dies stimmt mit den aus der Literatur bekannten Kaliumgehalten von Rhyolithen überein (Tab. 14 und FLICK 1977). Die Verteilungskurve des Kaliums ist leicht linksschief mit einem deutlichen Nebenmaximum bei 6 bis 7% K₂O. Bezüglich der Schiefe der Verteilungsfunktionen von Kalium lassen sich bei sauren und intermediären Vulkaniten keine Regeln aufstellen (AHRENS 1966). Ein großer Probenanteil ist im Bereich zwischen 2 bis 4% K₂O angesiedelt, Werte, wie sie für Andesite, Dacite und Rhyodacite kennzeichnend sind (vgl. POLYAKOV et al. 1975, RHODES et al. 1971 und Tab. 14). Im Extremfall können Porphyroide bis 11% K₂O enthalten.

Bei regionaler Betrachtung zeigen die Porphyroide des Kitzbüheler Raumes eine breite Streuung im Kaliumgehalt mit einem deutlichen Anteil an kaliumbetonten Typen. Der Untersuchungsbereich Radmer/Blasseneck zeigt 3 Maxima in der Verteilungsfunktion (2⁷, 4⁷, und 6,5⁷ K₂O) und hat, wie bei den SiO₂-Gehalten die breiteste Streuung aller Untersuchungsgebiete (0 – 9⁷ K₂O). Die Analysen der Untersuchungsbereiche Eisenerz und Veitsch ordnen sich im Hauptmaximum und in einem schwachen Nebenmaximum des kaliumbetonten Bereiches an. Der Karnische Raum liefert ein asymmetrisch lognormales Muster mit einem deutlichen Maximum zwischen 3,5 – 4,5⁷ K₂O. Höhere Kaliumgehalte treten nicht auf. Die Quarzphyllitgebiete zeigen eine deutliche Tendenz zur kaliumbetonten



Abb. 9: Häufigkeitsverteilung K_2O ; unterteilt nach Untersuchungsbereichen, n = 255 Porphyroide.

Seite der Verteilungskurve mit einem Maximum bei 67 K₂O; außerdem tritt ein Nebenmaximum bei 37 K₂O auf.

Die Häufigkeitsverteilungskurven der übrigen Haupt- und Nebenelemente sind in Abb. 10 graphisch dargestellt.

Al₂O₃

Die Aluminiumgehalte haben ein ausgeprägtes Maximum bei 157 und schwanken von 9 bis 20%. Die unimodale Verteilungskurve ist annähernd normalverteilt. Sehr ähnliche Verteilungskurven mit schwach positiver Schiefe sind bei granitoiden Gesteinen die Regel (AHRENS 1966).

Summe Eisen als Fe₂O₃

Im Eisengehalt lassen sich 2 Maxima $(1 - 2^{7}, 5 - 6^{7}, Fe_2O_3)$ unterscheiden. Bei einer Streuung von $0 - 13^{7}$ liegt der rechnerische Mittelwert bei 3,4⁷ Fe₂O₃. Die bimodale Verteilungskurve entspricht dem mehrgipfeligen Verlauf der SiO₂-Verteilung; extrem Fe-reiche Proben sind den andesitischen Vertretern des Raumes Radmer zuzuordnen. Bedingt durch den bimodalen Charakter ist die Verteilungsfunktion rechnerisch stark linksschief (Tab. 13), wobei auch bei unimodalen Fe₂O₃-Verteilungen in der Regel lognormal linksschiefe Kurven vorherrschen (AHRENS 1966).

MnO

Die Mangangehalte bewegen sich zwischen 0 und 0,24% MnO, mit einem breiten Maximum bei 0,01 - 0,07% und einem weit auslaufenden Streubereich zu höheren Gehalten. Der rechnerische Mittelwert liegt bei 0,05%, wie er für Rhyolithe üblich ist (Tab. 14). In ihrer extrem positiven Schiefe stimmt die Verteilungskurve mit Literaturdaten überein.

MgO

Bei einem Hauptmaximum von 1% streuen die Werte zwischen 0 bis 6% MgO, wobei die Hauptmenge der Analysen Werte unter 2% MgO aufweist. Die Verteilungskurve ist stark linksschief und wohl durch eine lognormale Verteilung anzunähern, wie es häufig bei granitischen Gesteinen der Fall ist (AHRENS 1966).



Abb. 10: Häufigkeitsverteilungen der übrigen Haupt- und Nebenkomponenten; n = 255 Porphyroide.

45

CaO

Auch die Gehalte an CaO mit einem rechnerischen Mittelwert von 1,4% zeigen eine stark asymmetrische Verteilungskurve. Über 20% der Analysen liegen im Bereich zwischen 0,25 - 0,5% CaO. Neben diesem scharfen Maximum zeichnet sich ein Nebenmaximum bei Gehalten zwischen 1 - 2,5% CaO ab, außerdem ein lang ausgezogenes Streufeld bis zu 7,25\% CaO mit wenigen andesitischen Analysen. Lognormale linksschiefe Verteilungsmuster sind bei granitischen Gesteinen die Regel.

Na,O

Die annähernd normalverteilten Natriumgehalte haben eine Variationsbreite zwischen 0 - 6? mit einer solitären Probe bei 7,5? Na₂O. Der rechnerische Mittelwert liegt bei 2,6?. Neben dem breiten Hauptmaximum deutet sich ein Nebenmaximum bei 4,5 - 5? Na₂O an. Aus der Literatur sind ähnliche Verteilungen (AHRENS 1966) und Mittelwerte (FLICK 1977) rhyolithischer Gesteine bekannt.

TiO,

Im Titangehalt macht sich wieder die hohe Schwankungsbreite des Gesamtchemismus bemerkbar. Der Bereich zwischen 0 und 0,8% TiO₂ ist fast gleichmäßig besetzt und zeigt zwei schwache Maxima (0,1 – 0,2 und 0,6 – 0,7% TiO₂), die sich dem Dacit- bzw. Rhyolithmaximum zuordnen lassen. Einzelne Proben haben höhere Werte bis zu 1,5% TiO₂, entsprechend der andesitischen Fazies mancher Analysen.

P_2O_5

Der rechnerische Mittelwert $(0,19\% P_2O_5)$ fällt ins deutlich ausgeprägte Hauptmaximum. Während zu höheren Gehalten hin die Kurve rasch abflacht, enthält ein großer Teil der Porphyroide nur sehr wenig P_2O_5 . Es errechnet sich eine mäßig positive Schiefe der Verteilungskurve.

Insgesamt sind die Verteilungen der Haupt- und Nebenkomponenten durch die große Variationsbreite der Porphyroide bestimmt, die am deutlichsten in den Komponenten SiO_2 Ti O_2 und K₂O zum Ausdruck kommt. Die Mehrgipfeligkeit der Verteilungskurven zeigt Analogien zu anderen metamorphen sauren Vulkaniten (FLICK 1977). Für alle Haupt- und Nebenkomponenten bewegen sich die Absolutkonzentrationen innerhalb der aus anderen sauren Vulkanitabfolgen bekannten Bereiche. Auch in ihrem Charakter stimmen die Verteilungskurven mit Literaturdaten (AHRENS 1966) überein:

Während SiO₂ mäßig rechtsschief verteilt ist, haben K_2O , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, TiO₂ und P_2O_5 linksschiefe Verteilungsmuster, die einer lognormalen Verteilungsfunktion ähneln. Al₂O₃ und Na₂O sind annähernd normalverteilt.

Bei Anwendung einer rein auf dem SiO₂-Gehalt basierenden Nomenklatur (vgl. KOP-TEV-DVORNIKOV et al. 1972) kann man die Porphyroide in folgende Gruppen einteilen:

| | Analysenzahl |
|---------------------|--------------|
| Basische Andesite | 3 |
| Andesite | 12 |
| Dacitische Andesite | 12 |
| Dacite | 47 |
| Rhyodacite | 50 |
| Rhyolithe | 131 |

Diese Gruppierung weicht von späteren Ergebnissen etwas ab (vgl. 4.2), zeigt aber deutlich, daß das Hauptgewicht der Häufigkeitsverteilung innerhalb des rhyolithischen Chemismus zu suchen ist. Ein Nebenmaximum ist im Dacitbereich zu verzeichnen. Der Anteil andesitischer Gesteine tritt volumen- und zahlenmäßig stark in den Hintergrund.

4.1.2 Häufigkeitsverteilungen Spurenelemente

Die Variation der Spurenelementgehalte ist in Häufigkeitsverteilungskurven dargestellt (Abb. 11). Manche Spurenelementkonzentrationen bewegen sich im Bereich der Nachweisgrenze, wodurch die Meßgenauigkeiten verringert werden.

v

Bei einer hohen Streuung ergibt sich bei den Vanadiumgehalten ein rechnerischer Mittelwert von 50 ppm, der mit den für Granite und Rhyolithe errechneten Werten übereinstimmt (Tab. 14). Nach WEDEPOHL (1969) zeigt V auch innerhalb homogener Gesteinskomplexe häufig eine hohe Streuung.

Ni

Bei einem Mittelwert von 25 ppm sind die Nickelwerte annähernd symmetrisch verteilt und haben eine geringe Streuung. Der Nickelgehalt der Porphyroide ist gegenüber den Literaturdaten erhöht, da für Granodiorite charakteristische Werte auftreten, obwohl der Hauptanteil der Porphyroide rhyolithischen Chemismus aufweist.

Cu

Rhyolithe und Alkalirhyolithe haben im Normalfall unter 10 ppm Kupfer. Da die Häufigkeitsverteilung einen Mittelwert bei 20 ppm anzeigt, ist der Kupfergehalt relativ angereichert und stimmt mit den Mittelgehalten von Granodioriten und Daciten überein. Eine über die Durchschnittswerte von Andesiten hinausgehende Anreicherung ist aber nicht festzustellen, da nur ein sehr geringer Probenanteil über 45 ppm Cu enthält.

Ζn

Die Verteilung der Zn-Gehalte hat bei 40 – 60 ppm ein breites Maximum und stimmt mit den Zn-Gehalten von Graniten und Granodioriten überein. Deutlich abgesetzt vom übrigen Probenfeld zeigen 2 Analysen eine Anreicherung bis 270 ppm Zn. Nach den Daten der Literatur kommen derartige Gehalte bei Alkalirhyolithen vor. Die Zn-Verteilungskurve ist extrem linksschief.

Ga

Allgemein zeigt Ga in intermediären und sauren Gesteinsabfolgen eine geringe Dispersion. Dies gilt auch für Ignimbrite (RHODES 1971). In ihrem Mittelwert (20 ppm) und ihrer Streuung stimmen die Porphyroide mit den Durchschnittsdaten von Graniten, Granodioriten und Andesiten überein.

ΡЬ

Das Maximum der Pb-Verteilungskurve (23 ppm) liegt in dem aus der Literatur bekannten Bereich granitoider Gesteine. Neben diesem scharfen Maximum sind einzelne Proben mit Pb-Anomalien bis 90 ppm zu erkennen, die rechnerisch eine hohe positive Schiefe ergeben. Deutlich positive Schiefen sind aus anderen Pb-Verteilungskurven der Literatur bekannt (AHRENS 1966).

RЬ

Die Rb-Gehalte liegen mit einem Mittelwert von 153 ppm im Bereich der Rhyolithe und Granite. Neben einem breiten Maximum sind Ausläufer zu sehr hohen Werten über 280 ppm Rb zu erkennen. Diese hohen Werte sind im Zusammenhang mit extremen Kaliumgehalten zu sehen. Analog zu Erfahrungswerten ist die Verteilungskurve annähernd symmetrisch. Aus intermediären bis sauren Vulkaniten der Anden werden ähnliche Mittelwerte beschrieben (Andesit 74 ppm, Dacit 138 ppm, Ignimbrit 145 ppm, RHODES et al. 1971).

Sr

In der Verteilung des Sr kommt der große Schwankungsbereich des Hauptelementchemismus zum Ausdruck. Da Sr mit Ca hochkorreliert ist, treten zusammen mit hohen Calciumgehalten auch hohe Sr-Gehalte bis zu 950 ppm auf. Das Maximum der stark linksschiefen Verteilung liegt zwischen 25 – 50 ppm Sr und weicht deutlich vom rechnerischen Mittelwert (130 ppm) ab. Während beim Hauptteil der Proben die für Rhyolithe typischen Gehalte auftreten, entsprechen die Ausläufer zu hohen Sr-Werten den andesitischen Typen. Eine weitere Vergleichsmöglichkeit bieten Daten aus Vulkaniten der Anden: Hier enthalten Andesite 555 ppm, Dacite 416 ppm und Ignimbrite 145 ppm Sr (RHODES et al. 1971). Sr ist bekannt für extrem linksschiefe Verteilungskurven (AHRENS 1966).

Y

Yttrium ist entgegen anderen Literaturdaten (AHRENS 1966) symmetrisch verteilt und hat ein scharfes Maximum, das dem der Rhyolithe und Granite entspricht. In sauren Gesteinen ist Y relativ angereichert (GERASIMOVS-KIY et al. 1975).





Zr

Die Verteilung der Zirkoniumgehalte der Porphyroide ist wie bei anderen granitoiden Gesteinen annähernd symmetrisch (AHRENS 1966). Das Maximum ist zweigipfelig (200 – 220 ppm, 240 – 280 ppm Zr). Extrem hohe Gehalte (über 1400 ppm Zr), wie sie von Ignimbriten und Pantelleriten in Alkaliprovinzen an Riftzonen beschrieben werden, sind nicht zu verzeichnen (GERASIMOVSKIY et al. 1972).

Generell läßt sich bei den Spurenelementen eine gute Übereinstimmung mit Durchschnittsanalysen der Literatur feststellen. Auch die Schiefe der Verteilungskurven stimmt in der Mehrzahl der Elemente mit den Erfahrungswerten überein. Stark linksschiefe Verteilungen haben Cu, Zn, Pb und Sr; annähernd symmetrisch normalverteilt sind Rb und Zr. Abweichend von Literaturdaten haben V und Ni normalverteilte Kurven. Bei diesen Elementen ist allerdings eine hohe Standardabweichung in der Meßgenauigkeit festzustellen.

Nennenswerte, über die Durchschnittsgehalte von Granodioriten hinausgehende Anomalien in den Buntmetall-Konzentrationen konnten nicht festgestellt werden.

4.2 Klassifikation der Porphyroide

4.2.1 Lage der Analysen im STRECKEISEN-Doppeldreieck

Bei der Bestimmung des Mineralbestandes für die Klassifikation nach STRECKEISEN (1969, 1980) trifft man bei Vulkaniten auf Schwierigkeiten, wenn sie bei ihrer Erstarrung

glasige Matrix ausgebildet hatten. Da die Porphyroide zudem noch metamorph sind, kann der mikroskopisch bestimmte modale Mineralbestand nicht zur Klassifikation verwendet werden.

Die Berechnung wurde nach der CIPW-Norm durchgeführt. Dies hat aber bei Vulkaniten den entscheidenden Nachteil, daß nur die drei Feldspatkomponenten Albit, Anorthit und Orthoklas, nicht aber Sanidin bzw. Anorthoklas berechnet werden.

Es wurden daher die Analysendaten mit Hilfe eines in RITTMANN (1973) enthaltenen Nomogramms im Feldspatgehalt nach der RITTMANN-Norm korrigiert. Nachdem es sich bei den Porphyroiden nicht um unterkieselte Magmen handelt und der Großteil sauren Chemismus aufweist, war die Anwendung der Nomogramme ohne Einschränkungen möglich. Eine ausführliche Diskussion der Problematik findet sich in RITTMANN (1973).

Zur Verringerung der Punktdichten wurden die Proben getrennt nach den Untersuchungsbereichen in STRECKEISEN-Diagramme eingetragen (Abb. 12). Der Chemismus der Porphyroide deckt fast alle Felder der SiO₂-übersättigten sauren bis intermediären Vulkanite ab. Die Hauptmenge der Proben ist als Alkalirhyolith zu bezeichnen. Eine weitere große, streuende Gruppe liegt mit ihrem Schwerpunkt an der Feldergrenze Rhyolith –



| | 11 | | | 0 | | | | | | | 15 |
|--|--|-----|----|------|-----|----|------|--------------------|----|---|-----|
| В | 11 | | 2 | 2 | 1 | | | | | | 15 |
| C | 15 | 9 | 9 | | | | | | | | 33 |
| D | 3 | 2 | | | | | | | | | 5 |
| E | 5 | 13 | 13 | 3 | | 1 | 1 | | | | 36 |
| ĸ | 38 | 7 | 3 | | | | | | | | 48 |
| м | 11 | 1 | | | | | | | | | 12 |
| R | 38 | 9 | 6 | 5 | | | - | 1 | 5 | 2 | 66 |
| T | 17 | 3 | 3 | | | | | | | 5 | 23 |
| V | 5 | 1 | 9 | 2 | | | | | | | 17 |
| | | | | | | | | | | | |
| Anz | 143 | 45 | 45 | 12 | - | 1 | 1 | 1 | 5 | 2 | 255 |
| % | 56 | 18 | 18 | 5 | - | - | - | - | 2 | 1 | 100 |
| / | | | | | | | | | | | |
| Volita Volit | | | | | | | | | | | |
| lirh | linty Nyood Dac Dac Candes Su | | | | | | | | | | |
| Alka | ' | 8 | / | Alka | | /. | Lat, | $\theta_{u_{3_i}}$ | | | |
| L/_ | | _/_ | | _/ | · / | | _/ | | _/ | | |

Tab. 15: Verteilung der Porphyroide auf Gesteinsklassen des STRECKEISEN-Diagramms.

Rhyodacit. Etwas weniger dicht ist das Dacitfeld besetzt. Einige wenige Analysen kommen in den Bereichen der Alkalitrachyte, Trachyte, Latite, Latitandesite, Quarzandesite und Andesite zu liegen. Die Vulkanite sind regional deutlich unterschiedlich verteilt (Abb. 12, Tab 15):

Als Alkalirhyrolith-Provinz zeigt sich vor allem der Kitzbüheler Raum (Wildseeloder, Diagramm D + K). Große Ähnlichkeit mit diesem Bereich hat ein Teil des Raumes Radmer-Blasseneck. In der Regel sind diejenigen Proben alkalirhyolithisch, die in geringmächtigen Ignimbritlagen (Ratschengraben) vorkommen oder lithologisch als Tuffe klassifizierbar sind (Diagramm R). Außerdem können alle Proben aus den Quarzphyllitgebieten (Brixen, Martell, Thurntaler) als Alkalirhyolithe eingestuft werden (Diagramm B + M + T). Ein kleiner Teil der Analysen aus Quarzphylliten liegt auch im Rhyolit- und Dacitbereich.

Den Alkalirhyolith-Provinzen stehen Gebiete mit Rhyodacit- und Dacitvormacht gegenüber. Hierzu zählt vor allem der Eisenerzer Raum, die hierin fast identischen Proben der Veitsch und auch der Raum Comelico-Karnische Alpen (Diagramm E + V + C). Es kommen in diesen Bereichen allerdings auch einzelne Alkalirhyolithe vor.

Eine Sonderstellung nimmt der Untersuchungsbereich Radmer – Blasseneck ein, wo im Blasseneck-Profil konkordant eingeschaltete Quarz-Andesite und Andesite zu verzeichnen sind. Hier ist innerhalb einer Abfolge das breite Spektrum von Alkalirhyolithen bis zu Andesiten lückenlos vertreten.

Man kann also generell Gebiete mit einheitlichem Chemismus und geringer Streuung von anderen unterscheiden, in denen chemisch verschiedene Typen nebeneinander auftreten. Hierbei ist allerdings zu bemerken, daß in den Untersuchungsbereichen zwangsweise mehrere tektonisch isolierte Teilbereiche zu einem Großbereich zusammengefaßt sind; auf diese Tatsache wird im regionalen Teil weiter eingegangen (Kap. 5). Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß im Laufe der komplizierten Ablagerungs- und Metamorphosegeschichte der Gesteine mit Sicherheit Stoffaustauschvorgänge bei den Alkalien und Erdalkalien abgelaufen sind (vgl. 4.2.2). Die hohe Streuung mancher Bereiche könnte als Hinweis auf derartige Vorgänge zu deuten sein. Einige Analysen, wiesen bei der Berechnung der CIPW-Norm normativen Korund auf. Auch dies ist am besten mit Stoffaustauschvorgängen erklärbar.

Trotzdem kann man davon ausgehen, daß der ursprüngliche Porphyroidchemismus in etwa den im STRECKEISEN-Diagramm dargestellten Streubereich abdeckte. Es handelte sich durchwegs um SiO₂-übersättigte, quarzführende Vulkanite. Der Quarzgehalt ist, wie im Sammeldiagramm deutlich wird (Abb. 13), großen Schwankungen unterworfen. Im Sammeldiagramm ist eine Auswahl von Literaturdaten eingetragen. Aus dem alpinen Raum stammen Analysen von Metakeratophyren der Saualpe (HURLER 1972), sowie von Keratophyren und Quarzkeratophyren der Karawanken (LOESCHKE 1977), die von den Autoren als zeitgleich mit dem Porphyroidvulkanismus interpretiert werden. Das Bild wird



Abb. 13: STRECKEISEN-Doppeldreiecke; Sammeldiagramm Porphyroide im Literaturvergleich: Kurilen-Kamchatka-Inselbogen und High Cascade Range (Kalifornien) nach RITTMANN (1973); (a) Keratophyre der Südlichen Saualpe (HURLER 1972), (b) Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977), (c) Devonische Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977), (d) Rhyolithformation, (e) Andesitformation der chilenischen Anden (PICHLER & ZEIL 1972).

durch devonische Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977) und eine Zusammenfassung aller geochemischen Daten der Rhyolith- und Andesitformation der chilenischen Anden ergänzt (PICHLER & ZEIL 1972). Weitere Vergleichsmöglichkeiten mit zirkumpazifischen Andesitprovinzen bietet die Reproduktion von Häufigkeitsverteilungen im STRECKEISEN-Diagramm der High Cascade Range (Kalifornien) und des Kurilen-Kamchatka-Bogens (RITTMANN 1973, Abb. 13).

Es ist festzuhalten, daß die Porphyroide nicht eindeutig einer der o.g. Analysengruppen zuzuordnen sind. Der alkalirhyolithische Anteil stimmt gut mit Quarzkeratophyren der Karawanken überein, während die Keratophyre der Saualpe und des Lahn-Dill-Gebietes nur teilweise mit den Porphyroiden überlappen und eine stärkere Tendenz zum quarzarmen Bereich aufweisen. Die Rhyolith-Formation der chilenischen Anden zeigt, für sich alleine betrachtet, ein den Porphyroiden ähnliches Verteilungsmuster. Allerdings fehlt den Porphyroiden ein mengenmäßig dem der chilenischen Anden vergleichbarer Anteil an Andesiten. Allgemein zeigt die Verteilung von sauren und intermediären Vulkaniten über einer Subduktionszone, sei es als Inselbogen oder am Kontinentalrand, völlig andere Geometrien. Während diese kalkalischen magmatischen Provinzen ihren Schwerpunkt im Andesitbereich mit fallweise zahlenmäßig untergeordneten Entwicklungen bis hin zu Alkalirhyolithen aufweisen, verhalten sich die Porphyroide gerade umgekehrt. Hier sind zwei deutliche Maxima im Alkalirhyolith- und Rhyodacit-Bereich ausgeprägt, sowie ein stark zurücktretendes Streufeld in Richtung auf die Andesitecke des STRECKEISEN-Diagramms. Zur Verdeutlichung dieser Tatsache ist die Verteilung der Porphyroid-Analysen auf die Felder des STRECKEISEN-Diagramms als Tabelle dargestellt (Tab. 15). Demnach beträgt der Anteil intermediärer Gesteine nur 3%.

Die Sonderstellung der Porphyroide läßt sich durch zusammenfassende Betrachtung weiterer Literatur erhärten: Geochemische Daten der gesamten Anden- und Kordillerenkette von S-Peru (WEIBEL et al. 1978) über Ecuador (BRAUN 1977), Zentral-Amerika (PICHLER & WEYL 1976) bis Kalifornien (WISE 1969) zeigen immer einen deutlichen Schwerpunkt auf der Kalkalkaliseite des STRECKEISEN-Diagramms. In Abhängigkeit von der Beteiligung kontinentaler Kruste treten in unterschiedlich starkem Umfang auch Rhyolithe auf.

Analysendaten aus kontinentalen Grabensystemen, wie zum Beispiel der Afarsenke Äthiopiens sind durch eine deutliche Lücke im Verteilungsmuster des STRECKEISEN-Diagramms gekennzeichnet (SCHUBERT 1975). Hier treten Alkalirhyolithe und Alkalibasalt-Differentiate nebeneinander auf, aber keine dem Rhyodacit-Maximum der Porphyroide äquivalenten Gesteine.

Mit einem Teil der Porphyroidanalysen sind die alpinen permischen Quarzporphyre (Bergamasker Alpen, Südtirol, Montafon, ANGERER et al. 1976) gut vergleichbar, da das Maximum ihrer Verteilungskurve im Bereich der Dacite liegt. In ähnlicher Weise lassen sich Vulkanite der Puna-Region Argentiniens (HÖRMANN et al. 1973) oder auch Vulkanite einiger Ägäischer Inseln (z. B. Chios, BESENECKER, PICHLER 1974) mit der Verteilung der Porphyroide zur Deckung bringen. In allen Fällen ist die Beteiligung kontinentaler Kruste an der Schmelzbildung anzunehmen.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Häufigkeitsverteilung der Porphyroide im STRECKEISEN-Diagramm deutlich von Vulkaniten konvergierender Plattenränder abweicht. Vulkanprovinzen, für die Anatexis kontinentaler Kruste als Ursache angenommen wird, zeigen größere Ähnlichkeiten; es findet sich jedoch keine Vulkanprovinz, deren Analysendaten im STRECKEISEN-Diagramm vollkommen mit den Porphyroiden übereinstimmen würden.

4.2.2 Kennzeichnung der Porphyroide nach dem Alkaligehalt

Sippencharakter (Diagramm Alk-SiO₂)

In ihrem Sippencharakter sind die Porphyroide in der jetzt vorliegenden Zusammensetzung eindeutig der Kalkalkalireihe zuzuweisen. Der Großteil der σ -Werte ($\sigma = (K_2O + Na_2O)^2/SiO_2 - 43$; Serialindex nach RITTMANN 1962) liegt zwischen 1 und 3. Die Porphyroide sind damit als stark bis mittel kalkalkalisch zu bezeichnen (Abb. 14). Ein merklicher Anteil fällt auch in den Bereich der extrem kalkalkalischen Gesteine, zahlenmäßig untergeordnet ist auch der schwach kalkalkalische Bereich und der Übergangsbereich zur Alkalireihe vertreten. Die starke Streuung im Serialindex macht Stoffaustauschvorgänge wahrscheinlich; insbesondere die extrem kalkalkalischen Analysen lassen eine relative Abfuhr an Alkalien im Vergleich zu SiO₂ vermuten.

Die einzelnen Untersuchungsbereiche verhalten sich unterschiedlich. Geringe Streuungen mit σ -Werten um 2 haben die Bereiche C, M und V, während die Analysen der anderen Untersuchungsgebiete durchwegs über das Gesamtdiagramm verteilt sind. Gewisse Häufungen im schwach kalkalkalischen Bereich zeigen die Untersuchungsgebiete K und R. Im extrem kalkalkalischen Bereich sind vornehmlich Proben des Eisenerzer und Dientner Raumes vorzufinden. Es ist anzunehmen, daß diese Proben in ihrem Chemismus am stärksten verstellt wurden. Stark kalkalkalische Proben stammen vornehmlich aus massigen



Abb. 14: Diagramm Alk-SiO₂; Sippencharakter der Porphyroide und Vergleich mit Literaturdaten: (a) Keratophyre der Südlichen Saualpe (HURLER 1972), (b) Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977), (c) Devonische Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977), (d) Rhyolithformation der Anden (PICHLER & ZEIL 1972), (e) Andesitformation der Anden (PICHLER & ZEIL 1972).

Porphyroidentwicklungen der Gebiete E und R. Sie entsprechen dem Rhyodacit-Dacitmaximum im STRECKEISEN-Diagramm mit einem SiO₂-Gehalt um 67% und Alkaligehalten um 6-7%.

Literaturdaten von paläozoischen sauren Vulkaniten der Alpen zeigen nur eine geringe Übereinstimmung mit den Porphyroiden (Abb. 14). Die Metakeratophyre der Saualpe (HURLER 1972) liegen, völlig außerhalb des Streubereiches der Porphyroide, da sie durch wesentlich höhere Alkaligehalte bei geringeren SiO_2 -Werten gekennzeichnet sind. Mit den Keratophyren und Quarzkeratophyren der Karawanken (LOESCHKE 1977) stimmt ein geringer Teil der Porphyroide, vornehmlich der Untersuchungsgebiete B, E, R und V überein. Im Mittel sind die Analysen der Karawanken ärmer an Alkalien und an SiO_2 als die Porphyroide. Während der Schwerpunkt der Daten devonischer Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes innerhalb der Alkalireihe und damit entfernt von den Porphyroiddaten liegt (FLICK 1977), überlappen im mittel- bis schwach kalkalkalischen Bereich einige Analysen mit Porphyroiden aus den Untersuchungsgebieten C, E, K und V.

Beim Vergleich mit Gesteinen der Anden ordnen sich die typischen Andesite in einem Feld an, das den geringeren SiO₂-Werten entsprechend größtenteils außerhalb des Porphyroidfeldes bei σ -Werten der mittel bis stark kalkalkalischen Sippe liegt (PICHLER & WEYL 1973). Die Daten der Rhyolithformationen, sowohl der Süd- wie auch der Zentralamerikanischen Anden sind bei σ -Werten zwischen 1,8 und 3 gut mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Porphyroide zur Deckung zu bringen (ZEIL & PICHLER 1967, PICH-LER & WEYL 1973, FRANCIS et al. 1974). Ebenfalls dem Hauptteil der Porphyroide ähnliche Verteilungsmuster ergeben sich bei Ignimbriten aus der Ägäis (BESENECKER et al. 1975, PICH-LER et al. 1972), aus den Karpaten (MAHEL et al. 1979) und Zentralanatolien (INNOCENTI et al. 1975), wo jeweils eine Vergesellschaftung mit Andesiten vorliegt. liegt.

Gemeinsam mit Alkali-Basalt-Differentiaten auftretende Rhyolithe ozeanischer Inseln (BAKER et al. 1974) liegen ähnlich wie alkalirhyolithische Porphyroide des Kitzbüheler Raumes.

Daten von Vulkaniten an kontinentalen Gräben (Afarsenke, Äthiopien, RASCHKA et al. 1975) zeigen ebenfalls eine ähnliche Lage wie die mittel bis schwach kalkalkalischen Porphyroidtypen des Kitzbüheler Raumes.

Es ist daher festzustellen, daß, wie auch bei anderen metamorphen sauren Vulkaniten (vgl. FLICK 1977), keine eindeutige Zuordnung zu Sippen möglich ist. Hinsichtlich plattentektonischer Modelle zeigt der Sippenindex nach RITTMANN bei sauren Gesteinen generell eine geringe Aussagekraft. Rhyolithe sind aus sehr unterschiedlichen geotektonischen Positionen bekannt. Entsprechende Literaturdaten stimmen jeweils mit Teilen der Porphyroidanalysen überein.

Alkalimetasomatose (magmatisches Spektrum)

Bei den Alkaligehalten der Porphyroide zeigen sich deutliche Hinweise auf eine sekundäre Veränderung ihres Stoffbestandes und damit auf ihre Ähnlichkeit mit Keratophyren. Extrem hohe Gehalte des einen Elementes sind generell mit extrem geringen Werten des anderen gekoppelt, so daß sich eine negative Korrelation ergibt. Die Albitisierung der Feldspäte zeigt auch im Dünnschliffbild, daß in den Porphyroiden Alkali-Austauschvorgänge abgelaufen sind. Deshalb wurden die Porphyroide auch als "Quarzkeratophyre" bezeichnet (ANGEL 1918). Dieser Fragenkomplex läßt sich am besten mit Hilfe des von HUGHES (1972) aufgestellten "magmatischen Spektrums" diskutieren. Spilite und Keratophyre zeigen zwar in ihrem Gefüge die Merkmale frischer Vulkanite, liegen aber außerhalb des aufgrund empirischer Daten abgegrenzten magmatischen Spektrums (Abb. 15). Die im Dünnschliff erkennbaren Minerale enstanden nicht magmatisch, sondern spätere Metamorphose- und Metasomatosevorgänge sind für ihre Bildung verantwortlich. Insbesondere die Alkalien erfahren eine Umverteilung, wobei Natrium und Kalium zu- oder abgeführt werden können. Nach HUGHES existieren für diesen Stoffaustausch folgende Modelle:

- Primärmagmatische Kristallisation bei hohem Wassergehalt im Kontakt zu Meerwasser.
- Metamorphose im Bereich der Grünschieferfazies: Da die Mineralparagenesen ein aus Bereichen hoher Temperatur abgeschrecktes Gleichgewicht darstellen, werden sie bei Zutritt von H₂O und CO₂ für retrograde Prozesse empfindlich. Spilitreaktionen treten bei Temperaturen von 200 bis 400 °C auf. Es entstehen Albit, Chlorit und Epidot. Überschüssiges Ca wird als CaCO₃ im Gestein eingebaut und darf daher bei Berechnung normativer Mineralbestände nicht weggerechnet werden.
- Metasomatose während leicht erhöhter pT-Bedingungen: Hierdurch läßt sich experimentell die häufig zu beobachtende Diadochie von Natrium und Kalium erklären (OR-VILLE 1963). Zufuhr von NaCl und KCl hat bei mäßigen Temperaturen eine Umbildung der Feldspatphasen zur Folge.
- Autometasomatose und Autometamorphose: Durch die Begleiterscheinungen des Vulkanismus (Fumarolentätigkeit u. ä.) finden Veränderungen im bereits abgelagerten Gestein statt.



Abb. 15: Magmatisches Spektrum nach HUGHES (1972).

Betrachtet man die Porphyroide im Zusammenhang mit diesen allgemeingültigen Überlegungen, stellt man fest, daß ca. 60% der Analysen außerhalb des magmatischen Spektrums liegen und damit Stoffaustauschvorgänge in beträchtlichem Umfang dokumentieren (Abb. 15). Während Gebiete mit vorwiegend Rhyodacit-Chemismus (C, V) oder Rhyodacit-Anteil (E, R) innerhalb des magmatischen Spektrums liegen, sind die Analysen mit rhyolithischem und alkalirhyolithischem Charakter (K, M, R, T) außerhalb des Spektrums vorzufinden. Bei diesen Typen ist im Vergleich zum Kaliumgehalt der Natriumgehalt relativ gering. Das sogar im Vergleich mit anderen Keratophyren (FLICK 1977) extreme Verhalten der Porphyroide kann auf vielfältige Weise erklärt werden:

- a) Wie Homogenitätsmessungen an Obsidianströmen zeigen, sind in vulkanischen Gläsern bereits primär starke Schwankungen der Elementgehalte festzustellen (BOW-MAN et al. 1973).
- b) Ignimbrite können im Vergleich zum Ausgangsmagma abweichende Zusammensetzungen haben, da durch den Eruptionsvorgang eine relative Anreicherung des Kristallanteils im Vergleich zum Glasanteil stattfinden kann (WALKER 1972).
- c) Auch wechselnde Anteile an nichtmagmatischen lithischen Bruchstücken verstellen bei Ignimbriten den Chemismus.
- d) Submarin abgelagerte Anteile der Porphyroide können in größerem Umfang detritische Matrix enthalten. Bei einigen Vertretern (vgl. Kap. 3) ließ sich eine sedimentäre Umlagerung des Materials nicht völlig ausschließen.
- e) Unmittelbar auf die Ablagerung folgende Prozesse der Autometamorphose und Autometasomatose sind ebenfalls zu berücksichtigen (HUGHES 1972).
- f) Bei der Devitrifizierung des Glasanteils ist unter Anwesenheit von $H_2O + CO_2$ mit einer Abfuhr von SiO₂ und Alkalien zu rechnen. Dies wird von LOESCHKE (1974) auch für die Metatuffe der Karawanken gefordert. Mit Entglasungsvorgängen verbundener Stoffaustausch kann sowohl submarin im Kontakt mit Meerwasser erfolgen (GUNN 1976), als auch unter subaerischen Bedingungen. Die Zirkulation des Grundwassers führt bei glasigen Ignimbriten zu einer relativen Abfuhr von Na₂O und Zufuhr an K₂O (LIPMAN 1965).
- g) Die subaerischen Anteile der Porphyroide waren unmittelbar nach ihrer Ablagerung einer Verwitterungs- und Abtragungsphase unterworfen, wie Konglomerathorizonte in einigen Profilen belegen (vgl. Kap. 2). In diesem Zusammenhang ist mit einer Montmorillonit- und Kaolinitbildung zu rechnen. Untersuchungen an rhyolithischen Gesteinen von Milos ergaben, daß aus den glasigen Anteilen Montmorillonit, aus den Plagioklasen Kaolinit entsteht. Hierbei kommt es zu einer Abfuhr von SiO₂, Na₂O und K₂O und zu einer relativen Anreicherung von MgO (WETZENSTEIN 1972).
- h) Während der Diagenese laufen Metasomatose-Prozesse ab (ORVILLE 1963, HU-GHES 1972).
- i) Bei Porphyroid-Komplexen in N\u00e4he devonischer Kalke mit Siderit- und Ankeritvererzungen werden Stoffbewegungen im Zusammenhang mit der Bildung der Erzlagerst\u00e4tten postuliert (SCHARBERT 1977).
- k) Die Porphyroide wurden in die variszische Gebirgsbildung (Metamorphose in der Grünschieferfazies, Anlage einer Schieferung) einbezogen.

- Anschließend kam es stellenweise zu einer Freilegung und Abtragung der Porphyroide. CORNELIUS (1952) äußert für den steirischen Anteil der NGZ den Verdacht einer reliktisch erhaltenen vortriadischen Verwitterungsfläche der Porphyroide. Im Kitzbüheler Raum lassen sich ebenfalls Hinweise auf eine permische Verwitterung der Porphyroide finden (Pletzergraben).
- m) Wie Untersuchungen in der NGZ zeigen, wurde der gesamte Bereich auch in die alpidische Metamorphose einbezogen (HOSCHEK et al. 1979).

Die Mehrphasigkeit der Ereignisse und die mehrfache Angleichung der Mineralparagenesen an geänderte pT-Bedingungen erklärt die starke stoffliche Veränderung der Porphyroide im Gehalt an K, Na und Ca. Ebenso wird dadurch verständlich, warum Versuche einer radiometrischen Altersbestimmung bisher ohne Erfolg geblieben sind (SCHARBERT 1977). Da manche höher metamorphe Porphyroide (z. B. Comelicoporphyroid) weniger stark vom magmatischen Spektrum abweichen, als gering metamorphe Porphyroide mit gut erhaltenen Reliktgefügen (Kitzbüheler Raum), ist zu vermuten, daß der Metamorphose im Vergleich zu anderen Faktoren eine geringere Bedeutung bei der Veränderung des primären Stoffbestandes zukommen dürfte.

4.2.3 Lage der Analysen im System Quarz-Albit-Orthoklas

Wie nach den eben diskutierten Ergebnissen nicht anders zu erwarten, kommt auch im Diagramm Quarz-Albit-Orthoklas die starke sekundäre Stoffverschiebung der Porphyroide zum Ausdruck (Abb. 16). Nur ein Teil der Analysen ordnet sich in Nähe der Stoffzusam-



Abb. 16: Dreiecksdiagramm Quarz-Albit-Orthoklas; a) Porphyroiddaten, kotektische Linie und Minima bzw. Eutektika bei 0,5, 1, 2, 3, 4, 5 und 7 kb pH₂O nach TUTTLE & BOWEN (1958), WINKLER (1974), b) Häufigkeitsverteilung von Rhyolithdaten der Literatur nach TUTTLE & BOWEN (1958).

mensetzung für Minimum-Garantie bei 1kb pH_2O an (TUTTLE & BOWEN 1958). Während die Analysen des Comelicoporphyroides gemeinsam mit einem Teil der Analysen des Eisenerzer und Veitscher Raumes um die Eutektika bei verschiedenen H_2O -Partialdrukken streuen (experimentelle Daten nach TUTTLE & BOWEN 1958, WINKLER 1974), sind insbesondere die Untersuchungsbereiche mit Kaliumvormacht weit von der eutektischen Zusammensetzung entfernt oder zeigen eine extreme Streuung. Im Vergleich liegt sowohl ein Defizit an Gesamtalkalien, als auch eine relative Kaliumanreicherung und Natriumabfuhr vor. Dadurch sind die Streufelder in Richtung auf die Quarz- und Orthoklasecke des Diagramms verschoben.

Der Vergleich mit Literaturdaten zeigt, daß die Porphyroide unverhältnismäßig stark von der Lage in Nähe des Eutektikums abweichen und selbst Keratophyre weniger weit vom Eutektikum entfernt liegen (FLICK 1977). Wie Untersuchungen von GROOME et al. (1974) an devonischen Ignimbriten Schottlands zeigen, sind bei Ignimbriten generell stärkere Abweichungen von der eutektischen Zusammensetzung festzustellen. In wesentlichem Maße dürfte aber die wechselvolle Geschichte der Porphyroide seit ihrer Ablagerung für die starke Streuung verantwortlich sein.

4.3 Regionale Trends in ausgewählten Diagrammen

4.3.1 AFM-Diagramm

Die Punktwolke der Porphyroide hat im AFM-Diagramm eine vergleichsweise geringe Streuung und ordnet sich eindeutig entlang einer Linie an, die als Differentiationstrend interpretierbar ist (Abb. 17). Die Proben der einzelnen Untersuchungsgebiete verteilen sich unterschiedlich auf den Gesamtbereich (Abb. 18). Hochdifferenzierte, alkalireiche Anteile werden durch Analysen des Kitzbüheler Raumes (Diagramm D + K) und der Quarzphyllitgebiete (Diagramm B + M + T) gebildet, während die alkaliarmen, Proben der Bereiche C, E, V sich weiter entfernt von der Alkaliecke anordnen (Diagramm C + E + V). Auch innerhalb der alkaliarmen, Bereiche bestehen Unterschiede. Die Analysen aus dem Gebiet Radmer-Blasseneck zeigen einen vollständigen Differentiationstrend (Diagramm R).



Abb. 17: AFM-Sammeldiagramm Porphyroide im Literaturvergleich: (a) Keratophyre der Südlichen Saualpe (HURLER 1972), (b) Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977), (C) Differentiationstrends von Kalkalkaligesteinen der Kaskaden, Aleuten und Neuseelands (RINGWOOD 1975), (S) Differentiationstrend der Skaergaard-Intrusion in Grönland (WAGER & DEER 1939), (T) Differentiationstrend des Thingmuli-Vulkans in Island (CARMICHAEL 1964).



Abb. 18: AFM-Diagramme einzelner Untersuchungsgebiete.

Im Literaturvergleich streuen die Porphyroide unerwartet gering. Sowohl die Keratophyre der südlichen Saualpe (HURLER 1977), als auch die Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977) stimmen mit einem Teil der Porphyroidanalysen überein. Die devonischen Keratophyre des Harzes und des Lahn-Dill-Gebietes streuen im AFM-Diagramm stärker als die Porphyroide, entsprechen aber etwa denselben Konzentrationsbereichen, wenn man die andesitischen Porphyroidtypen außer Betracht läßt (FLICK 1977, G. MÜLLER 1978).

Im Trend stimmen damit die Porphyroide mit typischen kalkalkalinen Vulkanitassoziationen überein. Dies gilt sowohl für den Vergleich mit den Vulkaniten der Anden-Kordilleren-Kette (Chile, PICHLER & ZEIL 1972, FRANCIS et al. 1974; Puna-Region, HÖRMANN et al. 1973), als auch für aktive Kontinentalränder des Ordoviziums, wenn man Daten aus der kaledonischen Geosynklinale Norwegens (LOESCHKE 1976) und Irlands (STILLMAN et al. 1978) zum Vergleich heranzieht. Auch entsprechende Assoziationen aus plattentektonisch komplexeren Zonen, wie der Ägäis (PICHLER et al. 1972), Zentralanatolien (INNOCENTI et al. 1975), den Karpaten (DANILOVICH 1978) oder auch Daten von Gebieten mit back-arc-spreading (südl. Shetland-Inseln, WEAVER et al. 1979) stimmen im Trend überein. Allgemein ist der Differentiationstrend der Porphyroide dem einer Andesit-Rhyolith-Provinz mit Anatexis in flachem Niveau gleichzusetzen (HYNDMAN 1972). Er unterscheidet sich deutlich vom Differentiationstrend der Skaergaard-Intrusion (WAGER & DEER 1939) oder des Thingmuli-Vulkans in Island (CARMICHAEL 1964), die wesentlich stärker zur Fe-Ecke des Diagramms ausbiegen. Alkaliprovinzen ozeanischer Inseln (z. B. Osterinseln, BAKER et al. 1974) oder an kontinentalen Gräben (Afarsenke, RASCHKA et al. 1975) haben ebenfalls einen abweichenden Trendverlauf.

Die Häufigkeitsverteilung der Porphyroide im Zuge der übereinstimmenden Trendachse weicht aber deutlich von kalkalkalinen Assoziationen ab: Ein im Vergleich zu diesen Provinzen zu hoher Porphyroidanteil ist in der Nähe der Alkaliecke des Diagramms konzentriert. Außerdem sind nur die Daten des Gebietes Radmer-Blasseneck über die volle Länge der Entwicklung verteilt. Die trotz genereller Übereinstimmung mit kalkalkalinen Trends zugunsten der Alkalirhyolithe verschobene Häufigkeitsverteilung zeigt, daß ein einfaches Subduktionsmodell nicht zur Erklärung des Vulkanismus ausreicht.

Der Stoffaustausch von Eisen und Magnesium war im Vergleich zu den Alkalien offensichtlich geringer. Es treten daher regionale Unterschiede in den Diagrammen rel. klar zutage (Abb. 18). Die Verteilung der Analysen der verschiedenen Gebiete auf unterschiedliche Abschnitte des Gesamttrends legt die Vermutung nahe, daß die einzelnen Magmenkammern eine eigenständige Entwicklung nahmen und neben unterschiedlicher Differentiationsgeschichte auch in unterschiedlicher Tiefenlage entstanden sein könnten.

4.3.2 K/Rb-Verhältnisse

Die K/Rb-Verhältnisse können zu Aussagen über den Grad der Kristallisationsdifferentiation herangezogen werden, da die Ausscheidung von Sanidin und Biotit zu einer Herabsetzung der Rb-Gehalte der Restschmelze führt. In granitoiden Gesteinen wird das K/Rb-Verhältnis wegen des geringen Biotitgehaltes hauptsächlich durch die Kalifeldspäte gesteuert (SCHROLL 1976). Daneben dient dieses hochkorrelierte Elementpaar zur Ableitung petrogenetischer Modelle (DUPUY & ALLEGRE 1972) und läßt damit Rückschlüsse auf die Bildungstiefe von magmatischen Schmelzen zu.

Bei den Porphyroiden streuen die K/Rb-Verhältnisse in weiten Grenzen (87 – 526, \bar{x} 228). Sie liegen damit innerhalb des Streufeldes, das von SCHROLL & GROHMANN (1966) für granitoide Gesteine der Alpen zwischen den Isomeren 100 und 500 abgegrenzt wurde (Abb. 19). Die hohe positive Korrelation der beiden Elemente kommt sowohl in der Gesamtpunktwolke als auch innerhalb der Einzelgebiete zum Ausdruck (R = 0,80). In den Verhältniszahlen zeigen sich auch innerhalb der einzelnen Untersuchungsgebiete starke Streuungen. Entsprechend den Kaliumgehalten sind die Untersuchungsräume in verschie-



Abb. 19: K/Rb-Verhältnisse; (a) granitoide Gesteine der Alpen (SCHROLL & GROHMANN 1966), (b) oberordovizische Inselbogenvulkanite der Neufundländischen Appalachen (KEAN & STRONG 1975), (c) kalkalkalische Vulkanite Mexikos (RICHTER et al. 1976).

denen Teilen des Diagramms angeordnet, wobei die Ähnlichkeiten zwischen den Untersuchungsgebieten nicht so deutlich hervortreten, wie in anderen Diagrammen. Insgesamt ergibt sich eine langgezogen elliptische Anordnung der Punktwolke, was durch das Zusammenspiel der Differentiationstrends von Teilgebieten erklärt werden kann.

Im Karnischen Raum zeichnen sich einige Ausreißer bei konstanten Kaliumwerten durch anomal geringe Rubidium-Konzentrationen aus, während im Eisenerzer Raum bei einigen Proben sehr hohe Kaliumgehalte auftreten. Vollkommen ist wieder der Differentiationstrend des Raumes Radmer-Blasseneck ausgebildet. Hier sind auch einige Proben mit extrem geringen K/Rb-Verhältnissen (< 100) vorhanden, die sich vom übrigen Feld der Porphyroide absetzen. Es handelt sich hierbei um Proben mit sekundär stark verstelltem Chemismus. Die Andesite des Blasseneck-Profils ordnen sich am unteren Ende der Punktwolke an.

Die Porphyroide haben im Vergleich zu den von SCHROLL & GROHMANN (1966) für Granitoide der Alpen errechneten Mittelwerten von 34.000 ppm K, 210 ppm Rb und einem K/Rb-Verhältnis von 160 einen deutlich in Richtung auf höhere Verhältniszahlen verschobenen Schwerpunkt. Dies beruht auf einem im Mittel geringeren Rb-Gehalt (± 150 ppm). SCHROLL grenzt konkordante Granodiorite und Granite (K/Rb 150 – 250), von hochdifferenzierten Pegmatiten und diskordanten Graniten, (K/Rb unter 150) ab. Demnach stimmt der Hauptteil der Porphyroide im K/Rb-Verhältnis mit konkordanten Graniten überein. Auch in ihrem Streubereich entsprechen sie etwa dem granitischer Gesteine der Alpen unterschiedlichen Alters (vgl. Abb. 19). Zum überregionalen Vergleich bieten sich Daten oberordovizischer Vulkanite an. Die K/Rb-Verhältnisse einer Inselbogenentwicklung der neufundländischen Appalachen zeigen Werten von 250 – 500. Sie ordnen sich im Diagramm deutlich außerhalb des Porphyroidfeldes bei geringeren K- und Rb-Absolutgehalten an (KEAN & STRONG 1975). Ordovizische Vulkanite der kaledonischen Geosynklinale Irlands mit teilweise rhyolithischem Chemismus haben K/Rb-Verhältnisse von 150 – 650, $\bar{x} = 400$ (STILLMAN et al. 1978).

Die Daten aus känozoischen aktiven Kontinentalrändern ergeben ebenfalls von den Porphyroiden abweichende Streufelder. Als Beispiel sind Daten kalkalkalischer Vulkanite Mexikos in Abb. 19 eingetragen (RICHTER et al. 1976). Neben geringeren Absolutgehalten an K und Rb zeichnet sich deutlich ein Trend zu höheren K/Rb-Verhältnissen ab.

| K/Rb-Verhaltnisse |
|----------------------------|
| 160 - 550 |
| $170 - 500, \bar{x} = 350$ |
| 230 - 1000 |
| 200 - 500 |
| |

TZ /D1 TT

Anliches gilt auch für Inselbogenvulkanite. Im Antillenbogen werden für eine Basalt-Andesit-Dacitfolge K/Rb-Verhältnisse von 300 – 500 beschrieben BROWN et al. 1977); aus den südlichen Shetlandinseln sind Werte von 350 – 870 bekannt (WEAVER et al. 1979). In Alkaliprovinzen sind noch höhere K/Rb-Verhältnisse von 1000 die Regel.

Die Porphyroide weisen auch im K/Rb-Spektrum Ähnlichkeiten mit kalkalkalischen Vulkanitfolgen auf, heben sich aber doch im Schwerpunkt ihrer Verteilung deutlich von diesen Vulkaniten ab, da sie im Mittel kleinere K/Rb-Verhältniszahlen zeigen (Mittelwert der Porphyroide = 228). K/Rb-Verhältnisse um 300 gelten als Mittelwert für sialische Kruste (ARMSTRONG 1968). Dies und die Übereinstimmung mit Graniten ist als Hinweis auf eine Entstehung der Porphyroide durch Anatexis kontinentaler Kruste zu werten.

Niedrige K/Rb-Verhältnisse in Ignimbriten und Rhyolithen werden allerdings unterschiedlich interpretiert: Ignimbrite, die kogenetisch mit Andesiten auftreten, hierbei aber K/Rb-Werte unter 100 aufweisen, werden dennoch als Differentiationsprodukte eines durch partielle Aufschmelzung von Mantelmaterial entstandenen Parentalmagmas angesehen. Die niedrigen K/Rb-Verhältnisse werden in diesem petrogenetischen Modell als Produkt intensiver fraktionierter Kristallisationsdifferentiation gedeutet. Diese Schlußfolgerung wird beispielsweise im Fall zentralanatolischer Ignimbrite gezogen (KELLER et al. 1973).

Demgegenüber wurde von DUPUY & ALLEGRE (1972) für die Ignimbrite der Toskana (Mte Amiata, Roccastrada, San Vincenzo, Mte Cimino) ein anderes Genesemodell vorgeschlagen: Bei rhyolitischem und trachytischem Chemismus haben diese Gesteine ebenfalls niedrige K/Rb-Verhältnisse zwischen 70 und 200. Unter Berücksichtigung der Verteilungskoeffizienten zwischen den beteiligten Mineralphasen und Elementen zeigten Modellrechnungen, daß partielle Aufschmelzung von Krustenmaterial das mit den beobachteten K/Rb-Verhältnissen am besten übereinstimmende Ausgangsmagma für die Kristallisation liefert. Von anderen Autoren werden Verhältniswerte unter 300 sogar bei Vergesellschaftung von Rhyolithen mit Andesiten als Hinweis auf die Beteiligung von Krustenmaterial an der Schmelzbildung gewertet (Anden, PICHLER et al. 1972, KLERKS et al. 1976).

4.3.3 Rb/Sr-Verhältnisse.

Die Rb/Sr-Verhältnisse werden allgemein zu petrogenetischen Aussagen über Schmelzbildung und Differentiation herangezogen. Daneben sind sie für die Auswahl von Proben zur radiometrischen Altersbestimmung von Bedeutung und bieten durch die hohe Korrelation zwischen Ca und Sr eine Kontrollmöglichkeit über sekundäre Karbonatbildung.

Die Streuung des Rb/Sr-Verhältnisses der Porphyroide bewegt sich im Bereich mehrerer Zehnerpotenzen (0,055 – 202, \tilde{x} 6,7). Der überwiegende Anteil der Proben wird durch die Isomeren von 1,0 und 10,0 eingegrenzt. Die Porphyroide liegen damit im Streubereich rhyolithischer und granitoider Gesteine (Abb. 20). Da die beiden Spurenelemente mit wichtigen Parametern der Vollanalyse korreliert sind (K, Ca), ordnen sich die Untersuchungsgebiete wie in den Korrelationsdiagrammen der Hauptelemente in verschiedenen Streubereichen an. Alkalirhyolithische Porphyroide finden sich bei sehr hohen Rb/Sr-Verhältnissen oberhalb der Isomeren 5,0 (Rb > 150 ppm, Sr < 50 ppm). Hierzu sind wieder Teile der Analysen der Räume K und R, sowie der Quarzphyllitgebiete zu rechnen (B, M, T). Das Rhyodacitmaximum findet sich bei Rb/Sr-Verhältnissen zwischen 1,0 und 5,0 mit etwas geringeren Rb-Werten (140 ppm) und etwas höheren Sr-Gehalten (um 100 ppm). Es enthält entsprechend den Großteil der Analysen der Räume C, E und V und korrespondierende Analysen anderer Untersuchungsbereiche.



Abb. 20: Rb/Sr-Verhältnisse; Abgrenzung von Rhyolithen, Daciten und Andesiten nach FERRARA & TREULIN (1974).

Andesite lassen sich von Daciten und Rhyolithen mit Hilfe des Rb/Sr-Verhältnisses gut abgrenzen. Entsprechende Porphyroidanalysen stimmen sowohl in den Absolutgehalten als auch in der Verhältniszahl mit den von FERRARA & TREULIN (1974) angegebenen Feldern für Rhyolithe, Dacite und Andesite überein. Rb/Sr-Verhältnisse um 0,1 lassen sich etwa als obere Grenze für Andesite angeben. In SiO₂-übersättigten, peralkalinen Gesteinen (Trachyte, Alkalirhyolithe) sind im Rb-Gehalt Schwankungen zwischen 70 und 210 ppm, im Sr-Gehalt zwischen 1 – 1000 ppm die Regel. Daraus ergibt sich eine im Vergleich zu anderen Gesteinen extrem hohe Schwankung des Rb/Sr-Verhältnisses über mehrere Zehnerpotenzen (FERRARA & TREULIN 1974), das bei hohen Kaliumgehalten Werte Über 50 erreichen kann. Dieser Trend und die damit verbundene Verarmung an Sr und Ca gilt auch für die alkalirhyolithischen Porphyroide und erklärt die großen Unterschiede in den Verhältniszahlen.

| Ort . | Rb ppm | Sr ppm | Rb/Sr | Autoren | |
|---|----------------------|-----------------------|------------------------|---------------------|------|
| Andesite aktiver Kontinentalränder | | | | | |
| Bolivien und Nordchile | 14/ 42/ 92 | 319/518/770 | 0.08 | KLERKS et al. | 1977 |
| Mexiko . | 10/ 47/113 | 290/482/910 | 0.07 <u>/0.1</u> /0.12 | RICHTER & NEGENDANK | 1976 |
| Mittelwert andinotyper Andesite | 61 | 472 | 0.13 | GUNN et al. | 1974 |
| Andesite aus Inselbögen | | | | | |
| Antillen | 15/ <u>36</u> /83 | 280 <u>/340</u> /860 | 0.11 | BROWN et al. | 1977 |
| antarkt.Shetlandinseln | 10/ 14/ 20 | 283/ <u>317</u> /369 | 0.04 | WEAVER et al. | 1979 |
| ordoviz. Inselbogen Neufundlands | 8/ 34/ 68 | 154/272/437 | 0.12 | KEAN & STRONG | 1975 |
| devonischer (spätkaledonischer) Inselbogen Schottlands | 15/ <u>39</u> / 67 | 760/ <u>870</u> /1410 | 0.04 | GROOME & HALL | 1974 |
| Mittelwert Inselbogenandesite | | | 0.11 | GUNN et al. | 1974 |
| Ignimbrite und Rhyolithe unter- schiedlicher Position | | | | | |
| Nordchilenische Ignimbrite | 44/ /224 | 29/ /619 | 0.07/ /6.56 | THORPE et al. | 1979 |
| Rhyolithformation Boliviens und Nordchiles | 91/ <u>151</u> /203 | 33/ <u>196</u> /497 | 0.18/ <u>0.77</u> /4.4 | KLERKS et al | 1977 |
| Devon Schottlands | 35/101/149 | 50/ <u>209</u> /520 | 0.48 | GROOME & HALL | 1974 |
| Rhyodacite oer Agäis (Santorin) | 104 | 130 | 0.80 | PICHLER & KUSSMAUL | 1972 |
| Rhyodacite der Puna-Region (Argentinien) | 118/ <u>186</u> /254 | 393/ <u>358</u> /323 | 0.30 - 0.79 | HURMANN et al. | 1973 |
| Globale Durchschnittswerte | | | | | |
| Oberkruste | | | 0.25 | SCHROLL | 1976 |
| Oberkruste | | | 0.25 - 0.35 | WEDEPOHL | 1969 |
| sialische Kruste | | | 0.03 - 0.09 | SCHOOL | 1908 |
| Unterkruste idantol | | | 0.02 - 0.04 | SCHROLL | 1976 |
| Mantel | | | D.01 | ARMSTRONG | 1968 |
| Kruste und oberer Mantel | | | 0.039 | ARMSTRONG | 1968 |
| Porphyroide | 37/153/295 | 1/130/932 | 0.055/6.7/202 | | |

| Tab. 16 | :Rb/Sr- | Verhältnisse | im I | Literaturvergleich. |
|---------|---------|--------------|------|---------------------|
|---------|---------|--------------|------|---------------------|

Auch in den Rb/Sr-Verhältnissen sind die Porphyroide nicht mit intermediären kalkalkalischen Vulkanitfolgen aktiver Kontinentalränder und Inselbögen verschiedener erdgeschichtlicher Epochen zu vergleichen (Tab. 16), da nur ein verschwindend geringer Prozentsatz der Analysen Rb/Sr-Verhältnisse unter 0,1 aufweist. Die Rb/Sr-Verhälnisse steigen mit zunehmender Acidität deutlich an (RICHTER & NEGENDANK 1976). Entsprechend haben Daten von dacitischen und rhyolitischen Ignimbriten immer deutlich höhere Rb/Sr-Verhältnisse. Der Vergleich der Porphyroide mit der Literatur zeigt, daß die Rb/Sr-Verhältnisse gemeinsam mit Daten verschiedener Rhyolithprovinzen mit den Durchschnittsverhältnissen kontinentaler Erdkruste übereinstimmen. Die petrogenetische Interpretation dieser Tatsache ist eine wissenschaftliche Streitfrage, die auch bei känozoischen Vulkaniten in eindeutiger geotektonischer Position über aktiven Subduktionszonen noch zur Diskussion steht. Zwei unterschiedliche Grundmodelle stehen einander gegenüber:

- a) Von der Mehrheit der Autoren werden Rb/Sr-Verhältnisse über 0,25 generell als Hinweis gewertet, daß die Gesteine durch Anatexis kontinentaler Kruste entstanden sind. Dies wird unabhängig davon postuliert, ob die Rhyolithe mit Andesitformationen ähnlichen Volumens vergesellschaftet sind (vgl. PICHLER & KUSSMAUL 1972, HÖRMANN et al. 1973, RICHTER & NEGENDANK 1976, KLERKS et al. 1977). Wenn in Andesiten abweichend hohe Rb/Sr-Verhältnisse auftreten, wird dies auf eine Kontamination mit Krustenmaterial zurückgeführt. Rb/Sr-Isotopenuntersuchungen untermauern diese These.
- b) Demgegenüber fordern andere Autoren bei identischer Ausgangslage, beispielsweise für nordchilenische Ignimbrite, eine Magmenbildung durch Aufschmelzung des oberen Mantels (THORPE et al. 1979). Eine fraktionierte Kristallisation der Plagioklase führt in diesem Modell zu einer entsprechenden Änderung des Rb/Sr-Verhältnisses. Daß durch die Feldspatkristallisation eine Sr-Fraktionierung eintritt, die einen unterschiedlichen Sr-Gehalt in Sanidin, Plagioklas und Glas zur Folge hat, konnte von DUPUY (1972) anhand der Verteilungskoeffizienten an Ignimbriten der Toskana studiert werden. Modellrechnungen belegen, daß eine Rhyolithbildung auf diesem Wege theoretisch möglich ist.

Rb/Sr-Verhältnisse in Subduktions-Vulkaniten zeigen auch eine Abhängigkeit von der Dicke der unterlagernden Kruste (CONDIE 1976). Bei Vergleich der Porphyroiddaten mit den empirisch abgeleiteten Kurvenscharen ließen sich Krustendicken deutlich über 35 km ablesen.

Die Betrachtung von Spurenelementverhältnissen führt selbst bei känozoischen Vukaniten zu verschiedenen sich widersprechenden Genesemodellen. Es ist daher unmöglich, aufgrund dieser Parameter die Tiefenlage und goetektonische Position ordovizischer Magmenbildung abzuschätzen.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Variationsbreite der Spurenelemente, insbesondere auch derjenigen, die als inert gegen sekundären Stofftransport gelten, den nach dem Hauptelementchemismus zu erwartenden Werten entspricht (vgl. Tab. 13, 14). Es ist daher davon auszugehen, daß trotz erkennbarer Stoffaustauschvorgänge auch der Ausgangschemismus der Porphyroide alkalirhyolitisch bis rhyodacitisch und nur untergeordnet dacitisch – andesitisch war. Dies ist für spätere Überlegungen zur geotektonischen Stellung der Vulkanite wichtig (Kap. 8).

5. Geochemisch-petrographische Säulenprofile und regionale Gliederung der Porphyroide in Ablagerungseinheiten

In Ignimbrit-Provinzen lassen sich neben petrographischen Kriterien auch geochemische Variationen zwischen und innerhalb einzelner Lagen zur Unterteilung in Fließeinheiten heranziehen (SCOTT 1971, MARTINI 1972, CHAPIN et al. 1979). In den Säulenprofilen der Porphyroidvorkommen ist es trotz Metamorphose und tektonischer Überprägung möglich, durch die Kombination von petrographisch-sedimentologischen und geochemischen Daten eine Einteilung in einzelne Fließ- bzw. Ablagerungseinheiten zu treffen.

5.1 Umgebung von Kitzbühel

Der geochemische Datenvergleich innerhalb des Raumes Kitzbühel führt zur Abgrenzung von zwei Teilregionen. Die nach geochemischen und petrographischen Kriterien unterscheidbaren, grundsätzlich verschiedenen Porphyroidtypen kommen in zwei getrennten Einheiten der tektonischen Karte der westlichen Grauwackenzone zu liegen (MOSTLER 1971). Die zwischen Kitzbühel und der Zeller Furche aufgeschlossenen Porphyroidkörper des Kitzbüheler Hornes und des Wildseeloder gehören gemeinsam mit den Porphyroiden des Hahnenkamm (westlich Kitzbühel) zur tektonischen Einheit 2. Von allen Porphyroidkörpern liegen Übersichtsanalysen vor; der Wildseeloderporphyroid wurde anhand zweier Querprofile im Detail untersucht (Abb. 21). Allgemein sind für diesen Teilraum kaliumbetonte Alkalirhyolithe mit hohem SiO₂-Gehalt kennzeichnend. Im Querprofil der Gipfelregion des Wildseeloder lassen Konglomerathorizonte, Vitrophyrlagen, Unterschiede in der Bimsführung und sprunghafte Änderungen der Elementkonzentrationen eine Untergliederung in 3 Ignimbrit-Fließeinheiten zu.



Abb. 21: Geochemisch-petrographische Säulenprofile des Wildseeloderporphyroids; A, B, C Einteilung in Fließeinheiten.

Ignimbrit A, an der tektonisch überformten Basis liegend, ist durch starke Schwankungen des Chemismus gekennzeichnet. Er führt keine Lapilli. In diesem Bereich tritt auch eine intensive Rotfärbung des Gesteins auf. Reste von Sandsteinlagen lassen vermuten, daß hier Relikte einer permischen Verwitterungsfläche angeschnitten sind, die wahrscheinlich für die Stoffverstellungen innerhalb der untersten Ignimbritlage verantwortlich ist. Ähnliche Stoffaustauschvorgänge am Rand von Abkühlungseinheiten sind allerdings auch in känozoischen Ignimbritlagen Nevadas zu beobachten und werden durch Alkaliaustauschvorgänge während der Entglasung erklärt (SCOTT 1971). Ignimbrit A wird durch eine Vitrophyrlage abgeschlossen.

Ignimbrit B ist petrographisch ebenfalls dadurch gekennzeichnet, daß er keine Fremdgesteins- oder Bimskomponenten führt. Geochemisch ist er homogen und weist hohe SiO_2 -Gehalte um 79% und mäßig hohe Kaliumgehalte bis 6% auf.

Ignimbrit C führt reichlich Bims- und Fremdgesteinsfragmente. Die Korngröße der Lapilli nimmt innerhalb der Ignimbritlage zum Hangenden kontinuierlich zu. Geochemisch ist dieser Teil durch etwas geringere SiO₂-Gehalte (72 - 74%) und hohe Kaliumgehalte (bis 8%) von Ignimbrit B zu unterscheiden. Es ist anzunehmen, daß ein Teil der obersten Ignimbritlage erosiv entfernt wurde, da hier stellenweise Konglomerate und Siltsteine transgredieren. Während Ignimbrit A nur in geringer Mächtigkeit (ca. 70 m) erhalten ist, weisen die Ignimbrite B und C Mächtigkeiten von 240 bzw. 370 m auf.

Im Querprofil nahe der Magnesitlagerstätte Hochfilzen ist nur eine Ignimbritlage vorhanden. Auch die Gesamtmächtigkeit des Porphyroides ist auf 130 m reduziert. Im Profilvergleich ist nicht zu klären, ob es sich hierbei um eine der Ignimbritlagen vom Wildseelodergipfel handelt, da sie in der Bimsführung dem Ignimbrit C ähnelt und im Chemismus zwischen Ignimbrit B und C liegt. Aufgrund der Mächtigkeitsreduktion und der lateralen Abnahme der Lapilli-Korngrößen ist zu fordern, daß das Profil am Wildseelodergipfel dem Eruptionszentrum näher lag, als das Profil II.

Die Analysen aus dem Bereich des Nachtsöllberges und der Hohen Salve bei Hopfgarten (Brixental, westlich Kitzbühel) sind sowohl in ihrer petrographischen Eigenart als auch im Chemismus anders zu bewerten. Sie sind der tektonischen Einheit 1 zuzuordnen (MOST-LER 1973). Im Chemismus sind es rhyodacitische Porphyroide. Durch ihren hohen Kristallanteil sind sie petrographisch mit den Rhyodaciten des Eisenerzer Raumes zu vergleichen. Eine merkliche Rekristallisation, Zerscherung und Verfaltung zeigt die Nähe der Deckengrenze zum unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit und zu den mittelostalpinen Kristallinspänen an.

5.2 Zeller Furche – Dienten

Die zwischen Dientner Bach und Zeller Furche im Gebiet der Schwalbenwand vorzufinden dünnen Porphyroidlagen ließen sich petrographisch als unverschweißte Tuffe und Tuffite kennzeichnen. Im Chemismus ist eine starke Streuung der Daten festzustellen, die bei einigen Proben auf eine Beteiligung von Sedimentmaterial hinweist. Bei der Mehrzahl der Proben sind die SiO₂-Gehalte hoch (> 72%). Generell zeichnet sich in den geochemischen Diagrammen und der statistischen Analyse eine Ähnlichkeit mit den Porphyroiden aus Quarzphyllitgebieten ab. Aus petrographischen Gründen können sowohl die Porphyroide der Quarzphyllitgebiete als auch die des Dientner Raumes als Tuffe interpretiert werden, die in tieferen Meeresbecken abgelagert wurden. Diese gemeinsame Interpretation wird durch die Ähnlichkeit der geochemischen Daten bestärkt.

Tektonisch sind die Porphyroide der Schwalbenwand in einer anderen Teildecke der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone angeordnet, als die Porphyroide des Kitzbüheler Raumes. Es ist daher völlig offen, ob die Ignimbrite des Wildseeloder und die Tufflagen der Schwalbenwand demselben Eruptionsgebiet zuzuordnen sind.

5.3 Radmer, Blasseneck und Ratschengraben

In diesem Untersuchungsbereich sind mehrere bezüglich Mächtigkeit, Petrographie und Geochemie unterschiedlich zu interpretierende Porphyroidkörper der Steirischen Grauwackenzone zusammengefaßt. Von allen bedeutenden Porphyroidkörpern dieses Raumes liegen Analysen vor. Es handelt sich hierbei um den bis zu 1560 m mächtigen Blasseneckporphyroid der Typlokalität, den Finstergrabenporphyroid der Radmer und um die Porphyroidlagen des Ratschengraben. Nach der Neugliederung der Steirischen Grauwackenzone in Teildecken (DAURER & SCHÖNLAUB 1978) kommen Blasseneckporphyroid und Finstergrabenporphyroid eindeutig in unterschiedlichen tektonischen Einheiten zu liegen. Die mögliche Beziehung der Porphyroide des Ratschengraben zu einem der beiden anderen Vorkommen ist noch nicht zweifelsfrei geklärt. Nach den Kartierergebnissen von SCHÖNLAUB (1979) ist die Interpretation des Ratschengrabenporphyroides als streichende Fortsetzung des Blasseneckporphyroides wahrscheinlich. Die geochemischpetrographische Untersuchung dokumentiert eine große Variabilität des Porphyroides auf engstem Raum:

Blasseneckporphyroid

Die Detailuntersuchungen wurden entlang eines Profiles durchgeführt. Das Profil beginnt an der Südflanke des Blasseneck, überquert den Gipfel und führt an der Nordflanke bis zu den überlagernden Kalken. Innerhalb der Profilsäure lassen sich bei Kombination petrographisch-sedimentologischer und geochemischer Kriterien mindestens 11 Förderperioden abgrenzen, die von der Basis zum Top alphabetisch gekennzeichnet wurden (Abb. 22).



Abb. 22: Geochemisch-petrographisches Säulenprofil des Blasseneckporphyroids, A bis L Fließ- bzw. Ablagerungseinheiten.

Die tiefste Porphyroidlage hat Rhyolithchemismus. Trotz einer starken Rekristallisation läßt sich im oberen Bereich der Lage A eine Fremdkomponentenführung erkennen. Es ist zu vermuten, daß es sich hierbei um einen Ignimbrit handelt. Mächtige Sedimenteinschaltungen trennen ihn von der nächsten Vulkanitlage. In den folgenden 400 m an Vulkaniten sind die SiO₂-Gehalte relativ homogen. Es handelt sich um Rhyodacite und Dacite. Mit Hilfe petrographischer Methoden und der Variation von einzelnen Elementkonzentrationen (vornehmlich Na₂O, K₂O und CaO) läßt sich eine weitere Untergliederung in die Förderphasen B, C und D treffen:

Lage B ist relativ basisch und fällt durch entsprechend hohe Gehalte an femischen Elementen und geringe Alkaligehalte auf. Sie enthält lithische Komponenten und wird durch eine Schwarzschiefereinschaltung von der Lage C abgegrenzt.

Lage C ist stark rekristallisiert; im hangenden Teil lassen sich Tuffe unterscheiden, die geochemisch durch erhöhte Aluminium- und Kaliumgehalte und verringerte Eisen- und Manganwerte gekennzeichnet sind. Aufgrund der Rekristallisation muß offen bleiben, ob die geochemisch unterschiedliche kompakte Basis und die Tufflagen der Zone C einer oder mehreren Förderphasen zuzuordnen sind.

Lage D und E bilden petrographisch eine Einheit, da sie aus kristallreichem Porphyroid bestehen. Geochemisch lassen sie sich jedoch klar trennen. Die Lage D stimmt im Chemismus mit den Daciten der unteren Lagen überein und hat bei SiO_2 -Gehalten um 63[%] erhöhte Werte an Eisen, Mangan, Magnesium und Calcium.

Lage E hat Rhyolithchemismus mit einem markanten Anstieg des SiO_2 -Gehaltes über 72%, erhöhten Kaliumwerten bis 4% und entsprechend geringen Gehalten an femischen Elementen. Diese Lage ist in der Gipfelregion des Blasseneck aufgeschlossen. Innerhalb der Nordflanke des Blasseneck findet die rhyolithische Förderphase ihren Abschluß durch eine dünne Sedimentzwischenlage. Darauf folgen Grünschiefer (Lage F), die geochemisch als basische Andesite und Andesite zu kennzeichnen sind. Petrographisch handelt es sich hierbei um Tufflagen, die teilweise auch aus einem Gemisch saurer und basischer Lapilli bestehen (vgl. 3.2.4). Die intermediäre Förderperiode (F, H) wird durch eine geringmächtige Lage von rhyolithischem Chemismus zweigeteilt (Lage G). Es ist also in diesem Bereich eindeutig eine alternierende Förderung intermediärer und saurer Vulkanite festzustellen. Der Volumenanteil der intermediären Vulkanite ist im Vergleich zum Gesamtprofil gering.

Die mächtigen kristallreichen Porphyroide der Lage I sind geochemisch heterogen aufgebaut. Bei Rhyodacit-Chemismus ist zum Top hin im Mittel eine Abnahme des SiO₂-Gehaltes festzustellen. Die Lage K hat dacitischen Chemismus, einzelne dünne Bänder haben auch erneut intermediären Charakter.

Die letzte erhaltene Porphyroidlage (Lage L) ist wieder rhyolithisch. Es ist anzunehmen, daß ein unbekannter Anteil der Porphyroide erosiv entfernt wurde.

Die einzelnen Förderphasen des Blasseneck-Profiles zeigen in der Regel Mächtigkeiten in der Größenordnung von 100 bis 150 m. Die gegebene Rekonstruktion kann, bedingt durch eine im Detail nicht mehr entwirrbare tektonische Zerstörung ursprünglicher Zusammenhänge, nur einen Interpretationsversuch darstellen. Rückschlüsse auf das Volumen der zugrunde liegenden Magmenkammern und eine Diskussion, ob die intermediären Phasen den Beginn oder das Ende länger dauernder Förderzyklen darstellen, erscheinen als zu gewagt. Im Profil ist aber eindeutig eine zeitliche Periodizität zu belegen. Die Förderung der Porphyroide fand daher aus in sich differenzierten Magmenkammern statt. Nach den petrographischen Vergleichsuntersuchungen (vgl. 3.2) ist die Ignimbritnatur eines Großteils der einzelnen Lagen wahrscheinlich, sofern sie nicht klar als feingeschichtete Tuffe erkennbar waren. Der Differentiationstrend dieses Profils kommt in allen geochemischen Diagrammen deutlich zum Ausdruck. Die große Profilmächtigkeit ist als Hinweis zu werten, daß im Blasseneckprofil Ablagerungen in Nähe eines Förderzentrums überliefert sind. Innerhalb des 1560 m mächtigen Profiles ist eine merkliche Zunahme der Grundmassenrekristallisation zur Basis hin festzustellen. Dadurch werden die vulkanologisch verwertbaren Kriterien immer stärker ausgelöscht.

Ratschengraben

Der Ratschengrabenporphyroid stellt aufgrund seines hohen Anteils an stark ausgelängten und deformierten Bimslapilli sowie an Phyllitfetzen eine Sonderentwicklung dar. Er wurde in Form zweier Querprofile im Abstand von einigen 100 m beprobt (Abb. 23). Die starke tektonische Überprägung und die ungünstigen Aufschlußverhältnisse gestalteten die Profilaufnahme schwierig, so daß über einzelne Profilteile keine Information vorliegt. In beiden Profilschnitten ist der vulkanogen beeinflußte Bereich etwa 120 m mächtig.



Abb. 23: Geochemisch-petrographische Säulenprofile des Ratschengraben-Porphyroides.

Das Profil im höheren Teil der Forststraße, im Bereich des zum Walcherkogel streichenden Bergkammes zeigt eine insgesamt kompakte Porphyroidmasse mit hohem Anteil an kollabierten Bimslapilli. Der Anteil an sedimentären Lapilli ist starken Schwankungen unterworfen. Der Porphyroid wird von Zonen starker tektonischer Durchbewegung durchzogen, so daß die ursprünglichen Zusammenhänge unklar bleiben. Das Profil im talnäheren Teil der Forststraße ist ebenfalls stark tektonisch überformt, läßt aber eine Gliederung in wenigstens 3 Porphyroidlagen zu. Hierbei helfen Sedimentzwischenschaltungen und Unterschiede in der Bimsführung.

Im Chemismus erscheinen die Porphyroide des Ratschengraben relativ homogen. Sie sind bei meist sehr hohen SiO₂-Werten (bis 78%) als Alkalirhyolithe zu bezeichnen. Die Natrium- und Kaliumwerte liegen teilweise über 6% und zeigen die für Porphyroide typische Diadochie. Die auch innerhalb einzelner Lagen zu beobachtende starke Schwankung im Alkaligehalt könnte auch auf Austauschvorgänge mit Meerwasser hindeuten. Sie ist insofern wahrscheinlich, als gerade diese Alkalirhyolithe deutlich außerhalb des magmatischen Spektrums zu liegen kommen (vgl. Abb. 15). In der petrographischen Bearbeitung konnte speziell für die Porphyroide des Ratschengraben eine Beteiligung von Umlagerungsprozessen im marinen Milieu nicht ausgeschlossen werden (vgl. 3.2.2). Die starke tektonische Durchbewegung führt bereits auf kurze Entfernung zu einer abweichenden Profilsituation, da unterschiedliche Bereiche der Gesamtfolge erhalten sind. Zum besseren Verständnis der Ablagerungsverhältnisse wären daher Detailkartierungen erforderlich. Ebenso muß offen bleiben, ob die Porphyroide des Ratschengraben die direkte Fortsetzung einzelner Ignimbritlagen des Blasseneckporphyroids darstellen. Theoretisch wäre dies trotz des alkalirhyolithischen Chemismus möglich, da sich innerhalb einzelner Glutwolkenabsätze Chemismus und Bimsgehalt lateral stark verändern können.

Finstergrabenporphyroid

Der Finstergrabenporphyroid der Radmer ist geochemisch den Porphyroiden des Ratschengraben sehr ähnlich und hat meist Alkalirhyolith-Charakter.

In geringem Umfang sind auch kollabierte Lapilli erhalten, wobei die kompakten kristallreichen Porphyroide überwiegen. Eine starke Rekristallisation ließ im Raum Radmer eine nähere petrographische Interpretation nicht zu. Der Finstergrabenporphyroid kann in einzelne geringmächtige Lagen unterteilt werden. Die Aufnahme eines Querprofiles war aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Auch im Ostteil der NGZ ist die Rekonstruktion der ursprünglichen geometrischen Anordnung der einzelnen Porphyroidzüge nicht möglich. Dadurch, daß verschiedene tektonische Teilschuppen in einem Untersuchungsgebiet vereint sind, zeigt der Raum R große Unterschiede im Chemismus. Während die Folge des Blasseneck in sich differenziert ist und im Chemismus den Bereich von Andesiten bis Rhyolithen abdeckt, haben die Porphyroide des Finstergraben und Ratschengraben Alkalirhyolith-Charakter und zeigen damit geochemisch eine Übereinstimmung mit dem Porphyroid des Wildseeloder im Westteil der NGZ und auch mit Daten aus Quarzphyllitgebieten. Die mit Hilfe der geochemischen Diagramme und der statistischen Verfahren erfolgte Zuordnung des Raums Radmer-Blasseneck zu völlig verschiedenen Porphyroid-Gruppen ist somit sowohl durch Differentiationsvorgänge als auch tektonisch bedingt.

5.4 Raum Eisenerz

Der stratigraphisch eingestufte Porphyroid des Polsters bei Eisenerz wurde in Form eines geochemisch-petrographischen Querprofiles beprobt. Petrographisch ist dieser Porphyroidkörper homogen; er besteht ausschließlich aus kompaktem, kristallreichem Porphyroid. Innerhalb des Profiles lassen sich mindestens 3 Ablagerungseinheiten ausgliedern, deren Interpretation als Fließeinheiten kristallreicher Ignimbrite am wahrscheinlichsten ist (Abb. 24):




Abb. 24: Geochemisch-petrographisches Säulenprofil des Polster-Porphyroides; A, B, C Fließeinheiten.

Einheit A im Liegenden ist rund 100 m mächtig und hat rhyodacitischen Chemismus (68 – 70² SiO₂) mit vergleichsweise hohen Gehalten an Eisen, Magnesium und Calcium. Innerhalb dieser Einheit ist bei Kalium und Rubidium zum Hangenden hin eine gesetzmäßige Abnahme festzustellen.

Eine bis 80 m mächtige Sedimenteinschaltung trennt diese Lage von Einheit B, die rhyolithischen Charakter hat. Dies kommt vor allem in den geringen Gehalten an Eisen, Magnesium, Calcium und Phosphor zum Ausdruck. Lage B hat ebenfalls ca. 100 m Mächtigkeit.

Nur geochemisch läßt sich im oberen Profilteil Einheit C abtrennen, die durch dacitischen bis rhyodacitischen Chemismus gekennzeichnet ist und im Mittel etwas basischer ist als Lage A. Abweichende Daten von Einzelproben (z. B. im Calciumgehalt) lassen sich durch Stoffaustauschvorgänge mit den nahen vererzten Kalken erklären.

Der Dacit- und Rhyodacit-Charakter des Hauptteils der Proben des Eisenerzer Raumes wird durch Bohrkernanalysen vom Steirischen Erzberg bestätigt. Außerdem ist für den Raum Eisenerz eine deutliche Calcium-Metasomatose kennzeichnend, wie sie besonders in einzelnen Bohrkernen nachweisbar wird. Im Kontakt zu den Karbonaten kommt es im Extremfall zu einem vollständigen Ersatz der vulkanischen Matrix durch Karbonate.

5.5 Hohe Veitsch

Der Porphyroid des Gebietes Veitsch wurde nur übersichtsweise beprobt. Er hat eine ähnliche Mächtigkeit wie im Eisenerzer Raum und nimmt größere Aufschlußflächen ein. Es handelt sich hierbei ausschließlich um kristallreiche Porphyroide. Ihr Chemismus ist dacitisch bis rhyodacitisch. Es ist somit eine hohe Übereinstimmung mit den Analysen des Eisenerzer Raumes festzustellen. Diese Verwandtschaft drückt sich durch ähnliche Punktlagen in allen geochemischen Variationsdiagrammen und Konzentrationsdreiecken aus. Hinsichtlich der Stoffaustauschvorgänge, insbesondere bei Alkalien, gelten im Eisenerzer Raum ähnliche Bedingungen.

5.6 Westteil der Karnischen Alpen

Der lateral rasch auskeilende Comelicoporphyroid wurde in zwei Querprofilen erfaßt. Die Gesteine sind stark rekristallisiert, so daß petrographisch lediglich eine Unterscheidung zwischen gebänderten, meist stark verschieferten Tufflagen und kompakten rekristallisierten Porphyroiden möglich war. Petrographische Hinweise auf die Ignimbritnatur der Gesteine waren nicht mehr zu erhalten. Geochemisch ist der Gesamtraum in beiden Profilen durch eine vergleichsweise hohe Homogenität mit SiO₂-Gehalten zwischen 68 - 71% gekennzeichnet, was einem rhyodacitischen Chemismus entspricht. In Bereichen stärkerer Durchbewegung oder in den Tuffen treten größere Abweichungen auf. Einzelne Tufflagen haben auch Rhyolithchemismus. Wie bereits im stratigraphischen Teil beschrieben (vgl. Kap. 2.3) sind in den beiden Querprofilen von einander abweichende lithologische Verhältnisse erhalten:



Abb. 25: Geochemisch-petrographische Säulenprofile des Comelico-Porphyroides; a) Roßkopf-Pfannspitze, b) Große Königswand.

Profil I verläuft zwischen Roßkopf und Pfannspitze in Nähe des Obstanzer Sees (Abb. 25). Hier setzt der Vulkanismus in Form einer knapp 200 m mächtigen, alternierenden Folge aus Tuffen und Phylliten ein. Die Tuffe haben rhyodacitischen Chemismus. Die rund 350 m mächtige, kompakte Hangendfolge ist mehrfach tektonisch gestört. Es lassen sich weder petrographisch noch geochemisch sicher einzelne Ablagerungseinheiten abtrennen. Im SiO₂-Gehalt ist vom Liegenden zum Hangenden ein zweimaliger zyklischer Anstieg zu bemerken. Die Änderung erfolgt hier kontinuierlich und nicht sprunghaft, so daß sie nicht zur Abgrenzung von Fließeinheiten verwendet werden kann. Unter Einbeziehung der unteren Tufflagen ist folgender Kurvenverlauf des SiO₂-Gehaltes zu erkennen: Von einem Ausgangswert von 71% nimmt der SiO,-Gehalt kontinuierlich auf 68% ab, steigt anschließend wieder auf 70% an, fällt erneut auf 67% ab und steigt am oberen Ende des Porphyroides wieder auf 70% an. Entsprechende langperiodische Änderungen des Chemismus sind auch in einigen anderen Elementen (konform oder entgegengesetzt zum SiO₂-Gehalt), wie Eisen, Magnesium, Calcium, Rubidium, Strontium und Zirkonium zu erkennen. Bei den Alkalien zeigt sich die übliche Diadochie der beiden Elemente. Obwohl die Abgrenzung von Fließeinheiten einzelner Ignimbritdecken nicht gelingt, ist so zumindest ein Hinweis zu erhalten, daß die gesamte Förderperiode eine wohl differentiationsbedingte zeitliche Variation des Chemismus aufwies.

Im Profil II, das an der Südflanke des großen Kinigat auf ital. Staatsgebiet verläuft, setzt der Vulkanismus mit einer kompakten Lage von alkalirhyolithischem Chemismus ein (Abb. 25). Nach ca. 80 m Sedimentzwischenlage folgt der 350 m mächtige Zentralteil des Porphyroids. Abgesehen von tektonischen Trennflächen ist dieser Bereich nicht zu gliedern und besteht aus rekristallisiertem Porphyroid. Geochemisch ergeben sich ebenfalls keine Abgrenzungsmöglichkeiten von Fließeinheiten. Ähnlich wie im Profil I deutet sich im SiO₂-Gehalt und in anderen Elementen eine langperiodische Variation an, wenn man von einer Ausreißerprobe im oberen Teil absieht. Der Chemismus variiert innerhalb des Rhyodacit-Bereichs von 68 bis 71[%] SiO₂. Hier schließen verschiedene Tuffe die Eruptivfolge ab, die Rhyolithcharakter aufweisen und eine stärkere Variation des Chemismus auf engem Raum anzeigen.

Eine Parallelisierung der Profile ist nicht möglich, da durch die starke tektonische Zerscherung unterschiedliche Teile der Gesamtfolge erhalten geblieben sind. Es ist zu erwarten, daß sich die kompakten Zentralteile beider Profile etwa entsprechen und das im Profil II erhaltene Tuffdach des Porphyroides im Profil I tektonisch entfernt wurde. Zur genaueren Untersuchung der sich andeutenden Periodizitäten in den Elementgehalten wäre ein noch engerer Probenabstand notwendig.

5.7 Quarzphyllitgebiete

In den Quarzphylliten treten Porphyroide generell als 10 bis 30 m mächtige, lang auskartierbare Lagen auf, von denen mehrere übereinander folgen können. Eine Säulenprofilaufnahme war nicht sinnvoll, da sich die Lagerungsverhältnisse nicht klar entschlüsseln ließen. Petrographische Kriterien der Zuordnung zu Porphyroidtypen sind durch die Metamorphose verwischt. Geochemisch zeigen die 3 untersuchten Quarzphyllitgebiete eine hohe Übereinstimmung. Es überwiegen Alkalirhyolithe, damit zeigt sich eine Übereinstimmung mit einem Teil der Analysen der Gebiete Kitzbühel, Dienten und Radmer-Blasseneck der NGZ. Nachdem dieser Chemismus auch in der NGZ häufig bei geringmächtigen Lagen auftritt (vgl. Dienten, Ratschengrabentyp), ist zu überlegen, ob der Alkalirhyolith-Charakter evtl. erst sekundär bei der Reaktion mit dem Meerwasser während Transport und Umlagerung zustande gekommen sein könnte.

Der Marteller und Thurntaler Quarzphyllit gehört dem ostalpinen Deckenstapel an. Ihre Porphyroiddaten haben geochemisch die größte Ähnlichkeit. Dies drückt sich in sehr nahe beisammen liegenden Mittelwerten aus (Tab. 24), mit einem Gehalt von 76% SiO₂ sind die Analysen als peracide Alkalirhyolithe zu bezeichnen. Die Marteller Porphyroide haben eine sehr geringe Streuung und unterscheiden sich hierin von den Porphyroiden aus dem Thurntaler Quarzphyllit, die eine deutlich höhere Variation des Chemismus aufweisen. Der Brixener Quarzphyllit enthält im Durchschnitt etwas SiO₂-ärmere Porphyroide, da auch einzelne Proben mit Rhyodacit-Charakter auftreten. Andererseits sind für diesen Bereich auch extreme Kaliumwerte über 8% kennzeichnend.

Die geochemische Übereinstimmung der Daten aus den Quarzphylliten mit einem Teil der stratigraphisch gesicherten Porphyroide der NGZ ist evident. Es spricht also nichts dagegen, die Porphyroidlagen der Quarzphyllite als zeitgleich mit dem oberordovizischen Vulkanismus anzusehen. Da im Kambrium des Barrandiums ebenfalls saure Vulkanite auftreten (HAVLICEK 1971), kann dies aber nicht als Beweis für ein oberordovizisches Alter der Porphyroide in Quarzphylliten gelten. Die Porphyroide der NGZ decken ein wesentlich breiteres chemisches Spektrum ab, als die der Quarzphyllitgebiete. Dies kann, wie diskutiert, seine Erklärung in speziellen Ablagerungsmechanismen der geringmächtigen Porphyroidlagen haben. Zur Vermeidung von Fehlschlüssen bei der stratigraphischen Einstufung der Quarzphyllite wäre ein Vergleich mit Analysendaten kambrischer Rhyolithe unerläßlich, wobei auch dies biostratigraphische oder geochronologische Ergebnisse nicht ersetzen kann.

6. Stellungnahme zum Augengneisproblem

In den hochmetamorphen ostalpinen Kristallinschollen treten granitoide Gneise auf; ein Teil hat intrusiven Charakter und läßt sich feldgeologisch als verschieferter Granitgneis interpretieren, ein anderer Teil ist lagenförmig konkordant in Paraserien eingeschaltet. Nach dem gemeinsamen Kennzeichen der augenförmig größere Feldspäte und Quarzaggregate umschließenden Schieferung wurden diese Gesteine mit dem Sammelnamen "Augengneis" belegt. Aufgrund des sauren Chemismus der Augengneise wird allgemein ein genetischer Zusammenhang mit den Porphyroiden aus schwächer metamorphen tektonischen Einheiten der Ostalpen vermutet (vgl. SASSI & ZIRPOLI 1968, HERITSCH & TEICH 1975, BECKER 1977, K. SCHMIDT 1977, BÖGEL et al. 1979 cum lit.). Eine große Zahl radiometrischer Altersdaten zeigt im Bereich um 440 bis 420 Mio. J. thermische Ereignisse an. Die Übereinstimmung mit dem Caradocalter der Porphyroide liefert ein weiteres Argument für eine gemeinsame Genese (HEINISCH & SCHMIDT 1976).

Demgegenüber wird in jüngster Zeit auch die These vertreten, daß es sich bei den oberordovizischen radiometrischen Altersdaten nur um Metamorphosealter handle (BRACK 1977, SCHÖNLAUB 1979) und die Ausgangsprodukte der Augengneise möglicherweise kambrisch oder älter sind. Der im Kambrium Mitteleuropas weit verbreitete Magmatismus äußert sich im Barrandium in Rhyolithen (HAVLICEK 1971), in Zentralspanien in rhyodacitischen Porphyroiden (BISCHOFF et al. 1978) und steht daher als Lieferant für die Augengneise zur Diskussion. Für die Augengneisgenese lassen sich zusammenfassend folgende Thesen gegenüberstellen:

- a) Die Augengneise sind oberordovizische Plutonite und die Tiefengesteins- oder Subvulkanäquivalente der Porphyroide mit Gneistextur (SATIR & MORTEANI 1979, PECCE-RILLO et al. 1979, SASSI & ZIRPOLI 1979).
- b) Die Augengneise sind metamorphe oberordovizische Vulkanite; ihre Gefügeprägung ist durch im Vergleich zu den Porphyroiden höhere Metamorphosebedingungen entstanden
- c) Das Ausgangsgestein der Augengneise ist kambrisch oder älter und kann vulkanischer oder plutonischer Natur sein.
- d) Die Augengneise sind hochmetamorphe Paragneise.

| | Augengneise des Altkrist. S des Tauernfensters | | | Augengneise des Campo-Kristallins (BØHM 1980) | | | Porphyroide | | |
|-------------------|--|-------|-------|---|-------|-------|-------------|-------|-------|
| | n = 16 | | | n = 19 | | | n = 255 | | |
| % | min | x | max | min | x | max | min | x | max |
| Si02 | 70.70 | 75.76 | 78.36 | 63.11 | 73.86 | 77.75 | 53.05 | 71.19 | 83.98 |
| A1203 | 12.19 | 13.27 | 14.69 | 12.40 | 13.71 | 15.84 | 9.05 | 14.89 | 20.71 |
| Fe_2^{-0} | 0.67 | 1.63 | 3.96 | 1.24 | 2.24 | 5.82 | .0.41 | 3.41 | 12.38 |
| MnO | 0.01 | 0.03 | 0.08 | 0.01 | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.05 | 0.23 |
| Mg0 | 0.01 | 0.37 | 2.37 | 0.01 | 0.49 | 2.69 | 0.01 | 1.30 | 6.22 |
| CaO | 0.36 | 0.72 | 1.56 | 0.41 | 1.22 | 5.38 | 0.04 | 1.36 | 7.02 |
| Na ₂ 0 | 0.30 | 3.24 | 4.72 | 1.84 | 3.04 | 3.94 | 0.01 | 2.64 | 7.52 |
| κ ₂ 0 | 3.86 | 4.43 | 5.30 | 2.31 | 4.33 | 5.37 | 0.41 | 4.28 | 10.74 |
| Ti02 | 0.03 | 0.14 | 0.48 | 0.07 | 0.22 | 0.54 | 0.03 | 0.44 | 1.40 |
| P205 | 0.01 | 0.15 | 0.34 | 0.13 | 0.26 | 0.39 | 0.01 | 0.19 | 0.66 |
| ppm | | | | | | | | | |
| v | 3 | 25 | 84 | 5 | 33 | 85 | 1 | 50 | 168 |
| Cr | . 1 | 9 | 41 | 1 | 10 | 33 | 1 | 30 | 226 |
| Ni | 11 | 24 | 38 | 9 | 17 | 24 | 2 | 25 | 56 |
| Cu | 12 | 19 | 30 | 10 | 18 | 34 | 3 | 21 | 61 |
| Zn | 3 | 39 | 111 | 37 | 54 | 79 | 1 | 46 | 262 |
| Ga | 13 | 20 | 26 | 16 | 19 | 27 | 6 | 20 | 31 |
| РЪ | 13 | 23 | 37 | 10 | 18 | 30 | 6 | 23 | 85 |
| Rb | 173 | 277 | 468 | 99 | 242 | 420 | 37 | 153 | 295 |
| Sr | 6 | 40 | 159 | 7 | 94 | 243 | 1 | 130 | 932 |
| Y | 51 | 61 | 71 | 36 | 53 | 62 | 31 | 47 | 67 |
| Zr | 170 | 211 | 302 | 163 | 210 | 279 | 45 | 249 | 415 |
| 1 | • | | | | | | | | |

Tab. 17: Variationsbreite ausgewählter Augengneisdaten im Vergleich zum Chemismus der Porphyroide.

77

Als Argument für eine mit den Porphyroiden kogenetische Entstehung der Augengneise wurden bereits mehrfach geochemische Vergleichsanalysen ins Feld geführt. Allerdings waren bisher Vergleiche nur mit regional begrenzten und bezüglich der Hauptverbreitungsgebiete der Porphyroide nicht repräsentativen Daten möglich (vgl. TEICH 1978). Durch die geochemisch-petrographische Bestandsaufnahme der Porphyroide ist zumindest auf der Seite der oberordovizischen Vulkanite eine Basis für einen repräsentativen Vergleich der Daten geschaffen. Da die Genese der verschiedenen ostalpinen Augengneiszüge vermutlich nicht einheitlich zu fassen ist, müßte jedes Vorkommen einzeln untersucht werden (BRACK 1977, BÖHM 1980). Dies ist Gegenstand zukünftiger, auf den Porphyroiddaten aufbauender Untersuchungen. Als Diskussionsgrundlage sind in Tab. 17 Mittelwerte einiger Augengneisanalysen, die im Zuge dieser Arbeit angefertigt wurden, zusammen mit anderen Augengneisdaten den Porphyroiden gegenübergestellt. Die Augengneise fallen sämtlich in den durch die Porphyroide abgesteckten Streubereich. Eine besondere geochemische Ähnlichkeit ist mit alkalirhyolithischen Porphyroiden festzustellen, wie sie in Quarzphyllitgebieten oder auch im Ratschengraben der NGZ auftreten. Lediglich die Rubidiumgehalte einiger Augengneise sind höher als die der rubidiumreichsten Porphyroide. Da die schichtig in Glimmerschiefern eingeschalteten Augengneistypen auch in der Mächtigkeit den genannten Porphyroidvorkommen ähnlich sind, erscheint zumindest für diesen Typ eine vulkanogene Deutung als plausibel. Das Entstehungsalter muß hierbei offen bleiben.

Zur Unterscheidung zwischen paragenen und orthogenen Augengneisen wurde von BRACK (1977) das K/Rb-Verhältnis herangezogen. Danach sprechen K/Rb-Verhältnisse über 200 für eine paragene Entstehung. Nachdem die Porphyroide mit ihrem Schwerpunkt ins Parafeld fallen und über einen sehr großen Streubereich der K/Rb-Verhältnisse verbreitet sind (vgl. Abb. 19), erscheint dieser Parameter für die Unterscheidung zwischen paragener und orthogener Natur wenig sinnvoll.

7. Hinweise auf die Metamorphosegeschichte der Porphyroide

Die Porphyroiddaten stammen aus regional weit entfernten und unterschiedlich stark metamorph überprägten Teilen des Süd- und Ostalpins. Es ergibt sich daher die Möglichkeit, die Auswirkung unterschiedlich starker Metamorphose und Tektonik an einem Leitgestein mit bekanntem Pauschalchemismus zu studieren. In den petrographischen Ergebnissen deuten sich Gesetzmäßigkeiten an, die hier nochmals zusammengefaßt werden sollen.

Als Indikatoren für die Metamorphosegeschichte erwiesen sich der Grad der Umkristallisation von Glasrelikten der vulkanischen Grundmasse, die Korngröße des metamorph gesproßten Quarz-Albit-Pflastergefüges und die Sammelkristallisation von Hellglimmern, wie sie aus Diffraktometeraufnahmen ableitbar war.

Die am wenigsten metamorphen Porphyroide stammen aus der tektonischen Einheit 2 des Kitzbüheler Raumes. Hier sind durch Pigmentsäume reliktische Glasfetzen markiert. Die zu einem dichten Filz devitrifizierte Glasmatrix ist kaum granoblastisch rekristallisiert, was in einer Grundmassenkorngröße von 0,007 mm zum Ausdruck kommt. Die REM-Aufnahmen von Proben dieses Raumes zeigen ebenfalls keine Grundmassen-Rekristallisation. Demgegenüber sind die Porphyroide der tektonischen Schuppe 1 der Kitzbüheler Grauwackenzone (z. B. Hohe Salve) ebenso wie die Porphyroide von Eisenerz, Radmer-Blasseneck und Veitsch deutlich höher metamorph. Im Profil des Blasseneck ließ sich eine zum Liegenden hin zunehmende Grundmassenrekristallisation ablesen. Die REM-Aufnahmen zeigen deutlich ein metamorphes Pflastergefüge und einzelne Hellglimmerscheite, die in zerfallenen Feldspäten sprossen (Tafel 3). Die Grundmassenkorngröße liegt beim kristallreichen Porphyroid zwischen 0,002 und 0,07 mm.

Die Porphyroide der Karnischen Alpen und der Quarzphyllitgebiete zeigen eine noch stärkere tektonische Überprägung und auch andere Grundmassen-Korngrößen (0,05 bis 0,14 mm). Die Sammelkristallisation wird im Diffraktogramm durch schärfere und intensivere Muskovitreflexe bei etwa gleichen Modalgehalten an Muskovit dokumentiert.

Aufgrund dieser Hinweise lassen sich in den präpermischen Schichtfolgen also mindestens 3 unterschiedlich metamorphe Zonen abtrennen, die im Rahmen der klassischen Metamorphosegliederung in die Grünschieferfazis einzuordnen wären. Nachdem die ordovizischen Gesteine sowohl variszischen als auch alpidischen Metamorphose-Ereignissen unterlagen, ist eine zeitliche Zuordnung der sich im Gefüge überlagernden Prägungen schwierig. Durch den Nachweis von Mineralneubildungen und ihre radiometrische Datierung mit 102 bis 117 Mio. J. wurde in der NGZ und im überlagernden Permoskyth eine alpidische Metamorphose nachgewiesen (SCHRAMM 1978). Messungen der Illitkristallinität lassen in der Salzburger Grauwackenzone eine Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden erkennen (HÖCK & SCHRAMM 1975). Für den steirischen Teil der NGZ (Raum Radmer) zeichnen sich ebenfalls datierbare alpidische Metamorphosealter ab (FRANK, pers. Mitt.). Die Zusammensetzung der Kluftankerite des Steirischen Erzberges läßt sich als geologisches Thermometer verwenden und zeigt Bildungstemperaturen von 400 bis 500 °C an (BERAN 1977). Da nach den Dünnschliffbefunden die gefügeprägende Grundmassenkristallisation postkinematisch erfolgte, könnte sie wenigstens teilweise alpidisches Alter haben.

Die auffälligen Metamorphoseunterschiede zwischen Porphyroiden der NGZ und der Quarzphyllitgebiete werden durch ähnliche Befunde von HOSCHEK et al. (1979) bestätigt. Nach Vergleichsuntersuchungen zwischen dem Innsbrucker Quarzphyllit und der NGZ wird für den Quarzphyllit eine deutlich höhere Metamorphose gefordert, die sich neben unterschiedlichen Mineralparagenesen auch in einer deutlich höheren Korngröße dokumentiert. Die sich abzeichnenden Gesetzmäßigkeiten ermutigen zu weiteren Studien. Sie könnten in Kombination mit Altersbestimmungen an Hellglimmern auch für die Unterscheidung von alpidischen und variszischen Deckenstrukturen weitere Daten liefern.

8. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

8.1 Vulkanologische Interpretation der Porphyroide

Bei der Kombination geochemischer, petrographischer und stratigraphischer Untersuchungsmethoden gelingt neben dem Nachweis der Ignimbritnatur der Porphyroide auch die Unterscheidung von Gesteinstypen mit vulkanologisch unterschiedlich interpretierbarer Entstehungsgeschichte. Tektonische Einheiten mächtiger, bimsreicher Ignimbrite, tektonische Einheiten mit mächtigen, vorwiegend kristallreichen Ignimbriten und Regionen mit geringmächtigen Porphyroidlagen tuffogenen oder epiklastischen Ursprungs können abgegrenzt werden.

8.1.1 Nachweis der Ignimbritnatur

Ein Teil der vulkanischen Primärgefüge hat durch günstige Umstände die mehrphasigen Metamorphosen und Deformationen zweier Gebirgsbildungen überdauert, so daß insbesondere im Kitzbüheler Raum der Nachweis der Ignimbritnatur geführt werden kann. Im einzelnen sind folgende Ignimbritmerkmale erkennbar:

- Idiomorphe, z. T. zerbrochene, magmatisch korrodierte Quarze und Feldspäte
- Eckige, Y-, T- und halbmondförmige Relikte von Glasfetzen in der Grundmasse
- Verschweißung der Glasfetzen untereinander und mit den übrigen Gesteinskomponenten
- Kollabierte Bimslapilli und Fremdgesteinsfragmente
- ~ Flammentextur ("fiammae") der durch planare Deformation zu Discoiden verformten Lapilli
- Pseudo-eutaxitische Textur in der Grundmasse und makroskopisch in der Anordnung der Lapilli
- Geringe Sortierung der Lapilli nach der Korngröße
- Gesetzmäßige Änderung der Lapilli-Korngrößen innerhalb einzelner Fließeinheiten
- ~ Sprunghafte Änderung geochemischer Parameter an Grenzen zwischen Fließeinheiten
- Sekundäre axiolithisch und sphärolithisch über Glasbruchstücke hinweggreifende Entglasungsstrukturen
- Vitrophyrlagen geringer Mächtigkeit zwischen den Fließeinheiten
- Große Flächenüberdeckung bei lateral rascher Mächtigkeitsabnahme
- Absonderung nach prismatisch-säuligen bis quaderförmigen Körpern, die auf In-Situ-Abkühlung zurückzuführen ist.

Die von MARSHALL (1935) für eine Kennzeichnung als Ignimbrit als notwendig erachteten Merkmale sind somit sämtlich gegeben. Auf eine Diskussion der bei Ignimbriten üblichen und nur teilweise synonymen Nomenklaturbegriffe wird verzichtet (vgl. MAU-CHER 1960, ROSS & SMITH 1960, PETERSON 1970).

Nach den erkennbaren Merkmalen steht der explosive Charakter des Porphyroidvulkanismus außer Zweifel. Obwohl wichtige Ignimbritkennzeichen nur im Westteil der NGZ nachweisbar sind, erscheint es aufgrund der petrographischen und geochemischen Vergleiche als gerechtfertigt, die Ignimbritnatur auch für die meisten anderen Porphyroidvorkommen anzunehmen. In bestimmten Ablagerungsräumen sind auch geringmächtige Abfolgen vulkanischer Lockergesteine erschlossen, die teilweise epiklastisch umgelagert sind. Rhyolithische Laven oder Reste von Obsidianströmen konnten nicht gefunden werden.

Zwischen Chemismus und der Art vulkanischer Aktivität bestehen kausale Zusammenhänge (RITTMANN 1962). Bei dem überwiegend alkalirhyolithischen bis rhyodacitischen Vulkanismus der Porphyroide und der für saure Magmen kennzeichnenden hohen Viskosität ist eine flächenhafte Verbreitung der Gesteine im beobachteten Ausmaß prinzipell nur durch explosive Fördermechanismen denkbar. Der Anteil an Laven ist bereits primär als gering anzusetzen. Es wäre daher ein großer Zufall, wenn das bestehende Erosionsrelief einen Lavastrom angeschnitten hätte, da bei Vulkanen mit vergleichbarem Chemismus (z. B. liparische Inseln) diese auf die unmittelbare Umgebung der Förderzentren begrenzt sind. Nachdem auch mächtige Tephralagen und Bombentuffe fehlen, ist damit zu rechnen, daß auch die mächtigsten Teile der Porphyroidkörper nicht unmittelbar in Nähe eines Eruptionszentrums entstanden sind. Nach vorsichtigen Schätzungen unter Verwendung der Lapilli-Korngrößen in einzelnen Ignimbritlagen dürften die Entfernungen zum Eruptionszentrum zwischen 15 – 100 km betragen haben. In der NGZ erreichen die Porphyroide in Sonderfällen Mächtigkeiten über 1500 m. Obwohl zwei Orogenesen mit Faltung und Deckentektonik über die Gesteine hinweggingen, streichen sie in der NGZ in einer Fläche von ca. 200 km² aus und nehmen im steirischen Anteil der NGZ ca. 40% der Gesamtaufschlußfläche ein (überschlägige Schätzung nach der geologischen Karte von Österreich, Maßstab 1: 500.000). Die oberordovizischen Vulkanite der Alpen haben damit ein den größten bekannten Ignimbritausbrüchen der Erdgeschichte vergleichbares Ausmaß.

Ignimbrite werden in der Regel in Entfernungen bis zu 100 km von der Eruptionsstelle abgelagert (VAN BEMMELEN 1963). Beispiele hierfür sind auch aus dem Bozner Quarzporphyr bekannt, wo einzelne Ignimbritströme über 100 km verfolgbar sind. Das größte Ignimbritvorkommen der Erde liegt im Great Basin District der Kordilleren Nordamerikas, wo 150.000 km³ eruptiven Volumens geschätzt wurden. Diese Eruptivfolge wurde von VAN BEMMELEN (1963) durch Dehnungstektonik über weitflächig aufgeschmolzenem Untergrund, bedingt durch den Kordillerentumor, erklärt. Die Ignimbrite von Taupo-Rotorua in Neuseeland bedecken 26.000 km², Lake Toba in Sumatra 25.000 km² und im Yellowstone-Nationalpark sind 400 massige Ignimbrite erschlossen (RITTMANN 1962).

Die hohe Explosivität des oberordovizischen Vulkanismus (100%) ist der von Inselbögen, aktiven Kontinentalrändern und anorogenen kontinental-anatektischen Provinzen vergleichbar (RITTMANN 1962). Aus dem explosiven Fördermechanismus ist abzuleiten, daß der zum Zeitpunkt der Eruption wirksame hydrostatische Druck kleiner war als die Partialdrucke der im Magma gelösten Gasphase. Nach den Überlegungen von HENTSCHEL (1963) ist eine Ignimbritgenese daher nur unter subaerischen bis flachmarinen Bedingungen denkbar.

8.1.2 Mächtige, bimsreiche Ignimbrite

Diese Ignimbrittypen sind in der tektonischen Teilschuppe 2 des Kitzbüheler Raumes, als Sonderentwicklung innerhalb des Blasseneckporphyroides und im Finstergrabenporphyroid vertreten (Raum R). Sie zeigen eine Tendenz zu individuellen, flächenmäßig begrenzten Ignimbritströmen, in denen sich die Mächtigkeit lateral rasch ändert. Außerdem sind gesetzmäßige Schwankungen in Art, Form und Menge der Lapillifragmente zu erkennen (vgl. 5.1). Nach RITTMANN (1962) gilt die Regel, daß bimsreiche Ignimbrite von Zentraleruptionen stammen. Im Falle des Wildseeloderporphyroides macht die rasche laterale Mächtigkeitsabnahme, zusammen mit einer meßbaren Abnahme der Korngröße der Lapillifragmente bei Vergleich der beiden untersuchten Profile eine Ablagerung in relativer Schlotnähe (um 10 km) wahrscheinlich. Eruptionen dieser Art werden als "Mt-Pelee-Typ") bezeichnet (FRANCIS 1976). Geochemisch handelt es sich bei diesem Porphyroidtyp immer im kaliumbetonte Alkalirhyolithe. Im Falle des Wildseeloderporphyroides können die sedimentären Rahmengesteine in die Betrachtung einbezogen werden. Grob- bis feinklastische Sedimente verzahnen einerseits lateral mit dem Porphyroid, transgredieren andererseits auf dem hangenden Teil des Vulkanitkomplexes und gehen in Flachwasserkarbonate über. Chaotische Lagerungsverhältnisse innerhalb der geringmächtigen Sedimentlagen lassen einen Transport durch Trübeströme möglich erscheinen. Insgesamt ist das Ablagerungsmilieu einer kurzlebigen, der Erosion anheimfallenden und auf epikontinentalem Schelfmeer angesiedelten Vulkaninsel mit steilem Relief am ehesten mit der Sedimentabfolge in Einklang zu bringen. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt RIEHL-HERWIRSCH (1970), der aus einer Vulkanitfolge der Magdalensberg-Serie Kärntens die Reste einer Vulkaninsel rekonstruierte.

8.1.3 Mächtige, kristallreiche Ignimbrite

Der vorwiegend im Ostteil der NGZ (Räume B, R, V), in der tektonischen Einheit 1 der Kitzbüheler Grauwackenzone und in den Karnischen Alpen dominierende Porphyroidtyp ist durch enorme Mächtigkeiten bis zu 1500 m gekennzeichnet und hat generell sehr große Flächenausdehnung. Bei kristallreichen Ignimbriten wird in einer Vielzahl von Fällen beobachtet, daß sie an einen Eruptionsmechanismus aus Förderspalten bis zu einigen km Länge gebunden sind und nicht von Zentraleruptionen stammen (RITTMANN 1962). Sehr häufig läßt sich hierbei folgende Kausalkette von Ereignissen rekonstruieren:

Weitflächige, lakkolithartige Granitintrusionen führen zu einer Hebung und Aufwölbung des sedimentären Daches. Bei beginnender Auskristallisation des Granitmagmas in flachem Niveau führt die ansteigende Dampfspannung im Dach zur Bildung von Brüchen, die sich an der Oberfläche in vulkanotektonischen Horsten äußern. Dabei wird der Lakkolith extrusiv. Beim plötzlichen Ausströmen großer Mengen granitischen Materials leert sich die meist zonierte Magmakammer weitgehend (vgl. GIBSON 1974). Anschließend kommt es zum Einbruch einer Großcaldera, deren geometrische Abmessungen etwa denen der unterlagernden Magmakammer entsprechen (RITTMANN 1962, CHAPIN et al. 1979).

Voraussetzung für diesen Eruptionsmechanismus ist zum einen anatektisch mobilisierte kontinentale Kruste und zum anderen plötzlich einsetzende Dehnungstektonik, die den Aufstieg des Magmas ermöglicht (COOK 1966). Der Chemismus derartiger Ignimbrite ist in der Regel rhyolithisch bis dacitisch und stimmt damit gut mit dem der kristallreichen Porphyroide überein. Der hohe Kristallanteil spricht ebenfalls für die Herkunft aus einer teilweise auskristallisierten Granitschmelze. Eine Fülle von Literaturdaten belegt dieses Eruptionsmodell. Detailliert sind einige känozoische Spalteneruptionen in Peru (LAVENU 1976), Nevada (EKREN 1976, PROFFETT 1977) und Indonesien (VAN BEMMELEN 1963) untersucht. Auch für den intrakontinentalen Rotliegendvulkanismus Mitteleuropas werden diese Modelle zur Erklärung herangezogen (ROELLING 1970), ebenso für Ignimbrite des französischen Zentralmassivs (MILESI et al. 1975), Ungarns (PANTO 1963), Korsikas (BRISSET 1974), Zentralanatoliens (AYRANCI et al. 1973) und Ignimbrite an kontinentalen Grabenbrüchen Kenyas (BAKER et al. 1972), wo innerhalb von Calderen Mächtigkeiten bis zu 900 m auftreten. Aus dem Präkambrium Neufundlands sind ebenfalls entsprechende Ringstrukturen bekannt (PAPEZIK 1972).

Angewandt auf die kristallreichen Porphyroide der NGZ bedeutet dies, daß die einzelnen großen Porphyroidkörper jeweils Reste eines Ignimbritplateaus darstellen, das aus einer flachintrudierten granitischen Magmakammer hervorging. Der laterale Abstand der einzelnen Zentren größter Mächtigkeit liegt in der NGZ zwischen 50 bis 100 km, außerdem ist eine lineare Anordnung erkennbar. Die Werte entsprechen in etwa den Abständen, die in rezenten Vulkangebieten zwischen einzelnen Eruptionsbereichen auftreten. Dies kann zufällig bedingt sein, da die Anordnung der Porphyroidkörper durch mehrphasige Deckentektonik stark verändert worden sein dürfte, oder aber in der geometrischen Anordnung einzelner, voneinander unabhängiger Magmenkammern begründet sein.

Die über unterschiedlich lange Zeiträume bestehende Schichtlücke am Top der Porphyroidkörper (vgl. Polster) liefert Hinweise auf vulkanotektonische Bewegungen der eben skizzierten Art. Außerdem bietet das Modell der vulkanotektonischen Hebung vor der Eruption und der einbrechenden Caldera nach Abschluß der Eruptionsperiode eine plausible Erklärung, wie subaerische Ignimbrite in mariner Umgebung enstehen können. Als Modell für einen Ablagerungsraum kommt der Bereich eines epikontinentalen Randmeeres in Betracht, in dem vulkanische Inseln auftreten. Im Rezentvergleich wären Verhältnisse wie in den phlegräischen Feldern heranzuziehen, wo ebenfalls durch Vulkantektonik bereits in geschichtlicher Zeit meßbare Transgressionen und Regressionen ablaufen (PICHLER 1970).

8.1.4 Geringmächtige Porphyroidlagen

Zu diesem Typ zählen vor allem die Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten, daneben aber auch des Raums Dienten und der Ratschengrabenporphyroid der Steirischen Grauwackenzone. Im Falle des Dientner Raumes läßt sich aufgrund der Gefügebilder zeigen, daß es sich hier um marine Tuffe handelt, die möglicherweise sedimentär umgelagert und verfrachtet wurden. Für die Porphyroide des Ratschengraben und der Quarzphyllitgebiete sind als Entstehungsmodell submarine ash flows und deren Folgeprodukte zu diskutieren (FISKE & MATSUDA 1964). Die zunächst noch heiße Eruptionswolke wandelt sich rasch in einen primären Trübestrom um, nach dessen Stillstand noch weitere sekundäre Trübeströme aus unkompaktiertem, wasserhaltigem Material abgleiten. Die Produkte sind einzelne, massige, pyroklastische Lagen, ein großer Anteil gebänderter Tuffe und chaotische Mischsedimente zwischen vulkanogenem und terrigenem Detritus. Während in den Quarzphyllitgebieten durch die Rekristallisation keine Interpretation möglich ist, paßt das Modell gut für die Porphyroide des Ratschengraben. Alternativ wäre das Transportmodell korngestützter Schuttströme zu diskutieren. Entscheidend ist, daß es sich in allen Fällen um transportierte Zeugen vulkanischer Aktivität handelt, die weit entfernt vom Eruptionsgebiet in vollmarinem Milieu abgelagert worden sein können. In diesen Fällen fehlen Hinweise auf kurzzeitige terrestrische Bedingungen oder Erosionsdiskordanzen. Geochemisch erweisen sich diese Porphyroide als kaliumbetonte Alkalirhyolithe und Rhyolithe.

8.2 Vergleich der Porphyroide mit Vulkaniten verschiedener geotektonischer Positionen

Da Ignimbrite in sehr unterschiedlichen geotektonischen Positionen auftreten, stehen für genetische Interpretationen der Porphyroide verschiedene Modelle zur Auswahl. Als Randbedingung ist zu fordern, daß diese Modelle die weitflächige Bildung granitoider Schmelze gleichzeitig mit der zur Eruption der Schmelzen notwendigen Dehnungstektonik erklären.

8.2.1 Lage der Porphyroide im GOTTINI-RITTMANN-Diagramm

Mit Hilfe des GOTTINI-RITTMANN-Diagramms lassen sich alle aktiven Vulkane der Erde nach ihrer geotektonischen Position einteilen. Als Achsen finden der Serialindex

$$\sigma = (K_2O + Na_2O)^2/SiO_2 - 43$$
 (RITTMANN 1973)

und GOTTINI's Tau

$\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2 \text{(Gottini 1969)}$

in logarithmischem Maßstab Verwendung. Empirisch lassen sich aus den 5000 Vulkanitanalysen 3 Punktwolken abgrenzen (RITTMANN & VILLARI 1979). Die Vulkanite aus anorogenen kratonischen Zonen fallen in Feld A, die Vulkanite aus orogenen Bereichen und Inselbögen sind im Feld B zu finden, während Bereich C Differentiaten aus beiden Gruppen vorbehalten ist.



Abb. 26: GOTTINI-RITTMANN-Diagramm der Porphyroide im Vergleich zu Vulkanitanalysen nach RITT-MANN & VILLARI (1979).

Die Porphyroide finden sich fast ausschließlich im Bereich B und stimmen demnach mit Vulkaniten tektonisch aktiver, orogener Zonen überein (Abb. 26). Dies steht im Widerspruch zu der ebenfalls von RITTMANN vertretenen Modellvorstellung einer anorogenen Entstehung von Ignimbriten.

8.2.2 Häufigkeitsverteilung des SiO₂-Gehaltes in Vulkaniten der Ostalpen

Die Verteilung der Porphyroidanalysen auf verschiedene Klassen des STRECKEISEN-Diagramms wurde bereits berechnet (Tab. 15). Zum Vergleich mit anderen Vulkanitprovinzen ist es notwendig, auch die basischen Vulkanite mit in die Betrachtung einzubeziehen. Es liegen nur wenige Daten von Basalten der Ostalpen vor. In einigen gut untersuchten Teilbereichen zeigt sich, daß sowohl Tholeiite als auch alkalibetonte Basalte und deren Differentiate auftreten (LOESCHKE 1977, KOLMER 1978). Der Volumenanteil der Basalte ist in den einzelnen Untersuchungsräumen unterschiedlich. Für den Bereich der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone errechnete sich aufgrund der Aufschlußflächen ein





85

Verhältnis von basischen zu intermediären zu sauren Vulkaniten von 50:0:50, während im Steirischen Teil der NGZ die sauren Vulkanite dominieren und das Verhältnis ca. 85:5: 10 beträgt. In Quarzphylliten sind die Verhältnisse unübersichtlich; in der Summe dürften sich saurer und basischer Vulkanismus etwa die Waage halten.

Bis auf die geringmächtigen Einschaltungen im Blasseneckprofil sind keine Andesite bekannt. Dies unterscheidet die Häufigkeitsverteilung der Vulkanite der Ostalpen ganz entscheidend von sämtlichen bekannten Inselbogen- und Kontinentalrandassoziationen unterschiedlicher Krustendicke (vgl. CARMICHAEL et. al. 1974, MIYASHIRO 1974, LOESCHKE 1977). Im Ostalpenraum ist also ein deutliches "DALY-gap" verwirklicht, das den Chemismus als typisch bimodal kennzeichnet (Abb. 27). Gleichzeitig besteht aber innerhalb der sauren Vulkanite ein deutlicher kalkalkaliner Trend (Abb. 18). Dies macht die Anwendung einfacher plattentektonischer Modelle problematisch, da sich kalkalkaliner und bimodaler Trend offenbar ausschließen (CONDIE 1976). Ähnliche Erklärungsprobleme bestehen für den bimodalen Devonvulkanismus des Variszikums (Taunus, Sauerland, Lahn-Dill, Fichtelgebirge, Böhmische Masse, Südwest-England, Vogesen, Harz, Südwestliche Iberische Halbinsel), wo die Entstehung der Vulkanite auf kontinentaler Kruste allgemein gefordert wird (MURAD 1975, WALLISER 1977, FLICK 1977, G. MÜLLER 1978, u. a.).

8.2.3 Vergleich mit Intraplatten-Vulkaniten

Beim Intraplatten-Vulkanismus müssen die Vulkanitassoziationen ozeanischer und kontinentaler Platten unterschieden werden.

Vulkanite ozeanischer Inseln werden im allgemeinen durch partielle Schmelzbildung im oberen Mantel und anschließende fraktionierte Kristallisationsdifferentiation erklärt. Es treten zwar untergeordnet intermediäre, selten auch saure Vulkanite auf, die Hauptmenge der Gesteine bilden jedoch basische Vulkanite und deren SiO₂-untersättigte Differentiate (D'NIONS et al. 1973, BAKER et al. 1974, SELF et al. 1976). Aufgrund des Überwiegens der sauren Vulkanite ist dieses Modell für die Ostalpen nicht anwendbar. Nach Basaltanalysen des Rannach-Devons, Hochlantsch-Devons, der Passailer Phyllite und des Murauer Paläozoikuns sind Anzeichen vorhanden, daß in den Ostalpen über längere Zeit (Ordovizium bis Devon) Basaltmagmen gebildet wurden, die sowohl mit Basalten ozeanischer Inseln als auch mit kontinentalen Basalten zu vergleichen sind (KOLMER 1978). Die Kenntnisse über den basischen Vulkanismus sind jedoch zu lückenhaft, um diese Aussage auf den gesamten Ostalpenraum zu erweitern.

Intrakontinentale Vulkanite, angeordnet an tiefgreifenden Bruchstrukturen, zeigen häufig eine deutliche Bimodalität des Chemismus (MACDONALD 1972). So sind in den afrikanischen Grabensystemen neben Alkalibasalten und deren Differentiaten auch ignimbritische Rhyolithe verbreitet (BAKER et al. 1972). Der Chemismus der Rhyolithe ist alkalibetont. Die Entwicklung von Riftsystemen in kontinentaler, Kruste wurde modellhaft am Beispiel der Afarsenke Äthiopiens untersucht. Das kontinuierliche Niederbrechen kontinentaler, Kruste, die Bildung von Horst-Graben-Systemen und von Calderastrukturen mit teilweise mächtigen Ignimbritfüllungen zeigen tektonische Analogien zur Situation der NGZ (ZANETTIN et al. 1974, MEYER et al. 1975). Geochemisch sind die auftretenden Vulkanite mit dem Bereich der Kitzbüheler Grauwackenzone vergleichbar, da hier ebenfalls eine große Menge basaltischen Materials gemeinsam mit Porphyroiden auftritt. Es gibt aber in der NGZ keine Hinweise auf längere terrestrisch-kontinentale Sedimentation. Rifting-Prozesse in einem epikontinentalen Randmeer sind aber als Erklärungsmodell für den Westteil der NGZ durchaus anwendbar. MOSTLER (1971) interpretiert die Entwicklung dieses Bereiches vertikaltektonisch mit Dehnung und Schmelzbildung über einem aufsteigenden Manteldiapir. In der Regel überwiegen allerdings bei Grabenbrüchen die Alkalibasaltmagmen und ihre Differentiate deutlich über den sauren Vulkanismus (SEGALSTAD 1978). Durch aufsteigende Mandeldiapire hervorgerufene triple junctions sind wichtige Faktoren für die plattentektonische Dynamik der Kontinente (BURKE & DEWEY 1973, ILLIES et al. 1974) und werden als Erklärungsmodell für alle studierten Riftsysteme verwendet (z. B. Rotes Meer, Afarsenke, SCHNEIDER & WACHENDORF 1973). Für das Oberordovizium werden in Nordwest-Spanien auftretende Dehnungsstrukturen in konsolidierter kontinentaler Kruste ebenfalls durch dieses Modell erklärt (DEN TEX 1977).

8.2.4 Vergleich mit Inselbogenvulkaniten

Die Vulkanitfolgen von Inselbögen haben kalkalkalischen Chemismus. Wie der Vergleich der Histogramme vor Augen führte, fehlen im Ostalpenraum oberordovizische Andesite bis auf kleinere Vorkommen. Es besteht daher keine Veranlassung, bei der ausgeprägten Bimodalität der oberordovizischen Vulkanite einen Inselbogenvulkanismus zu fordern. Bei jungen Inselbögen mit dünner, erst im Anfangsstadium der Akkretion befindlicher Kruste wäre zwar auch ein DALY-gap vorzufinden, jedoch ist die Häufigkeitsverteilung stark zugunsten der Basalte verschoben, so daß keine Erklärungsmöglichkeit für den extensiven sauren Vulkanismus bleibt. Inselbögen im Spätstadium mit verdickter Kruste weisen einen merklichen Andesitanteil auf.

Von LOESCHKE (1974, 1975, 1977) wird vor allem aufgrund der Daten basischer Metavulkanite der Karawanken, des Klagenfurter Beckens und der südlichen Saualpe die Existenz eines altpaläozoischen Inselbogens abgeleitet. Da im Norden Tholeiite, im Süden Alkalibasalte dominieren, wird eine nach Süden abtauchende Benioffzone angenommen. Die in ihrer Bedeutung und Mächtigkeit von LOESCHKE stark unterschätzten Porphyroide der NGZ werden als Manteldifferentiate über dieser Benioffzone gedeutet. Andere Autoren (KOLMER 1978) widersprechen dieser These und ordnen die Basalte als Intraplattenvulkanite ein.

Zu einer nach Norden abtauchenden Benioffzone gelangen HÖLL & MAUCHER (1976) aufgrund der Verteilung metallogenetischer Zonen in den tektonischen Stockwerken der Alpen. In diesem Modell werden die Porphyroide als Folgeprodukte einer krustalen Anatexis und nicht als Differentiate angesehen und dokumentieren eine Unterbrechung einer Subduktion vom Kordillerentyp. Der Ablagerungsraum bekommt hier den Charakter eines gegliederten Randbeckens am Südende der Europäischen Plattform (K. SCHMIDT 1976). Dieses, von einer reinen Inselbogenentwicklung auf ozeanischer Kruste abweichende Modell ist mit den meisten zu beobachtenden Phänomenen konsistent. Das Fehlen der Andesite bleibt aber auch hier unerklärt.

In der kaledonischen Geosynklinale konnten ordovizische Inselbogenassoziationen rekonstruiert werden. So läßt sich in den zentralneufundländischen Appalachen innerhalb einer ca. 5000 m mächtigen Abfolge eine lithologische Entwicklung von Dikes, Gabbros und Pillowlaven über Tiefwassercherts und Turbidite bis zu dominierend pyroklastischen und vulkaniklastischen Sedimenten beobachten, die schließlich in subaerischen Tuffen mündet. (KEAN & STRONG 1975). Mit der Krustenverdickung geht die geochemische Entwicklung von kaliumarmen Inselbogentholeiiten zu kalkalkalischen Andesiten und Quarzandesiten konform. Ähnliche Entwicklungen werden aus der kaledonischen Geosynklinale Norwegens (LOESCHKE 1976), Irlands (STILLMAN & WILLIAMS 1978) und Schottlands (GROOME et al. 1974) beschrieben. Sie dokumentieren, daß bereits im Ordovizium kalkalkalischer Inselbogenvulkanismus existierte. Es bleibt darum unverständlich, warum in den Ostalpen bei Annahme eines Subduktionsmodelles keine Andesite auftreten. Nachdem die basischen Vulkanite nur lückenhaft untersucht sind, wäre es allerdings denkbar, daß unter ihnen noch Andesite zu finden sind.

8.2.5 Vergleich mit Vulkaniten aktiver Kontinentalränder

Da der oberordovizische saure Vulkanismus unter flachmarinen bis terrestrischen Bedingungen ablief, gleichzeitig aber auch tiefere Meeresbecken bestanden haben müssen, ist der Vergleich mit aktiven Kontinentalrändern besonders wichtig. Wie für die Inselbogenassoziationen ist auch hier der kalkalkalische Chemismus kennzeichnend. Daneben treten häufig auch mächtige Rhyolithfolgen auf (z. B. zentrale Anden, KLERKS et al. 1977, RITTMANN & VILLARI 1979), die im Volumen ähnlich stark wie die Andesite vertreten sein können (FRANCIS et al. 1976). Basalte treten generell stark zurück. Für das Untersuchungsgebiet der Steirischen Grauwackenzone besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit Vulkanitassoziationen der Anden, obwohl anstelle der nur untergeordnet vorhandenen Andesite eine zweigipfelige Verteilung im sauren Bereich auftritt. Auf weitere Ähnlichkeiten mit der Rhyolithformation der Anden wurde bereits hingewiesen. In den Anden wird der hohe Anteil von Rhyolithen mit der Beteiligung alter kontinentaler Kruste erklärt, die durch Aufheizungsvorgänge im Hinterland einer Subduktionszone anatektisch aufschmilzt (ZEIL & PICHLER 1967, PICHLER & ZEIL 1971). Als Gegenmodell sind Prozesse fraktionierter Kristallisationsdifferentiation in Diskussion (THORPE & FRANCIS 1979). Analog zu den "marginal basins" der Inselbögen werden auch an Kontinentalrändern Dehnungsstrukturen beobachtet. Als känozoisches Beispiel ist der kalifornische Protogolf verwendbar. Die Dehnungsstrukturen liegen parallel zu den Trogachsen. Vor der Riftbildung war intensiver Ignimbritvulkanismus zu beobachten (KARIG 1972). Damit sind Analogien zu den Verhältnissen in der NGZ vorhanden.

8.2.6 Vergleich mit Vulkaniten anorogener anatektischer Kontinentbereiche

Den mobilistischen Modellen aktiver Kontinentalränder sind die nach dem fixistischen Modell zu erklärenden Vulkanprovinzen innerhalb kratonisierter Kontinentkruste gegenüberzustellen. Generell werden Ignimbrite häufig in peneplainisierten kontinentalen Regionen beobachtet und gelten, als sicherer Indikator für diese tektonische Situation (VAN BEMMELEN 1963). Die Verteilung der Porphyroide im STRECKEISEN-Diagramm läßt sich am besten mit Trends anorogener anatektischer Magmen in Einklang bringen (RITTMANN 1962, Abb. 99). Sobald größere Volumina an Ignimbriten auftreten, wird allgemein die Beteiligung kontinentaler Kruste an der Schmelzbildung als erwiesen betrachtet (vgl. Kap. 9.1, MCBIRNEY 1969, COULON et al. 1978). Nicht erklärbar ist mit diesem Modell der im Ostalpenraum über lange Zeiträume kontinuierlich anhaltende basische Vulkanismus (Ordovizium bis Karbon), der in marinen Beckenlagen auftritt (Wildschönauer Schieferserie, Quarzphyllitgebiete u. ä.). Die Zufuhr der für die anatektischen Schmelzbildung nötigen thermischen Energie ließe sich mit der Annahme eines "hot spots" unter kontinentaler Kruste erklären, zumal auch epirogenetische Aufwölbungen in dieses Modell einzubeziehen sind (vgl. CROUGH 1979).

8.2.7 Vergleich mit dem Modell intrakontinentaler Subfluenz (A-Subduktion)

Das Subfluenz- und Delaminationsmodell (BEHR 1978, BIRD 1978) geht davon aus, daß durch Abscherungsvorgänge an der Lithosphären-Astenosphären-Grenze heißes Mantelmaterial aufsteigt, das etwa die Geometrie einer Spaltenintrusion einnehmen kann. Dabei wird die Kruste breitflächig aufgeheizt, ohne daß sich an der Oberfläche Ozeanböden, Tiefseegräben und anderes Inventar echter Subduktionszonen bilden muß. Durch strömungsbedingte Dehnungserscheinungen und "Reibungskopplung" zwischen Mantel und Kruste kommt es aber zur Ausbildung eines "mobile belts" und synsedimentärer Tektonik. An den Bruchlinien können anatektisch mobilisierte granitische Schmelzen aufsteigen und sich rhyolithische Vulkane bilden. Dieses Modell kann die in Mittel- und Südeuropa weitverbreiteten und durch Orthogneisalter von 450 - 410 Mio. J. mehrfach datierten thermischen Ereignisse erklären ("Kaledonisches Ereignis", K. SCHMIDT 1977). Damit wäre auch die Frage beantwortet, warum das sedimentäre Stockwerk trotz deutlich merkbarer thermischer Aktivität in relativer Ruhe verharrt. Dieses Modell würde auch zwanglos den Porphyroidvulkanismus als Oberflächenäquivalent anatektisch mobilisierter Granitoide erklären, wie es allgemein gefordert wird (K. SCHMIDT 1976, BÖGEL et al. 1979, PECCERILLO et al. 1979). Damit wird ein enger genetischer Zusammenhang zwischen Porphyroiden, kaledonischen Orthogneisen und kaledonischer Metamorphose hergestellt (GRAUERT 1969, SATIR 1975, PURTSCHELLER & SASSI 1975). Der basaltische Vulkanismus könnte als eigenständig aufschmelzender Magmentyp einbezogen werden.

8.2.8 Wertung der Modelle

Nach den bisher vorhandenen Daten sind mehrere Modelle für die geotektonische Entwicklung des Altpaläozoikums heranzuziehen. Die altpaläozoische Vulkanitassoziation ist sicher nicht mit einfachen plattentektonischen Provinzen der Gegenwart in Einklang zu bringen. Neben den sauren Vulkaniten spielen bei der Beurteilung der Modelle auch die basischen Vulkanite eine entsprechende Rolle. Die Informationen hierüber sind noch zu lükkenhaft, um für eine umfassende Synthese Verwendung finden zu können. Die Verhältnisse der Kitzbüheler Grauwackenzone sind am ehesten mit denen von Dehnungszonen über einem aufsteigenden Manteldiapir vereinbar. Für den gesamten Ostalpenraum wäre eine modifizierte Kontinentalrandlage in Form eines breiten, auf sich dehnender kontinentaler Kruste entstehenden "marginal basin" denkbar (HÖLL 1976, K. SCHMIDT 1976). Das Modell der intrakontinentalen Subduktion und Krustendelamination läßt sich ebenfalls ohne Probleme auf den Gesamtraum anwenden. Vertikaltektonischen Modellen kommt im Präkambrium und möglicherweise auch noch im Altpaläozoikum eine besondere Bedeutung zu (KREBS & WACHENDORF 1973, KRÖNER 1979). Die Problematik der Übertragbarkeit plattentektonischer Modelle auf das Altpaläozoikum wurde mehrfach diskutiert (LOESCHKE 1977). Dazu kommt, daß auch bei rezenten Vulkaniten unterschiedliche petrologische Theorien für die Schmelzbildung vertreten werden. Gerade granitische Schmelzen sind hier schwer einzuordnen. Experimentelle Daten zeigen, daß die Bildung granitischer Magmen durch Aufschmelzung von Mantelmaterial, Basalt, intermediären Gesteinen, granitischer Kruste und von Sedimenten bei unterschiedlichem pH2O und Gesamtdruck möglich ist (ALLEGRE et al. 1978). Eine Zusammenfassung der Probleme bei der Verwendung von geochemischen Daten für plattentektonische Interpretation wird von GREEN (1980) gegeben: Hierbei wird deutlich, daß zwischen einem "reifen Inselbogen", einem aktiven Kontinentalrand oder intrakontinentaler Anatexis nicht allein mit Hilfe geochemischer Parameter aus sauren Vulkaniten unterschieden werden kann. Ähnliche Probleme bestehen bei der Interpretation des DALY-gaps: Von den meisten Autoren wurde bisher das Fehlen von Andesiten oder hohe Rhyolithanteile als Beleg für anatektische Aufschmelzung kontinentaler Kruste gedeutet (PICHLER & KUSSMAUL 1972, KELLER et al. 1973, BESENECKER & PICHLER 1974). Von anderen Autoren wird die Meinung vertreten, daß sich durch die Mechanismen bei der Entleerung von Magmenkammern an der Oberfläche ein DALY-gap auch bei Kristallisationsdifferentiation aus Mantelmaterial bilden kann (WEAVER et al. 1972).

Vor diesem Hintergrund wird verständlich, warum aufgrund des Magmenchemismus abgeleitete plattentektonische Modelle für das Ordovizium der Ostalpen zu sehr unterschiedlichen Thesen führen und lediglich den Charakter unbeweisbarer Arbeitshypothesen haben können (MOSTLER 1971, HÖLL & MAUCHER 1976, LOESCHKE 1977).

Außerdem ist bei der Diskussion der Modelle auch die Zeitkomponente zu berücksichtigen. Eine Ausdünnung der Kruste etwa in der Weise, wie sie jüngst von LE PICHON (1980) anhand der Entwicklung der Biscaya demonstriert wurde, kann von einer Phase der Kompression und Subduktion gefolgt werden. Generell werden für SW-Europa mehrfach aufeinanderfolgende Kompressions- und Dehnungsphasen rekonstruiert (DEWEY 1980). Ein Vergleich mit der Entwicklung des Protoatlantik und des Appalachenorogens (BIRD & DEWEY 1970) legt die Vermutung nahe, daß auch im alpinen Raum im Ordovizium eine Umstellung des großtektonischen Spannungsfeldes von Dehnungstendenz seit dem Proterozoikum zu kompressiver Tendenz stattgefunden haben könnte. Die Eruption der Porphyroide wäre dann möglicherweise als Zeitmarke für die Umstellung des Spannungsmusters zu verwenden. Eine überraschende Bestätigung der Hinweise, daß zur Zeit der Platznahme der Porphyroide noch Dehnungstektonik vorherrschte, findet sich in der Tatsache, daß an die Porphyroide keine Porphyry-Copper-Lagerstätten gebunden sind. Die kürzlich von UYEDA (1980) auf einen einfachen Nenner gebrachte Verbindung zwischen Plattentektonik und metallogenetischen Zonen scheint anzuzeigen, daß Dehnungstektonik, bimodaler Vulkanismus und submarine Sulfiderze einerseits, Kompression, Kalkalkaligesteine und Porphyry-Copper-Erze andererseits zusammengehören.

Nach den bisher vorliegenden Daten ist daher wohl für die Interpretation des altpaläozoischen Vulkanismus eher Dehnungstektonik als Subduktion anzunehmen.

8.3 Überlegungen zur Paläogeographie des Ablagerungsraumes

8.3.1 Paläogeographische Beziehungen zwischen den Untersuchungsbereichen

Unterschiedliche altpaläozoische Ablagerungsräume sind durch variszische und alpidische Deckentektonik aus ihrem ursprünglichen Verband getrennt und geometrisch neu angeordnet worden. Zur Erkenntnis, daß die unterschiedlich interpretierbaren Porphyroidtypen nicht statistisch verteilt sind, sondern ihre Verbreitung durch den tektonischen Schuppenbau kontrolliert wird, kommt man erst nach Anwendung einer über die Unterscheidung von 9 Untersuchungsbereichen hinausgehenden Feingliederung. Der Porphyroidvulkanismus hatte entscheidende Auswirkungen auf die fazielle Entwicklung des Paläozoikums. Insbesondere ist ein kausaler Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Porphyroide und der Art der Sedimentation im Silur festzustellen. Erst im Unterdevon gleichen sich die Faziesräume wieder an (vgl. Kap. 2 und SCHÖNLAUB 1979). Kristallreiche und bimsführende Ignimbrite großer Mächtigkeit werden generell transgressiv von mächtigen Karbonatfolgen überdeckt. Als Transgressionssedimente sind lokal geringmächtige, grob- bis feinkörnige Klastika erhalten. Die Schichtlücke hat je nach Profil unterschiedlichen Umfang und kann das gesamte Silur betreffen. Demgegenüber bleibt im Falle geringmächtiger Porphyroidlagen die feinklastische, marine Sedimentation erhalten (Ratschengraben, Finstergraben, Quarzphyllite). In diesem Falle treten im Silur Kieselschiefer und Grüngesteinsfolgen auf. Erst ab dem obersten Silur setzt ebenfalls Karbonatsedimentation ein (vgl. Abb. 2).

Aufgrund biostratigraphischer und sedimentologischer Überlegungen wurden die Dekkenschübe zweier Gebirgsbildungen versuchsweise rückgeformt, um die paläogeographische Anordnung der Ablagerungsräume im Altpaläozoikum zu rekonstruieren (SCHÖN-LAUB 1979). Trägt man in diesen "Geocartoon" die vulkanologisch-geochemischen Ergebnisse ein, lassen sich folgende Gesetzmäßigkeiten ablesen (Abb. 28): Die mächtigen Porphyroide der NGZ, sowohl des kristallreichen als auch des bimsreichen Typs, kommen gemeinsam mit den Porphyroiden der Karnischen Alpen im sog. "mobilen Außenschelf" zu liegen. Sie sind damit auch den sauren Vulkaniten des Seeberg-Gebietes der Karawanken benachbart. Durch diese Anordnung erklären sich die geochemischen Ähnlichkeiten zwischen der Steirischen Grauwackenzone und den Karnischen Alpen.

Die ostalpinen Quarzphyllitgebiete werden nördlich im klastischen Innenschelf angeordnet. Der transportierte saure Vulkanismus wäre damit von Süden in den Trogbereich eingeschüttet worden. Einzelne Teilschuppen, z. B. die südliche Schuppe der Steirischen Grauwackenzone (Ratschengrabenporphyroid) vermitteln in ihrer Stellung zwischen Quarzphyllitgebieten und Grauwackenzone, wodurch die Ähnlichkeiten in der Ausbildung der Porphyroide eine Erklärung finden. Bei Modifikation des Cartoons lassen sich die südalpinen Quarzphyllite und der Marteller Quarzphyllit mit in das Schema einbeziehen und könnten möglicherweise als westliche Fortsetzung der NGZ und der Landecker Quarzphyllite angesehen werden. Die dem proterozoisch bzw. unterkambrisch konsolidierten Kontinent der Böhmischen Masse am nächsten liegenden Quarzphyllitgebiete sind am weitesten vom oberordovizischen Vulkanbogen entfernt und enthalten entsprechend nur geringmächtige Porphyroidlagen (Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllit). Je nachdem, welches tektonische Modell man für den Ablagerungsraum annimmt, befinden sich die Porphyroide der NGZ entweder noch am Südrand der Europäischen Plattform oder aber bereits auf dem epikontinentalen Sockel des Gondwanalandes. Hierbei spielt die Breite der Prototethys eine entscheidende Rolle (K. SCHMIDT 1977). Aus dem afrikanischen Kontinent sind langandauernde anorogene Phasen mit Granitintrusionen und Ignimbriteffusionen bekannt (z. B. Hoggar, BERTRAND et al. 1978), so daß dieses Modell für die Interpretation der Porphyroide Bedeutung gewinnt.

8.3.2 Großtektonischer Rahmen

Oberordovizische Porphyroide sind nicht nur aus den Ost- und Südalpen bekannt. Man findet sie in nahezu allen altpaläozoischen Schichtfolgen Süd- und Westeuropas, so in Sardinien, Spanien, Marokko, im Armorikanischen Massiv und in der Montagne Noire. Selbst wenn man berücksichtig, daß durch mehrfache Deckentektonik, Rotationen und Wanderbewegungen von Mikrokontinenten das ursprüngliche Bild fast beliebig verstellt werden



Abb. 28: "Geo-cartoon" der Paläogeographie altpaläozoischer Ablagerungsräume der Alpen nach SCHÖNLAUB (1979) im Vergleich zu vulkanologischen Ergebnissen.

konnte (vgl. FRISCH 1980), fällt es sehr schwer, alle Porphyroidvorkommen mit einer geometrisch einfachen Großstruktur, etwa eines Randbeckens hinter einer flach abtauchenden Subduktionszone, in Zusammenhang zu bringen. Auch der Zusammenhang mit der Südfortsetzung der kaledonischen Geosynklinale ist unklar, insbesondere nach Berücksichtigung der neuen Ergebnisse von KREBS (1978). Am ehesten lassen sich die verschiedenen tektonischen Modelle für den Südwestrand der Europäischen Plattform mit Verhältnissen vergleichen, wie sie seit der alpidischen Gebirgsbildung im mediterranen Raum herrschen. Ein kompliziertes Schollenmosaik mit vielfältig miteinander reagierenden kontinentalen und ozeanischen Mikroplatten würde das zur Erklärung aller Phänomene nötige plattentektonische Inventar liefern. Einfachere plattentektonische Modelle sind daher immer nur für Teilräume und Teile der Phänomene anwendbar.

Eine atlantisch-mediterrane triple-junction, in deren Einflußbereich das Mittel- und Südwesteuropäische Schollenmosaik lag, liefert eine gute Erklärung für die dokumentierbare thermische Aufheizung des Raumes (K. SCHMIDT 1977). Damit reduziert sich das Problem auf die Frage, wie weit die einzelnen Kontinentsplitter der präkambrischen Plattform durch ozeanische Kruste getrennt waren und welcher Teil der Entwicklung auf kontinentaler Kruste ablief.

Dank

Die vorliegende Arbeit enthält wesentliche Teile meiner Dissertation, die ich am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München anfertigen konnte. Für die Übertragung das Themas, das rege Interesse am Fortgang der Arbeit und wertvolle Ratschläge danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K. SCHMIDT sehr herzlich. Besonderer Dank gilt auch Herrn Priv-Doz. Dr. H. P. SCHÖNLAUB für seine freundliche Geländebetreuung und Einführung in die Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums. Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER danke ich für wertvolle Hinweise zur Geologie des Kitzbüheler Raumes. Die finanzielle Grundlage der Arbeit bildete eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Literatur

- AHRENS, L. H.: Element distributions in specific igneous rocks VIII Geochim. Cosmochim. Acta, 30, 109-122, London 1966.
- ALLEGRE, C. J. & HART, S. R. (ed.): Trace Elements in Igneous Petrology. 272 S., New York (Elsevier) 1978.
- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jb. Geol. Reichsanst., 68, 29-62, Wien 1918.
- ANGEL, F., HANSELMAYER, J. & LASKOVIC, F.: Drei Sonderfälle aus der Porphyroidmasse des Laming-Tales bei Bruck/Mur, Obersteiermark. Min. Mitt. Bl. Joanneum, **1/2**, Graz 1966.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148/1, 50–137, Stuttgart 1975.
- ANGERER, H., HADITSCH, J. G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 1–57, Innsbruck 1976.
- ARMSTRONG, R. L.: A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth Rev. Geophys. Space Physics, 6, 175–199, Washington 1968.
- AYRANCI, B. & WEIBEL, M.: Zum Chemismus der Ignimbrite des Erciyes-Vulkans (Zentral-Anatolien) Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt., 53, 49–60, 1973.
- BAKER, B., MOHR, P. & WILLIAMS, L.: Geology of the eastern rift system of Africa. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 136, 67 S., 1972.
- BAKER, P. E., BUCKLEY, F. & HOLLAND, J. G.: Petrology and Geochemistry of Easter Island. Contrib. Mineral. Petrol., 44, 85–100, 1974.

- BAUER, K. F., LOACKER, H. & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröff. Univ. Innsbruck, 13, Alpenkundl. Stud. 6, Innsbruck 1969.
- BECKER, L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Stmk) mit seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). – Carinthia II, 167/87, 113–125, Klagenfurt 1977.
- BEHR, H. J.: Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. Z. dt. geol. Ges., 129, 283–318, Hannover 1978.
- BERAN, A.: Die Kluftankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. Min. Deposita, **12**, 90–95, 1977.
- BERNOTAT, W. H.: Chemical classification of igneous rocks and igneous rock associations by means of discriminant and cluster analysis. – T. M. P. Mitt., **17**, 161–188, 1972.
- BERTRAND, J. M. L. & CABY, R.: Geodynamic Evolution of the Pan-African Orogenic Belt. Geol. Rdsch., 67/2, 357–385, Stuttgart 1978.
- BESENECKER, H. & PICHLER, H.: Die jungen Vulkanite der Insel Chios (östliche Ägäis, Griechenland). Geol. Jb., D9, 41–65, 1974.
- BIRD, J. & DEWEY, J.: Lithosphere plate continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. Amer. Bull, 81, 1030–1060, 1970.
- BIRD, P.: Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. Journ. Geophys. Research, 83/B10, 4975 4987, 1978,
- BISCHOFF, L., LENZ, H., MÜLLER, P. & SCHMIDT, K.: Geochemische und geochronologische Untersuchungen an Metavulkaniten und Orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh, **155/3**, 275–299, Stuttgart 1978.
- BISCHOFF, L, SCHÄFER, G., SCHMIDT, K. & WALTER, R.: Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien) – Münster. Forsch. Geol. Paläont, **28**, 1–27, Münster 1973.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159/1, 87–112, Stuttgart 1979.
- BÖHM, G. P.: Geochemisch-petrographische Untersuchungen an Augengneisen des Südtiroler Altkristallins. Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 74 S., München 1980.
- BOWMAN, H. R., ASARD, F. & PERLMAN, L: On the uniformity of composition in obsidians and evidence for magmatic mixing. – J. Geol., 81/3, 312–327, 1973.
- BOYER, C.: Study of a few paleozoic Ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. Bull. Volcanol., **36/1**, 46–82, 1973.
- BRACK, W: Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. München, 97 S., München 1977.
- BRAUN, A. F.: Pyroklastika im Interandinen Längstal von Ecuador. Ein Beitrag zur Systematik der Pyroklastika. – Unveröff. Diss. Univ. Tübingen, 135 S., Stuttgart 1977.
- BRISSET, F., COCHEME, J. J., VELLUTIMI, P. & VINCENT, P. M.: Le complexe de scandola, nouvelle structure volcanique de Corse. Reun. Annu. Sci. Terre. Res., 2, 84, Nancy 1974.
- BROWN, G. M., HOLLAND, J. G. et. al.: Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. Geochim. Cosmochim. Acta, 41/6, 785–801, 1977.
- BURKE, K. &. DEWEY, J. F.: Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. J. Geol., 81. 406–433, 1973.
- BURRI, C., PARKER, R. L. & WENK, E.: Die optische Orientierung der Plagioklase. 334 S., Basel (Birkhäuser Verlag) 1967.
- CARMICHAEL, L: The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. J. Petrol., 5, 435-460, 1964.
- CARMICHAEL, I., TURNER, F. & VERHOOGEN, J.: Igneous Petrology. Mc Graw Hill, 739 S., New York 1974.
- CHAPIN, C. E. & ELSTON, W. E.: Ash-flow Tuffs. Geol. Surv. Amer. Spec. Paper, 180, 212 S., 1979.
- CHAYES, F.: Petrographic Modal Analysis. New York (Wiley) 1956.

- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Vortragskurzfassung Arbeitstagung "Tiefbau der Ostalpen", Salzburg 1979.
- CONDIE, K. C.: Plate Tectonics and Crustal Evolutions. 288 S., New York 1976.
- COOK, E. F., ed.: Tufflavas and Ignimbrites (s survey of Soviet studies) 212 S., London 1966.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag, Geol. B.-A., Wien 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitt. geol. Ges., 42/43, 1–234, Wien 1952.
- COULON, C. & DOSTAL, J.: Petrology and geochemistry of the ignimbrites and associated lava domes from NW-Sardinia. Contrib. Mineral. Petrol., 68/1, 89–98, 1978.
- CROUGH, S. T.: Hotspot Epeirogeny. Tectonophysics, 61, 321-333, Amsterdam 1979.
- DALY, R. A.: Igneous rocks and the depths of the Earth 598 S., New York (Mc Graw Hill) 1933.
- DANILOVICH, L. G.: Geochemistry of trace elements in acid volcanic rocks of the Ukrainia Carpathians. Geol. Zbor. Csk, **29/2**, 241–252, 1978.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. Mitt. österr. geol. Ges., 69, 77–88, Wien 1978.
- DEN TEX, E.: Le socle poly-cyclique et son role dans l'evolution de la chaine varisque en galice (Espagne du N. W.). In: La chaine varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. intern. CNRS, Rennes, **243**, 441–451, 1977.
- DEUTSCH, A.: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten, Österr.). Jb. Geol. B.-A. Wien, **120/2**, 231–294, Wien 1977.
- DEWEY, J. F.: Collisonal Zones. Berliner Geowiss. Abh., A19, 35, Berlin 1980.
- D'NIONS, R. K. & GROENVOLD, K.: Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-Isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. Earth Planet. Sci. Lett., **19/4**, 397–409, 1973.
- DUPUY, C.: Coefficients de partage du Strontium entre phases leucocrates des ignimbrites de Toscane (Italie). - Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., **95/3**, 322-329, 1972.
- DUPUY, C. & ALLEGRE, C. J.: Fractionement K/Rb dans les suites ignimbrites de Toscana. Un exemple de rejuvenation crustal. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 437 458, 1972.
- EBERHARDT, N. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math-nat. Kl., Wien 1966.
- EKREN, E. B. & BYERS, F. M. jr.: Ash-flow fissure vent in West-Central Nevada. Geology, 4/4, 247-251, 1976.
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H.: Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Festschr. d. Geol. Inst. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1971.
- FELLERER, R.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen zwischen Passo Cereda und Forcella Aurine (Südliche Palagruppe, Norditalien). – Unveröff. Diss. Univ. München, 73 S., München 1968.
- FERRARA, G. & TREULIN, M.: Petrological implications of trace element and Sr-Isotope distributions in basaltpantellerite series. – Bull. Volcanol. Ital., 38/3, 548–574, 1974.
- FISHER, R. V.: Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 1409 1414, 1961.
- FISHER, R. V.: Mechanism of deposition from pyroclastic flows. Amer. J. Sci. 264, 350-363, 1966.
- FISKE, R. S. & MATSUDA, T.: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. Amer. J. Sci., **262**, 76–106, 1964.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneckporphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 368–378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Alterseinstufung des Blasseneck Porphyroids bei Eisenerz. Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math-nat. Kl., 127–132, Wien 1967.
- FLAJS, G.: Aufnahmsbericht 1973 auf den Blättern 100 (Hieflau) und 101 (Eisenerz). Verh. Geol. B.-A. Wien, **1974/4**, A35 A37, Wien 1974.

- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A. 1973, 245–254, Wien 1973.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). Verh. Geol. B.-A., 1976/2, 257–303, Wien 1976.
- FLICK, H.: Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Clausthaler Geol. Abh., 26, 231 S., Clausthal 1977.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 187–198, Wien 1972.
- FOULLON, H.: Über die Grauwacke von Eisenerz Der "Blasseneckgeneis". Verh. Geol. B.-A., 1886, 83 88, Wien 1886.
- FOUQUÉ, F.: Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. franc. Minéral., XVII, 283 610, Paris 1894.
- FRANCIS, P.: Volcanoes. 367 S., Harmondsworth (Penguin), 1976.
- FRANCIS, P. W., ROOBOL, M. J., WALKER, G. P. L., COBBOLD, P. R. & COWARD, M.: The San Pedro and San Pablo Volcanoes of Northern Chile and their hot avalanche deposits. Geol. Rdsch., 63/1, 357–388, 1974.
- FRANCIS, P. W. & RUNDLE, C. C.: Rates of production of the main magma types in the Central Andes. Geol. Soc. Amer. Bull., 87/3, 474–480, 1976.
- FRANGIPANE, M.: Multivariate statistical analysis of some recent volcanics from the Central Andes of Southern Peru Geol. Rdsch., 67/3, 953–959, Stuttgart 1978.
- FRASL, G.: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal. Anz. Akad. Wiss. Wien, math-nat. Kl., 2, 23–26, Wien 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. Geol. B.-A. Wien, 101, 323 472, Wien 1958.
- FRISCH, W.: Plate motions in the orogen of the alps and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. Berliner Geowiss. Abh, A19, 51–52, Berlin 1980.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit/Glan in Kärnten (Österreich). Geologie, 10, 67–80, Berlin 1961.
- FRITSCH, W.: Über eine keratophyrische Pillow-Lava (Kissenlava) bei St. Veit/Glan in Kärnten (Österreich). Carinthia II, 71/151, 51–52, Klagenfurt 1961.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. 784 S., Stuttgart 1977.
- GERASIMOVSKIY, V. I., GERASIMOVSKIJ, V. I., NESMEYANOVA, L. I., KAKHANA, M. M. & KHAZI-ZOVA, V. D.: Trends in the Zr and Hf distributions for lavas of the East African rift zones. – Geochem. Internation., 9/6, 1078–1086, 1972.
- GIBSON, I. L.: A review of the geology, petrology and geochemistry of the volcano Fantale. Bull. Volcanol., 38/3. 791–802, 1974.
- GOTTINI, V.: Nuovo metodo di calcolo petrochimico per distinguere i magmi anatettici crostali da quelli provenienti dal mantello superiore. – Boll. Acc. Gioenia Catania, 4, 608–617, 1969.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta Kristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Diss. Univ. Bern, 166 S., München 1969.
- GREEN, T. H.: Island arc and continent-building magmatism a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophysics, **63**, 367–385, Amsterdam 1980.
- GROOME, D. R., HALL, A., KING'SCOLL & LONDON, W. C.: The geochemistry of the Devonian lavas of the Northern Lorne Plateau, Scotland. Mineral. Mag, **39/306**, 621–640. 1974.
- GUNN, B. M. & ROOBOL, M. J.: Metasomatic alteration of the predominantly island arc igneous suite of the Limestone Caribbees (E Caribbean). Geol. Rdsch. 65/3, 1078–1108, Stuttgart 1976.
- HABERFELNER, E: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. ~ Mitt. Abt. Bergbau Landesmus Joanneum, **2**, 1-32, Graz 1935.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. Arch. f Lagerstättenforsch. i. d. Ostalpen, 4, 3–35, Leoben 1966.

- HAMMER, W.: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel Zell am See der Geologischen Spezialkarte 1:75.000. Verh. Geol. B.-A., Wien 1937.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbüheler Alpen. Verh. Geol. B.-A., 1938, 171–181, Wien 1938.
- HANSELMAYER, J.: Porphyroidische Serizitschiefer vom Mandlkogel. Mitt. naturwiss. Verein Stmk., 91, 37–48, Graz 1961.
- HANSELMAYER, J.: Der Porphyroid vom Füllerkreuz bei Vordernberg, Obersteirische Grauwackenzone. Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math-nat. Kl., Abt. I, **175**, 91–105, Wien 1966.
- HAVLICEK, V.: Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. Sborn. Geol. Ved., 20, 1971, 7-52, Prag 1971.
- HEINISCH, H.: Geologische Untersuchungen im Thurntaler Quarzphyllit und im ostalpinen Altkristallin (Oberes Pustertal, Südtirol). Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 161 S., München 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. Geol. Rdsch., 65/2, 459-482, Stuttgart 1976.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, Wien 1951.
- HENTSCHEL, H.: Die Bildung der Bimsstein-Tuffe und das Problem der Ignimbrite. Bull. Volc., 25, 291–313, 1963.
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der "Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hohentauern. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **116**, 1717–1738, Wien 1907.
- HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **1975/9**, 115–119, 1975.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jb. Geol. B.-A. Wien, **81**, 49–80, Wien 1931.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. Jb. Geol. B.-A. Wien, 85, Wien 1935.
- HÖCK, V. & SCHRAMM, J. M.: Zur Metamorphose eines N-S-Profils von den Nördlichen Kalkalpen (Salzburg) bis in den zentralen Teil der Hohen Tauern (Großglocknergebiet). – Int. Sympos. "Geodynamik der Ostalpen" München/Salzburg, (als Manuskript vervielfältigt), 1975.
- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut Schieferserie. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 201–224, Stuttgart 1970.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. Abh. Bayer. Akad, math-nat. Kl., neue Folge, **157** A/B, 114 S., München 1975.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. In: WOLF, K. H. (ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1–36, Amsterdam 1976.
- HÖRMANN, P. K., PICHLER, H. & ZEIL, W.: New Data on the Young Volcanism in the Puna of NW-Argentina. – Geol. Rdsch., 62, 397–418, Stuttgart 1973.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J. M.: Metamorphose im Innsbrucker Quarzphyllit, im Patscherkofelkristallin, in der Grauwackenzone und in der Nördlichen Grauwackenzone – Überblick. – Arbeitstagung "Tiefbau der Ostalpen", als Manuskript vervielfältigt, Salzburg 1979.
- HRADIL, G.: Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbüheler Grauwackenzone. Verh. Geol. Staatsanstalt, Wien 1923-24.
- HUGHES, C. H.: Spilites, Keratophyres and the igneous spectrum. Geol. Mag., 109/6, 513-527, Cambridge 1972.
- HURLER, H.: Geochemie und Petrographie der Metakeratopyhre in der südlichen Saualpe (Kärnten/Österreich). – Diss. Univ. Tübingen, 68 S., Tübingen 1972.
- HYNDMAN, D. W.: Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. 534 S., New York 1972.
- ILLIES, J. H. & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis. 460 S., Stuttgart 1974.
- INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., PASQUARE, G., RADICATI, di, BROZOLO, F. & VILLARI, L.: The neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: Geochronological data on Kayseri-Nigde area. – Geol. Mag. 112/4, 349–360, 1975.
- JÄGER, H. &. SCHÖNLAUB, H. P.: Das Ordoviz/Silur-Profil im Nölbling-Graben (Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1977, 349–359, Wien 1977.

- JUX, U. & MANZE, U.: Glazialeustatisch gesteuerte Sedimentationsabläufe auf dem kaledonischen Schelf (Mittelschweden) an der Wende Ordovizium-Silur. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1979, 155–180, Stuttgart 1979.
- KALSBEEK, F.: Note on the reliability of point counter analyses. N. Jb. Mineral. Mh, 1969, 1-6, Stuttgart 1969.
- KARIG, D. E.: Volcano-Tectonic rifts and an example: the protogulf of California. Geol. Soc. Abstr. Programs U. S. A., 4/7, 558, 1972.
- KEAN, B. & STRONG, D.: Geochemical evolution of an Ordovician island arc of the central Newfoundland Appalachians. – Amer. J. Sci. 275, 97–118, 1975.
- KELLER, J., & VILLARI, L.: Rhyolitic Ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia). Bull. Volcanol., **36/2**, 342–358, 1973.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., **1975/1**, 11–44, Clausthal 1975.
- KLERKS, J., DEUTSCH, S., PICHLER, H. & ZEIL, W.: Strontium isotopic composition und trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. – J. Volcanol. and Geothermal Res., 2, 49–71, Amsterdam 1977.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 31–43, Graz 1978.
- KOPTEV-DVORNIKOV, V. S. & YEFREMOVA, S. V.: Present State of Nomenclature and Classification of Igneous Rocks, Magmatism, Crystalline Rock Formations and the Depths of the Earth. Ch. II., "Nauka", Moskau 1972.
- KREBS, W.: Die Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. Z. dt. geol. Ges., 129, 403-422, Hannover 1978.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. Geol Soc. Amer. Bull 84, 2611–2630, 1973.
- KRÖNER, A.: Pan African plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa. Geol. Rdsch. **68/2**, 565–583, Stuttgart 1979.
- KRÖNER, A.: Precambrian Crustal evolution in the light of Plate Tectonics and the Undation Theory. Geologie en Mijnbouw, 58, 231–240, 1979.
- KUNO, H., ISHIKAWA, T., KATSUI, Y., YAGI, K., YAMASAKI, M. & TANEDA, S.: Sorting of Pumice and Lithic Fragments as a Key to Eruptive and Emplacement Mechanism. – Japan. Journ. Geol. Geogr., **35**, 223–238, 1964.
- LAVENU, A.: Failles verticales a stries verticales affectant des ignimbrites plioquaternaires (Sillar) dans le sud du Perou (Arequipa). Cah. O. R. S. T. O. M., Geol. 8/1, 3–9, 1976.
- LeMAITRE, R. W.: Chemical variation within and between volcanic rock series, a statistical approach. J. Petrol., 9, 220–252, 1968.
- Le PICHON, X. & SIBUET, J.-C.: Passive Margins. Berliner Geowiss. Abh., A19, 173–174, Berlin 1980.
- LIPMAN, P.: Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. U. S. Geol. Surv. Bull. 1201-D, 24 S., 1965.
- LOESCHKE, J.: Nature and origin of Paleozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). Geol. Rdsch. 63, 581–596, Stuttgart 1974.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – Geol. Rdsch., 64/1, 62–74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Petrochemistry of eugeosynclinal magmatic rocks of the area around Trondheim (Central Norwegian Caledonides). – N. Jb. Miner. Abh., **128**, 41–72, Stuttgart 1976.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., 128, 185–207, Hannover 1977.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus der Karawanken. Nachr. Dt. Geol. Ges. 1970/2, 43–49, Hannover 1970.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der Altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). Z. dt. Geol. Ges., **122**, 145–156, Hannover 1971.
- MACDONALD, G. A.: Volcanoes. 509 S., New Jersey (Prentice Hall) 1972.

- MAHEL, M. & REICHWALDER, P.: Czechoslovak Geology and Global Tectonics. Proceedings of the Conference, Smolenice, May 19–21, 1976, 285 S, Bratislava VEDA 1979.
- MALZER, O.: Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). Unveröff. Diss., Innsbruck 1964.

MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. - 152 S., Stuttgart 1967.

- MARSHALL, P.: Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. Transact. Royal Soc. of New Zealand, 64, 1935.
- MARTINI, M.: Studio geochemico di vulcaniti paleozoiche dell'Alto Adige: ipotesi processi epigenetici come origine di variazioni chimiche. – R. C. Soc. Ital. Miner. Petrol., 28/2, 447–473, 1972.
- MAUCHER, A.: Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. Geol. Rdsch. 49, 487 497, Stuttgart 1960.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland (Österreich). – Mineral. Deposita, **3**, 272–285, Berlin 1968.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festband Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, Innsbruck 1971.
- McBIRNEY, A.: Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. In: HART, P. (ed.): The earth's crust and upper mantle. Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr., 13, 501–507, 1969.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch. (Jb. Geol. B.-A.) **1940**, 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der Steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1–84, Wien 1953.
- MEYER, W., PILGER, A., ROESLER, A. & STETS, J.: Tectonic evolution of the northern part of the main Ethiopian rift in southern Ethiopia. Inter-Union Geodynamics Report, 1/14, 352–362, 1975.
- MILESI, J. P. & VATIN-PERIGNON, N.: Les episodes acides (ignimbrites et retombees aeriennes) precedant les cycles andesitiques dans la vallee de L'Allagnon (Massif du Cantal). Reun. Annu. Sci. Terre., 266, Montpellier 1975.
- MIYASHIRO, A.: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Amer. J. Sci., **274**, 321–355, New Haven 1974.
- MORETTI, A.: Carta Geologica d'Italie, Passo del Brennero e Bressanone, 1: 100.000, Servizio Geologico. 1967.
- MOSTLER, H.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., Wien 1965.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 89–150, Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Nachr. Deutsch. Geol. Ges., **1970**, 52–54, Hannover 1970.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festband d. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1971.
- MÜLLER, C.: Geologische Neuaufnahme des oberen Martelltales (Provinz Bozen/Italien). Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 181 S., München 1979.
- MÜLLER, G.: Die magmatischen Gesteine des Harzes: Ihre petrographische und geochemische Zusammensetzung. – Clausthal Geol. Abh., **31**, 1–92, 1978.
- MURAD, E.: Note on the geochemistry of hercynian dykes and volcanics from Münstertal, Black Forest, Germany. N. Jb. Mineral. Mh., **1975/2**, 57–70, 1975.
- NEUGEBAUER, J. & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, 113–122, Hannover 1971.
- NIE, N. H., HULL, C. H., JENKINS, J. G., STEINBRENNER, K. & BENT, D. H.: SPSS Statistical Packages for the social sciences. – 675 S., New York 1975.
- NOKOLDS, S.: Average chemical composition of some igneous rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 65, 1007-1032, 1954.

OHNESORGE, Th.: Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1905**, 373–377, Wien 1905.

OHNESORGE, Th: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel – Zell am See. – Verh. Geol. B.-A. 1925, Wien 1926.

ORVILLE, P. M.: Alkali ion exchange between vapor and feldspatphases. - Amer. J. Sci., 261, 201-237, 1963.

- PANTO, G.: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. Bull. Volc., 25, 175-181, 1963.
- PANTZ, V. I. R. v. & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., Wien 1814.
- PAPEZIK, V. S.: Late precambrian Ignimbrites in eastern Newfoundland and their tectonic significance. 24. Congr. Geol. Int., 1, 147–152, Montreal 1972.
- PARSONS, W. H.: Criteria for the Recognition of Volcanic Breccias: Review. Geol. Soc. Amer. Memoir, **115**, 263 to 304, 1968.

PECCERILLO, A., POLI, S., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.: New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. – N. Jb. Mineral. Abh, **1979**, 162–183, Stuttgart 1979.

- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R.: Rare Earth elements in East Carpathian volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 32/2, 121–126, 1976.
- PETERSON, D. W.: Ash-Flow Deposits. Their Character, Origin and Significance. Journal of Geol. Educ., 18, 66 76, Washington 1970.
- PICHLER, H.: Italienische Vulkangebiete II. Sammlung Geologischer Führer, 52, 185 S., Stuttgart 1970.

PICHLER, H. & KUSSMAUL, S.: The Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece). - N. Jb. Mineral. Abh., 116/3, 268–307, 1972.

PICHLER, H. & WEYL, R.: Quarternary Alkaline Volcanic Rocks in Eastern Mexico and Central America. – Münster. Forsch. Geol. Paläont, 38/39, 159–178, Münster 1976.

- PICHLER, H. & ZEIL, W.: Junger Vulkanismus in Chile. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 21, 215–233, Münster 1971.
- PICHLER, H. & ZEIL, W.: Paleozoic and Mesozoic ignimbrites of Northern Chile. N. Jb. Mineral. Abh, **116/2**, 196–207, 1972.
- PICHLER, H. & ZEIL, W.: The Cenozoic Rhyolite-Andesite Association of the Chilean Andes. Bull. Volc. 35, 424–449, Neapel 1972.
- POLYAKOV, A. I. & SOBORNOV, O. P.: Uranium, Thorium and Potassium in the Volcanic Rocks of Iceland. Geochem. Internation. 12/5, 20–27, 1975.
- PROFETT, J. M. jr.: Cenozoic Geology of the Yerington District, Nevada, and implications for the nature and origin of basin and range faulting. – Geol. Soc. Amer. Bull. 88/2, 247–266, 1977.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the prealpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 22, 175–199, Wien 1975.
- RASCHKA, H. &. MÜLLER, P.: Contributions to the Geochemistry of Volcanic Rocks, Afar Region, Ethiopia. Inter-Union Geodynamics Report, 1/14, 341–351, 1975.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. I. Eisenerz. Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 207–262, Wien 1923.
- RHODES, J. M. & RIDLEY, W. I.: Trace Element abundances in some Andean Andesites. Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog, 3/7, 681–682, 1971.
- RICHTER, P. & NEGENDANK, J. F. W.: Spurenelementuntersuchungen an Vulkaniten des Tales von Mexiko. Münster. Forsch. Geol. Paläont, 38/39, 179–200, Münster 1976.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 195–214, Wien 1970.

RINGWOOD, A.: Composition and petrology of the earth's mantle. - 604 S., New York (Mc Graw Hill) 1975.

RITTMANN, A.: Volcanoes and their activity. - 304 S., New York (Intercience) 1962.

RITTMANN, A.: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. - 262 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer) 1973.

- RITTMANN, A. & VILLARI, L.: Volcanism as a tracer in geodynamic processes. Geologie en Mijnbouw, 58, 225–230, 1979.
- RODINE, J. D. & JOHNSON, A. M.: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. – Sedimentology, 23, 213–234, Oxford 1976.
- ROELLING, G.: Beiträge zur Petrogenese und Vulkanotektonik der Pyroxenquarzporphyre im Nordteil des nordsächsischen Vulkanitkomplexes. – Geol., **19/5**, 605–607, 1970.
- RONOV, A. B. & YAWSHEVSKIY, A. A.: A new model for the chemical structure of the Earth's crust. Geochem. internation., 13/6, 89–131, USA 1976.
- ROLSER, J.: Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Karawanken). Der Karinthin, **59**, 53–56, 1968.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L.: Ash flow Tuffs: Their origin, Geologic Relations and Identification. USGS Prof. Paper, **366**, 77 S., Washington 1960.
- SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Il basamento cristallino di Recoaro: Studio petrografico. Mem. Soc. Geol. Ital., 7, 227–245, 1968.
- SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Pre-variscan acidic magmatism in the Eastern Alps. IGCP Project, 5/1, 111–121, Padua 1979.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geo. Min. Univ. Padova, 30, 84 S., Padova 1975.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geol. Rundschau, 68/1, 1–40, Stuttgart 1978.
- SCHARBERT, S.: Das Polsterprofil. In: Exk.-Führer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 33–36, Wien (Geol. B.-A.) 1977.
- SCHMEDERER, J. F.: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachserie im Hollersbachtal (Österreich) zwischen Waxrinne und Steigklamm. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 150 S., München 1980.
- SCHMIDT, H.: Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. Jb. Geol. B.-A. Wien, 80, 1–14, Wien 1930.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – Z. dt. Geol. Ges., 128, 121–141, Hannover 1977.
- SCHMIDT, K.: Das "kaledonische Ereignis" in Mittel- und Südwesteuropa. Nova Acta Leopoldina, **224/45**, 381 401, Halle/Saale 1976.
- SCHMINCKE, H. U.: Pyroclastic Flows. als Manuskript vorliegend.
- SCHMINCKE, H. U. & RAD, U. v.: Neogene evolution of Canary Island volcanism inferred from ash layers and volcaniclastic sandstones of DSDP site 397 (leg 47A). – DSDP Alphanumeric Publications Systems, 47, IDNo. 131, Batch 16, 1978.
- SCHMINCKE, H. U. & SWANSON, D. A.: Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. – Journal of Geology, **75/6**, 637–664, Chicago 1967.
- SCHNEIDER, W. & WACHENDORF, H.: Vulkanismus und Grabenbildung im Roten Meer. Geol. Rdsch. 62/3, 754–773, Stuttgart 1973.
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken Klagenfurter Becken Saualpkristallin). Geol. Rdsch. 56, 473–480, Stuttgart 1967.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. Z. dt. Geol. Ges., **122**, 97–111, Hannover 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1977/1, A114–A116, Wien 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. Abh. Geol. B.-A., 33, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Blatt 131, Kalwang. Verh. Geol. B.-A., 1975/1, A 89, Wien 1975.
- SCHOUPPÉ, A. v.: Geognostische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz Jb. Geol. R.-A. Wien, 5, 396 bis 405, Wien 1854.

SCHRAMM, J.-M.: Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 101–111, Innsbruck 1978.

SCHROLL, E.: Analytische Geochemie I. - 292 S., Stuttgart 1975.

SCHROLL, E.: Analytische Geochemie II. - 383 S., Stuttgart 1976.

- SCHROLL, E. & GROHMANN, H.: Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. Geol. Rdsch, 55, 261–274, 1966.
- SCHUBERT, W.: Petrographie und Geochemie des Südost-Escarpments von Äthiopien. Inter-Union Geodynamics Report, 1/14, 316-324, 1975.
- SCOTT, R.: Alkali exchange during devitrification and hydration of glasses in ignimbrite cooling units. J. Geol. **79**, 100–110, 1971.
- SEGALSTAD, T. V.: Petrology of the Skien Basaltic Rocks and the early Basaltic (B₁) Volcanism of the Permian Oslo Rift. In: NEUMANN, E. R. & RAMBERG, J. B. (ed.): Petr. and Geochem. of Contin. Rifts, 209–216, Dordrecht 1978.
- SELF, S. & GUNN, B. M.: Petrology, Volume and age Relations of Alkaline and Saturated Peralkaline Volcanics from Terceira, Azores. Contrib. Miner. Petrol., 54/4, 293–313, 1976.
- SIEHL, A. & THEIN, J.: Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg/Lothringen). Geol. Rdsch., 67/3, 1052–1077, Stuttgart 1978.
- SMITH, R. L.: Ash flows. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 795-842, 1960.

SØRENSEN, H.: The alkaline Rocks. - 622 S., London (Wiley) 1974.

- SPARKS, R. S. J.: Stratigraphy and Geology of the Ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy. Geol. Rdsch., 64/2, 497-523, 1975.
- SPARKS, R. S. J.: Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23/2, 147 – 188,1976.
- SPARKS, R. S. J., SELF, S. & WALKER, G. P. L.: Products of Ignimbrite Eruptions. Geology 1/3, 115–118, 1973.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz mit Erläuterungen. – Geol. B.-A. Wien, Wien 1926.
- STILLMAN, C. J. & WILLIAMS, C. T.: Geochemistry and tectonic setting of some Upper Ordovician volcanic rocks in East and Southeast Ireland. Earth Planet. Sci. Lett., 42/2, 288–310, 1978.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks (final report of an inquiry). N. Jb. Mineral. Abh, 107,144-214, Münster 1969.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Geol. Rdsch., 63/2, 773-786, Stuttgart 1974.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Volkanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks – IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – Geol. Rdsch., 69/1, 194–207, Stuttgart 1980.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in der Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 267–277, Wien 1865.
- TEICH, Th: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe-Stubalpe, Steiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 55–69, Graz 1978.
- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 245–263, Wien 1975.
- THORPE, R. S. & FRANCIS, P. W.: Variations in Andean Andesite Compositions and their Petrogenetic Significance – Tectonophysics, 57, 53–70, Amsterdam 1979.
- THORPE, R. S., FRANCIS, R. W. & MOORBATH, S.: Rare Earth and Strontium Isotope Evidence Concerning the Petrogenesis of North Chilean Ignimbrites. Earth Planet. Sci. Lett., **42**/3, 359–367, 1979.
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H.: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - Bull. Geol. Soc. Amer. 72, 175–195, 1961.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L.: Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂, Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 153 S, 1958.

UYEDA, S.: Subduction Zones and Back Arc Basins. - Berliner Geowiss. Abh., A 19, 237, Berlin 1980.

VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. - Jb. Geol. R.-A., 50, 23-32, Wien 1900.

- VAN BEMMELEN, R. W.: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA. Bull. Volc., 25, 151–174, 1963.
- VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. C.: A chart for judging the reliability of point counting results. Amer. J. Sci., **263**, 87–90, 1965.
- VAVTAR, F.: Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf-Weißenstein bei Hochfilzen-Tirol. – Verh. Geol. B.-A., 1976/2, 147–182, Wien 1976.
- WAGER, L. & DEER, W.: Geological Investigation in East Greenland, Part III. The Petrology of the Skaergaard Intrusion. Kangerlugssaq, East Greenland. – Medd. Groneland, **105**, 1–352, Kopenhagen 1939.
- WALKER, S. P. L.: Crystal Concentration in Ignimbrites. Contrib. Mineral. Petrol., 36/2, 135-146, 1972.
- WALLISER, O. H.: Geodynamische Interpretation der Sedimentationsgeschichte des Variszikums. Nachr. dt. Geol. Ges., 17, 31, 1977.
- WEAVER, S. D., SAUNDERS, A. D., PANKHURST, R. J. & TARNEY, J.: A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of backarc-spreading. Contr. Mineral. Petrol., 68/2, 151–169, 1979.
- WEAVER, S. D., SCEAL, J. S. C. & GIBSON, I. L.: Trace-Element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African rift system. Beitr. Mineral. Petr., **36**/3, 181–194, 1972.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse. Fortschr. Mineral, 57/1, 233–234, 1979.
- WEDEPOHL, K. H.: Handbook of Geochemistry, Vol. I + II. Berlin, 1969.
- WEIBEL, M., FRANGIPANE-GYSEL, M. & HUNZIGER, J.: Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perus. Geol. Rdsch., 67/1, 243–252, 1978.
- WERNER, C. D.: Subsequenter Vulkanismus im Unterharz Geochemie, Petrologie. Z. Geol. Wiss. DDR, 6/9, 1161–1171, 1978.
- WETZENSTEIN, W.: Montmorillonized and Kaolinized Plagioliparitic Rocks. N. Jb. Mineral. Mh., 1972/2, 91 96, Münster 1972.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks 320 S., Berlin (Springer) 1974.
- ZANETTIN, B., BREGNANIN, A. A., JUSTIN-VISENTIN, E. E., NICOLETTI, M., PETRUCIANAI, C. & PICCIRILLO, E. M.: Migration of the Oligocene Miocene Ignimbritic Volcanism in the Central Ethiopian Plateau. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974/9**, 567–574, Münster 1974.
- ZEIL, W. & PICHLER, H.: Die känozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden. Geol. Rundsch., 57, 48–81, 1967.

Manuskript bei der Redaktion eingelangt am 11. 2. 1981.

TAFEL 1

Fig. 1: Magmatisch korrodierter, idiomorpher Quarz und fleckig serizitisierter Kalifeldspat; in der Matrix reliktisch erhaltene Glasfetzen; Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 68, Dünnschliff 8389); einfach polarisiertes Licht, Bildbreite 4 mm.

Fig. 2: Bildausschnitt wie Fig. 1; gekreuzte Nicols; Zwillingslamellen im Kalifeldspat erkennbar.

Fig. 3: Durch Pigmentsäure markierte, reliktische Glasfetzen; Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 89, Dünnschliff 9643); einfach polarisiertes Licht; Bildbreite 1 mm.

Fig. 4: Sphärulithische Entglasungsstrukturen (Handstück Nr., K 31, Dünnschliff 7593); einfach polarisiertes Licht; Bildbreite 1 mm.



TAFEL 2

Fig. 5: Kollabierte Bimslapilli mit pseudo-eutaxitischer Textur; Handstück-Fotografie Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 8).

Fig. 6: Eckige Fremdgesteinsbruchstücke (Sandsteine, Tonschiefer) verschweißt mit kristallführender vulkanischer Matrix, pseudo-eutaxitische Textur; Handstück-Fotografie Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 61).

Fig. 7: Gradierung in Tuffiten des Dientner Raumes; Handstück-Fotografie (Handstück Nr. D 12).

Fig. 8: Transversalgeschieferte kollabierte Bimslapilli vom Leobner, Raum Radmer-Blasseneck; Handstück-Fotografie (Handstück Nr. R 42)

TAFEL 2



TAFEL 3

Fig. 9: Magmatisch korrodierter, hypidiomorpher Quarz in stark serizitisierter Grundmasse, reliktisch erhaltene Feldspatleisten; kristallreicher Porphyroid des Polster bei Eisenerz (Handstück Nr. E 34, Dünnschliff 7613); teilweise gekreuzte Nicols; Bildbreite 4 mm.

Fig. 10: Chloritisierte, reliktische Entglasungsstrukturen innerhalb einer magmatischen Korrosionsbucht eines Quarzeinsprenglings; kristallreicher Porphyroid des Polster bei Eisenerz (Handstück Nr. E 34, Dünnschliff 7613); einfach polarisiertes Licht; Bildbreite 1 mm.

Fig. 11: Blastese von Quarz-Albit-Hellglimmer-Pflaster im Grenzbereich zwischen Grundmasse (linke Bildseite) und vulkanischem Quarzeinsprengling (rechte Bildseite); REM-Aufnahme (Handstück Nr. E 32); Bildbreite 0,3 mm.

Fig. 12: Ausschnitt aus Fig. 11 an der Grenze des Quarzkorns, Blastese idiomorpher Grundmassenquarze; REM-Aufnahme; Bildbreite 0,03 mm.

Fig. 13: Hellglimmer-Neubildungen in zersetztem Kalifeldspat; REM-Aufnahme (Handstück Nr. E 32); Bildbreite 0,008 mm.




Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age **Determinations on Micas**

By MARTIN THÖNI *)

With 12 Figures, 16 Tables and 5 Plates (= Beilagen 1, 2)

Österreichische Karte 1: 50.000 Blätter 142-148, 169-175

Ostalpen

N-, S-Tirol, Graubünden ostalpines Altkristallin chlüsselwörter zentralalpines Mesozoikum variszische Abkühlung kretazische Metamorphose K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen

CONTENT

| Abstract | 112 |
|--|-----|
| Zusammenfassung | 112 |
| 1. Introduction | 113 |
| 2. Petrographic and Geochronological Data from the Polymetamorphic Altkristallin and the post- | |
| Hercynian Metasediments | 116 |
| 2.1 Phyllitgneiszone and Basal Parts of the Calcareous Alps | 116 |
| 2.2 Silvretta Crystalline Mass and Engadine Window | 118 |
| 2.3 Ötztal Crystalline Mass | 121 |
| 2.4 Ortler-Campo Complex, Languard Crystalline and Tonale Zone | 128 |
| 2.5 Scarl-Umbrail Basement and Engadine Dolomites | 133 |
| 3. General Remarks and Interpretation Problems | 143 |
| 3.1 K/Ar versus Rb/Sr (Plates 2–5) | 143 |
| 3.2 Reopening of Isotopic Systems and Related Mineral Reactions | 145 |
| 3.3 Parameters controlling K/Ar and Rb/Sr Systematics | 146 |
| 4. Relationship between Metamorphism and Tectonic Movements | 154 |
| 4.1 Hercynian Event | 154 |
| 4.2 Cretaceous Orogenesis | 155 |
| 4.3 Post-Cretaceous Events in the Austroalpine Unit | 157 |
| 5. Appendix: Sample Description | 159 |
| References | 168 |

^{*)} Address of the author: Dr. M. THÖNI, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien.

Abstract

Distribution, grade and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Tauern Window are described.

According to petrographic observations four different Alpine temperature zones are distinguished within the pre-Alpine basement rocks (Fig. 2): a) Hercynian zone, b) Stilpnomelane zone, c) Chloritoid zone, d) Staurolite zone. The radiometric age results (K/Ar and Rb/Sr) on micas show a clear correlation with this metamorphic zoning, thus resulting in different mineral age zones: 1) Zones of Hercynian mica cooling ages (a), 2) Zones of mixed ages (b and c), 3) Zone of Alpine mica cooling ages (c p. p. and d).

The long lasting Hercynian cooling is documented with K/Ar and Rb/Sr ages from biotite and white mica of 330-270 m. y. From K/Ar and Rb/Sr data on neogenic white micas from the weakly metamorphic post-Hercynian metasediments (Permoscythian of the Scarl-Ortler area) it is concluded that the thermal peak of the Early Alpine metamorphism was reached not before 100 and most probably around 90 m. y. The relations of this Cretaceous metamorphism with tectonic-orogenetic movements are discussed.

Zusammenfassung

Es wird ein Überblick über a) die Verbreitung, b) die Intensität und c) den zeitlichen Ablauf der alpidischen Metamorphose im Ostalpin W der Hohen Tauern gegeben. Die Aussagen stützen sich einerseits auf Dünnschliffuntersuchungen, andererseits aber vor allem auf K/Ar und Rb/Sr-Analysen an Glimmern.

Das Silvrettakristallin blieb im W und S von der alpidischen Metamorphose unbeeinflußt, zeigt mit Annäherung an das Engadiner Fenster jedoch zunehmend deutliche Beeinflussung des voralpidischen Glimmerbestandes. Die das Silvrettakristallin im N begrenzende Phyllitgneiszone lieferte im zentralen und westlichen Abschnitt nur variszische Glimmerabkühlalter von 280–320 Mio. J.

Im Ötztalkristallin ist von W nach E bzw. von N nach S eine kontinuierliche Zunahme der alpidischen Überprägung zu beobachten: Hand in Hand mit der Zunahme der Diaphthoreseerscheinungen im voralpidischen Mineralbestand geht eine zunehmende Verjüngung (Verlust von radiogenem ⁴⁰Ar bzw. ⁸⁷Sr) der Glimmer. Die alpidische Metamorphose erreicht im zentralen Schneeberger Zug die Bedingungen der niedriggradigen Amphibolit-Fazies, aus diesem Bereich liegen fast nur kretazische Glimmeralter vor. Die Schneeberger "Wärmebeule" taucht gegen SW mit flacher Achse ab. Im zentralen Ortler-Campo-Kristallin ist die alpidische Überprägung mit Mischaltern bei Muskowit und Biotit und retrograden Erscheinungen im gesamten voralpidischen Mineralbestand gut mit der Mischalterszone im Ötztalkristallin zu vergleichen und erreichte die mittlere Grünschiefer-Fazies. Gegen NW (Scarl-Umbrail- und Languardkristallin) und SE (östlichste Tonalezone) nimmt die alpidische Beeinflussung deutlich ab. Biotite aus dem Languardkristallin bei Pontresina ergaben noch variszische Alter. Alle K/Ar- und Rb/Sr-Alter an Biotit und Hellglimmer aus den variszischen, alpidisch nur sehr schwach (anchizonal) beeinflußten Kristallinarealen (westliches Ötztalkristallin, westliches und südliches Silvrettakristallin, Languardkristallin p. p.) sowie die meisten Rb/Sr-Hellglimmeralter aus dem gesamten Untersuchungsgebiet fallen in den Zeitraum von 330-270 Mio. J. und weisen auf eine langsame Abkühlung (Hebungsrate 0,1-0,2 mm/Jahr) nach dem Höhepunkt der variscischen Metamorphose hin.

In den Engadiner Dolomiten erreichte die alpidische Metamorphose die tiefe Anchizone bis schwächste Grünschiefer-Fazies (vor allem im Verrucano) mit Neubildung von Phengit/Muskowit, Stilpnomelan und Chlorit; in der Ortler-Trias und im Jaggl-Permoskyth wurde Biotitneubildung beobachtet. Diese schwache Metamorphose war mit einem erhöhten Lösungsumsatz im unterlagernden Scarl-Orthokristallin verbunden und hat das Rb/Sr-System dieser Einheit im Gesamtgesteinsbereich vermutlich leicht gestört. Die Scarl-Muskowitgranitgneise ergaben ein Rb/Sr-Gesamtgesteins-Errorchronenalter von 336 \pm 7 Mio. J.

Die K/Ar-Alter der neugebildeten Hellglimmer aus den Metasedimenten der zentralen Scarl-Einheit gruppieren sich um das Zeitintervall von 90 ± 5 Mio. J. Anhand von Rb/Sr-Daten wird wahrscheinlich gemacht, daß diese Altersgruppe den thermischen Höhepunkt der kretazischen Metamorphose widerspiegelt. Daraus wird für das gesamte Untersuchungsgebiet abgeleitet, daß der Höhepunkt dieses Metamorphoseereignisses nicht vor 100 und wahrscheinlich erst um 90 Mio. J. erreicht war. Die darauffolgende weitspannige Abkühlung ist für weite Areale des ostalpinen Kristallins der gesamten Ostalpen mit K/Ar- und Rb/Sr-Altern an Glimmern gut belegt. Die 300°C-Grenze dürfte um 75 (bis 70) Mio. J. unterschritten worden sein. Eine Rb/Sr-Kleinbereichsisochrone aus einem stark mylonitisierten Gestein des Jaggl definiert ein Alter von 113 ± 2 Mio. J. und zeigt damit, daß anderseits mit noch wesentlich früheren tektonischen Vorgängen im Ostalpin zu rechnen ist. Insgesamt war die kretazische Metamorphose das maßgebende alpidische Ereignis in diesem Abschnitt des Ostalpins, wennschon lokal auch postkretazische Beeinflussung nachzuweisen ist (z.B. Umbrail-Gebiet, Penser Joch, Thialspitz-Gebiet/Basis Kalkalpen). Das für die alpidische Metamorphose entwickelte Modell steht mit sedimentologischen Daten und großtektonischen Vorstellungen im Sinne der Plattentektonik in Einklang.

Folgende allgemeine Gesichtspunkte können aus den regionalen Untersuchungen abgeleitet werden.

a) Die Temperaturentwicklung war im Untersuchungsgebiet der maßgebende Parameter, der das K/Ar- und Rb/Sb-System in den Glimmern kontrollierte. Das Konzept der Blocking-Temperaturen, wie es in den Schweizer Alpen seit vielen Jahren modellhaft angewendet wird (z.B. JÄGER et al. 1967, PURDY & JÄGER 1976) ist im Prinzip, wenn auch mit gewissen Einschränkungen, auch im vorliegenden Gebiet anwendbar. Für das Kristallin gilt außerdem, daß auf Grund des Erhaltungszustandes der voralpidischen Mineralparagenesen aus dem Dünnschliftbefund in vielen Fällen eine Voraussage möglich ist, ob und wie intensiv die Isotopensysteme beeinflußt wurden.

b) Mehrere Beispiele zeigen, daß tektonische Durchbewegung allein, auch wenn sie sehr intensiv ist, nicht ausreicht, um die Isotopensysteme deutlich zu beeinflussen.

c) Verstärkte Zufuhr oder Zirkulation von fluider Phase kann jedoch, insbesondere bei gleichzeitiger Durchbewegung, Mineralreaktionen beschleunigen und damit auch die Mobilität in den Isotopensystemen erhöhen. Dies kann lokal die Sr-Isotopenhomogenisation beschleunigen, in anderen Fällen aber zu abweichenden Mineralaltern führen, die mit dem Konzept der Schließungstemperaturen nicht gut übereinstimmen.

1. Introduction

Problem Presentation

This paper gives a synopsis of the geochronological data from the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern (see Plates 2–5). All the work has been carried out in the Laboratory for Geochronology (under the guidance of Prof. W. FRANK) of the Vienna University as part of the Austrian geoscience project "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" (Project No. 25 and S 15/2 respectively). All the Rb/Sr data presented in this paper are new, whereas the greater part of the K/Ar data included in the discussions has already been published. In order to give as complete a picture as possible the most important data from the literature has been displayed on Plates 2–5, part of this data comes from the unpublished theses of L. KRECZY, J. MAURACHER, R. PESCHEL, R. TESSADRL

The classification of the age data in different "radiometric age groups" may seem questionable in some cases. It is also not possible to find a difinite conclusion for every single data point. Moreover, with the presented classification we presume that the Hercynian cooling history as well as the evolution of the Alpine metamorphism was similar and contemperaneous in all parts of the extensive area investigated, an assumption which might not correspond with the reality. The most serious problem in this context is, where to draw the boundary between "mixed ages" and "Early Alpine formation ages". An explanation for the used age classification is given partly in chapter 4, 1–3.

Summarizing, the following topics will be discussed:

a) Regional distribution and metamorphic grade of the Alpine metamorphism on the basis of mica ages and petrographic observations.

- b) Evolution and timing of the Alpine metamorphism.
- c) Comparison between the K/Ar and the Rb/Sr systematics in micas and discussion of the parameters controlling the age of micas.
- d) Correlation between the reactions in the isotopic systems (model ages of the micas) and the alterations within the corresponding mineral parageneses in polymetamorphic crystalline rocks.
- e) How do the results fit in with sedimentological-paleogeographic considerations and conventional tectonic evolution concepts?

Geological-tectonic Outline of the Area Investigated

Middle-Upper Austroalpine rock series cover by far the larger area of the central Alps between the Pennine Tauern Window in the E and the Lower Austroalpine/Pennine domains of the Bernina-Prätigau area in the W (Plate 1). Today only a small remnant of a once certainly greater Austroalpine unit, the so called Tonale Zone extends further to the W, accompanying the lower tectonic units of the Swiss Central Alps ("Ticino High") at their southern border and along the Periadriatic Lineament.

The Austroalpine consists mainly of pre-Alpine medium to high grade crystalline rocks of metapelitic to metapsammitic origin with intercalations of orthogneisses or subordinately amphibolites. This so called "Altkristallin" is overlain in the southwestern part (Ortler-Campo crystalline complex) by pre-Mesozoic rocks of much lower metamorphic grade (greenschist facies) and of phyllitic character. The autochthonous Permomesozoic sedimentary cover of the basement is preserved only very incompletely, but reaches in places a thickness of some thousand meters and has been affected by the Alpine metamorphism in different grade (anchizone to higher greenschist facies). Well-known occurrencies of these metasediments are: the Ducan-Landwasser area, the Ortler-Fráele Zone, the Engadine Dolomites, the mesozoic of the Stubai-Brenner area and the Permotriassic syncline of the Mauls-Penser Joch.

Tectonically, the Austroalpine crystalline rocks belong to different units (blocks, masses) which can only partly be clearly separated from one another and which before the Alpine orogenesis formed a coherent basement complex. In this paper we distinguish the following units:

- 1. Zone of the "Phyllitgneise" (Phyllitgneiszone)
- 2. Silvretta Crystalline Mass (Silvretta basement)
- 3. Ötztal Crystalline Mass (Ötztal basement)
- 4. Ortler-Campo Complex, including the "Languardkristallin" and the "Tonalezone"
- 5. Scarl-Umbrail Unit and Engadine Dolomites.

Sample Preparation and Analytical Technique

Grain sizes of less than 70 μ (only from post-Hercynian metasediments) were separated by sedimentation in distilled water. For this purpose only hand specimens were used. After being crushed the rocks were grinded for a short time (max. 30 sec) in an agate grinding mill. A longer grinding was avoided in order to prevent admixture of fragments of coarsedetrital components (especially white mica!) with the finer fractions. Carbonaceous samples were treated with strongly diluted acetic acid before sedimentation. Thin sections, X-ray diagrams and RF-analyses gave preliminary information about the suitability of the separated samples for isotopic analysis. For whole rock analyses with the K/Ar method, especially for the analysis of the pseudotachylites, largely homogeneous and fresh pieces of a few ccm were cut and pulverized for 50 sec in an agate grinding mill. From this still coarse-grained powder the grain sizes of 150–250 μ were separated by sieving and used directly for the analysis.

For the mineral separation from crystalline rocks mostly samples of some 5–15 kg were used, for Rb/Sr whole rock analysis however quantities of 15–30 kg. The purity of the mineral concentrates used for Rb/Sr analysis lay above 99%. For the K/Ar analysis biotite/chlorite mixtures were occasionally used as it was not always possible to separate the two minerals using conventional methods. The symbol GS1 used in the text means the original grain size of the mineral in the rock, whereas GS2 is used for the analysed grain sizes generated by mechanical crushing and grinding of GS1 during the separation/concentration process.

The Ar measurements were done with a BALZERS CMS 80 cycloid mass spectrometer (for a detailed description see FRANK et al. 1977). Using the GLO glauconite international standard (24,69 ccm $\times 10^{-6}$ ⁴⁰Ar_{rad}) the reproducibility is better than 5%. K was measured mostly in double by atomic absorption (PERKIN-ELMER 300). The error for the K analysis is ± 2 %. For the muscovite standard KAW 4 M Brione (see PURDY & JAGER 1976, p. 6) we found a value of 8,69 \pm 0,12% K (mean of 15 analyses during 3 years).

For all Rb/Sr analyses the isotopic dilution method was used. All Rb and Sr measurements were done with a MICROMASS M 30 machine. The long time reproducibility for the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio using the NBS987 Sr-standard is better than 0,15% (1 σ); the measured mean ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio for this standard is 0,71010. The blank for the whole chemical treatment is < 2 ng Sr.

All "uncorrected" Rb/Sr model ages were calculated using an initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0,71014.

The following constants have been used for the age calculation (see STEIGER & JAGER 1977):

K/Ar method: $\lambda ({}^{40}K_{\beta}-) = 4.962 \times 10^{-10}/y$ $\lambda ({}^{40}K_{e}) + \lambda' ({}^{40}K_{e}) = 0.581 \times 10^{-10}/y$ ${}^{40}K = 0.01167\%$ (atomic percent) Rb/Sr method: $\lambda ({}^{87}Rb) = 1.42 \times 10^{-11}/y$ strontium atomic ratio: ${}^{86}Sr / {}^{88}Sr = 0.1194$

Abbreviations used on the tables: B = biotite; M = white mica s. l. (mostly muscovite, with different amounts of phengite and/or paragonite); WR = whole rock.

2. Petrographic and Geochronological Data from the Polymetamorphic Altkristallin and the post-Hercynian Metasediments

2.1 Phyllitgneiszone and Basal Parts of the Calcareous Alps in the Arlberg Area

The crystalline of the Phyllitgneiszone in the Arlberg area is composed mainly of garnet-, rarely staurolite-bearing paragneisses to micaschists with thick layers of muscovite granitegneisses. Apart from their "phyllitic" character the rocks can not be distinguished macroscopically from lithologically comparable rock types of the Silvretta or Ötztal basement.

Most of the samples investigated from this region were collected by J. KAISER (western part) and F. KUNZ (eastern part) during the construction of the Arlberg road tunnel. The thin sections generally show well-preserved pre-Alpine mineral parageneses, partly with postcrystalline deformation (kinking of biotite, chlorite; sample T 675). Diaphthoresis seems to be restricted to certain horizons and is more intense in the eastern part of the tunnel. The sericitization of feldspar is the most common phenomenon, chloritization of biotite and carbonate infiltration were observed only in a few cases (sample T 744). It is probable that this retrograde alteration is limited to areas where the transport of fluids is enhanced, such as along post-crystalline faults and bleaching zones.

| Sample No. | Lithology | Analysed mineral | % K | ⁴⁰ Ar _{rad} | % rad | Model age | Notes |
|------------------|--|---------------------------|------|---------------------------------|-------|-----------|----------------------------------|
| Lab, No. | Sample locality | Analysed grain size | | ccm.10 ⁻⁶ NTP/g | | (m. y.) | |
| T 656 WAP 483 | Garnetiferous pa- raschist St. Anton/Arlberg | Μ 150 – 430 μ | 6,14 | 78,16 | 98,70 | 301 ± 12 | |
| T 676 WAP 499 | Quartzose micaschist Arlbergtunnel W | Μ 150 – 420 μ | 6,85 | 87,10 | 89,62 | 301 ± 13 | sample collection by J.KAISER |
| T 679 WAP 502 | Paragneiss Arlbergtunnel W | Β 150 – 420 μ | 6,48 | 84,60 | 97,70 | 308 ± 13 | ". Rb/Sr 311 ± 12 |
| T 679 WAP 502 | ,, | Μ 150 – 420 μ | 6,69 | 85,86 | 96,57 | 303 ± 12 | " |
| T 745 WAP 552 | Garnetiferous mica- schist | $>^{\mathrm{B}}_{150\mu}$ | 5,79 | 74,44 | 86,32 | 304 ± 14 | Sample collection by F. KUNZ |
| T 745 WAP 552 | Arlbergtunnel E " | м >150 µ | 6,21 | 80,47 | 96,56 | 306 ± 13 |)) |
| T 746 WAP 554 | Paragneiss Arlbergturnel E | Β 150 – 420 μ | 6,45 | 84,18 | 97,97 | 308 ± 13 | " |
| T 746 WAP 554 | ** | Μ 150 – 420 μ | 7,05 | 89,94 | 90,02 | 302 ± 13 | " |
| T 890 WAP 726 | Paragneiss Rellstal/Montafon | ${f B}$ 170 $-$ 420 μ | 7,02 | 93,69 | 96,63 | 314 ± 13 | Rb/Sr 283 ± 11 |
| T 889 WAP 725 | Permoscythian Rellstal | М <2 µ | 4,86 | 20,19 | 79,84 | 114 ± 6 | |
| T 887 WAP 723 | Chl-two-mica-gneiss Gampadelstal | Μ 170 – 430 μ | 8,69 | 113,69 | 98,95 | 308 ± 12 | |

Table 1: K/Ar Analytical Data from Micas of the Phyllitgneiszone and Related Units

The K/Ar ages of five white micas and three biotites from the Arlberg tunnel between St. Anton (E) and Langen (W) fall in the interval of 301-308 m. y. They are interpreted as Hercynian cooling ages (Tab. 1, 3). The biotites may have incorporated small quantities of

excess radiogenic argon because their model ages are in some cases slightly higher than those of the white micas of the same rock specimen.

The westernmost part of the Phyllitgneiszone in the Montafon area shows still better preserved pre-Alpine mineral parageneses with Hercynian biotite ages.

H. MOSTLER (1972, p. 172) described diaphthoritic phyllite-gneiss pebbles in Permocarboniferous conglomerates of the Montafon area thus inferring a Late Hercynian diaphthoresis for the rocks of the Phyllitgneiszone. Our results are not in contradiction to this interpretation. Nevertheless the apparent mica ages of the area discussed compare very well with those of neighbouring Hercynian crystalline areas (western Ötztal mass, southern Silvretta and Languard crystalline) which show no or only very weak Alpine overprinting.

The investigations by L. KRECZY (1981, unpubl.) however, show, that the K/Ar system has been partly reopened in pre-Alpine micas of the eastern Phyllitgneiszone near Landeck by the Alpine metamorphism. Seen in this context it is plausible to interpret the above described diaphthoresis in the phyllitic gneisses of the eastern Arlberg tunnel, at least partly, as an Alpine process.

The basal parts of the Calcareous Alps in the area of Arlberg Pass–Flirsch show a weak metamorphism in the lowest greenschist facies. Earlier published K/Ar data from neogenic white micas of Permoscythian rocks of this region point to an Upper Cretaceous metamorphism with probable later overprinting. This interpretation has been confirmed by the results of KRECZY (l. c.) in the metasediments of the Thialspitz, SW of Landeck. Lithologically comparable rocks from the Montafon on the other hand, show that greenschist facies conditions were most probably not reached during Alpine metamorphism in this western part of the Calcareous Alps. This can be stated from textural as well as from mineralogical criteria. Sample T 889, a fine-grained silty schist from the Rellstal still shows detrital biotite in the thin section. The K/Ar age of the < 2 μ grain size from this sample however, lies with a value of 114 ±4 m. y. (Tab. 1) already near to the "Early Alpine formation age group" (see p. 141). Thus it is shown that already a high percentage of this mineral concentrate must be Alpine newly-formed mica and only a small amount belongs to detrital phases with inherited ⁴⁰Ar_{rad}. Similar K/Ar ages have been found in the northern Scarl Unit.

Summarizing, the following can be stated for the Arlberg area:

a) A clear separation of the Upper Austroalpine Phyllitgneiszone (which forms the stratigraphic basis of the Nortnern Calcareous Alps) from the Middle Austroalpine Silvretta crystalline (TOLLMANN 1963, 1977 a) is not possible by petrographic and geochronological means. The Phyllitgneiszone however, shows in many places a clear tectonic contact to the neighbouring Silvretta crystalline mass in the S (cf. REITHOFER 1931, 1935).

b) The Alpine metamorphism increases slightly from the western to the eastern part of the Phyllitgneiszone. The absolute age of the weak diaphthoresis in the central and western Phyllitgneiszone is still unknown and could not be classified by the above reported analytical results.

c) The weak Alpine metamorhism of the basal Calcareous Alps should be interpreted as a transported metamorphism with locally later (Late Cretaceous – Tertiary) overprinting. Similar observations have been reported from the Calcareous Alps further to the E, in the area of Salzburg (c. f. J.-M. SCHRAMM 1980, p. 382).

2.2 Silvretta Crystalline Mass and Engadine Window

In the southern Silvretta crystalline the dying Hercynian metamorphism has been proved by GRAUERT (1966, 1969) with Rb/Sr mineral cooling ages around 300 m. y. (278–316 m. y.). Approaching the Engadine Window however, this author found more and more younger model ages for biotites reaching 124 m. y. for a sample SE of Zernez. This reopening of the Rb/Sr system in biotite has been interpreted by GRAUERT (1969, p. 4) as the result of reheating the pre-Alpine basement during an Early Alpine metamorphism, the existence of which had been proved two years before in the southern Ötztal crystalline mass (MILLER et al. 1967, SCHMIDT et al. 1967, HARRE et al. 1968).

We find a similar picture for the central Silvretta crystalline with K/Ar data (Tab. 2). Coming from the W (Montafon) along the Silvretta-Hochalpenstraße we still find Hercynian K/Ar ages in muscovite (sample T 1157). E of the Bieler Höhe we observe a notable loss of radiogenic argon in muscovite together with chloritization of biotite and Alpine stilpnomelane (thin section; sample T 1159). In the basal parts of the Silvretta S and E of Galtür, finally, we find typical mixed ages in white mica as well as in biotite (e. g. sample T 1165).

In the northeastern Silvretta (S of Landeck) a regional Alpine reopening of the K/Ar system in both biotite and muscovite has been established by KRECZY (1981) with model ages of 140–240 m. y. (7 analyses). Very similar and typical mixed ages in micas could be found in the easternmost corner of the Silvretta crystalline near Puschlin E of the Inn Valley (Tab. 2, sample T 916).

Thus, observing the regional distribution of all available age data, a zone of mixed ages extends along the northwestern border of the Engadine Window from Zernez/Süsch in the SW to the northeastern end of the Silvretta crystalline mass. As all the above discussed

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed mineral Analysed grain size | % K | ⁴⁰ Ar _{rad} ccm.10 ⁻⁶ NTP/g | % rad | Model age (m. y.) | Notes |
|------------------------|---|---|------|--|----------------|----------------------|----------------------------------|
| T 1010 WAP 879 | Granitegneiss Val Tours | M >150 µ | 8,55 | 114.88 | 98,89 | 316 ± 13 | |
| T 1010 WAP 879 | " | $>^{\mathrm{B}}_{150\mu}$ | 6,93 | 93,08 93,11 | 85,11 97,76 | 316 ± 15 316 ± 13 | Rb/Sr 279 ± 11 |
| T 1003 WAP 876 | Muscovitegranitegneiss Flüela Pass | Μ >150 μ | 8,71 | 117,18 | 96,73 | 317 ± 13 | Rb/Sr 310 ± 12 |
| T 1003 WAP 876 | 33 | $>^{Bc}_{150 \mu}$ | 5,36 | 61,12 | 69,38 | 272 ± 15 | |
| T 1157 WAP 904 | Granitegneiss near storage reservoir Vermu | $M = 5420 \mu$ | 8,69 | 114,50 | 98,33 | 311 ± 13 | |
| T 1157 WAP 904 | >, | $>^{\mathrm{B}}_{420\mu}$ | 8,11 | 71,21 | 94,41 | 213 ± 9 | |
| 68/2 WAP 621 | Ga-stau-micaschist Jamtal | Μ 74 – 430 μ | 6,95 | 52,80 | 94,27 | 186 ± 8 | sample collection by G. FUCHS |
| 77/19 WAP 622 | Sil-paraschist Jamtal | Bci 74 – 430 μ | 5,02 | 34,03 | 96,44 | 166 ± 7 | " |
| T 1159 WAP 905 | Granitegneiss Bieler Höhe – Galtü r | М >420 µ | 9,11 | 90,58 | 97,71 | 239 ± 10 | |
| T 1165 WAP 906 | Muscovitepegmatite Bergler Loch/SSE Mathon | М >150 µ | 9,— | 63,80 | 94,78 | 174 ± 7 | Rb/Sr 223 ± 9 |
| T 916 WAP 821 | Paragneiss Puschlin/Prutz | Μ 150 — 430 μ | 7,37 | 57,82 | 96,80 | 191 ± 8 | |
| T 916 WAP 821 | 17 | В 150 — 430 µ | 6,55 | 68,59 | 97,42 | 251 ± 10 | excess argon |

Table 2: K/Ar Analytical Data from Micas of the Silvretta Crystalline Mass

Table 3: Rb/Sr Analytical Data from Micas of the Silvretta Crystalline Mass and the Phyllitgneiszone

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. | Model age corr. m. y. | Notes |
|------------------------|-------------------------------------|--------------------|-------------------------|--|----------------------------|-------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|--------------------------|--------------------|
| T 1010 WAP 879 | Granitegneiss Val Tours | В >150 µ | 298,0 | 1,184 | 2,79 | 91,39 | 1897,9 | 8,251 | 279 ± 11 | | K/Ar = 316 ± 13 |
| T 1003 WAP 876 | Granitegneiss Fluela Pass | м >150 µ | 181,4 | 0,799 | 7,54 | 63,05 | 275,2 | 1,922 | 310 ± 12 | | K/Ar = 317 ± 13 |
| T 1165 WAP 906 | Pegmatite SSE Mathon | М >150 µ | 187,6 | 0,606 | 0,957 | 96,14 | 5577,6 | 18,408 | 223 ± 8 | | K/Ar = 174 ± 7 |
| T 679 WAP 502 | Paragneiss Arlbergtunnel | Β 150 – 420 μ | 166,2 | 0,737 | 3,93 | 76,86 | 532,0 | 3,069 | 311 ± 12 | | K/Ar= 308 ± 13 |
| T 890 WAP 726 | Paragneiss Rellstal/ Montafon | Β 170 420 μ | 118,2 | 0,476 | 6,45 | 53,42 | 202,4 | 1,524 | 283 ± 11 | | K/Ar = 314 ± 13 |

model ages are related to only a partial reopening of the K/Ar isotopic system and are therfore interpreted as geologically meaningless mixed ages, the time of the metamorphic overprinting is not fixed. From the regional zoning of this Alpine metamorphism one could imply first of all a in situ reheating of the basal parts of the Silvretta basement during the Tertiary metamorphism of the series of the Engadine Window.

According to the petrological results of LEIMSER & PURTSCHELLER (1980) the metamorphism of the Pennine rocks of the Engadine Window reached only the lowest greenschist facies with maximum pT-conditions of 350 °C at 4–5 kbar in the central part of this structure. Based on these results and if we compare our results from neighbouring crystalline units (e. g. Scarl Unit) it is very improbable that this weak metamorphism in the Pennine rocks was able to disturb the K/Ar system especially of very coarse-grained white micas (from the overlying Silvretta crystalline), as intensely as shown above. Thus in the mixed age zone of the basal Silvretta crystalline we are most likely dealing with a transported metamorphism of pre-Tertiary i. e. Early Alpine age (possibly with very weak later influence; see below).

The allochthonous tectonic position of the high metamorphic (pre-Alpine) Silvretta crystalline block resting on Mesozoic to Tertiary meta-sediments of much lower metamorphic grade is very impressive. New findings of Paleogene microfossils (planktonic foraminifers) from the western Engadine Window by R. RUDOLPH (1979, unpubl.) show that the front of the Silvretta crystalline was still south of the discussed Pennine zone up to Upper Paleocene/Lower Eocene times.

As the evolution of metamorphism in the Pennine rock sequence of the Engadine Window must be connected with piling and overthrusting by Austroalpine units these processes should start (in the light of the results discussed above) sometime during the Eocene.

The K/Ar ages of 26–39 m. y. from white micas of the Engadine window are well in accordance with such an evolution. On the basis of the results by LEIMSER & PURTSCHELLER (l. c.) these age data (Tab. 4 b), at least those of the outer parts of the window, may be interpreted as formation ages related to the thermal peak of the metamorphism. A definite conclusion however, is not possible at the moment because of the wide spread of the ages and the insufficient amount of data available. The results compare very well with K/Ar and Rb/Sr ages from white micas of the much higher metamorphic western Tauern window, where the thermal peak of the Tertiary "Tauernkristallisation" is placed in the time interval of 30–40 m. y. (SATIR 1975, and lecture in Vienna, March 1981; cf. HUNZIKER 1974). Pseudotachylites are widespread in the basal Silvretta crystalline along the northwestern border of the Engadine Window. The genesis of these rocks has been interpreted in different ways (HAMMER 1930, MASCH 1974, TOLLMANN 1977 a). According to MASCH (1974) the pseudotachylites are younger than the thrusting (= final emplacement) of the Silvretta mass and their formation is connected with the updoming of the Pennine rocks of the today's antiform of the Engadine Window (l. c., p. 507).

Some of these pseudotachylites from the area S of Ischgl have been analyzed according to the K/Ar method. For the preparation of samples see p. 115. Analytical data and apparent ages are listed in Tab. 4 a. Provided that the outgassing and thus the loss of radiogenic argon was fairly perfect during the melting process (= formation of the pseudotachylites), at least in the central parts of the "dikes", the following interpretations are possible for the listed model ages of 53-77 m. y.:

| Sample No. | Lithology | Analysed mineral | / % K | ⁴⁰ Ar _{rad} | % rad | Model age | Notes |
|---------------|-----------------------------|-------------------------------|-------|---------------------------------|-------|------------|----------------------------------|
| Lab. No. | Sample locality | Analysed grain size | | ccm . 10 ⁻⁶ NTP/g | | (m. y.) | |
| T 614 | Pseudotachylites | WR | | | | | |
| WAP 986 | Pardatscher Grat/ Idalpe | $150-250\mu$ | 2,04 | 4,51 | 78,08 | 56,- ± 3 | |
| Т 642 | Pseudotachylite | wp fine powder | 3,59 | 10,59 | 27,49 | 75, ±3, | |
| WAP 615 | Fimbertal | WR { 150 [^] - 250 μ | 3,80 | 11,70 | 78,50 | 77,5 ± 3,- | |
| Т 644 | ,, | WR | | | | | |
| WAP 617 | | $150-250\mu$ | 4,07 | 9,53 | 77,56 | 55,3 ± 2,3 | |
| T 645 | ** | WR | | | | | |
| WAP 618 | | $150-250\mu$ | 3,66 | 8,39 | 79,22 | 58,- ±3,- | |
| T 648 | " | WR | | | | | |
| WAP 619 | Berglerhorn | $150 - 250 \mu$ | 4,24 | 12,22 | 90,58 | 72,6 ± 3,2 | |
| T 840 | Pseudotachylite | WR | | | | | biotite relics in |
| WAP 698 | Road to Idalpe | $150 - 250 \mu$ | 2,47 | 11,27 | 89,28 | 114,- ±5 | thin section |
| T 841 | Pseudotachylite | WR | | | | | |
| WAP 699 | Idalpe/Höllenkar | $150 - 250 \mu$ | 3,41 | 7,14 | 88,33 | 53, ± 2,4 | |
| b) Engadine V | Vindow | | | | | , | |
| т 619 | "Tasna flysch" | м | | | | | (+ chlorite, |
| WAP 606 | Idalpe | <2 μ | 4,75 | 13,46 | 45,52 | 71,5 ± 6,3 | X-ray diagram) ? excess argon |
| T 629 | Violet carbon. schist | м | | | | | - |
| WAP 611 | Puschlin/Prutz | <2 μ | 5,39 | 6,34 | 54,28 | 30, ± 2,2 | + chlorite |
| T 845 | calcschist | м | | | | | |
| WAP 702 | Pfunds/Inntal | <2 μ | 5,13 | 5,22 | 35,64 | 26,- ± 3 | |
| Т 846 | calcschist | M | | | | | |
| WAP 703 | Nauders | <2 μ | 5,19 | 7,88 | 67,84 | 38,6 ± 2,3 | |
| 111 | sericite-schist | M | | | | | sample prepara- |
| WAP 392 | Prutz/Ladis | <2 µ | 7,49 | 10,12 | 86.98 | 34,4 ± 1,6 | tion KRECZY |

Table 4: K/Ar Analytical Data from Pseudotachylites of the Basal Silvretta Crystalline Mass and from Metasediments of the Engadine Window a) Pseudotachylites

a) The model ages are true formation ages. The formation of the pseudotachylites is a polyphasic event of Upper Cretaceous to Early Paleogene age.

b) The pseudotachylites are of Early Alpine (Cretaceous) age and their apparent ages were lowered partly by later thermal/tectonic processes (loss of $^{40}Ar_{rad}$).

c) The pseudotachylites were formed in Tertiary times; the higher K/Ar model ages being due to an excess of ${}^{40}Ar_{rad}$.

According to the regional situation and the pattern of the mica ages in the basal Silvretta crystalline, interpretation (c) may most probably be excluded. The high age value of sample T 840 can plausibly be explained by incomplete degassing of the rocks melt as there are still

observable biotite relics within the fine-grained matrix in the thin section. The variation of the model ages of the other six samples may at best be explained by with interpretation b). The results by KRECZY (l. c.) in the Thialspitz area demonstrate that we can probably reckon with a partial reopening of the K/Ar system in the most fine-grained parts of the rocks during post-Cretaceous thermal processes.

As the geological background for the formation of these pseudotachylites one could discuss the following picture:

During the Cretaceous décollement of the today's Silvretta crystalline mass from its deeper parts a considerable shear stress developed in higher tectonic levels. This situation resulted in local melting, thus forming the pseudotachylites. The pseudotachylites which we observe today in the basal Silvretta crystalline must not necessarily have been formed during the earliest phases of the formation of the main basal thrust plane. They may also correlate with later shearing off processes of crystalline slabs, at a time when part of the basement was already overriding the Pennine series.

Until now, no pseudotachylites are known which also cut rocks of the Engadine Window. Pseudotachylites are widespread also in the westernmost (Kaunertal) and the southern (Schneeberger Zug) Ötztal mass as well as in the western part of the Penser Joch crystalline. A pseudotachylite from the northern border of the Schneeberger Zug (N of St. Martin/Schneeberg) gave a K/Ar age of $74 \pm 2,6$ m. y. (PESCHEL 1980, unpubl.). It is interesting to note that the so-called "Plattengneistektonik" of the easternmost Austroalpine "Altkristallin" is placed somewhere in the interval of 75–80 m. y. (FRANK, pers. inform.).

2.3 Ötztal Crystalline Mass

The Ötztal block (Ötztaler-Stubaier Altkristallin) forms an overthrusted mass which shows clear tectonic contacts to Pennine rocks in the E (Tauern Window) and in the NW (Engadine Window) and to the Northern Calcareous Alps in the N; whereas in the south there is to date no direct proof from field observations for a clear separation of this unit from the southernmost Austroalpine basement (Complesso Mules-Merano and /or Ortler/ Campo crystalline complex p. p.).

It is known from petrological and from radiometric investigations on rocks and minerals that in the Ötztal crystalline, as in the Silvretta, we are dealing with pre-Hercynian (to ?pre-Cambrian) rock series which have gone intensive Hercynian deformation (with schlingen structures in km scale) combined with a medium to high grade regional metamorphism (SCHMIDT 1965 a).

Increasing diaphthoresis of the pre-Alpine parageneses from N to S has been known of for many years as has been proved by petrographic observations (cf. also RAMMLMAIR 1980, unpubl.). But only radiometric data on minerals was able to fix the time of this overprinting process. This was first done by SCHMIDT et al. (1967) and by HARRE et al. (1968). The results by these authors showed that this diaphthoresis may most probably be connected with an Early Alpine metamorphism of greenschist grade, the final phase fo which had been dated by MILLER et al. (1967) with Rb/Sr cooling ages on biotites of 77 m. y. from the Brenner mesozoic metasediments. Our results from the southwestern Ötztal mass compare very well with those just mentioned and have partly been already discussed elsewhere (THÖNI 1980 a, b). Summarizing, the following can be stated.

a) From petrographic investigations we distinguish three different areas in the southwestern Ötztal crystalline from W to E. b) These areas show a clear relationship between the distribution pattern of the K/Ar and Rb/Sr model ages of biotite and white mica. c) The results fit in with an increasing thermal overprinting of the pre-Alpine parageneses from W to E, reaching almost perfect recrystallization as well as homogenization of the isotopic systems in a small area in the E, in the central Schneeberger Zug and partly S of this unit (see Plate 1). d) The radiometric results are with a few exceptions well in accordance with the blocking temperature concept in micas (e. g. JAGER et al. 1967). Thus this region is a reference area for the interpretation of all the other results discussed in this paper.

Fig. 1. Mineral reactions in Austroalpine basement rocks as a result of Alpine reheating and deformation.

- a) Kinking in biotite. Pervasive post-Hercynian deformation without recrystallization. Hercynian mineral ages are preserved. Biotite: K/Ar = 285 m. y., Rb/Sr = 283 m. y. Sample T 598, from the Hercynian Zone (see Fig. 2).
- c) Pre-Alpine white mica (I) with Alpine phengite rim (II). Enhanced chemical reactivation may lead to "anomalous" Rb/Sr ages in pre-Alpine micas. Sample T 855 from the Alpine stilpnomelane zone.
- e-g) Recrystallization behaviour of quartz. e) Deformation lamellae (dl) and strong undulation in quartz; Alpine recrystallization is entirely missing. Sample T 598 - see a)!
- g) Polygonal recrystallization of quartz in pre-Alpine crystalline rocks is observed in the chloritoid zone. Sample T 799.

- b) Kinked biotite with secondary segregation of Fe and Ti; segregation trails are arranged mainly along the kink bands (Fe/Ti-op); Mixed ages in micas. Sample T 937, from the Alpine chloritoid zone.
- d) Diaphthoresis of staurolite: neoformation of sericite = ser (randomly) and chloritoid = ctd (along cracks within the staurolite = stau). Sample T 683 (Ortler crystalline), from the Alpine chloritoid zone.
- f) Intense suturation (sut) and beginning recrystallization in the most fine-grained parts and along new grain boundaries. Sample T 1112, from the Alpine stilpnomelane zone.
- h) Post-Hercynian metasediments show recrystallization of quartz in the most fine-grained parts, m = neoformation of Alpine mica, Q = coarse detrital quartz. Sample T 544, Jaggl.



÷.



Fig. 2. Alpine temperatures are estimated mainly from the recrystallization behaviour of quartz, feldspars and mica: as well as from the intensity of retrograde alterations and/or neoformation of Alpine minerals in Altkristal lin rocks and metasediments.

The three zones can be characterized as follows:

 α) Zone of Hercynian mica cooling ages. Biotite K/Ar and Rb/Sr ages around 290 m. y. (mean of 16 analyses). White mica: K/Ar and Rb/Sr: 300-330 m. y. Conspicuous retrograde reactions are lacking; only weak sericitization of feldspars, staurolite and kyanite may be observed in some places. This holds also for rocks with very penetrative post-crystalline deformation (sample T 598; see Fig. 1). Quartz shows no recrystallization in the Hercynian zone. Deformation lamellae and kinkbands occur frequently, but a very first fine suturing is observable in some rocks. According to VOLL (1976, and pers. communication) this would reflect Alpine temperatures of ≤ 280 °C (cf. Fig. 1).

 β) The transition from Zone α) to the β) Zone of mixed ages takes place gradually and can not really be defined with a sharp line as done schematically on Plate 1. More and more retrograde reactions are observable within the primary mineral parageneses of this zone from W to E.

Frequent retrograde reactions are: Alteration of staurolite to sericite, chloritoid and chlorite. The reaction starts with sericite formation randomly and along cracks of the staurolite in the western part of zone β); in the central part however pseudomorphs of chloritoid + sericite after staurolite are observed. The brwon colour of pre-Alpine biotites is more and more lost by "bleaching", and together with this process we very often observe the segregation of Fe-Ti-rich minerals. Such decoration trails occur frequently along kink bands cutting the single grains. Intense chloritization of biotite (or less frequently garnet) comes in in this zone too. Plagioclases are partly altered. The recrystallization behaviour of quartz starts with subgrain formation in very strongly undulatory aggregates and reaches partly well recrystallized mosaic textures in the area of Schlanders (Fig. 1g). In this area we also find very fine-grained biotite which is interpreted as an Alpine neogenic product. It is important to note that the retrograde alterations cannot be observed everywhere in this zone and that partly there exist also better preserved pre-Alpine parageneses. In our opinion these gradual differences in diaphthoresis must be correlated mainly with the varying supply of fluids during Alpine metamorphism; whereas enhanced deformation and textural criteria as differences in schistosity, grain size etc. may be the more negligible parameters.

The K/Ar and Rb/Sr model ages of micas from this zone show the following behaviour from W to E as well as among one another (i. e. from the same sample):

 $B-Rb/Sr \leq B-K/Ar < M-K/Ar < M-Rb/Sr$

In detail: the Rb/Sr system in white micas has not been affected, the white micas yield Hercynian Rb/Sr model ages; whereas the K/Ar ages on biotite and muscovite as well as the Rb/Sr ages of biotite are typical mixed ages falling in the interval between the Early Alpine and the Hercynian metamorphism (100–300 m. y.) and thus representing geochronologically meaningless figures. In some cases considerable amounts of excess radiogenic argon have been incorporated in biotite. This is only clear in those cases where the K/Ar model ages for biotite are much higher than the Hercynian cooling ages from zone α) or if the model ages are higher than the K/Ar ages for white micas from the same rock (cf. sample T 799 in Tab. 5).

As white micas never show (at least high amounts of) excess argon, we think that this excess radiogenic argon in biotite was released from muscovite during the thermal peak of the metamorphism and then incorporated in biotite before cooling below 300 °C. Argon

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed mineral Analysed grain size | % K | ⁴⁰ Ar _{rad} ccm.10 ⁻⁶ NTP/g | % rad | Model age (m. y.) | Notes |
|------------------------|---|--|---------------|--|----------------|----------------------|---|
| T 1019 WAP 883 | Gneissose micaschist Sellraintal | М >150 µ | 7,29 | 90,38 | 97,53 | 294 ± 12 | |
| »». | ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,, | в >150 µ | 7,24 | 94,35 | 98,37 | 307 ± 12 | ? excess argon |
| T 920 WAP 823 | Diaphthoritic gneiss Kaunertal | М >150 µ | 7,41 | 80,18 | 97,02 | 259 ± 10 | contact zone to Engadine Window |
| T 917 WAP 822 | Paragneiss Kaunertal | Вс 150 — 430 µ | 5,84 | 66,81 | 98,29 | 273 ± 11 | |
| T 1023 WAP 886 | Granitegneiss Radurscheltal | М 150 — 430 µ | 8,71 | 109,94 | 90,83 | 299 ± 13 | |
| T 595 WAP 463 | Micaschist Rojental | Μ 150 — 450 μ | 7,75 | 98,85 | 96,54 | 301 ± 12 | B-K/Ar 310 ± 9 |
| T 552 WAP 306 | Ms-plag-orthogneiss E Jaggl | м >180 µ | 9,06 | 116,34 | 96,90 | 303 ± 13 | Rb/Sr 327 ± 13 |
| T 598 WAP 464 | Paragneiss Langtaufers | М 150 — 430 µ | 7,65 | 98,78 | 97,39 | 305 ± 13 | |
| ** | ,, | Β >150 μ | 6,91 | 82,97 | 96,43 | 285 ± 12 | Rb/Sr 283 ± 11 |
| T 602 WAP 467 | Paragneiss Langtaufers | Quartz >150 µ | 0,0467 | 0,838 | 15,99 | (411 ± 103) | B-K/Ar 297 ± 9 M-K/Ar 312 ± 10 |
| T 864 WAP 712 | Pegmatite Schlandraun | М 150 — 250 µ | 8,75 | 52,95 | 85,01 | 149 ± 8 | Rb/Sr 345 ± 20 |
| T 799 WAP 679 | Gneissose micaschist N Schlanders | М 150 — 430 µ | 8,05 | 55,33 | 97,36 | 169 ± 7 | Rb/Sr 321 ± 84 |
| ** | 23 | $rac{\mathrm{B}}{\mathrm{150}-\mathrm{430}\mu}$ | 6, 9 9 | 74,16 | 95,0 | 254 ± 11 | excess argon, Rb/Sr 155 ± 11 |
| T 715 WAP 522 | Quartzose paraschist Stubaital | М 150 — 430 µ | 7,30 | 55,82 | 97,11 | 187 ± 8 | B—K/Ar 95 ± 4 |
| T 716 WAP 523 | Gneissose paraschist St. Leonhard/ Passeier | Μ 150 – 430 μ | 7,45 | 23,42 | 95,21 | 79 ± 3,3 | B-K/Ar 78 ± 3 |
| T 717 WAP 524 | Paraschist Töll/Meran | Μ 150 – 430 μ | 7,33 | 22,15 | 93,11 | 76 ± 3 | B-K/Ar 75 ± 3 |
| T 543 WAP 603 | "Hyänenmarmor" Obernberger Tribulaun | М <2 µ | 5,16 | 17,12 | 6 6 ,24 | 83,4 ± 5 | |
| T 873 WAP 715 | Stau-ky-micaschist Penser Joch | М 170 — 430 µ | 6,40 | 80,30 | 97,14 | 297 ± 12 | |
| " | ,, | В 170 — 430 µ | 6,42 | 68,80 | 98,43 | 257 ± 10 | Rb/Sr 271 ± 11 |

Table 5: New K/Ar Analytical Data on Micas from the Ötztal Mass

mobilization would thus work within a small rock volume without migration over large distances, micas being the only argon rich minerals in the rocks investigated (no K-feldspar is present in these rocks). It should be noted that all Rb/Sr ages on biotite from zone β) are younger than their corresponding K/Ar ages and are partly already Early Alpine cooling ages (cf. Sample T 704, T 794, Tab. 6).

 γ) For the zone of Alpine biotite cooling ages we refer mainly to the results of other authors. The transition zone between β) and γ) is less well known in the southern Ötztal mass.

Table 6: Rb/Sr Analytical Data from Biotites of the Southwestern Ötztal Mass

| Sample No Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. | Model age corr. m. y. | Notes |
|-----------------------|---|--------------------|-------------------------|--|----------------------------|-------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|--------------------------|-----------------------------------|
| T 602 WAP 467 | Paragneiss Langtaufers | Β 150 – 450 μ | 138,1 | 0,565 | 4,59 | 66,87 | 350,6 | 2,143 | 287 ± 12 | 286 | K/Ar ≃ 297 ± 9 |
| T 598 WAP 464 | Paragneiss Langtaufers | В 70 – 250 µ | 140,8 | 0,566 | 7,62 | 53,63 | 204,1 | 1,531 | 283 ± 11 | | K/Ar = 285 ± 12 |
| T 635 WAP 478 | Paragneiss H. Matscher Alm | Β 150 – 430 μ | 116,3 | 0,307 | 5,99 | 43,80 | 209,2 | 1,263 | 186 ± 7,5 | | K/Ar = 749 ± 23 (excess argon) |
| T 768 WAP 648 | Bi-sil-schist Schluderns | Β 170 – 430 μ | 126,8 | 0,236 | 4,95 | 41,84 | 274,74 | 1,221 | 131 ± 5,2 | | |
| T 799 WAP 679 | Gneissose micaschist N Schlanders | Β 150 – 430 μ | 132,8 | 0,293 | 12,97 | 24,97 | 107,12 | 0,946 | 155 ± 11 | | K/Ar = 254 ± 11 (excess argon) |
| T 794 WAP 664 | Paragneiss Schlanders | Β 170 – 430 μ | 126,2 | 0,1468 | 13,91 | 13,31 | 93,74 | 0,8191 | 82 ± 11,5 | | K/Ar = 438 ± 18 (excess argon) |
| T 704 WAP 513 | Ga-micaschist Schnals | В 150 — 450 µ | 172,1 | 0,1883 | 6,06 | 31,59 | 299,89 | 1,0381 | 77 ± 4,1 | | K/Ar = 462 ± 14 (excess argon) |
| T 873 WAP 715 | Micaschist Penser Joch | Β 170 – 430 μ | 196,0 | 0,756 | 2,50 | 86,15 | 1146,0 | 5,129 | 271 ± 11 | | K/Ar = 257 ± 10 |

Table 7: Rb/Sr Analytical Data on White Micas from the Southwestern Ötztal Crystalline Basement

| Sample No Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. | Model age corr. m. y. | Notes |
|-----------------------|---|-------------------------|-------------------------|--|----------------------------|-------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|--------------------------|---|
| T 520 WAP 293 | Ms-plag-granitoid E Jaggl | м >250 µ | 676,7 | 3,004 | 5,29 | 94,98 | 3025,2 | 14,142 | 312 ± 12 | | K/Ar = 313 ± 10 |
| T 552 WAP 306 | " | М >180 µ | 697,6 | 3,244 | 8,14 | 90,51 | 1457,4 | 7,253 | 327 ± 13 | | K/Ar = 303 ± 13 |
| T 864 WAP 712 | Pegmatite Schlandraun | М >150 µ | 112,6 | 0,563 | 20,01 | 29,41 | 59,20 | 1,006 | 351 ± 20 | 345 | K/Ar = 149 ±8 |
| " | " | WR | 55,2 | 0,334 | 127,38 | 3,65 | 4,44 | 0,737 | 425 ± 229 | | |
| T 602 WAP 467 | Paragneiss Langtaufers | WR | 26,93 | 0,168 | 146,47 | 1,63 | 1,88 | 0,7219 | 438 ± 534 | | |
| " | " | Μ 150 – 430 μ | 45,23 | 0,248 | 212,89 | 1,65 | 2,17 | 0,7221 | 385 ± 463 | ו | K/Ar = 312 ± 10 |
| T 761 WAP 645 | Paragneiss Tannas | Μ 70 - 170 μ | 72,1 | 0,344 | 197,36 | 2,45 | 3,74 | 0,7280 | 335 ± 270 | age g.9) | K/Ar = 263 ± 11 + phengite + paragonite |
| T 768 WAP 648 | Gneissose mica- schist Schluderns | Μ 170 – 430 μ | 50,4 | 0,246 | 64,48 | 5,23 | 8,02 | 0,7493 | 343 ± 127 | hron b±10 (Fi | |
| T 794 WAP 664 | Paragneiss N Schlanders | Μ 150 – 430 μ | 48,6 | 0,232 | 165,89 | 1,98 | 3,00 | 0,7244 | 335 ± 336 | 1 s o c 316 | K/Ar = 228 ± 9 |
| T 799 WAP 679 | Gneissose micaschist N Schlanders | Μ 150 – 430 μ | 48,3 | 0,2205 | 39,93 | 7,40 | 12,43 | 0,7669 | 321 ± 84 | | K/Ar = 169 ± 7 |

In the eastern part of the Ötztal-Stubaier Altkristallin the Alpine metamorphic zone extends far to the N: neoformation of Alpine biotite has been reported (and temperatures exceeding 400 °C) by H. DIETRICH (1980, unpubl.) from the northernmost Brenner metasediments (Kalkkögel area) just S of Innsbruck.

From the Schneeberger Zug area very fresh coarse-grained mineral parageneses without striking diaphthoritic alterations are known. Geological and petrological investigations over the last years have shown that most probably amphibolite facies conditions were effective in the central-southwestern Schneeberger Zug and partly south of this unit (PURT-SCHELLER et al. 1980, MAURACHER 1980, PESCHEL 1980, HOINKES 1981) during the Early Alpine metamorphism. In different localities new findings of tiny fresh staurolites have been mentioned by the above authors and are interpreted as Alpine minerals. According to petrological investigations by HOINKES (1981 and pers. comm.) temperatures exceeding 550 °C were effective in the area of Pfelders–St. Leonhard/P. during the Cretaceous metamorphism (see also GREGNANIN & PICCIRILLO 1969 a).

The final phase of this metamorphism has been well documented by SCHMIDT et al. (1967) and by SATIR (1975) with Rb/Sr and K/Ar cooling ages of 75–82 m. y. on biotite and with K/Ar ages on white micas of 77–90 m. y. (cf. Tab. 5). However, the question as to when this Cretaceous metamorphism reached the thermal peak is still not entirely solved. K/Ar ages of 90–110 m. y. on hornblende reported by MAURACHER (l. c.) from the Texel-gruppe as well as Rb/Sr ages on white micas of 110–130 m. y. from the Altkristallin adjoining the central Schneeberger Zug area by SATIR (1975) do not fit well into the tectonic-metamorphic evolution scheme of the Austroalpine unit, if interpreted as formation ages (cf. 4.2).

The southernmost part of the southern Altkristallin, the "Merano-Mules complex" shows fairly well preserved pre-Alpine parageneses, a fact which is well in agreement with the weak (here Late Alpine) metamorphism of the Permotriassic rocks of the Mauls-Penser Joch syncline (FRANK et al. 1977). A micaschist from the Penser Joch (Tab. 5, sample T 873) shows randomly very slight sericitization of staurolite and kyanite and still yields a Hercynian K/Ar muscovite age of 297 m. y. Similar conditions are found further to the SW, S of St. Leonhard/P. Thus, with the above described Alpine temperature conditions in the area of St. Leonhard we note a very rapid decrease in the (Alpine) metamorphic grade from N to S. It is still to be proved whether we are here dealing with a continuous or with a tectonically disturbed metamorphic profile.

2.4 Ortler-Campo Complex, Languard Crystalline and Tonale Zone

In the eastern part of this greater unit we refer mainly to the detailled studies carried out by ANDREATTA (e. g. 1951, 1954; cf. geological map, sheet "Monte Cevedale" 1:100.000, etc.). Lithologically and in respect to the metamorphic grade this author gives the following classification:

- a) Phyllite group (type quartzphyllite)
- b) Meso-epizonal paraschists
- c) Mesozonal paraschists
- d) Katazonal paraschists.

a) The tectonically highest unit, the phyllites form a large synclinorium striking ENE to WSW from Meran in the E to the Valtellina in the W. The most widespread parageneses can be described as follows:

 $Qz + Ms + Chl \pm Bi \pm Ga \pm Ab/Plag + Acc$ (tourm, clzo/ep, ap, zr, haem, lim, tit)

According to ANDREATTA (1951, 1954 a) there can be observed continuous gradations of the phyllites into the higher metamorphic subjacent rocks (of type c and b) and/or interbedding with them. These "epizonal" (greenschist facies) phyllites show a clear diaphthoritic character, e.g. chloritization of biotite and garnet, neoformation of sericite/phengite

etc., as described already in detail by ANDREATTA. However, contrary to this author, we would not use the term "phyllonites" as derivates from a former much higher metamorphic "mesozonal" crystalline for these rocks (l. c., 1954 b, p. 70). Anticipating, the main metamorphism (reaching middle to max. higher greenschist facies conditions) must be of Hercynian age, whereas the diaphthoresis should represent, in our opinion the effects of Alpine events. This diaphthoresis is readily traceable in the underlying crystalline.

b) Meso-epizonal and c) mesozonal paraschists. According to ANDREATTA (l. c.) the meso-epizonal group accompanies the phyllites in the S; meanwhile, the mesozonal paraschists underly the phyllites in the N. This northern paragneiss/micaschist series forms the southern slopes of the Vinschgau and contains as special intercalations the famous "Laaser Marmore". Lithologically very similar to this rock sequence is the "Laaser Serie", a rock series rich in marbles and micaschists which accompanies the Schneeberger Zug in the S. A direct primary connection between these rock series is possible and was probably disturbed by late Cretaceous/Tertiary tectonic rotation and westward movements of the Ötztal mass along the Schlinig thrust (cf. p. 157).

There are no striking differences between b) and c). Staurolite has not been mentioned by ANDREATTA from the unit b), but has been found during our field work in different localities (upper Val di Rabbi: sample T 854; upper Val della Mare: T 877; S of Passo di Gavia: T 869, here also sillimanite).

d) The medium grade metamorphic Ortler-Campo basement is bordered and partly overthrust from the S along the "linea di Peio" (ANDREATTA 1948) by the Katazonal paraschists. These rocks form the socalled Tonale Zone, a narrow (near Malé only about 10 km) wedge which extends from S of the lower Ultental (SW Meran), far to the W, still being affected by the Lepontine metamorphism in the area E and W of Lago di Como. In the area in discussion this high grade metamorphic zone is delimited tectonically by the Tonale/Judicarien Line in the S and SE and by the already mentioned Peio Line in the N. In the eastern part this crystalline consists of high metamorphic paragneisses rich in garnet, kyanite, biotite and sillimanite (kinzigites p. p., see ANDREATTA 1935 and/or "granulites" p. p., see HAMMER 1902). Vortex structures ("Schlingenbau") are also typical for the central part of the eastern Tonale Zone. In this area granitegneisses, migmatites (orthoclase bearing parageneses) and many small lenses (10 m scale) of basic to ultrabasic rocks are intercalated between the "normal" paragneisses. The latter rocks are known from the older literature as "Olivinfelse" (HAMMER 1902) and as "oliviniti" (ANDREATTA 1935) and have been interpreted recently partly as mantle-peridotites (spinel-garnet-lherzolites, HERZBERG et al. 1977; ROST & BRENNEIS 1978).

The direct continuation of this southernmost Austroalpine crystalline W of the Lago Maggiore would be the Canavese Zone which is a part of the "Tessiner Wurzelzone". Lithologically, however, there are only weak affinities between the Canavese Zone and the eastern Tonale Zone; but there are very striking similarities of the latter unit with the rock suite (high grade metamorphic paragneisses with intercalations of acid and basic magmatites) of the so called "Kinzigitzone". This "Kinzigitzone" there (WALTER 1950) is situated S of the main Periadriatic Lineament and makes part of the crystalline basement of the Southern Alps ("Seenplatte"). According to CARRARO et al. (1970) however, this high metamorphic zone is a part of the root zone of the Austroalpine Unit s. I. (there represented e. g. by the Dent Blanche Nappe), together with the Ivrea Zone S and the Canavese and the Sesia-Lanzo Zone N of the Insubric Line. In this context the eastern Tonale Zone could be a unit of great tectonic-paleogeographic importance.

Dealing with this topic we should mention also the striking similarities of the Tonale schists with the Unit (Nappe) of Matsch (HAMMER 1931, GREGNANIN & PICCIRILLO 1974). The main rock type of the Tonale Zone between the Valtellina and the Val di Rabbi are coarse-grained paragneisses to micaschists rich in biotite, plagioclase and sillimanite with frequent intercalations of orthogneisses, marbles and amphibolites. The same holds for the Unit of Matsch from the southern Ötztal mass.

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed mineral Analysed grain size | % K | ⁴⁰ Ar _{rad} ccm.10 ⁻⁶ NTP/g | % rađ | Model age (m. y.) | Notes |
|------------------------|---|---|------|--|----------------|----------------------|---|
| T 747 WAP 555 | Chl-ab-phengite-schist NW Innersulden (OM) | М <2 µ | 2,22 | 7,58 | 53,87 | 85,8 ± 6,4 | sample rich ir chlorite and al bite |
| T 749 WAP 557 | Bio-phengite-schist NW Innersulden (OM) | M (+ B) $< 2 \mu$ | 5,88 | 20,11 | 89,20 | 85,9 ± 3,9 | neoformation of Alpine biotite |
| T 833 WAP 693 | Ms-chl-schist Martelltal | Μ 74 – 170 μ | 7,46 | 33,48 | 98,09 | 112 ± 4,5 | |
| T 834 WAP 694 | Muscovitegranite- gneiss Martelltal | М >150 µ | 9,01 | 41,63 | 95,11 | 115 ± 4,8 | Rb/Sr 254 ± 10 |
| T 584 WAP 942 | Metadiorite W Prad/Vinschgau | Bci 170 – 430 μ | 5,96 | 60,34 | 95,87 | 234 ±10 | |
| T 862 WAP 710 | Ga-micaschist Ultental | Μ 170 – 430 μ | 7,43 | 39,93 | 96,49 | 133 ± 5,5 | |
| T 854 WAP 707 | Stau-ga-micaschist Val di Rabbi | Β 170 – 430 μ | 6,70 | 181,08 | 97,21 | 588 ± 24 | excess argor Rb/Sr 99 ± 8 |
| " | 3 2 | М 170 — 430 µ | 7,22 | 35,67 | 94,73 | 123 ± 5 | |
| T 849 WAP 705 | Biotitite Val di Rabbi | Β 150 — 430 μ | 7,85 | 68,33 | 96,48 | 211 ± 9 | |
| T 969 WAP 848 | Paragneiss S Passo di Gavia | $>^{\mathrm{B}}_{250\mu}$ | 7,37 | 53,61 | 98,33 | 178 ± 7 | excess argo Rb/Sr 145 ± 6 |
| ** | " | $>_{250\mu}^{M}$ | 8,23 | 44,90 | 94,04 | 135 ± 5,7 | |
| T 966 WAP 845 | Pegmatite S Passo di Gavia | Μ 150 — 430 μ | 8,24 | 42,73 | 90,16 | 129 ± 5,7 | Rb/Sr 314 ± 13 |
| T 945 WAP 832 | Gneissose micaschist Val Grosina | $>^{\mathrm{B}}_{150\mu}$ | 7,49 | 49,90 | 96,77 | 164 ± 6,7 | |
| 33 | | $>_{150 \mu}^{M}$ | 8,42 | 62,67 | 96,08 | 182 ± 7,6 | |
| T 946 WAP 833 | Pegmatite Val Grosina | $>^{\mathrm{B}}_{150\mu}$ | 6,99 | 34,14 | 84,20 | 122 ± 5,8 | Rb/Sr 97 ±4 |
| ** | 23 | $>_{150 \mu}^{M}$ | 8,46 | 64,65 64,98 | 90,26 89,53 | 187 ± 8 187,5 ± 8 | Rb/Sr 329 ± 15 |
| T 977 WAP 852 | And-schist (contact rock) Val della Mare/Peio | $>^{B}_{150} \mu$ | 7,53 | 8,99 | 81,30 | 30,5 ± 1,5 | |
| " | " | $M > 150 \mu$ | 7,75 | 9,42 | 68,0 | 31,0 ± 1,8 | |

Table 8: K/Ar Analytical Data from Micas of the Campo-Ortler Crystalline Complex and Ortler Metasediments (OM); Sample arrangement from E to W

Summarizing, the crystallization of the apparent medium to high grade parageneses N and S of the Peio Line must be of Hercynian age (with ?pre-Hercynian relics in the highest metamorphic parts, of the eastern Tonale Zone), as shown by Rb/Sr cooling ages on white micas of 310–330 m. y. (Tab. 11). These data compare very well with corresponding results from the Austroalpine crystalline units further N.

The diaphthoresis of these pre-Alpine parageneses by a metamorphism of much lower grade (as mentioned already above for the phyllite group) is clearly traceable all over the Ortler-Campo crystalline complex as well as the Tonale Zone and is more intense in the central parts of this greater unit. Retrograde alterations may be observed in micas, garnet, staurolite, plagioclase, kyanite, sillimanite, K-feldspar. Secondary products are sericite, phengite, chlorite, epidote/clinozoisite, and chloritoid. A very widespread and remarkable similarity with the southern Ötztal mass is the bleaching and segregation of "ilmenite" (Fe-Ti rich aggregates) trails along kinks within biotites of the Tonale Zone between Sondrio and the upper Val di Sole.

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed mineral Analysed grain size | % K | ⁴⁰ Ar _{rad} ccm.10 ⁻⁶ NTP/g | % rad | Model age (m. y.) | Notes |
|------------------------|---|---|------|--|-------|----------------------|--|
| Т 984 | Kinzigitegneiss | В | | 40.50 | | 101 + 0 | • |
| WAP 857 | W Rumo | <i>></i> 150 μ | 7,10 | 49,52 | 97,39 | 171 ± 7 | |
| | | $>$ 150 μ | 8,49 | 65,71 | 98,02 | 189 ± 8 | |
| T 985 WAP 858 | Granitegneiss Val di Lavazzé | В >150 µ | 7,47 | 99,36 | 80,24 | 313 ± 15 | excess argon Rb/Sr 215 ± 9 |
| " | ** | M >150 μ | 8,62 | 85,49 | 95,80 | 239 ± 10 | |
| T 855 WAP 708 | Ms-plag-orthogneiss S. Bernardo/Rabbi | М >300 µ | 9,06 | 11 2,28 | 99,17 | 294 ±12 | M with phengite rims (thin section) Rb/Sr 234 ±9 (!) |
| T 980 WAP 855 | Ms-granitegneiss S. Bernardo/Rabbi | М >150 µ | 9.04 | 110.02 | 98.12 | 289 ± 12 | Rb/Sr 317 ± 13 |
| T 971 WAP 850 | Micaschist E Tonale Pass | Β >150 μ | 6,77 | 27,29 | 86,67 | 101 ± 4,6 | |
| ,, | ,, | М >150 µ | 7,92 | 49,34 | 96,33 | 154 ± 6,4 | |
| T 970 WAP 849 | Paragneiss Ponte di Legno | В >150 µ | 7,37 | 81,06 | 97,70 | 263 ± 11 | excess argon |
| " | 27 | M >150 μ | 8,30 | 47,57 | 93,27 | 142±6 | |
| T 943 WAP 830 | Quartzose micaschist Tirano/Valtellina | Β 150 – 430 μ | 7,65 | 119,19 | 95,82 | 362 ± 15 | excess argon |
| T 935 WAP 826 | Hybrid gneiss Val Fontana | М >150 µ | 8,05 | 48,25 | 96,57 | 148±6 | |
| T 937 WAP 828 | Bi-sil-micaschist Val Fontana | ^B >150 μ | 7,14 | 87,62 | 94,22 | 291 ± 12 | excess argon |
| ** | " | $>^{M}_{150 \mu}$ | 6,32 | 51,81 | 97,02 | 200 ± 8 | |

Table 9: K/Ar Analytical Data from Micas of the Tonalezone. Sample arrangement from E to W

This low grade metamorphic event is reflected in partial reopening of both the K/Ar and Rb/Sr systems in biotite and of the K/Ar system in white mica, producing mixed ages of mostly 100–200 m. y. (Tab. 9). The Rb/Sr system in white micas, however, has not been affected (except in one special case; cf. p. 151). There are no striking differences in the

K/Ar age results, whether very coarse-grained and more resistent (e. g. the very coarsegrained muscovites from weakly foliated pegmatites) or whether fine-grained rock types were investigated. Excess argon is present in biotites also in this region. The loss of radiogenic ⁸⁷Sr in biotites was partly almost accomplished reaching model ages of ≤ 100 m. y. (samples T 854, T 946 in Tab. 9). Early Alpine Rb/Sr cooling ages on biotites (77, 78 m. y.) have already been reported by GRAUERT et al. 1974 from the upper Martelltal, E of the Ortler.

If we consider the regional picture (Fig. 2), the diaphthoritic zone of the Ortler-Campo crystalline which extends to the W as far as to the Lower Austroalpine of the Bernina area, is a direct southwestern continuation of the mixed age zone of the Ötztal mass, probably produced by a SW plunging of the "Schneeberg thermal high". As in the Ötztal crystalline, within the Ortler-Campo Complex we observe a notable decrease of the described retrograde metamorphic imprints towards the NW. The westernmost Languard crystalline near Pontresina yielded Hercynian K/Ar and Rb/Sr biotite cooling ages (Tab. 10, 11). The pre-Alpine parageneses are well preserved; however, tiny Alpine neogenic stilpnomelane was observed in one sample. A slight decrease in the Alpine metamorphic grade may also be observed in the SE. In the easternmost part of the Tonale Zone we still find Hercynian K/Ar ages in white micas from parageneses showing neoformation of Alpine stilpnomelane and phengite (sample T 980, Tab. 9). This weakly overprinted zone has its correspondence in the fairly well preserved crystalline of the southern part of the Merano-Mules complex further NE (cf. p. 128).

Summarizing, and considered in a regional context the diaphthoresis of pre-Alpine parageneses as well as the lowering of the Hercynian mica ages may be mainly due to the Early Alpine metamorphism, but later effects can not be excluded (p. 158).

| | | • | | | | | |
|------------------------|--|---|------|--|-------|----------------------|-------------------------|
| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed mineral Analysed grain size | % K | ⁴⁰ Ar _{rad} ccm.10 ⁻⁶ NTP/g | % rad | Model age (m. y.) | Notes |
| T 957 WAP 841 | Granitegneiss Livigno | $>$ 150 μ | 6,59 | 66,88 | 97,03 | 244 ± 10 | |
| T 953 WAP 838 | Flaser gneiss Val di Livigno | Μ >150 μ | 8,00 | 106,37 | 97,50 | 313 ± 13 | |
| T 1013 WAP 880 | Paragneiss Pontresina | $>^{\mathrm{B}}_{150\mu}$ | 7,85 | 91,20 | 96,44 | 277 ± 11 | Rb/Sr 280 ± 11 |
| T 1014 WAP 881 | Paragneiss Pontresina | $>^{\mathrm{B}}_{150\mu}$ | 7,58 | 91,24 | 95,00 | 286 ± 13 | |
| », | 22 | M >150 μ | 8,66 | 112,90 | 98,91 | 308 ±12 | |
| T 1112 WAP 899 | Granitegneiss N Umbrail Pass | Μ >150 μ | 8,88 | 114,87 | 98,68 | 305 ± 12 | Rb/Sr 274 ± 11 (!) |
| T 1125 WAP 901 | Muscovitegranitegneiss Val Muraunza | $>^{M}_{150 \mu}$ | 8,73 | 113,01 | 96,39 | 306 ± 13 | |
| T 732 WAP 539 | Augengneiss Val Sesvenna/Scarl | Μ 150 — 430 μ | 8,60 | 112,17 | 98,29 | 308 ± 13 | Rb/Sr 328 ± 13 |
| T 503 WAP 287 | Verrucano Cierfs/Münstertal | WR 140 250 µ | 2,65 | 10,23 | 69,64 | 96,7 ± 5,5 | K/Ar <2 μ 87 ± 3 |
| T 1000 WAP 873 | Verrucano Cierfs/Münstertal | WR 140 250 µ | 2,05 | 8,49 | 85,39 | 103 ± 5 | see Fig. 6 |
| T 757 WAP 642 | Sericitephyllite Tannas/Vinschgau | WR 140 – 250 µ | 2,41 | 7,69 | 52,31 | 80,3 ± 6 | K/Ar <2 µ 78,5 ± 4,7 |

Table 10: New K/Ar Analytical Data from the Languardkristallin and from the Scarl-Umbrail Unit

| Sample Nö Lab. No. | . Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. | Model age corr. m. y. | Notes |
|-----------------------|--------------------------------------|--------------------|-------------------------|--|----------------------------|-----------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------------------------|
| T 834 WAP 694 | Granitegneiss (OC) Martelltal | Μ >150 μ | 199,0 | 0,720 | 4,50 | 73,28 | 538,3 | 2,658 | 254 ± 10 | | K/Ar = 115 ± 5 |
| T 854 WAP 707 | Micaschist (OC) Val di Rabbi | В 170 — 430 µ | 218,1 | 0,307 | 17,36 | 20,57 | 130,7 | 0,894 | 99 ± 8,6 | | K/Ar = 123 ± 5 |
| T 966 WAP 845 | Pegmatite (OC) S Passo di Gavia | М 150 — 430 µ | 253,7 | 1,133 | 2,43 | 92,59 | 1988,2 | 9,591 | 314 ± 13 | | K/Ar = 129 ± 6 |
| T 969 WAP 848 | Paragneiss (OC) S Passo di Gavia | $> 250 \mu$ | 117,4 | 0,245 | 5,30 | 41,13 | 237,4 | 1,206 | 147±6 | | K/Ar = 178 ± 7 |
| T 946 WAP 833 | Pegmatite (OC) Val Grosina | в >150 µ | 281,4 | 0,389 | 2,55 | 72,18 | 1332,1 | 2,553 | 97±4 | 96 | K/Ar = 122 ± 6 |
| " | " | M >150 µ WR | 135,2 48,7 | 0,633 0,242 | 17,53 82,08 | 35,03 4,09 | 81,76 6,08 | 1,093 0,7404 | 329 ± 15 350 ± 167 | 327 | K/Ar = 187 ± 8 |
| T 985 WAP 858 | Granitegneiss (TZ) Val di Lavazzé | в >150 µ | 207,2 | 0,632 | 4,88 | 68,15 | 498,0 | 2,229 | 215 ± 9 | | K/Ar = 313 ± 15 (excess argon) |
| T 855 WAP 708 | Orthogneiss (TZ) Val di Rabbi | м >300 µ | { 401,8 { 403,8 | 1,312 1,344 | 2,33 2,57 | 94,89 ¹ 94,02 | 4036,0 3354,3 | 13,889 11,879 | 230 ± 9 234 ± 9 | | K/Ar = 294 ± 12 Phengite rims! |
| T 980 WAP 855 | " | м >150 µ | 327,0 | 1,476 | 3,18 | 92,55 | 1955,2 | 9,537 | 317 ± 13 | | K/Ar = 289 ± 12 |
| T 1013 WAP 880 | Paragneiss (L) Pontresina | $>^{B}_{150\mu}$ | 126,9 | 0,506 | 4,57 | 64,22 | 319,5 | 1,984 | 280 ± 11 | | K/Ar = 277 ± 11 |

Table 11: Rb/Sr Analytical Data from Micas of the Ortler-Campo Crystalline Complex (OC), the Tonalezone (TZ) and the Languardkristallin (L)

Direct proof for the age of this metamorphism should be given from mineral ages of the Ortler mesozoic metasediments. Similarily to the metasediments of the Scarl Unit, these rocks show metamorphic imprints of weakest greenschist facies conditions. The few investigated samples collected NW of Innersulden show partly well recrystallized quartz textures and neogenic white mica $(10-50 \ \mu)$ and chlorite. Additionally, sample T 749, a fine-grained greybrown schist (?Upper Triassic) shows an already intense biotite growth. In our opinion the chemical suitability for this mineral reaction was much better in those rocks than in all Permoscythian rocks investigated from the Scarl Unit (see next chapter), where Alpine biotite formation was observed only in one special case. The Early Alpine metamorphic conditions reached in the Ortler sediments during the Cretaceous however, should not differ very much from those of the southern Scarl Unit, as deduced from mineralogical, textural and K/Ar isotopic criteria. Thus, the two K/Ar ages of 86 m. y. from fine fractions of the Ortler metasediments (Tab. 8) could reflect just the first phase of cooling after the thermal peak which was reached in the Scarl Unit around 90 m. y.

2.5 Scarl-Umbrail Basement and Engadine Dolomites

Seven white micas from different localities of the Scarl-Umbrail orthocrystalline yielded Hercynian K/Ar ages of 300-310 m. y.; meanwhile, the biotites of the Sesvenna area show partly little loss of radiogenic argon (Tab. 11 and THÖNI 1980 a, b). The few Rb/Sr analyses on micas show, in priciple, Hercynian ages, but a partly anomalous behaviour within the Rb/Sr system should be noted (p. 144).

In Fig. 3 eight whole rock samples from the Scarl orthocrystalline are plotted in a Rb/Sr evolution diagram. Sample T 612, a biotitegranitegneiss, shows kyanite in the thin section and is possibly a hybrid rock, mixed with paramaterial. This sample has not been

included for the age calculation. Sample T 563, a strongly foliated muscovitegranitegneiss with a much higher Rb/Sr ratio than all the other samples, was collected at a distance of several km from the localities of all the other samples. If we include this sample in the age calculation, we get an errorchron age of 325 ± 4 m. y. (I₀ = 0,7191). The remaining six samples define a total rock errorchron age of 336 ± 7 m. y. with an initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0,7172.

We should discuss now, whether this result of 336 (325) m. y. should be related with the intrusion of the metagranitoids or with a metamorphic event. The regional distribution of the mica ages of the wider area investigated shows that a widespread cooling process after the intensive Hercynian metamorphism started sometime between 330 and 300 m. y. within the Austroalpine crystalline. The K/Ar and Rb/Sr system in biotite was closed definitely and on a regional scale around 270 m. y.

| Sample No Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ррт | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. | Model age corr. m. y. | Notes |
|-----------------------|---|--------------------|-------------------------|--|----------------------------|----------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|---|
| T 563 WAP 563 | Muscovitegranite- gneiss Fuldera/Lü | WR | 141,1 | 0,665 | 20,2 | 32,9 | 73,9 | 1,0588 | 331 ± 17 | | |
| T 566 WAP 562 | Muscovitegranite- gneiss Val d'Avigna | WR | 48,6 | 0,269 | 35,7 | 9,9 | 14,02 | 0,7882 | 390 ± 75 | | |
| T 569 WAP 561 | " | WR | 40,6 | 0,267 | 136,4 | 2,75 | 3,05 | 0,7304 | 462 ± 331 | age m.y. 017 | |
| T 571 WAP 559 | " | WR | 64,8 | 0,336 | 30,2 | 13,9 | 22,15 | 0,8251 | 364 ± 49 | гол 5±4); ±0,0 | |
| T 612 WAP 473 | Hybrid gneiss N Taufers | WR | 30,9 | 0,21 | 223,1 | 1,34 | 1,416 | 0,7200 | 478 ± 709 | тсh 7 (32 ,7172 | |
| T 731 WAP 538 | Granite gneiss Val Sesvenna | WR | 52,4 | 115, | 0,31 | 3,81 | 4,67 | 0,7384 | 422 ± 218 | Errc 336± I _o =0 | |
| T 732 WAP 539 | Muscovitegranite- gneiss Val Sesvenna | WR | 72,2 | 0,35 | 22,6 | 18,7 | 33,16 | 0,8735 | 346 ± 33 | | |
| T 804 WAP 681 | Muscovitegranite- gneiss Schlinig | WR | 46,36 | 0,272 | 82,36 | 4,55 | 5,77 | 0,7440 | 412 ± 177 | | |
| T 562 WAP 564 | Muscovitegranite- gneiss Fuldera/Lü | Μ 150 – 430 μ | 446,2 | 1,904 | 3,18 | 95,53 | 3555,7 | 15,881 | 300 ± 12 | 295 | K/Ar = 300 ± 9 |
| T 612 WAP 473 | Bi-plag-gneiss Val d'Avigna | Β 140 – 450 μ | 83,2 | 0,354 | 6,42 | 45,61 | 140,1 | 1,306 | 298 ± 12 | 296 | K/Ar = 272 ± 8 |
| T 732 WAP 539 | Muscovitegranite- gneiss Val Sesvenna | Μ 150 – 430 μ | 214,2 | 1,001 | 2,34 | 86,0 | 934,3 | 5,074 | 328 ± 13 | 327 | K/Ar = 308 ± 13 |
| T 803 WAP 680 | Metatonalite Schlinig | В 150 — 250 µ | 117,4 | 0,433 | 7,56 | 46,68 | 168,5 | 1,332 | 259 ± 10 | | K/Ar = 298 ± 13 |
| T 804 WAP 681 | Muscovitegranite- gneiss Schlinig | М 250 — 430 µ | 147,0 | 0,681 | 10,05 | 51,17 | 160,45 | 1,454 | 326 ± 13 | 323 | K/Ar = 302 ± 14 |
| T 804 WAP 681 | 33 | М <3,5 µ | 83,50 | 0,229 | 56,69 | 5,53 | 15,11 | 0,7517 | (193±68) | (58) | K/Ar = 90 ± 5,6 |
| T 1112 WAP 899 | Granitegneiss P. da Rims/Umbrail | Μ >150 μ | { 347,9 { 348,7 | 1,355 1,315 | 2,76 2,40 | 93,30 94,57 | 2536,9 3280,9 | 10,596 13,080 | $\frac{274 \pm 11}{265 \pm 11}$ | | $\frac{K/At}{new separation} = \frac{305 \pm 12}{12}$ |

Table 12: Rb/Sr Analytical Data from Whole Rocks and Micas of the Scarl Unit (= Münstertal orthogneisses)

Thus the thermal peak of this Hercynian metamorphism should have been reached up to or before 325 m. y. (= Visé/Namur). According to the partly intense foliation and the metamorphic textures the Scarl orthogneisses underwent strong deformation after their intrusion. The relatively high initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0,7172 points to a metamorphic rather



Fig. 3. The Rb/Sr errorchron age of 336 ± 7 m. y. falls in the time interval where the thermal peak of the Hercynian metamorphism could be expected. Almost all Hercynian mineral ages of the area investigated are younger than 330 m. y.

than to a primary-magmatic event. The errorchron age of 336 m. y. falls, in our opinion, in the time interval where the thermal peak of the Hercynian metamorphism could be expected. Thus, we can not decide, whether in the case of the Scarl orthogneisses we are dealing with Hercynian or with pre-Hercynian intrusives. But beyond all doubt, these rocks have been affected to great extent by the Hercynian metamorphism.

Lithologically very similar to the Münstertal orthogneisses are the "aplitic-pegmatitic muscovitegranitegneisses" of the southern Silvretta crystalline (GRAUERT 1969, p. 113). These intrusives gave a Rb/Sr whole rock age of 350/351 m. y. According to GRAUERT the rocks are acid differentiation products still belonging to the Caledonian petrogenetic cycle, and were intruded as late descendants only during the Hercynian crustal movements.

As described elsewhere the orthogneisses of the Scarl (and Umbrail) Unit show imprints of a (retrograde) low temperature metamorphism with partial recrystallization of quartz, local chloritization of biotite and by partly intense crystallization of fine-grained phengite/muscovite. Stilpnomelane is present in some thin sections of these rocks. In our opinion these secondary alterations of the metamorphic mineral parageneses can be related to the Early Alpine metamorphism. In one case it could be demonstrated that this interpretation may be suitable. From a strongly deformed muscovitegranitegneiss of the eastern Scarl Unit, near to the Schlinig thrust, the grain size < 3.5 μ , was separated by sedimentation. Because of the admixture of small amounts (≤ 101) of feldspar (plagioclase and K-feldspar) and quartz (~ 201) in the mica concentrate the age result is not very reliable but the K/Ar model age of 90 \pm 6 m. y. of this sample falls in the same time interval as the K/Ar ages of the neogenic white micas from the overlying Verrucano and points thus to an Upper Cretaceous formation of the fine-grained micas within the Scarl crystalline *). In many of the crystalline rocks small quantities of carbonate were observed in the thin section. We think that the weak Cretaceous metamorphism in the Scarl Unit was probably connected with an intense mobilization of fluids in the post-Hercynian sediments. These fluids could have even slightly affected the Rb/Sr system of the underlying crystalline, as supposed by thin section analysis. The scattering of the data points in the Rb/Sr evolution diagram of Fig. 3 may be partly related to such processes (cf. GEBAUER & GRÜNENFELDER 1974, 1976).

The Alpine metamorphism of the Scarl metasediments (Engadine Dolomites) reaches lowest greenschist facies conditions in the basal parts (Verrucano). Apart from textural criteria such as partial recrystallization in quartz the presence of neogenic phengite/-muscovite, chlorite and stilpnomelane support this statement. In the Jaggl area biotite was observed in one special case. Within the separated white micas (fine fractions $< 2 \mu$) only the 2 M modification is present (cf. MAXWELL & HOWER 1967; FRANK & STETTLER 1979). This weak metamorphism decreases slightly from S to N as well as from bottom to top within the Scarl Unit. The occurrence of pyrophyllite in two samples from S Sta. Maria points to anchizonal conditions (cf. SCHMID 1973, FREY 1978). However, in this special case the pyrophyllite formation may be related with a post-Cretaceous tectonic reactiviation, as suggested by Rb/Sr data (see below).

The K/Ar data of the neogenic white micas (grain size $< 2 \mu$) from the Scarl Permoscythian show a fairly clear separation in two age groups. For these analytical results we refer to THONI 1980 a, b. When plotted on a ⁴⁰Ar/K diagram (cf. Fig. 4) 24 samples from the (northern) Münstertal-Jaggl area scatter along a trend line of 90 m. y.; whereas 20 analyses of the southern Scarl Unit, including Ortler metasediments and the sericitephyllites of the Vinschgau, point to an age of 80 m. y. Additionally, Fig. 4 shows that no or only very small amounts of inherited radiogenic argon can be present in the analysed samples and that the apparent ages may well be related with a geological event as discussed in detail in chapter 3. The former interpretation was that the 80 m. y. age group represents cooling ages, whereas the age group around 90 m. y. could be related with the thermal peak of the Early Alpine metamorphism. To verify this interpretation, several samples have been investigated using the Rb/Sr small scale isochron method. Most of these results, plotted in Fig. 5, 6, are not conclusive enough to make a definitive statement, but shall however be discussed shortly. The following facts make Rb/Sr analytical work more difficult:

a) A possibly incomplete Sr isotopic homogenization during the weak Alpine metamorphism even in restricted areas (m-scale, see Fig. 5).

^{*)} The corrected Rb/Sr model age (58 m. y.; Tab. 12) of this sample is geologically meaningless and demonstrates (as in the case of the Verrucano samples) that the neogenic white micas did not equilibrate their Sr isotopes with all the whole rock system. Thus (apart from the problem of the mineral separation), it may be rather impossible to calculate a geologically correct Rb/Sr model age in such a case, because the true initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of the mineral is unknown.



Fig. 4. The calculated trend line of 90 m. y. is related with the thermal peak of the Early Alpine metamorphism, whereas at 80 m. y. regional cooling had begun within the Austroalpine unit.

b) Admixture of small amounts of detrital material in the analyzed fine fractions (e.g. detrital white mica, which is present in most cases in the rock) with different and in any case high concentrations of radiogenic ⁸⁷Sr. Such "impurities" in the analyzed sample, not detectable with sufficient accuracy by any method would not influence very much the K/Ar ages as demonstrated above, but could well have a notable influence on the Rb/Sr analytical results.

c) Using the small-scale (m-scale) sampling method (because, we can only expect a sufficient isotopic homogenization within small areas if at all), the chances of getting reasonable spread in the Rb/Sr ratios of the lithologically very similar samples are poor. Insufficient spread in the Rb/Sr ratios, however, makes isochron calculation impossible (Fig. 6).

d) As a complete isotopic homogenization is questionable, the age calculation from whole rock/mineral pairs (two point isochrons) is problematic and may give erroneous results (cf. Fig. 8).

Fig. 5 shows the grain sizes $< 2 \mu$ and 2–6 μ of six Permoscythian rocks from S Sta. Maria/M. in a Sr evolution diagram. Whereas five samples of the fraction $< 2 \mu$ are alined along a trend line corresponding to an errorchron age of 50 \pm 7,5 m. y., the coarser grain size shows a much more pronounced scattering of the data points. The corresponding errorchron age is 90 \pm 20 m. y. The K/Ar ages of the $< 2 \mu$ grain size (using the same concentrates for the analysis) are Upper Cretaceous, but show an unusual wide scattering of 77–92 m. y. (THÖNI 1980 b, p. 152) if compared with other results. A postmetamorphic deformation which is much more intense than in other areas of the Münstertal, can be



Fig. 5, 6. Rb/Sr small-scale "errorchrons" from the Engadine Dolomites demonstrate that good isotopic homogenization was not reached during the Early Alpine metamorphism within the metasediments. Thus the computed age values are of poor reliability, but they agree well with a thermal peak around 90 m. y. Furthermore, Fig. 5 shows that locally post-Cretaceous reactivation of isotopic systems can be expected.

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. I ₀ = 0,71014 | Model age corr. m. y. | Notes |
|------------------------|---|--|---|--|----------------------------|-------|------------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------|--------------------|
| T 491 WAP 279 | | < 2 μ | 123,1 | 0,189 | 23,08 | 10,62 | 54,99 | 0,7945 | (108 ± 19) | | K/Ar = 86,5 ± 3 |
| T 492 WAP 924 | al | " 132,5 0,29 33,52 11,2 40,76 0,7999 (155 ± 26) " 121,6 0,19 23,43 10,6 53,51 0,7946 (111 ± 20) | 9 90 | | | | | | | | |
| T 493 WAP 280 | hists tel ster | | (111 ± 20) | (111 ± 20) | K/Ar = 84 ± 3 | | | | | | |
| T 494 WAP 281 | — sс t Но Мün | ,, | 110,3 | 0,22 | 32,34 | 9,0 | 35,08 | 0,7804 | (141 ± 30) | rchr 1±8m | K/Ar = 77,5 ± 3 |
| T 495 WAP 282 | gite s, a ria/ | ,, | 118,1 | 0,22 | 28,12 | 10,1 | 43,24 | 0,7898 | (129 ± 24) | <u>е</u> гго 50 | K/Ar = 92 ± 3 |
| T 496 WAP 283 | sericite/phen Umbrail Pas ''S of Sta Ma | 55 | " 111,2 0,20 27,48 9,53 41 ,69 0,7851 (126 ± 27) | | K/Ar = 79,6 ± 3 | | | | | | |
| T 491 WAP 279 | | М 2 — 6 µ | 114,1 | 0,22 | 24,78 | 11,41 | 47,45 | 0,8018 | (136 ± 22) | | |
| T 492 WAP 924 | | " | 118,2 | 0,22 | 25,20 | 11,12 | 48,37 | 0,7 9 92 | (129 ± 22) | , age | |
| T 493 WAP 280 | rose | ,, | 108,3 | 0,22 | 23,68 | 11,77 | 47,20 | 0,8051 | (141 ± 23) | ron' n.y. | |
| T 494 WAP 281 | Quai roa Ipen | ** | 107,5 | 0,22 | 27,10 | 10,46 | 40,88 | 0,7 9 33 | (143 ± 26) | огсћ ± 20 п | |
| T 495 WAP 282 | - IV | ** | 109,8 | 0,23 | 31,37 | 9,47 | 36,07 | 0,7846 | (145 ± 29) | ЕГГ (90 | |
| T 496 . WAP 283 | | ,, | 108,8 | 0,23 | 28,74 | 10,57 | 3 9 ,01 | 0, 794 3 | (151 ± 28) | 2 | |

Table 13: Rb/Sr Analytical Data from fine fractions of Permoscythian Rocks from the Southern Engadine Dolomites (S Sta. Maria/Road to Umbrail Pass)

Table 14: Rb/Sr Analytical Data from Fine Fractions and Whole Rocks of the Münstertal Verrucano/Cierfs

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | 87Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{tota} i ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. I ₀ = 0,71014 | Model age corr. m. y. | Notes |
|------------------------|------------------------------|--------------------|-------------|--|-----------------------------|------|------------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------|--------------------|
| т 994 | | м | | | | | • | | | - | |
| WAP 867 | | <2 μ | 110,8 | 0,252 | 35,26 | 9,38 | 32,37 | 0,7837 | (160 ± 32) | | |
| т 995 | 4 | | | | | | | | | | |
| WAP 868 | i s | " | 110,5 | 0,245 | 35,10 | 9,18 | 32,43 | 0,7819 | (156 ± 32) | | |
| т 996 | h h | | | | | | | | | | 8 9 |
| WAP 869 | m c | " | 106,6 | 0,245 | 35,04 | 9,20 | 31,32 | 0,7821 | (162 ± 33) | | Έi Έiβ |
| т 997 | 12 | | | | | | | | | | See |
| WAP 870 | erta | " | 112,4 | 0,255 | 37,92 | 8,85 | 30,31 | 0,7791 | (160 ± 35) | | y.) |
| т 998 | inst | | | | | | | | | | ר כ] מים |
| WAP 871 | s/Wi | " | 113,0 | 0,245 | 33,93 | 9,46 | 34,31 | 0,7844 | (152 ± 31) | (45) | 0 + |
| т 999 | e r ierfi | | | | | | | | | | Er (89 |
| WAP 872 | E o | " | 110,2 | 0,256 | 35,45 | 9,50 | 32,01 | 0,7847 | (164 ± 33) | | : |
| т 1000 | ES | | | | | | | | | | |
| WAP 873 | r t ; 00 m | ** | 111,7 | 0,262 | 38,87 | 8,89 | 29,59 | 0,7794 | (165 ± 35) | (63) | |
| т 098 | . 00 s | | | | | | | | | | |
| WAP 871 | Ā | WR | 47.2 | 0.126 | 18.92 | 8.83 | 25.68 | 0.7789 | 188 ± 41 | | |
| T 1000 | | | | | ,. 2 | -, | , | .,, | | | W (A |
| WAP 873 | | WR | 38,1 | 0,127 | 22,28 | 7,62 | 17,59 | 0,7 6 87 | 234 ± 59 | | $K/Ar = 103 \pm 5$ |

139

derived from field observations (cf. SCHMID 1973). Our present interpretation for the data in discussion is, that the Rb/Sr system has been more intensely affected during post-Cretaceous tectonic processes (eventually combined with a slight rise in temperature or with hydrothermal events) than the K/Ar system in the most fine-grained parts of these rocks. But this raises the question then, whether or not the K/Ar ages have a geological significance or if they should be related to excess argon which did not leave the rocks during this late tectonic-metamorphic event. In any case, the Rb/Sr system points to a post-Cretaceous disturbance. The Rb/Sr errorchron age of 50 m. y. may be interpreted as a true age (thus being related with a geological event), or as a mixed age. In the latter case the overprinting process should have taken place after 50 m. y.

From the Verrucano of Cierfs 7 fine fractions $< 2 \mu$ from a postmetamorphic undisturbed profile of ca. 2 m have been analyzed (Tab. 14). Earlier K/Ar analyses of $< 2 \mu$ fractions from the same outcrop gave model ages of 87–89 m. y. If plotted on a Rb/Sr evolution diagram the seven samples show a very small spread in their Rb/Sr ratios between 30–34. Thus no reliable isochron calculation is possible and the computed value of 90 \pm 26 m. y. may be no more than a chance hit. From a combination of Fig. 6 with the 2–6 μ data points form S of Sta. Maria (Fig. 5) (an operation which is justified to a certain extent by a similar lithology and by a very similar initial ratio of the two rock series) there results an errorchron age of 89 \pm 7 m. y.

Possibly more reliable information about the timing of the Early Alpine metamorphism could be drawn from K/Ar analyses on total rocks from the Permoscythian.

A complete argon loss in the weak metamorphic Scarl metasediments is not very likely as deduced by the presence of partly still well recognizeable detrital components (thin section). On the other hand we should bear in mind that total argon loss could take place most probably before "breaking up all lattice bonds" (FRANK & STETTLER 1979) and that thus the coarse detrital mineral components (white micas) which can be observed microscopically in these rocks must not necessarily have retained all their inherited (pre-Alpine) radiogenic argon (cf. chapter 3). In any case we would expect that the maximum argon loss was reached in these rocks when the temperature reached its (last) climax. Thus such K/Ar whole rock ages could be interpreted as "maximum formation ages" which "predate" possibly the thermal peak of the Cretaceous metamorphism by a few millions of years due to different small amounts of inherited 40 Ar_{rad} from the most coarse-grained detrital components. Three K/Ar whole rock ages from the Permoskythian of the Jaggl area range between 102-104 m. y. (THÖNI 1980 a, b), whereas two ages from the Münstertal Verrucano near Cierfs lie at 97 and 103 m.y., respectively (Tab. 10). The $< 2 \,\mu$ fine fractions from four of these five samples gave K/Ar model ages of 87-93 m. y. On the other hand, two sericitephyllite samples from the Vinschgau area (part of these sericitephyllites are interpreted as the eastern continuation of Scarl metasediments) gave younger K/Ar whole rock ages and are well in agreement with an increase of the Alpine temperature pattern from W to E. We think that the K/Ar whole rock age of 92 \pm 4 m. y. from a sericitephyllite near Eyrs/Vinschgau (just at the western end of the "Zone of mixed ages" see p.) is very near to the thermal peak of the Cretaceous metamorphism; whereas the K/Ar age of 80 ± 6 m. y. from a sericitequartzite further east (Tab. 10, sample T 757) may be related to the Upper Cretaceous cooling. Both samples show well recrystallized textures of quartz and white mica.

| Sample No. Lab. No. | Lithology Sample locality | Analysed sample | ⁸⁷ Rb ррт | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{total} ppm | %rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Model age m. y. I ₀ = 0,71014 | Model age corr. m. y. | Notes |
|------------------------|------------------------------|--------------------|-------------------------|--|----------------------------|------|------------------------------------|------------------------------------|--|---------------------------|------------------|
| T 718 WAP 525 | ı t s ufers | М <2 µ | 88,1 | 0,148 | 39,43 | 5,16 | 22,93 | 0,7488 | (119 ± 45) | | |
| T 720 WAP 527 | oid) n e n ,angtar | 27 | 64,7 | 0,125 | 96,65 | 1,83 | 6,85 | 0,7233 | (136 ± 147) | 1,8 m 5 (Fig. | |
| T 721 WAP 528 | h y r d i Jyen/I | •• | 75,2 | 0,140 | 77,95 | 2,53 | 9,88 | 0,7286 | (131 ± 102) | .3,4 ± 0,000 | |
| T 722 WAP 529 | porp ase ValTri | " | 68,9 | 0,128 | 83,25 | 2,18 | 8,48 | 0,7259 | (131 ± 119) | age 11 245 ± | |
| T 723 WAP 530 | Me ta Ilin t | ., | 87,45 | 0,153 | 39,23 | 5,34 | 22,88 | 0,7502 | (123 ± 45) | chron = 0,71 | |
| T 724 WAP 531 | - 18 18 18 18 | | 94,45 | 0,158 | 28,94 | 7,33 | 33,55 | 0,7663 | (118 ± 33) | Io I | K/Ar = 93 ± 4 |
| T 718 WAP 525 | ythia Jag Altkr | WR | 42,04 | 0,114 | 99,45 | 1,63 | 4,327 | 0,7219 | (192 ± 233) | ed age) 0,0014 | |
| T 720 WAP 527 | a c t tal | WR | 33,76 | 0,095 | 123,82 | 1,09 | 2,79 | 0,7180 | (198 ± 360) | = mix 113 ± | |
| T 722 WAP 529 | Perm ont /Ötz | WR | 33,74 | 0,099 | 111,41 | 1,27 | 3,10 | 0,7192 | (207 ± 324) | age (1. y. 0 = 0,7 | |
| T 723 WAP 530 | ~ ° ° ° | WR | 35,92 | 0,112 | 61,17 | 2,58 | 6,01 | 0,7289 | (220 ± 168) | tchron ±18π 1 | |
| T 724 WAP 531 | o n i t | WR | 50,06 | 0,13 | 55,29 | 3,30 | 9,28 | 0,7343 | (184 ± 109) | Erro 181 | K/Ar≃ 104 ±12 |
| T 723 WAP 530 | Myle ct | Μ 3 – 11 μ | 60,0 | 0,131 | 45,98 | 3,94 | 13,381 | 0,7393 | (153 ± 76) | (99) | |
| T 723 WAP 530 | Ē | М 11 – 20 µ | 47,0 | 0,117 | 50,28 | 3,26 | 9,58 | 0,7341 | (176 ± 106) | (102,5) | |

Table 15: Rb/Sr Analytical Data from Whole Rocks and Fine Fractions of a Mylonite of the Jaggl Area

To summarize, all the data now being discussed is irrespective of its good or poor reliability, well in agreement with the assumption of a thermal peak roughly around 90 m.y. (and probably not older than 100 m.y.).

Rb/Sr data from a mylonite of the northeastern Jaggl window however, still point to earlier tectonic processes in the Austroalpine Unit. The samples T 718–T 724 plotted in Fig. 7 belong to a profile of only ca. 4 m in thickness forming a mylonite horizon which is in tectonic contact to the overlying Ötztal crystalline. Most probably we are dealing with Permoscythian rocks (?metaporphyroid), but the participation of Altkristallin can not be excluded (?sample T 723). The thin sections show neoformation of phengite, chlorite, stilpnomelane, clinozoisite, and, in two cases, also biotite (microprobe analyses). On the other hand, coarse detrital components are still recognizable (strongly deformed quartz pebbles, partly with resorption tubes, plagioclase and white mica). Five whole rock samples from this mylonite scatter along a trend line of 181 ± 20 m. y.; whereas the $< 2 \mu$ fine fractions define a fairly reliable isochron of $113,4 \pm 1,8$ m. y. If we calculate the different twopoint isochrons of the fine fractions ($< 2 \mu$) and their corresponding whole rock data point, we get model ages of 88, 89, 93 and 93 m. y.; sample T 718 which does not belong directly to the 4 m profile, yields a value of 102 m.y.

The following interpretation is given at present, for these age results.

a) The WR errorchron age of 181 m. y. is a mixed age and has no geological significance.

b) Though well in agreement with the regional metamorphic evolution, the two-point isochrons of 88–93 m. y. do not reflect a geological event. This must be derived from microscopical observations, which demonstrate clearly that a perfect homogenization of the Rb and Sr isotopes in the whole rock system cannot be expected for the last metamor-



87 Rb/86 Sr



Fig. 7, 8. The 113 m. y. isochron is related with early tectonic movements, which started in the Austroalpine unit before the thermal climax of the Early Alpine metamorphism was reached. All the other (except the 113 m. y.) "ages" figured in the two diagrams are interpreted as geologically meaningless mixed ages, due to an incomplete isotopic homogenization in the coarse-grained parts of the rocks analyzed.

phic event effective in these samples, as coarse-grained detrital components still are well recognizeable. This is demonstrated also by Fig. 8: the coarser the analyzed grain size, the higher are the amounts of inherited ⁸⁷Sr_{rad}.

c) From the fairly good linear arrangement of the $< 2 \mu$ data points we deduce that a good isotopic homogenization took place between the fine-grained parts of the 4 m profile. Thus the 113 m. y. isochron reflects a geological event.

Theoretically, the 113 m y, trend line could represent a mixed age, the geological event connected with the isotopic homogenization being younger than 113 m, y, and older than 90 m.y. This, however, would be possible only if the admixture of not homogenized material within the $< 2 \mu$ fraction is very similar for all six samples alined along the 113 m. y. isochron and must be excluded on the basis of petrographic observations.

Thus, if the 113 m. y. isochron reflects a geological event, it is the analytically most reliable one among all the Rb/Sr data of the Scarl metasediments; but the 90 m. y. metamorphic event is not corroborated by this result.

As deduced from structural criteria, the isotopic homogenization could have taken place during a pervasive deformation of the rock analysed; even more, we think that the mylonitization was the main reason for the good isotopic homogenization, never reached in other cases where this deformation is missing (cf. Fig. 5, 6). Furthermore, we could expect a considerable and early increase of the local temperature regime in this mylonite horizon by frictional processes (cf. BRUN & COBBOLD 1980). Thus, the 113 m. y. isochron would reflect a tectonic process. On the other hand, the microfabrics show, that the crystallization onlasted the deformation process; this means, that the thermal peak of the regional metamorphism was reached after 113 m. y., as deduced also from K/Ar data of sample T 724: < 2 μ = 93 m. y., WR = 103 m. y. (see Tab. 15).

Thus, the data now being discussed does not contradict with the postulation of a 90 m. y. regional metamorphic event. But it can be deduced thereof that tectonic processes had started much earlier within the Austroalpine rock series (cf. p. 156).

3. General Remarks and Interpretation Problems

Some general problems concerning the behaviour of isotopic systems should be discussed in order to realize the geological significance of model ages and/or isochron ages listed in chapter 2.

3.1 K/Ar versus Rb/Sr (see Plates 2–5)

Considering the areas which show only very weak or no post-Hercynian metamorphic imprints, good concordance is reached in some cases with the K/Ar and Rb/Sr method for the same biotite concentrate. In other cases the two age values do not overlap within the limits of error (sample T 612). Obviously the K/Ar and/or Rb/Sr system could have been slightly influenced in these areas, though Alpine metamorphism reached only anchizonal to weakest greenschist metamorphic conditions. The Scarl crystalline is a good example for beginning reactions in the isotopic systems of pre-Alpine micas. However, it has been mentioned (p. 136) that the Rb/Sr system of total rocks could have been slightly opened during the very weak/weak Alpine metamorphism in the Scarl Unit. According to this interpretation the beginning of a mobilization of the Sr and/or Rb isotopes is postulated. T and p conditions of the Alpine metamorphism in the Scarl orthogneisses should have been definitely too weak to destroy the linear arrangement of a Rb/Sr whole rock isotopic system (Fig. 3). But enhanced mobilization of fluids (e.g. from the overlying sediments of the Engandine Dolomites) could make this possible. Sr mobilization could thus work by reopening of only a small part of the mineral systems of the rock, and the scatter of the data points in the Rb/Sr evolution diagram depends on the quantity of ⁸⁷Sr_{rad} lost or gained in the analyzed sample.

In the areas where Alpine greenschist facies metamorphism definitely prevailed, both the K/Ar and the Rb/Sr system in biotite as well as the K/Ar system in white micas were clearly reopened producing geologically meaningless model ages (= Hercynian/Alpine mixed ages).

In almost all cases biotites from the overprinted basement rocks show higher K/Ar than Rb/Sr ages. In some cases the K/Ar biotite age is even higher than the calculated K/Ar model age of the white mica from the same rock specimen, often exceeding the 300 m.y. (Hercynian cooling age) limit. The following explanation may be given for this fact. The Rb/Sr system was disturbed mainly in biotite during the low grade Alpine metamorphism by a partial loss of radiogenic Sr from the crystal lattice; whereas the second, and in paraschists the only still Rb and Sr rich mineral, the white mica, was not affected. Considering the K/Ar system however, both biotite and white mica were reopened and part of the radiogenic ⁴⁰Ar, accumulated in these minerals since the Hercynian cooling was lost from these minerals. But the metamorphic conditions during Early Alpine times were not only to low to produce a total argon loss from the minerals (micas), they were especially too weak to expell the radiogenic argon, released from the mineral lattices, from the whole rock system. Thus, the white micas closed again their K/Ar isotopic system at a time when the peak of the overprinting metamorphism was reached or shortly after this time. The biotites however, closed later, i. e. at the final phase of the cooling processes and could thus incorporate different and in some cases high amounts of the ⁴⁰Ar_{rad} remaining in the rock and present today as excess argon in biotite. As already mentioned, the number of such K/Ar model ages are geochronologically meaningless; but they are not without any significance.

Firstly, these ages reflect polyphase metamorphism and secondly, presuming Hercynian ages for the micas analyzed, the figure of the age is proportional to the quantity of $^{40}Ar_{rad}$ lost (or gained) during the Early Alpine metamorphism.

Generally the K/Ar model ages of white micas show a direct and \pm continuous relationship to the increase of Alpine metamorphism. This may best be studied in the mixed age zone of the southern Ötztal mass: the further we go to the E, the younger are the calculated K/Ar model ages of white mica. In the weakest metamorphic parts of these mixed age zones, where the Hercynian K/Ar ages of pre-Alpine white micas have been preserved, we never find excess argon in biotite, but only argon loss. Further, to rearrange the K/Ar system in both white mica as well as biotite, i. e. to reach an almost perfect argon loss in the whole rock system of metamorphic rocks, we should reach middle to higher greenschist facies conditions, considering the regional distribution of pre-Alpine mineral parageneses and fabrics. Finally, we should point out, that we could not detect any relation between argon loss and primary grain size in Altkristallin rocks. Coarse grained pegmatites show
similar K/Ar white mica model ages to finer grained paraschists or even phyllites from the same area (cf. e. g. T 833, T 834, T 862 in Tab. 8). Thus the retentivity for ⁴⁰Ar in white micas can not be explained mainly by volume diffusion (cf. p. 132).

It is possible that argon diffusion from coarse-grained micas is attained mainly by mechanical deformation along optically not detectable subgrain boundaries, provided that the critical "opening temperature" is reached within the rock.

We find a much different situation in the weakly and monometamorphic metasediments (Scarl/Ortler). The Verrucano samples with varying amounts of detrital components of the Scarl Unit yield model ages which in our opinion are already near to real metamorphic ages. Thus a considerable loss of radiogenic argon must also be expected for detrital pre-Alpine micas. Argon loss from the whole rock system of these metasediments would have taken place partly during diagenesis and could have continued during Alpine metamorphism when part of the detrital components recrystallized. In any case, considering the very low/low metamorphic grade of these metasediments, the ⁴⁰Ar retention level would be considerably lower than in the polymetamorphic crystalline rocks. This may partly be related to the much higher amount of fluids present in the sediments contrary to the pre-Alpine crystalline rocks during metamorphism, thus, accelerating mineral reactions and, of course, isotopic mobilization.

The Rb/Sr system in white micas has in most cases not been affected in the area investigated except for the region of the Schneeberger Zug, where higher greenschist to amphibolite facies conditions were reached during Alpine metamorphism (see p. 127); and even for this area it is still questionable, whether a perfect Rb and Sr homogenization between the white micas and the whole rock system has taken place in Alpine times.

We would not doubt that white micas from the area where Alpine amphibolite facies conditions were reached really recrystallized. But these minerals could incorporate different small amounts of ${}^{87}\text{Sr}_{rad}$ (e. g. deriving from pre-Alpine muscovite itself) when the thermal peak was reached, or shortly after this time, thus preventing a perfect homogenization of the Sr isotopes. According to this interpretation the Rb/Sr ages on white micas mentioned by SATIR (1975, and unpubl. data) from the Schneeberger Zug area of 110–145 m. y. could predate the Early Alpine metamorphism, due to small amounts of "excess ${}^{87}\text{Sr}_{rad}$ ".

3.2 Reopening of Isotopic Systems and Related Mineral Reactions

We have already shown in chapter 2 that the influencing of the K/Ar and Rb/Sr system in micas of the crystalline rocks may be partly related to metamorphic mineral reactions observable in the thin sections. We shall summarize here the most important facts.

In Fig. 2 we distinguish four different "zones" with (continuously) increasing Alpine metamorphic grade. We should emphasize that Fig. 2 was sketched on the basis of microscopical observations as well as radiometric dating. This is important to note, because secondary mineral reactions are not observable in every rock where the isotopic systems have already been notably influenced.

Zone a) Hercynian Zone. Unaltered pre-Alpine parageneses. Locally sericitization of feldspar or kyanite. Beginning of Alpine stilpnomelane (Languard crystalline) and chlorite. Partly penetrative deformation of pre-Alpine minerals (deformation lamellae in quartz, kinkbands in micas, see sample T 598) which may be probably of Alpine age. No recrystallization in quartz. Hercynian mica ages.

Zone b) Alpine stilpnomelane Zone or transition zone from anchi- to epimetamorphic conditions. Neogenic stilpnomelane, phengite/muscovite and chlorite in metasediments and crystalline rocks. In special cases also neoformation of biotite (Ortler; Jaggl/ Val Truyen mylonite). Beginning chloritization of biotite. Intense reactions in quartz: suturation and subgrain formation, recrystallization in the most fine-grained parts; deformation lamellae disappear. Slightly lowered K/Ar or Rb/Sr ages in biotites, but generally still Hercynian K/Ar ages in pre-Alpine white mica.

Zone c) Alpine chloritoid zone. Alpine stilpnomelane disappears. Typical zone of retrograde mineral reactions such as: bleaching, segregation of Fe and Ti in biotite (inclusion trails, arranged especially along kink bands), chloritization of biotite; diaphthoresis of staurolite (chloritoid, chlorite and sericite), sericitization of feldspars, chloritization of garnet, more rarely sericitization of kyanite and sillimanite. Recrystallization and collective crystallization is observed in quartz. Typical mixed age zone. Rb/Sr ages in biotite partly Alpine, locally high amounts of excess radiogenic argon in biotite. Neoformation of phengite, biotite, kyanite and garnet in post-Hercynian metasediments (Brenner area). White micas retain normally their pre-Alpine Rb/Sr ages.

Zone d) Alpine staurolite zone. Generally coarse-grained, fresh, slightly deformed parageneses prevail. Retrograde alterations are almost missing. Fresh tiny staurolite is interpreted as an Alpine mineral. Early Alpine mineral ages, possibly with small amounts of inherited or excess radiogenic ⁸⁷Sr in white micas. For the area S of the central Schneeberger Zug Alpine metamorphic conditions of 570 °C at 5 kbar are postulated by HOINKES (1981).

3.3 Parameters controlling K/Ar and Rb/Sr Systematics

a) K/Ar and the blocking temperature concept

Fig. 11 shows 25 K/Ar analyses of white micas from crystalline rocks in an 40 Ar versus K diagram. All the plotted samples belong to regions where Alpine metamorphism was missing (Phyllitgneiszone, Silvretta mass p. p., western Ötztal mass and Languard crystalline) or reached only weakest greenschist facies conditions (Scarl Unit). For the Scarl basement maximum Alpine temperatures of ≤ 350 °C were postulated (THÖNI 1980 b).

The K/Ar model ages of all these pre-Alpine white micas, deriving from different areas and rock types vary only within a narrow time span of 300-317 m. y. From this we deduce, that these model ages may be related to a certain evolution stage of the Hercynian meta-morphism and we presume that the argon clock has not been disturbed any more (whether by loss or incorporation of radiogenic argon in the crystal lattice) after the time of approximately 290 m. y. (lowest values form Fig. 11: 300 ± 10 m. y.).

If we calculate a K/Ar isochron using all the data points from Fig. 11 there results an age of 321 m.y. with a negative intercept, pointing to an ⁴⁰Ar deficiency of -5,2 cm³ ⁴⁰Ar_{rad}. 10⁻⁶ for these metamorphic minerals. According to HARPER (1970) such K/Ar isochrons can be identified with "metamorphic crystallization". Our computed intercept value of -5 cm³ ⁴⁰Ar_{rad}. 10⁻⁶ corresponds to the amount of radiogenic argon which is produced by a K-white mica with a "normal" K-content of about 7–9 weight-%K within a time span of about 15 m. y. If each of our micas would have lost ~ 5 cm³. 10⁻⁶ of radiogenic argon from its crystal lattice after crystallization (i. e. ordering of the main elements), as deduced



Fig. 9, 10. The Hercynian muscovite "isochron" of 315 ± 10 m. y. was calculated under the presumption that all these micas (separated from lithologically comparable rocks) started with similar ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratios. The age value agrees with the more reliable results from micas with high Rb/Sr ratios and thus small analytical errors (Fig. 10).

from the calculated isochron of Fig. 11, the white micas should have been closed for argon at about 306 m. y. This number is identical to the mean value of all the K/Ar model ages of each single sample plotted in Fig. 11, which is 306 ± 11 m. y.

We can make the same consideration using K/Ar biotite analyses from the Hercynian regime (Fig. 12). In this diagram we note a much wider spread of the data points resulting in a higher variation of the single model ages (272–314 m. y.). This may be due, in cases, to a very slight disturbance of the argon reservoir in biotites by the Alpine metamorphism, as the minerals derive partly from the Alpine stilpnomelane zone. The calculated K/Ar isochron gives an age of 312 m. y., but the intercept value corresponding to the amount of 40 Ar lost from the biotite lattice after crystallization of these minerals, is in the same order as the value for white micas (–6 cm³. 10^{-6} Ar⁴⁰).

Following HARPER (l. c.) the model age (so called ⁴⁰Ar retention ages) of the single minerals would have no geological significance, as the amount of ⁴⁰Ar lost from the crystal lattice thus influencing the model age to be calculated from the ⁴⁰Ar/K ratio, would be controlled firstly from the partial pressure of ⁴⁰Ar accumulated along grain boundaries and lattice defects and not from regional parameters, such as the metamorphic temperature regime. We think that this must not necessarily be so and can be demonstrated only if we have a perfect K/Ar isochron with negative intercept and with a wide spread in K/⁴⁰Ar ratio and secondly a very similar distribution of all the other parameters controlling metamorphic mineral reactions. These conditions however are hardly to be fulfilled. And moreover, from a perfect K/Ar isochron identical ⁴⁰Ar retention ages (= K/Ar model ages) would result and it is hardly believable that the "argon saturation level" (HARPER, l. c.) varies very much in similar metamorphic mineral parageneses. As the K/Ar isochron with negative intercept implies equal argon loss for K-poor and K-rich minerals the ⁴⁰Ar overpressure in





the coexisting K-poor of K-free minerals of the rocks system should vary considerably, because the radiogenic argon lost from the crystal lattice of K-rich minerals, such as micas, is not expelled from the rock. Further, if the loss of radiogenic argon from metamorphic minerals would be stopped only after a critical "saturation level", i. e. argon overpressure along the grain boundaries is reached, it would be impossible to date fast cooling or even contact metamorphic processes by the conventional K/Ar method. Finally, the good concordance of the K/Ar and Rb/Sr model ages calculated for biotite from the Hercynian as well as from the Alpine metamorphic area (Schneeberger Zug) should be a reliable indicator that ⁴⁰Ar retention ages have a geological significance (cf. e. g. ARMSTRONG et al. 1966) and that these ages must be controlled mainly by external and regionally efficient parameters.

In summary, if the blocking temperature concept is applied to the K/Ar data points of Fig. 11 (and presuming a contemporaneous Hercynian cooling history within the Austroalpine basement), then the isochron model of HARPER would be meaningless and viceversa. However, if the negative intercept in Fig. 11, 12 is due to a slight Alpine reopening





Fig. 11, 12. Biotites as well as white micas from the Hercynian zone point to a similar deficiency of ⁴⁰Ar_{rad}, when the relative K/Ar "isochrons" are calculated. Applying the interpretation of HARPER (1970) these isochron ages could be related with metamorphic crystallization of the analyzed mincrals. The data agree well with the Hercynian metamorphic evolution, but we would not accept this interpretation as the only reliable one (see text).

of the K/Ar system (argon loss and/or incorporation – an explanation which in our opinion may most probably be excluded – see p. 146) then there should exist a mechanism which makes argon loss easier in micas with low K-contents than in K-rich ones.

The blocking temperature concept for the K/Ar and Rb/Sr system in micas developed in the Swiss Central Alps by the geochronology team at Bern (e. g. JÄGER et al. 1967, JÄGER 1973, PURDY & JÄGER 1976; DODSON 1973, 1979), has not remained without contradiction. In the most strict sense the blocking temperature concept would imply that a special mineral would not only close for a given isotopic sytem when a critical temperature, the related blocking temperature, is reached by regional cooling, but it should also behave as closed during later metamorphic phases, supposed that this critical temperature is not surpassed. Thus sealing and opening temperature would be more or less identical. CHOPIN & MALUSKI (1980) demonstrated that "the opening of a system is not dictated by the temperature" and, moreover, that "a temperature-determined closure of isotopic systems cannot be systematically assumed ..." (l. c., p. 117).

From the regional distribution of the mineral ages in the Austro-alpine domain in discussion and the petrographic observation of the related differently polymetamorphosed mineral parageneses (Chapter 2) we deduce that temperature was the most important parameter in controlling K/Ar and Rb/Sr systematics in micas. This holds for the Hercynian as well as for the Alpine metamorphism in this area. However, we should emphasize that temperature is not the only parameter that influences isotopic systems. Intense deformation, especially when effective in combination with enrichment in fluid phases can highly accelerate reactions in the mineral parageneses (neoformation and/or recrystallization processes) and so of course the related isotopic systems are also influenced. As typical examples already discussed we remember the Verrucano of S Sta. Maria (Fig. 5), the mylonite of Val Truyen (Fig. 7, 8).

On the other hand, we have shown that tectonic deformation alone, also when very intense, is not able to reopen the K/Ar and Rb/Sr system in micas. Sample T 598, a biotitekyanite-paragneiss from the western Ötztal mass (Zone of Hercynian mica cooling ages) shows a very pervasive deformation of the pre-Alpine mineral paragenesis which is definitely of post-crystalline (and probably of Early Alpine) age. Nevertheless the K/Ar and Rb/Sr mica ages compare very well with those of other mica ages from weakly deformed paragneisses from the same locality (Tab. 5, 6). Similarly the strongly deformed Scarlorthogneisses of the (Alpine) Schlinig thrust near Schlinig show very intense neoformation of Alpine white mica (cf. p. 135), but the K/Ar system of the pre-Alpine micas has not been affected.

b) Rb and Sr isotopic homogenization and the Rb/Sr system in white micas

Metasediments. Rb and Sr isotopic homogenization in pelitic sediments during diagenesis was postulated more than once in the literature on the basis of Rb/Sr isochrons which are well in accordance with the supposed time of sedimentation. GEBAUER & GRÜNENFELDER (1974) however, stressed that such ages could be "reinterpreted in favour of metamorphic and not sedimentary ages". From these observations follows that Rb and Sr isotopic equilibration is expected before or at least at the beginning of very weak/weak metamorphism (= with beginning greenschist facies).

Our samples analyzed from the Münstertal metasediments show that the Alpine metamorphic conditions were not sufficient to reach good isotopic homogenization (Fig. 5, 6, 8). The Münstertal Verrucano is normally a very coarse-grained rock type. Also if the metamorphic character is well recognizable, Sr isotope equilibration can not be expected within the whole rock system, as still coarse-grained detrital white mica can be observed macroand microscopically. But even the most fine-grained matrix (the size of the neogenic Alpine micas is normally $> 2 \mu$) did not reach Rb and Sr isotopic homogenization. Using the described separation method (p. 114), the fine fractions $< 2 \mu$ should be composed more or less of fragments of neogenic white micas. This is also supposed from the K/Ar age results. Two possibilities may be discussed in order to explain the scatter of the data points of the fine fractions in the Rb/Sr evolution diagram. Firstly small amounts of detrital material (mica) with highly different Rb and/or Sr contents (or ratios) could disturb the linear arrangement of data points. Secondly, the neogenic white micas which received their radiogenic Sr mainly from degraded or recrystallizing detrital mica, could have incorporated varying amounts of ⁸⁷Sr_{rad} during crystallization, thus starting with different initial ratios. It has been shown by microprobe analysis, that the variation in the chemistry of major elements of detrital white micas from the Münstertal Verrucano is notable (FRANK et al. 1979).

On the other hand, using the same separation method as for the Münstertal samples, a reliable isochron resulted from the $< 2 \mu$ fractions for the mylonite of Val Truyen/Jaggl area (see Fig. 7). Also in this case no Rb and Sr equilibration was reached, within the whole rock system. This is clearly shown in Fig. 8: coarser grain sizes show higher amounts of detrital white mica and thus also higher contents of 87 Sr_{rad}. The model ages and isochron ages resulting from such samples analyzed are typical mixed ages: model ages of single samples are higher, two-point isochron ages lower than the related (Cretaceous) metamorphic event. For the $< 2 \mu$ fraction of these mylonite samples however, we must suppose that the admixture of detrital material, which the Rb and Sr isotopes did not equilibrate during the 113 m. y. event, is negligible (or, at least does not strongly vary within the different samples). Otherwise a linear arrangement of the data points would not be possible. We think that the very intense deformation, probably connected with a local increase in temperature by production of frictional heat (biotite growth!) and with a much better circulation of the rock's fluids was the main reason for such a good isotopic homogenization being reached in this special case.

Pre-Alpine white micas. According to the blocking temperature concept in its most strict sense, pre-Alpine white micas from the Alpine greenschist facies area should have retained all radiogenic Sr produced within their crystal lattice since the Hercynian cooling below 500 \pm 50 °C (JAGER 1973, PURDY & JAGER 1976). Thus, considering our area of investigation, we could expect mixed ages or Alpine Rb/Sr ages for these minerals only in the area of the Schneeberger Zug, as shown on Fig. 2.

However, apart from Hercynian we found several "Late Hercynian" Rb/Sr ages on white micas deriving from the Alpine chloritoid (T 834, T 1165) or even from the Alpine stilpnomelane zone (T 855, T 1112). It is important to note, that the white micas from the Alpine stilpnomelane zone (T 855, T 1112) show still Hercynian K/Ar ages.

According to this interpretation one could conclude, that the Rb/Sr system in pre-Alpine white micas has in some cases been reopened during the Alpine metamorphism, whereas the K/Ar system was not affected (T 1112!). One might suspect, that anomalous fluid conditions could favour locally an enhanced Sr diffusion (${}^{87}Sr_{rad}$) from the crystal lattices. But why then did such processes not also affect the argon reservoir? Anyhow, it is

| SAMPLE | T 520 | T 552 | Т 562 | Т 7 | 32 | Т 8 | 304 | T 834 | Т 855 | T 864 | Т 946 | Т 966 | Т 980 | T 1003 | T 1112 | T 1165 |
|------------------------------|--------|--------------|----------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | | | | centre | rim | centre | rìm | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 46,70 | 47,37 | 47,54 | 46,35 | 48,97 | 45,80 | 50,20 | 45,28 | 46,97 | 46,07 | 45,91 | 45,68 | 46,48 | 46,66 | 48,41 | 45,88 |
| TiO ₂ | 0,27 | 0,18 | 0,20 | 0,28 | 0,31 | 0,70 | 0,39 | 0,05 | 0,18 | 0,12 | 0,45 | 0,00 | 0,33 | 0,46 | 0,42 | 0,00 |
| Al_2O_3 | 32,00 | 30,91 | 28,9 9 | 32,99 | 28,80 | 34,51 | 29,51 | 34,93 | 32,08 | 35,75 | 34,60 | 35,12 | 30,49 | 34,20 | 28,28 | 35,55 |
| FeO | 4,50 | 4,3 2 | 5,62 | 2,76 | 3,78 | 1,52 | 2,18 | 2,31 | 4,31 | 1,46 | 1,79 | 2,45 | 4,28 | 1,77 | 6,41 | 1,31 |
| MnO | 0,16 | 0,18 | 0,18 | 0,06 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,07 | 0,00 | 0,14 | 0,00 |
| MgO | 0,18 | 0,42 | 0,16 | 0,64 | 1,15 | 0,72 | 2,11 | 0,37 | 0,19 | 0,42 | 0,59 | 0,41 | 0,56 | 0,76 | 0,34 | 0,39 |
| CaO | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Na_2O | 0,60 | 0,41 | 0,36 | 0,56 | 0,40 | 0,60 | 0,37 | 0,39 | 0,33 | 0,57 | 0,51 | 0.55 | 0,40 | 0,50 | 0,17 | 0,44 |
| K ₂ O | 10,30 | 10,48 | 10,50 | 10,40 | 10,17 | 10,58 | 10,42 | 10,78 | 10,77 | 10,54 | 10,37 | 10,68 | 10,65 | 10,66 | 10,32 | 10,48 |
| TOTAL | 94,72 | 94,29 | 93,57 | 94,05 | 93,66 | 94,43 | 95,19 | 94,11 | 94,96 | 94,94 | 93,82 | 94,93 | 93,27 | 95,00 | 94,50 | 94,04 |
| Zoning yes/no | | | | par | tly | par | tly | rarely | *) | | | | | rarely | | |
| Alpine T zone (Fig. 2) | a | a | b | Ŀ |) | ł |) | с | Ь | с | с | с | Ь | b | b | с |
| K/Ar age | 313±10 | 303±13 | 30 0±9 | 30 |)8±13 | 30 | 2±14 | 115±5 | 294±12 | 149±8 | 187±8 | 129±6 | 289±12 | 317±13 | 305±12 | 174±7 |
| Rb/Sr age | 312±12 | 327±13 | 30 0±12 | 32 | 28±13 | 32 | 6±13 | 254±10 | 234±9 | 345±14 | 329±15 | 314±13 | 317±13 | 310±12 | 274±11 | 223±9 |

Table 16: Comparison of mineral chemistry, Alpine temperature zones and radiometric age data on pre-Alpine white micas from granitoid gneissesand pegmatites. Selected microprobe analyses on polished micas taken from the same concentrate used for the isotopic analysis. *) Sample T 855 shows phengite rims in the thin section. T 520: thin section analysis.

•

very clear that we can not apply the blocking temperature concept for the cases being discussed, if this interpretation is suitable.

CHOPIN & MALUSKI (1980) have demonstrated that the K/Ar isotopic system behaves differently if muscovites or phengites are analyzed (cf. also FRANK & STETTLER 1979). Our analytical results show no clear correlation between the mineral chemistry and the behaviour of isotopic systems – see Tab. 16 (possibly except sample T 1112).

As an improbable, but after all possible explanation we could suggest that the "late Hercynian" Rb/Sr ages are produced by admixture of Alpine mica in the analyzed concentrate (not eliminated during the separation process). This explanation could hold true for sample T 855 which shows broad rims of Alpine phengite (cf. Fig. 1). If the differences in the Rb/Sr ratios between pre-Alpine and Alpine mica would be very pronounced, the admixture of very small amounts of Alpine mica could notably lower the Rb/Sr age, whereas at the same time the K/Ar age would be hardly influenced.

At the moment no definitive explanation can be given for the data in discussion, but most probably we have to choose between these two possibilities (cf. p. 155): or such late Hercynian muscovite/phengite ages represent mixed ages, produced by a partial reopening of the Rb/Sr isotopic system under locally anomalous metamorphic conditions (p_f!) during the Early Alpine metamorphism, or they are due to the mixture of Hercynian and Alpine mica (intergrowth!) in the analyzed concentrate.

c) Alpine temperatures and isotopic systems

From a combination of petrographic observations (Fig. 2) and isotopic analyses we dare a general statement for the behaviour of the K/Ar and Rb/Sr system in micas during reheating in polymetamorphic rocks. However, we should emphasize that the following values can be applied only in similar rock series which undergo metamorphic conditions similar to the Austroalpine Altkristallin in discussion.

- α) Beginning loss of ⁸⁷Sr_{rad} and/or ⁴⁰Ar_{rad} from biotite when ca. 300 \pm 20 °C are reached.
- β) Beginning loss of ${}^{40}\text{Ar}_{rad}$ from white micas at ca. 350 ± 30 °C.
- γ) Total loss of ⁸⁷Sr_{rad} (i. e. Alpine ages) may be reached in biotite at ca. 380–420 °C. Total loss of ⁴⁰Ar_{rad} in biotite would be possible at ca. 400 °C, but from a secondary incorporation of radiogenic argon (not expelled from the rock) during the cooling in most cases higher K/Ar than Rb/Sr ages result from the same biotite sample (excess argon).
- δ) Total loss of ⁴⁰Ar_{rad} from white mica at ca. 450 °C (or above). Perfect argon loss from the whole rock system is most probably not accomplished in this temperature range in a "dry" crystalline. This is supposed by the fact, that the K/Ar model ages from biotites are partly higher than those of coexisting white micas (excess argon in biotite? – SATIR 1975, unpubl. data p. p.).
- E) Total loss of ⁸⁷Sr_{rad} from pre-Alpine white mica most probably is reached only with beginning amphibolite facies (540 °C). The first reopening of the Rb/Sr system in white micas however, is a crucial point, but may probably be possible already when middle greenschist facies conditions are reached (especially when enhanced chemical reactivity is observed within the paragenesis; quartz-phengite-microcline-gneisses!). Most probably the retentivity of ⁸⁷Sr_{rad} is higher in pure muscovites or muscovites/paragonites than in white micas with high celadonite contents (cf. PURDY & JÄGER 1976, FRANK & STETTLER 1979, CHOPIN & MALUSKI 1980).

4. Relationship between Metamorphism and Tectonic Movements

4.1 Hercynian Event

Mica ages from those parts of the Austroalpine crystalline where well preserved, non diaphthoritic mineral parageneses prevail are interpreted as Hercynian cooling ages. If we use the same blocking temperatures for micas as accepted by PURDY & JÄGER (1976), the Austroalpine crystalline plate would have cooled from 500 to 300 °C approximately between 330 and 270 m. y. Hence, we can calculate a very low rate of uplift (erosion) during the final phase of the Hercynian metamorphism which is in the range of 0.1–0.2 mm/y only. SATIR & MORTEANI (1978, p. 297) give still lower Hercynian uplift rates for the area N of the western Tauern Window.

There exist good arguments for the area in discussion that suggest that this cooling process was not a steady one, but that the cooling rate was higher at the beginning. Meanwhile most of the K/Ar and Rb/Sr ages on white micas fall in the interval of 300-330 m. y., biotite ages belong mainly to the 300-270 m. y. time interval:

M-Rb/Sr ages: 318 ± 10 m.y. (mean of 10 uncorrected model ages; see also Fig. 9, 10)

M-K/Ar ages: 306 ± 11 m. y. (mean of 25 analyses)

B-K/Ar + B-Rb/Sr ages; 290 \pm 20 m. y. (mean of 32 analyses).

With this simplified model we presume that the late to postmetamorphic evolution was similar all over the area in discussion.

The Hercynian pT conditions of the Austroalpine crystalline basement were studied, for instance, by HOERNES (1972), GREGNANIN & PICCIRILLO (1974), PURTSCHELLER & SASSI (1975), SATIR & MORTEANI (1979) and can partly be calculated by p or T index minerals such as andalusite, kyanite, phengite (?), etc. According to some of these authors we note a change from a high-pressure to a more temperature controlled type of metamorphism during the Hercynian event (SATIR & MORTEANI 1979). A clear differentiation of the Hercynian orogenetic cycle from an older ("Caledonian"; see PURTSCHELLER & SASSI 1975) event has not been succeeded to date in the Eastern Alps (cf. also BOCCHIO et al. 1981).

Late Hercynian Event - yes or no?

Several Rb/Sr ages on white micas are known from the Austroalpine/Southalpine Altkristallin which do not fit well into the above mentioned simple Hercynian cooling model (cf. p. 151). The Rb/Sr phengite ages of 260/273 m. y. published by SATIR & MORTEANI (1978) from the Schwazer Augengneise have been interpreted as cooling ages related to a very slow, long-lasting uplift process after the Hercynian metamorphism. Similar ages (260/275 m. y.) were published by GRAUERT et al. (1974; and found again during our investigations, see Tab. 11, sample T 834) from pegmatites/muscovitegranites of the Martelltal, E of the Ortler; meanwhile, one muscovite from a pegmatite of the Val Grosina (Campo crystalline) yielded a Rb/Sr age of 252 m. y. (HANSON et al. 1966, p. 410). Micas from the Southalpine crystalline gave still lower Rb/Sr age values of roughly 200–250 m. y. (HANSON et al., l. c.; HUNZIKER 1974, FERRARA et al. 1962). The preferred interpretation for most of these cases is that we are dealing with geologically meaningful ages, related or with cooling processes (SATIR & MORTEANI, HUNZIKER, l. c.) or with Late Hercynian magmatic events (GRAUERT et al., HANSON et al., l. c.).

GRAUERT (1969, p. 117) did not exclude a slight affecting of the Rb/Sr muscovite ages in the southeastern Silvretta by the Alpine metamorphism. If we use this interpretation for this special area, the Rb/Sr system in white micas would have been affected within an Alpine temperature range which is much below (Alpine stilpnomelane!) the related critical sealing/opening temperature. We have already shown with several examples (chapter 3, p. 151), that this presumption may probably hold true for special (local) metamorphic conditions and that a very strict use of the blocking temperature concept may lead, in cases, to erroneous interpretations of apparent ages. To summarize the problem, we see the possibility that geologically meaningful Late Hercynian ages may exist when there is a relationship with a contemporaneous (Permian/Triassic) magmatic activity, as shown e.g. by HUNZIKER (1974). But, as derived from the regional K/Ar and Rb/Sr biotite cooling age pattern (Plate 2, 3), the existence of real Late Hercynian (post 270 m. y.) muscovite ages produced by long-lasting regional cooling or even by a late Hercynian regional temperature increase is not a realistic interpretation for the area in discussion.

4.2 Cretaceous Orogenesis

Most of the geochronological data demonstrate that the most important and in many areas the only Alpine tectonic-metamorphic processes within the Austroalpine Unit are of Cretaceous age. This results also from many published and unpublished data from the Austroalpine crystalline E of the Tauern Window (OXBURGH et al. 1966, FRANK pers. inform., MORAUF 1980, S. SCHARBERT 1981).

Further, the regional distribution of K/Ar and Rb/Sr biotite ages shows, that the final cooling of this Early Alpine metamorphism was a remarkably contemperaneous process all over the Austroalpine domain, occurring at $\sim 80-75$ m. y. We can regard the definitive décollement of the today's Austroalpine crystalline from its deeper crustal parts as the geological reason for this regional cooling. According to stratigraphic-sedimentological informations shortly after this time, namely during the Campanian a markable change in the composition of debris deposited within the Calcareous Alps took place (Gosau/Flyschgosau). More and more debris originating from crystalline rocks lying further to the S was poured from S to N. This change in sedimentation must most probably be related with tectonic movements of Austroalpine basement rocks which were to be thrusting further to the N during the "intragosauic event" (FAUPL 1978).

It is much more difficult to fix the time of the thermal peak or even the first stages of this Cretaceous (Early Alpine, eo-Alpine) metamorphism. It is interesting to note that the term "80 m. y. phase" used very often in the literature for the eo-Alpine phase, is not very correct, when related with the metamorphic evolution, as the time interval around 80 m. y. corresponds to the last stages of cooling and not to the metamorphism itself.

According to plate tectonics models the subduction of the Southern Pennine Zone below the Austroalpine Domain (= Austroalpine-Southalpine-Adriatic plate after DIETRICH 1976) is the main reason for the internal deformation (compression) and first thrusting of Austroalpine units upon the northern (Pennine) domain. According to different authors these processes started in late lower to mid Cretaceous (120–100 m. y.) times (e. g. DIETRICH & FRANZ 1976, FRISCH 1979, HAWKESWORTH et al. 1975). Within this time interval we would than expect an updoming of the isotherms, especially in the southern Austroalpine domain. As crustal thickening and thus burial is only reached with the aid of tectonics, we can reckon with starting tectonic movements within the Austroalpine unit at this early time. The 113 m. y. isochron from a mylonite as shown in Fig. 7 most probably reflects such processes.

From the southwestern Engadine Dolomites (Val Trupchun area) we have paleontological evidence that sedimentation lasted at least up to Albien, but most probably up to Cenomanian/Lower Turonian times = ~ 95 m. y. b. p. (TRÜMPY 1981, pers. inform.).

As shown by the regional distribution of the Alpine metamorphism (Fig. 2, Plates 2–5) the southern Ötztal mass (Schneeberger Zug) as well as the Ortler-Campo crystalline complex underwent reasonable burial in pre-Upper Cretaceous times. In the Brenner area some 10–15 km of overburden are needed for reaching higher greenschist facies conditions in the Mesozoic sediments. This burial metamorphism might have been produced by the overburden pressure of today already eroded Austroalpine elements or/and of rock units lying today farther N (Northern Calcareous Alps). In any case this tectonic overburden varied strongly within the Austroalpine crystaline as demonstrated by mine-ralogical observations as well as by the radiometric age pattern. Other criteria might be also found, such as differences in the internal tectonic situation (flat or steep lying s-planes, macrofolds, etc.) which would as a result of varying thermal conductivity, raise the thermal gradients partly into higher tectonic-lithostratigraphic levels.

In principle we have three possibilities in order to raise the thermal gradients and thus to produce the metamorphism within the Austroalpine unit:

a) Production of a thermal heat flow in connection with extensive magmatic processes in deeper levels of the crust.

b) Convective transfer of the heat by circulating fluids.

c) Heat transfer by conduction alone, i. e. more or less without circulating fluids.

In all these cases probably we have to take into account the local production of frictional heat by internal tectonic movements.

We have no evidence for an extensive magmatic activity in the Austroalpine, at least not in Middle Cretaceous times. The main magmatic activity which may be connected with the subduction process of the Southern Pennine zone is restricted to the Southalpine Domain and is of Upper Cretaceous/Tertiary age (DIETRICH & FRANZ 1976). Moreover, enhanced circulation of fluids (in order to accelerate heat transport as well as mineral reactions) is not very likely, at least in deeper levels of the basement, as the Austroalpine crystalline must be derived from a "basement" very similar in lithology and thus of amphibolite metamorphic grade without high contents of fluids. Thus the heat flow for the generation of the Cretaceous metamorphism in the Austroalpine, reaching higher greenschist and partly even (Schneeberger Zug area) amphibolite facies conditions must have worked greatly by conduction alone *). Considering such a model, a time span of several tens of millions of years

^{*)} We should emphasize however, that in the Schneeberger Zug area we are dealing most probably with a special situation. As far as known to date, the rock sequences there did not suffer amphibolite facies metamorphism in pre-Alpine times - contrary to the neighbouring Altkristallin. The content of fluids in the Schneeberg rocks could have been notably higher than in the Altkristallin during Alpine times, thus accelerating mineral reactions and producing very coarse-grained Alpine parageneses, partly of amphibolite metamorphic grade, in this special area.

is needed for amphibolite facies temperature conditions to be reached in a "dry" crystalline according to calculations by OXBURGH & TURCOTTE (1974) in the area of the southeastern Tauern Window. If we fix the thermal peak of this Cretaceous metamorphism around 90 m. y. (cf. HAWKESWORTH 1976, BONHOMME et al. 1980), this process could have begun to evolve some 20–30 m. y. earlier, i. e. in late lower to mid Cretaceous times. This is well in agreement with stratigraphic-sedimentological and paleogeographic considerations.

4.3 Post-Cretaceous Events in the Austroalpine Unit

During the final décollement and/or the following thrusting phase to the N, the Austroalpine crystalline "plate", broke to several smaller units which were to form the different masses, such as Ötztal mass, Silvretta mass, etc. The thrusting movements occurred along new or already existing shear zones such as the "Paleo Schlinig thrust". Considering these tectonic movements we are confronted with the difficult problem of distinguish between late metamorphic (= Upper Cretaceous) and really postmetamorphic, i. e. Tertiary tectonics and metamorphism.

The Silvretta crystalline mass overthrusted the today's area of the Pennine Engadine Window only in post-Paleocene times. As discussed on p. 119, the imprints of the Alpine metamorphism in this crystalline must most probably be related with the Cretaceous thermal evolution, but there is also evidence for local post-Cretaceous regeneration in the Thialspitz area as well as at the base of the Calcareous Alps E of Arlberg Pass. The partial reopening of the K/Ar system in the most fine grained fractions of the metasediments (p. 121) may be correlated with locally intense tectonic deformation or with a slight increase in temperature (in connection with the Tertiary metamorphism of the underlying Pennine rocks) or both

Tertiary northward movements are documented for the Ötztal crystalline mass along the Inn valley between Prutz and Innsbruck (HAMMER 1931, MÜLLER 1953, TOLLMANN 1977 a). At the front of this crystalline, in the immediate neighbourhood to the Pennine rocks of the Engadine Window we find partly intense deformation connected with diaphthoresis as well as partial loss of radiogenic argon in micas (Table 5, sample T 920). A connection between these alterations with Tertiary processes would thus seem more probable than with Cretaceous ones. The westward trending tectonics of the western Ötztal mass along the so called Schlinig thrust is in part definitely of Cretaceous age (p. 141), but noticeable Tertiary movements along this thrust plane have been postulated as well (SCHMID 1973, TRÜMPY 1977, THÖNI 1980 a). A clear two-phased tectonic evolution is well observable in the field all over the Scarl Unit, including Jaggl. The prevailing structural element however, the very striking EW lineation which is observable in the Scarl metasediments (Verrucano, Jurassic radiolarites) and in the Scarl Altkristallin as well as in the sericitephyllites (p. p. a phyllonitic facies of the easternmost Scarl Unit) of the middle Vinschgau area, must be obviously of Cretaceous age. On the other hand, we should point out that there is no direct proof until now, whether by radiometric or by other experimental investigations, that the main movements along this Schlinig thrust took place in post-Cretaceous times. As an alternative to the earlier proposed conception (of Tertiary tectonic movements), the Ötztal mass could have overridden the Scarl Unit already during the final phase of the Early Cretaceous cooling (80–70 m. y.). If the Ötztal block suffered considerable rotation and westward thrusting after the Early Alpine metamorphism took place, we would expect a penetrative postcrystalline deformation in the middle-eastern Vinschgau area, where the Schlinig thrust as a discrete thrust plane disappears. Further investigations concerning this topic are in progress.

Post-Cretaceous tectonics and probably also a slight increase in temperature are postulated for the southern Scarl Unit in the area of Sta. Maria/Umbrail Pass according to field observations as well as analytical results (Fig. 5).

A unique example for Tertiary metamorphism within the area in discussion is the area of Mauls-Penser Joch (FRANK et al. 1977, RATHORE & HEINZ 1979). While the young metamorphism of the Austroalpine crystalline E of Mauls (BORSI et al. 1978) may be correlated with the Tertiary metamorphism of the Pennine Tauern Window, we must find an other explanation for the late metamorphism (K/Ar muscovite/phengite cooling ages of 15-22 m. y.) in the Penser Joch area. Possibly an extraordinary strong tectonic compression and subsequently a slight rise in temperature took place in this area during the later northward push and indentation of the South Alpine spur along the Judicarien-Pusterer (Periadriatic) Line (SEMENZA 1974).

ANDREATTA (e. g. 1935, p. 126) mentioned Alpine polyphase metamorphic/tectonic evolution in the Ortler-Campo and Tonale crystalline rocks. From a regional point of view the main Alpine metamorphic imprints must be correlated with the Cretaceous event (p. 132), but post-Cretaceous effects on the mineral assemblages and isotopic systems can not be excluded, especially along the late active Tonale Line. However, if at all we would expect that such post-Cretaceous influence is only of local importance and must not be correlated with a new regional increase in temperature. GRAUERT et al. (1974) published a Rb/Sr biotite age of 45 \pm 3 m. y. from the Martelltal and a Rb/Sr age of 57 \pm 2,5 m. y. on white mica was mentioned by SATIR (1981, personal comm.) from the Texelgruppe NNW of Meran.

Among the numerous and different dikes of the Ortler-Campo crystalline we also find rocks which, according to ANDREATTA (1954 a, b), must be correlated with obviously "posttectonic" magmatic activity. An andalusite bearing contact-metamorphosed paraschist sampled in the neighbourhood of a small diorite stock from the upper Val della Mare (Val di Peio; see ANDREATTA 1954 b, p. 185) yielded a K/Ar age of 31 ± 1.5 m. y. for both biotite and white mica (Table 8). This value falls in the same age group as the great intrusions of Bergell, Adamello and, farther east, the Rieserferner and shows that late Alpine magmatic activity was probably more widespread within the Austroalpine unit than presumed until now (see DIETRICH & FRANZ 1976). The existence of post-Cretaceous dikes has already been proved by GATTO et al. (1976, p. 35) for the Altkristallin W of Meran.

Acknowledgements

Field and laboratory work as well as the printing of the plates was financed by the "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich". Considerable financial support was granted by the Land Tirol, Innsbruck. The microprobe analyses were carried out by K. HONEGGER, ETH Zürich and partly by H. DIETRICH, Vienna. To Prof. W. FRANK and S. SCHMID (ETH Zürich) I am grateful for reading critically the manuscript. I am much obliged to J. LUMMER for the preparation of several hundreds of excellent thin sections. To M. L. BROWN I thank for correcting the English.

5. Appendix: Sample Description

Abbreviations:

SL = sample locality. C = cobble (specimen not taken directly from solid bedrocks). Mi = paragenesis observed in the thin section: qz = quartz, bi = biotite, ms = colourless white mica s. l, ab/plag = albite/plagioclase, ga = garnet, stau = staurolite, ky = kyanite, sil = sillimanite, and = andalusite, pheng = phengite, stilp = stilpnomelane, ctd = chloritoid, car = carbonate (mostly calcite), cp = epidote, clzo = clinozoisite, kf = K-feldspar, acc = accessories, ap = apatite, zr = zircon, il = ilmenite, ser = sericite, rut = rutile, gr = graphitic material, tourm = tourmaline, pyro = pyrophyllite. I = pre-Alpine paragenesis, II = neogenic (Alpine) minerals (distinguished only in a few clear cases).

B = biotite concentrate. Bc = biotite + chlorite (chlorite > 5 vol-z). Bci = biotite-chlorite-intergrowth. M = White mica concentrate. P = purity of the mineral concentrate, estimated (in vol-z). GS1 = original grain size of the analysed mineral. GS2 = grain size as produced by crushing during the separation process. S = mineral separation/concentration by sedimentation in distilled water (only for post-Hercynian metasediments; grain sizes < 50 μ). M-K/Ar = K/Ar model age of white mica. M-Rb/Sr = Rb/Sr model age of white mica. B-K/Ar = K/Ar model age of biotite. B-Rb/Sr = Rb/Sr model age of biotite.

In this list have been incorporated partly also K/Ar data published earlier, to get a better correlation between the K/Ar and the Rb/Sr age data: (a) = THÖNI 1980 a, (b) = THÖNI 1980 b.

Numbers in parenthesis refer to the corresponding tab. number used in the text of this work.

PZ = Phyllitgneiszone, Si = Silvretta crystalline, Sc = Scarl Unit, U = Umbrail Unit, Ö = Ötztal crystalline, O = Ortler metasediments, OC = Ortler-Campo crystalline, TZ = Tonale Zone, L = Languard crystalline.

| T 491-T 496 (WAP 279- WAP 283 + WAP 924) | Permoscythian quartz-sericite-schist. SL: S of Sta. Maria/Münstertal, road to Umbrail Pass, at Hotel "Alpenrose" (all six samples), Sc. Mi: qz + ms/pheng \pm carb \pm stilp \pm acc (pyro, graph, zr, tourm, hacm, ep, tit). Fine-grained parts are partly well recrystallized (clear, polygonal quartz fabrics and neogenic white micas, mostly 5–25 μ); but coarse-grained parts are readily recognizable as detrital components. Intense deformation. M: S of fine fractions, P = \leq 90% (X-ray diagrams of < 2 μ grain size: + qz \pm chl \pm pyr. M-K/Ar (< 2 μ) = 75–92 m. y. (b), M-Rb/Sr: see Fig. 5, 6. |
|---|--|
| T 503 (WAP 287) | Verrucano, light quartz-scricite-schist. SL: 800 m ESE Cierfs/Münstertal (road outcrop), Sc. Mi: qz + ms/pheng + chl + carb + stilp + acc (zr); good recrystallization of fine-grained matrix (quartz and white mica); detrital muscovite and quartz pebbles with resorption tubes (porphyry qz). WR-K/Ar (10): 97.5 \pm 6, M (< 2 μ)-K/Ar: 87 \pm 3 (b). |
| T 520 (WAP 293) | Muscovite-plagioclase-metagranitoid. SL: ca. 1.5 km E of Jaggl. Mi: plag + ms + qz + kf. Unaltered gently foliated pre-Alpine paragenesis. White mica slightly phengitic. Locally neoformation of sericite. M: GS 1, 2 > 250 μ , P = \pm 100%. M-Rb/Sr = 312 \pm 12 (7), M-K/Ar = 313 \pm 10 (b). |
| T 543 (WAP 603) | "Hyänenmarmor", sial-feldspathic calcite marble (Jurassic). SL: Path to Oberndorfer Tribulaun, m 2270, Brenner mesozoic metasediments. Mi: carb (cc) + plag + qz + clzo/cp + ms. M: S < 2 μ , M-K/Ar = 84 \pm 5 (5). |
| T 552 (WAP 306) | Muscovite-plagioclase-metagranitoid. SL: ca. 1.5 km E of Jaggl (Ö). Mi: plag + qz + ms. Very similar to sample T 520, quartz shows first reactions: suturation and sub-grain formation. M: GS1 > 450 μ , GS2 > 180 μ . P = \pm 100% (few inclusions). M-K/Ar = 303 \pm 13, M-Rb/Sr = 327 \pm 13 (5.7). |
| T 562 (WAP 564) | Strongly foliated muscovitegranitegneiss. SL: Road from Fuldera to Lü (m 1750), Münstertal, Sc. Mi: I = plag + kf + qz + ms + acc (op); II = ms/pheng + stilp \pm qz. Clear reactions in qz, neogenic white mica of ca 5–50 μ size, pre-Alpine ms: mm size and deformed. M: GS1 = GS2 150–430 μ , P = \pm 100%, M-K/Ar = 300 \pm 9 (b), M-Rb/Sr = 300 \pm 12 (12). |
| T 563 (WAP 563) | Muscovitegranitegneiss. SL: equal to T 562. Mi: $I = ms + qz + kf + plag + acc$ (op), II = pheng + stilp \pm qz. Strong foliation. Intense reactions in qz: subgrain forma- tion, recrystallization p. p.; Coarse-grained mm sized pre-Alpine mica shows green |

| | colour (phengite). Intense growth of Alpine phengite (10–50 μ): ms/pheng I: pheng II = ~ 1:1. W/R-Rb/Sr = 331 ± 17 (Fig. 3). |
|--------------------|--|
| T 566 (WAP 562) | Muscovite-plagioclase-orthogneiss. SL: Val d'Avigna, m 1730 NNW Tau- fers/M. C. Sc. Mi: I = plag + ms + qz + acc (ep), II = pheng \pm qz \pm stilp + carb; ms I: pheng II ~ 3: 2; reactions in qz; plag partly unmixed. WR-Rb/Sr: Tab. 12. |
| T 569 (WAP 561) | Muscovitegranitegneiss. SL: equal to T 566. Mi: I = plag + ms + qz + kf + acc (zr, op, ap, ep/clzo); II = ms/pheng \pm qz + stilp + carb; intense alteration. WR-Rb/Sr: Tab. 12. |
| T 571 (WAP 559) | Strongly foliated muscovite-plagioclase-orthogneiss. SL: Val d'Avigna, m 1460, NNW Taufers/M. Sc. Mi: I = plag + ms + qz \pm kf + acc (ap, op/haem), II = pheng + stilp; slightly sericitized. WR-Rb/Sr = 364 \pm 49 (Tab. 12). |
| T 584 (WAP 925) | Metadiorite. SL: ca. 2.5 km WSW of Prad/V, at outlet of Suldental. C. OC. Mi: qz + bi + clzo/plag-ab + ms + acc (op, tit). plag: totally unmixed to clzo \pm ser, bi: mm-sized slightly greenish-brown flakes together with much finer grained (20–100 μ) ones, locally chloritized. B: GS1 = GS2 170–420 μ , P: + ca. 7% chl. Bci-K/Ar = 243 \pm 10 (8). |
| T 595 (WAP 463) | Staurolite-plagioclase-biotite-micaschist. SL: Rojental, Fallung, m 2400, Ö. Mi: bi + plag + qz + stau + ms + ga + ky + sill + chl + acc (zr, tourm, tit). Locally very slight chloritization of bi and sericitization of plag. B: GS1 = GS2 150-420 μ , P \pm 100 ² , B-K/Ar = 310 \pm 10 (b). M: GS1 = GS2 150-430 μ , P 99 ² (\pm B), M-K/Ar = 301 \pm 12 (5). |
| T 598 (WAP 464) | Biotite-plagioclase-gneiss (paragneiss). SL: Ridge from Mitterlochspitze to Thier- garten, m 2950, Langtaufers, Ö. Mi: bi + plag + qz + ky + ms \pm chl \pm ga + acc (tit, zr, op, ap, ser, lim). Pervasive deformation in bi (kinking), qz (deformation lamellae) and ky. Locally very slight diaphthoresis along grain boundaries: chloriti- zation in bi and sericitization in plag and ky. B: GS1 = > 150 μ , GS2 = 70–250 μ , P \pm 1002 (few inclusions). B-K/Ar (GS1) = 285 \pm 12, B-Rb/Sr (GS2) = 283 \pm 11. M: GS1 = GS2 150–430 μ , P \sim 992 (+ ca. 12 bi + qz), M-K/Ar = 305 \pm 12 (5, 6). Minerals separated from a small, wheathered hand specimen. |
| T 602 (WAP 467) | Paragneiss. SL: 1.5 km SE Melager Alm/Freibrunn, Langtaufers, Ö. Mi: qz + plag + bi + ms + stau + ga \pm chl \pm sil + acc (ilm, zr, tit). Very fresh, unaltered paragenesis. B: GS1 = GS2 150–450 μ , P 100%, B-K/Ar = 297 \pm 9 (b), B-Rb/Sr = 287 \pm 12 (6). M: GS1 = GS2 150–430 μ , P 100%, M-K/Ar = 312 \pm 10 (b), M-Rb/Sr: see Tab. 7, Fig. 9. Qz shows no greater amounts of excess argon (5). |
| T 612 (WAP 473) | Biotiteplagioclasegneiss. SL: Val d'Avigna, m 1600, NNW Taufers/M, C, Sc. Mi: plag + bi + qz + ms \pm chl \pm ga \pm ky \pm sil + acc (zr, op, carb). PHybrid rock (ky, sil). Sericitization of plag and ky, bi locally slightly chloritized with segregation of Fe-Ti opaques. WR-Rb/Sr see Tab. 12. B: GS1 = GS2 140–450 μ , P \pm 100% (opa- que inclusions), B-K/Ar = 272 \pm 8 (b), B-Rb/Sr = 298 \pm 12 (12). |
| T 614 (WAP 926) | Pseudotachylite, appr. 8 cm thick, contact to paragnesis. SL: SW flank of Par- datscher Joch/Idalpe, Si. Mi: fine-grained matrix, mostly 5 μ grain size (deter- mination not possible with the microscope) including coarse-grained qz grains (relics); rock deformed by late cracks with neogenic chl. WR (150-250 μ) – K/Ar $\approx 56 \pm 3$ (4). |
| T 619 (WAP 606) | Carbonaccous ms-chl-schist, "Tasna flysch". SL: W flank Bürkelkopf/Idalpe, Si. Mi: ms + qz + carb (cc) + chl + acc (op). Microfabric intensely folded, slaty cleavage. M: S < 2 μ , M-K/Ar = 71.5 \pm 6 (4). |
| T 629 (WAP 611) | Red-violet, slightly cabonaceous schist, dislogded slices of the Arosa zone at the base of the Silvretta crystalline. SL: near Puschlin/NE Prutz Mi: ms + qz \pm ab + chl + "graphitic" material. M (< 2 μ)-K/Ar = 30 \pm 2.2 (4). |
| T 635 (WAP 478) | Paragneiss, SL: Hintere Matscher Alm via Salurnspitze, C, Ö. Mi: plag + qz + stau + ga + ms + chl + acc (tit, zr). Sericitization of stau and plag, locally bleaching of bi. B: GS1 = GS2 150–430 μ , P \pm 100%, B-K/Ar = 749 \pm 23 (b, excess argon), B-Rb/Sr = 186 \pm 7 (6). |

| T 642 (WAP 615) | Pseudotachylite. SL: Ascent to Zirmli, m 2390, Fimbertal, Si. Sample taken from the central part of an s-parallel "dike", about 1 m thick. M: fine-grained matrix (?white mica) = recrystallized glass with relics of rounded or strongly deformed qz and of ab/plag. Parent rock: paragneiss. WR (150–250 μ) – K/Ar = 77.5 \pm 3 (4). |
|---------------------------------------|--|
| T 644, T 645 (WAP 617, WAP 618) | Pseudotachylite. SL: near T 642, m 2575. Samples taken from an s-parallel "dike" of ca. 8 cm thickness; parent rock: paragneiss. Mi: Very homogeneous, fine- grained ($\leq 5 \mu$) recrystallized glass matrix with rounded qz relics. WR (150-250 μ)-K/Ar = 55 \pm 2, 58 \pm 3 (4). |
| T 648 (WAP 619) | Pseudotachylite. SL: m 2600 E Berglerhorn/Fimbertal, Si. Parent rock: pegmatite. Mi: fine-grained matrix with flow structures and relics of qz and feldspar. Parent rock shows strong cataclastic deformation. WR $(150-250 \mu) - K/Ar = 72.6 \pm 3.2$ (4). |
| T 656 (WAP 483) | Quartzitic ga-two mica-paraschist. SL: near St. Anton/Arlberg, PZ. Mi: qz + ms + ga + ab/plag + bi \pm chl + acc (op, tourm, op, clzo); bi and ga are partly chloritized, plag shows weak sericitization. Bci: GS1 = GS2 150–430 μ , bi: chl ~ 3 : 1, Bci-K/Ar = 286 \pm 9 (b). M: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 99% (\pm bi), M-K/Ar = 301 \pm 12 (1). |
| T 676 (WAP 499) | Quartz-rich ga-micaschist. SL: Arlberg road tunnel, western sector (03/360, 4 m); sample collection by J. KAISER. Mi: qz + ms + bi + ga \pm ab \pm chl + acc (carb, op). M: GS1 = GS2 150–420 μ , P > 99.5% (\pm bi), M-K/Ar = 301 \pm 13 (1). |
| T 679 (WAP 502) | Paragneiss. SL: equal to T 676 (03/3248 m); sample collection by J. KAISER. Mi: qz + ab + plag + ms + bi + ga + chl + acc (op, gr, ap, carb). Inverse zoning in plag; no alterations. B, M: GS1 = GS2 150–420 μ , B: P = 992 (+ 12 chl), M: P = ~ 982 (+ bi, inclusions), B-K/Ar = 308 ± 13, B-Rb/Sr = 311 ± 12, M-K/Ar = 303 ± 12 (1.3). |
| T 704 (WAP 513) | Ga-feldspathic-micaschist. SL: m 2842, NW Krahwand, Schnalstal, Ö. Mi: I = qz + ab/plag + ms + bi + ga + acc (tourm, op, zr, op); II = chl + ser + Fe-Ti-opaques. Clear diaphthoresis: Chloritization of ga, partly of bi, neoformation of sericite. B: GS1 = GS2 150–450 μ , P > 99% (± chl), B-K/Ar = 462 ± 14 (b), B-Rb/Sr = 77 ± 4 (6). |
| T 715 (WAP 522) | Quartzose paraschist. SL: near Ranalt/Stubaital (Unterbergtal), Ö. Mi: qz + bi + ms + ga + ab/plag + chl + acc (clzo, ser, op, ap). B: GS1 = GS2 150–430 μ , P ~ 95% (+ 4–5% chl), B-K/Ar = 95 ± 4 (b), M: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 99% (± bi, + inclusions), M-K/Ar = 187 ± 8 (5). |
| T 716 (WAP 523) | Gneissose paraschist. SL: St. Leonhard/Passeiertal, Marienbrücke. Mi: qz + plag + ms + bi + ga \pm chl + acc (tourm, op, zr). M: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 99% (\pm bi), M-K/Ar = 79 \pm 3.3 (5). |
| T 717 (WAP 524) | Quartzose feldspathic micaschist. SL: Töll/Meran. OC. Mi: qz + bi + ms + ab/plag + acc (gr, op, clzo, carb, tourm, ep, tit). Locally neoformation of sericite. Postcrystalline deformation in qz. B: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 982 (+1–22 chl), B-K/Ar = 75 ± 3 (b); M: GS1 = GS2 150–430 μ , P 972 (~ 32 chl), M-K/Ar = 76 ± 3 (5). |
| T 718 (WAP 525) | Mylonite. SL: NNW Kapron/Lehmgrube, Langtaufers, C, Sc. Mi: qz + ab/plag + pheng + chl + carb (cc) + acc (op, tit). Fabric well comparable with T 720–T 724, see below. WR, M-Rb/Sr see Fig. 7, Tab. 15. |
| T 720–T 724 (WAP 527– WAP 531) | Mylonite, SL: NW Kapron, m 1850/Langtaufers, Sc – Ö. Samples taken from a profile of ca. 4 m thickness. Tectonic contact Ötztal Altkristallin – Jaggl metasediments. Mi: T 720: qz + pheng + stilp + chl + ab/plag + clzo + carb (cc) + acc (op, tit, gr); T 721: qz + ab/pheng + stilp + clzo + bi + tit; T 722: qz + ab/plag + stilp + pheng/ms + chl + carb + clzo + acc (tit, op); T 723: qz + ab/plag + pheng/ms + stilp + bi + carb (cc) + acc (op, tit, clzo); T 724: qz + ab/plag + pheng/ms + stilp + bi + cc + acc (zr, clzo, tit). Coarse-grained (?detrital) components of plag and qz (mainly as strongly deformed qz-fishes showing resorption tubes and beginning subgrain formation); partly also coarse-flaky, kinked layers of colourless (?pre- |

| | Alpine) white mica are observable (T 722) within the fine-grained, recrystallized or neogenic matrix. Grain size of neogenic pheng, stilp and clzo mostly 5–30 μ . Obviously crystallization onlasted the deformation process, as deduced from part- ly poor orientation of stilp, pheng and, especially, clzo. White micas are strongly phengitic and show intense green colour (FeO + MgO \geq 10%, e.g. T 721, micro- probe analysis). See Fig. 7, 8, Tab. 15. |
|--------------------|--|
| T 731 (WAP 538) | Biotitegranitegneiss. SL: Val Sesvenna/E Scarl, C. Sc. Mi: I = plag + qz + kf + bi + acc (op, zr, carb). II = ser + clzo + chl. Qz: undulatory extinction, suturation, subgrain formation, plag unmixed, kf perthitic, bi partly chloritized. Carb infiltration along cracks. Bci: GS1 = GS2 150–430 μ , bi: chl 3 : 1, Bci-K/Ar = 226 \pm 7 (b), WR-Rb/Sr see Fig. 3, Tab. 12. |
| T 732 (WAP 539) | Muscovitegranitegneiss. SL: Val Sesvenna/E Scarl, C, Sc. Mi: qz + plag + kf + ms + pheng II + acc (op, zr, clzo). Fine-grained qz recrystallized. Ms I: pheng II ~ 1 : 1. Locally green white mica occurs with numerous inclusions of tit and op (= ilm?): Palteration product of pre-Alpine bi. M: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 99%, M-K/Ar = 308 \pm 13, M-Rb/Sr = 328 \pm 13, WR-Rb/Sr see Fig. 3, Tab. 10, 12. |
| T 745 (WAP 552) | Garnetiferous paraschist. SL: Arlberg road Tunnel, E (02/2895 m), PZ. Sample collection by F. KUNZ. Mi: qz + ms + bi + ga \pm ab + acc (tourm, tit, clzo, op). No alterations. B: GS1 = GS2 > 150 μ , P > 90% (< 10% chl, \pm ms), B-K/Ar = 304 \pm 14. M: GS1 = GS2 > 150 μ , P > 99.5% (+ inclusions), M-K/Ar = 306 \pm 13 (1). |
| T 746 (WAP 554) | Paragneiss. SL: Arlberg road tunnel, E (02/3303 m), PZ. Sample collection by F. KUNZ. Mi: qz + plag/ab + ms + bi + ga + acc (op, tit, ap, chl). No alterations. B: GS1 = GS2 150-420 μ, P 99% (+ 1% chl), B-K/Ar = 308 ± 13. M: GS1 = GS2 150-420 μ, P > 99% (< 1% bi-intergrowth), M-K/Ar = 302 ± 13 (1). |
| T 747 (WAP 555) | Ab-chl-pheng-schist. SL: NW Innersulden, m 1720 (bridge), C, O. Mi: chl + ab + pheng + carb + qz + op. Fairly well recrystallized fabric. M: GS < 2 μ (S; apart from ms/pheng the X-ray diagram shows chl, ab, qz), M-K/Ar = 86 \pm 6 (8). |
| T 749 (WAP 557) | Carbonaceous pheng-bi-schist (?Upper Triassic). SL: equal to T 747, C. Mi: pheng + bi + qz + ab + acc. Qz well recrystallized (polygonal structures), grain size of neo- genic pheng and bi mostly 10–50 μ . < 2 μ -K/Ar (M + <u>B</u> !) = 86 ± 4 (8). |
| T 757 (WAP 642) | Sericitephyllite. SL: Tannas/Vinschgau, Sc. Mi: qz + ms/pheng + acc. Polygonal qz structure, grain size of ms 20–100 μ . WR-K/Ar (150–250 μ) = 80 \pm 6 (10). M |
| T 761 (WAP 645) | Medium-grained paragneiss. SL: 800 m NNW Tannas/Vinschgau, Ö. Mi: I = qz + plag + bi + ms + op + acc (ap); II = ser + chl + tit (leucoxene) + carb. Conspicuous difference in grain size of primary and secondary micas. Intense growth of Alpine sericite (partly from unmixed plag) and chl. Locally chloritization of bi. Sample rich in ilm with leucoxene rims. B: GS1=GS2 74-170 μ , P > 98% (+ 1-2% chl), B-K/Ar = 231 ± 10 (a). M: GS1 = GS2 74-170 μ , P > 99%, M-K/Ar = 263 ± 11 (a), M-Rb/Sr = 335 ± 270 (7; Fig. 9). |
| T 768 (WAP 648) | Gneissose bi-sil-schist. SL: Saldurschlucht, Schluderns/Vinschgau, Ö (Matsch). Mi: bi + sil + qz + plag + ms \pm chl + acc (zr, op, tourm). Bi partly intensely kinked. B: GS1 = GS2 170–430 μ , P 100%, B-Rb/Sr 131 \pm 5 (6). M: GS1 = GS2 170–430 μ , P > 99% (inclusions), M-Rb/Sr 343 \pm 127 (7; Fig. 9). |
| T 794 (WAP 664) | Medium-grained paragneiss. SL: Schlanderser Sonnenberg, road-outcrop Schlanders-Talatsch, m 1390/Vinschgau, Ö. Mi: I = ab/plag + qz + ms + bi + ga + acc (op, zr, ap); II = ser + clzo + chl + carb. Fabric very similar to T 761, but diaphthoresis is still more intense (bi, plag). B: GS1 = GS2 170–430 μ , P 992 (+ 1% chl), B-K/Ar = 438 ± 18 (a), B-Rb/Sr = 82 ± 11 (6); M: GS1 = GS2 150–430 μ , P 992 (+ 1% inclusions + bi-intergrowth), M-K/Ar = 228 ± 9 (a), M-Rb/Sr = 335 ± 336 (7; Fig. 9). |
| T 799 (WAP 679) | Gneissose micaschist. SL: Obergruben, m 2550, N Schlanders/Vinschgau, Ö (Matsch). Mi: I = bi + plag + ms + qz + ga + amph + sil + acc (tourm, zr, rut); II = ser |

| | + ctd + chl + bi (fine) \pm qz + Fe-Ti + op. Typical paragenesis from the mixed age zone with intense alteration of the pre-Alpine minerals. Ser occurs mainly together with ctd as fine-grained heap; probably as pseudomorph after stau. B: GS1 = GS2 150–430 μ , P 100% (op inclusions!), B-K/Ar = 254 \pm 11, B-Rb/Sr = 153 \pm 11, M: GS1 = GS2 150–430 μ , P \gg 99%, M-K/Ar = 169 \pm 7, M-Rb/Sr = 321 \pm 83 (5, 6, 7; Fig. 9). |
|--------------------|---|
| T 803 (WAP 680) | Metatonalite. SL: 500 m SE Schlinig (road-outcrop), Schlinigtal, Sc. Mi: plag + qz + bi + amph + ser II \pm chl + acc (clzo, op, carb). Very strong undulation in qz with beginning suturation. Sericitization of plag, intergranular growth of neogenic pheng; bi strongly kinked, but no chloritization. GS1 = 150–430 μ , GS2 = 150–250 μ , P \gg 99% (\pm chl), B-K/Ar = 298 \pm 13 (a), B-Rb/Sr = 259 \pm 10 (12). |
| T 804 (WAP 681) | Muscovitegranitegneiss. SL: equal to T 803, Sc. Mi: qz + plag + kf + ms \pm bi \pm chl + ser/pheng II + acc (carb, op, il/tit). Very penetrative deformation: kinking in micas, undulation and beginning subgrain formation in qz; bi partly chloritized. Intense neoformation of Alpine pheng: ms I: pheng II $\sim 1:2.$ M: GS1 = GS2, P 99% (\pm bi), M-K/Ar = 302 \pm 14 (a), M-Rb/Sr = 326 \pm 13 (12). Pheng II: S < 3.5 μ (+ qz + feldspar), Pheng II – K/Ar = 90 \pm 5.6 (a). |
| T 833 (WAP 693) | Ms-chl-schist (Phyllite group). SL: Upper Martelltal, road-outcrop m 2050 (near "Enzian Haus"), OC. Mi: ms + qz + chl + ab \pm ga + acc (op). Crenulation cleavage; slight undulation within well recrystallized qz fabric; neoformation of fine-scaly ms and chl (transverse chl); ga partly chloritized. M: GS1 = 150–430 μ , GS 2 = 74–150 μ , P $>$ 99% (\pm chl, \pm qz), M-K/Ar = 112 \pm 4.5 (8). |
| T 834 (WAP 694) | Muscovitegranitegneiss. SL: Martelltal, at reservoir (m 1820), OC. Mi: plag + kf + qz + ms I + ms/pheng II + acc (clzo/ep, ga, bi). Plag unmixed and with bent twinning lamellae; undulation in qz; ms I mm-size, ms/pheng II ca 50–150 μ . M (I): GS1 = 150–1000 μ , GS 2 = > 150 μ , P \pm 100%. M-K/Ar = 116 \pm 5 (8), M-Rb/Sr = 254 \pm 10 (11). |
| T 840 (WAP 698) | Pseudotachylite. SL: Road Fimbertal-Idalpe, m 2000, C, Si. Mi: Fine-grained (up to 10 μ) recrystallized glass with numerous relics of qz + plag + bi. Parent rock: paragneiss. WR (150–250 μ)-K/Ar = 114 \pm 5 (4). |
| T 841 (WAP 699) | Pseudotachylite. SL: road to Idalpe (m 2160), deviation to Höllenkar. Si. Mi: very similar to T 840. Sample taken from 5–10 cm thick discordant dike. Contacts to parent rock (= paragneiss) very sharp. WR (150–250 μ) – K/Ar = 53 \pm 2.4 (4). |
| T 845 (WAP 702) | Calcschist. SL: Pfunds/Inntal, road outcrop at E end of the village. Engadine Window. Mi: qz + cc + ms \pm plag \pm chl. Size of ms up to ca. 200 μ . M: S < 2 μ (+ chl + few percent cc, X-ray), M-K/Ar = 26 \pm 3 (4). |
| T 846 (WAP 703) | Fine-grained calcschist. SL: road outcrop at last curve from Finstermünz to Nauders, Engadine Window. Mi: cc + qz + ab/plag + ms (up to ca. 50 μ size only!) + chl. Alternation of mm-cm thick carbonaceous/pelitic layers. M: S < 2 μ (+ chl), M-K/Ar = 39 \pm 2.3 (4). |
| T 849 (WAP 705) | Biotitite. SL: Val di Rabbi, ca. 3 km NW Sonrabbi, C, OC. Mi: bi + plag + qz \pm ms + acc (zr, ilm, clzo). Very coarse-grained rock (bi: cm-size) with gentle kinking in bi; qz: strong undulation and subgrain formation; zoning in plag, partly sericitized. B: GS1 = > 150 μ , GS2 = 150–430 μ , P \pm 1002, B-K/Ar = 211 \pm 9 (8). |
| T 854 (WAP 707) | Stau-ga-micaschist. SL: upper Val di Rabbi, at Malga Stablazol, m 1500. C, OC. Mi: I = ms + bi + qz + stau + ga + plag + acc (op, tourm, ep, gr); II = ser + bi II + chl. Synkinematic crystallization of I (si of op, gr in stau, plag). Clear diaphthoresis: sericitization of stau, bleaching and Fe-Ti segregation in bi I. Late (= postdiaphthoritic) deformation documented by strong undulation in qz. B: GS1 = GS2 170–430 μ , P > 99% (\pm chl), B-K/Ar = 589 \pm 18 (excess argon, 8), B-Rb/Sr = 99 \pm 9 (11). M: GS1 = GS2 170–430 μ , P ca. 98.5% (\pm 1.5% bi-intergrowth), M-K/Ar = 123 \pm 5 (8). |

| T 855 (WAP 708) | Ms-plag-orthogneiss. SL: 1 km SE S. Bernardo/Rabbi, TZ. Mi: I = plag + qz + ms \pm kf + acc (op, haem); II = pheng \pm qz. Strong undulation, suturation and beginning recrystallization in qz. Neoformation of Alpine pheng mainly as rims around coarse ms I. M: GS1 = > 430 μ , GS2 = > 300 μ , P \gg 99%. M-K/Ar = 294 \pm 12 (9), M-Rb/Sr = 231 \pm 9 (!) (11; Fig. 1). |
|--------------------|--|
| T 862 (WAP 710) | Phyllitic ga-micaschist (Phyllite group). SL: upper Ultental, near O. Weißbrunn Alm. OC. Mi: ms + ser + qz + chl + ga + acc (op, tourm). Strongly varying grain size in ms: from 10 μ up to mm-size. Postcrystalline deformation in qz. M: GS1 = GS2 170–430 μ , P 1002. M-K/Ar = 133 \pm 5.5 (8). |
| T 864 (WAP 712) | Ms-pegmatite. SL: Schlandrauntal N Schlanders, m 1550, Ö (Matsch). Mi: plag + kf + qz + ms I + ser II + acc (ga, clzo, tit, haem). Very intense cataclastic deformation in feldspars, fissures filled with mortar qz and partly with greenish ms II. Ms = cm-size. M: GS1 > 150 μ , GS2 = 150–250 μ , P 100%, M-Rb/Sr = 351 \pm 20 (7), M-K/Ar = 149 \pm 8 (5). |
| T 873 (WAP 715) | Stau-ky-gneiss-micaschist. SL: 100 m E Penser Joch (road outcrop), Merano-Mules complex. Mi: qz + bi + stau + ky + plag + ms + ga + ser II + acc (op, gr, ep). Beginning sericitization in plag, ky, stau. Pre-Alpine bi (greenish brown) locally slightly chloritized. Suturation and subgrain formation in qz. B: GS1 = GS2 170–430 μ , P \pm 100% (inclusions), B-K/Ar = 257 \pm 10 (5), B-Rb/Sr = 271 \pm 11 (6). M: GS1 = GS2 170–430 μ , P > 99%, M-K/Ar = 297 \pm 12 (5). |
| T 887 (WAP 723) | "Grüngneis" (Porphyric metagranite). SL: Gampadelstal/Montafon, m 1550, Lower Austroalpine Unit; C. Mi: qz + plag + ms + chl II \pm bi + carb + acc (op, ep, zr). Intense chloritization in bi, especially along bleaching zones. M: GS1 = GS2 170–430 μ , P \gg 99%, M-K/Ar = 308 \pm 12 (1). |
| T 889 (WAP 725) | Meta-Siltstone (Permoscythian). SL: Rellstal/Montafon, ca. 2 km WSW Vandans, Basis Northern Calcareous Alps, C. Mi: qz + ser/pheng + chl + bi \pm ab \pm ?pyro (X-ray diagram) + acc (ep, op). Slightly altered sedimentary structure with poor orientation of detrital ms and bi (grain size 50–> 200 μ). Neogenic mica 10 μ , orientation along s. M:S < 2 μ , M-K/Ar = 114 \pm 6 (1). |
| T 890 | Paragneiss. SL: equal to T 889, C. PZ. Mi: qz + plag/ab + bi + ms + ga + acc (zr, op). Slight sericitization in plag. Subgrain formation starts within qz. B: GS1 = GS2 170–420 μ , P \pm 100%, B-K/Ar = 314 \pm 13 (1), B-Rb/Sr \approx 283 \pm 11 (3). |
| T-916 (WAP 821) | Paragneiss. SL: ca. 500 m S Puschlin/Prutz, Si. Mi: I = qz + plag + bi + ms \pm ga + acc (ep). II = ser \pm chl. Bi: greenishbrown, kinked, partly chloritized. Sericitization of plag. B: GS1 = GS2 150–430 μ , P 100%, B-K/Ar = 251 \pm 10 (excess argon, 2). M: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 99%, M-K/Ar = 191 \pm 8 (2). |
| T 917 (WAP 822) | Paragneiss. SL: Kaunertal, road outcrop near Vergötschen, Ö. Mi: plag + qz + bi + ms \pm ga \pm kf + acc (ser, chl, clzo). Slight sericitization of plag, beginning suturation in qz. B: GS1 = GS2 150–430 μ , P 96% (+ ca. 4% chl), Bc-K/Ar = 273 \pm 11 (5). |
| T 920 (WAP 823) | Diaphthoritic gneiss. SL: Kaunertal, Bridge W Kaltenbrunn, basal parts of the Ötztal Altkristallin. Mi: I = plag + qz + ms \pm bi + ga + acc; II = chl + ser + clzo + tit + carb. Sericitization of plag, bi chloritized, strong deformation (deformation lamellae, undulation) and subgrain formation in qz. M: GS1 430 μ , GS2 > 150 μ , P ~ 97% (\pm qz \pm plag), M-K/Ar = 259 \pm 10 (5). |
| T 935 (WAP 826) | Hybrid gneiss (paragneiss alternating with pegmatitic layers). SL: Val Fontana, m 850, N Ponte/Valtellina, TZ. Mi: pegmatitic layers (cm): qz + plag + ms I, II + clzo + acc. Mi: dark layers: bi + amph + clzo/ep + qz + ga \pm ms I \pm chl + acc (orthite, op). Recrystallized microlites in plag, qz partly recrystallized with later deformation (undulation); bi partly fine-grained =?Alpine product; slight chloritization in ga M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 99% (\pm bi), M-K/Ar = 148 \pm 6 (9). |
| T 937 (WAP 828) | Bi-sil-micaschist. SL: Val Fontana, m 930 (road outcrop), N Ponte/Valtellina, TZ. Mi: I = bi + sil + qz + ms + plag + acc (ep, zr); II = ser + cltd + ilm/tit. Bi: strongly kinked, bleaching and Fe-Ti-segregation mainly along kinkbands (Fig. 1); plag: |

| | slight sericitization; pervasive deformation with subgrain formation in qz. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 99% (± chl), B-K/Ar = 291 ± 12 (excess ar- gon; 9). M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 99% (± bi), M-K/Ar = 200 ± 8 (9). |
|--------------------|--|
| T 943 (WAP 830) | Quartzose bi-schist. SL: road outcrop ca. 500 m NW Tirano, TZ. Mi: bi + qz + ab/ /plag + ser II + chl + clzo + acc (zr). Intense growth of fine-grained ms + chl; bleaching of bi; subgrain formation and recrystallization p. p. in qz. B: GS1 = GS2 150-430 μ , P \gg 99% (\pm chl), B-K/Ar = 362 \pm 15 (excess argon, 9). |
| T 945 (WAP 832) | Gneiss-micaschist. SL: Val Grosina, road outcrop at 1450 m, OC. Mi: qz + bi + ms + plag \pm chl + acc (zr, ap). Kinking in micas, suturation in strongly undulated qz-domains. Locally neoformation of very fine-grained ser, chl and bi. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \gg 99% (\pm chl), B-K/Ar = 164 \pm 6.7 (8). M: GS1 > 450 μ , GS2 > 150 μ , P 99% (+ ca 1% bi-intergrowth), M-K/Ar = 182 \pm 7.6 (8). |
| T 946 (WAP 833) | Pegmatite. SL: equal to T 945, OC. Mi: kf + plag + ms I + ser II + bi + qz \pm chl + acc (ep, ga). Mortar qz in feldspar, strong suturation of coarse-grained qz B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \gg 99%, B-K/Ar = 122 \pm 6 (8), B-Rb/Sr = 96 \pm 4. M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \gg 99%, M-K/Ar = 187 \pm 8 (8), M-Rb/Sr = 329 \pm 15 (11). |
| T 953 (WAP 838) | Flasergneiss ("Grüngneis"). SL: Val di Livigno, ca. 2 km N Forcola di Livigno, C, L. Mi: I = qz + plag + ms \pm ga + acc (op, clzo); II = ser + chl. Sericitization of plag, chloritization of ga, intense suturation in qz. M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 98% (+ 1-2% chl), M-K/Ar = 313 \pm 13 (10). |
| T 957 (WAP 841) | Granitoid gneiss. SL: Val di Livigno, ca. 3 km SW of the village, L. Mi: I = qz + plag \pm kf + bi + ms + acc (clzo, tourm); II = chl + ser. Slight chloritization of bi along the rims, saussuritization of plag, intense suturation in qz fabric. Bc: GS1 = GS2 > 150 μ , P:+ ca. 25% chl, Bc-K/Ar = 244 \pm 10 (10). |
| T 966 (WAP 845) | Pegmatite. SL: S of Passo di Gavia, road outcrop at m 2300, OC. Mi: qz + ms + kf + plag \pm ser II + ga Very coarse-grained s-parallel intercalations within the paraschists. M: GS1 > 430 μ , GS2 150–430 μ , P \pm 100%, M-K/Ar = 129 \pm 6 (8), M-Rb/Sr = 314 \pm 13 (11). |
| T 969 (WAP 848) | Paragneiss. SL: near T 966, road outcrop at m 2150, OC. Mi: qz + plag + bi + ms + acc (zr, cp/clzo). Well foliated, coarse-grained pre-Alpine texture. No reactions in plag and micas, qz sutured. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 250 μ , P \pm 100% (inclusions!), B-K/Ar = 178 \pm 7 (excess argon; 8), B-Rb/Sr = 145 \pm 6 (8). M: GS1 > 430 μ , GS2 > 250 μ , P \sim 98% (+ bi-intergrowth!), M-K/Ar = 135 \pm 6 (8). |
| T 970 (WAP 849) | Coarse-grained paragneiss. SL: road outcrop Ponte di Legno to Passo del Tonale. TZ. Mi: plag + bi + qz + ms + sil + acc (ep, ilm, tit, rut). Slight sericitization in plag. Very intense deformation in micas (kinking) and qz (undulation, subgrain forma- tion, partly mortar qz). Segregation of Fe-Ti opaques in bi, mainly along the kink bands (microprobe analyses). Locally fine-grained aggregates of chl and ?bi II. Se- ricitization of sil p. p. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \pm 100% (inclusions!), B-K/Ar = 263 \pm 11 (excess argon; 9). M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 99% (+ bi), M-K/Ar = 142 \pm 6 (9). |
| T 971 (WAP 850) | Diaphthoritic micaschist. SL: E Passo del Tonale, road outcrop at m 1600, TZ Mi: I = qz + ms + bi \pm ga + acc (cp, op); II = ser + chl + carb + tit. Intense diaphthore- sis: chloritization of bi and ga; ms I (mm size): ms/pheng II (up to 100 μ) ~ 1 : 1.5; qz recrystallized with weak postcrystalline undulation. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 99% (\pm chl \pm ms), B-K/Ar = 101 \pm 5 (9). M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \pm 100%, M-K/Ar = 154 \pm 6 (9). |
| T 977 (WAP 852) | Contact metamorphosed paraschist. SL: Upper Val della Mare (Val di Peio), Pra- bon, road to power-station, outcrop at m 1930, OC. Mi: bi + qz + ms + and + stau + acc (op, ga, zr, orthite). Primary fabric (foliation) overprinted by static thermal |

| | process. Qz well recrystallized with weak (later) undulation; s-oriented mica layers discordantly overgrown by fine-grained bi and ms and by partly idiomorphic and; stau forms xenomorphic relics within unoriented mica. Distance of SL from a small diorite stock (cf. ANDREATTA 1954 b) ca. 150 m. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 99% (± chl), B-K/Ar = 30.5 ± 1.5 (8). M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P ~ 97% (± chl), M-K/Ar = 31 ± 1.8 (8). |
|---------------------------------------|--|
| T 980 (WAP 855) | Granitegneiss. SL: equal to T 855, TZ. Mi: I = plag + qz + ms \pm bi + kf + acc (ap, op, ilm); II = pheng/ser + stilp. Bending and cataclasis in feldspars, kinking in ms, suturation in qz. Neoformation of Alpine stilp and pheng. M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \pm 100%, M-K/Ar = 289 \pm 12 (9), M-Rb/Sr = 317 \pm 13 (11). |
| T 984 (WAP 857) | Kinzigitegneiss. SL: Val di Lavazzé W Rumo, m 1150, C. TZ. Mi: I = qz + plag + bi + ms + ky + ga + acc (ap, zr, tit, rut, ilm); II = \pm ser \pm chl. No foliation in the mi- crofabric. Cataclastic deformation and slight diaphthoresis: sericitization of ky, be- ginning chloritization in bi and ga; plag slightly sericitized. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 98% (\pm chl \pm ms), B-K/Ar = 171 \pm 7. M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P \sim 97% (\pm bi-intergrowth), M-K/Ar = 189 \pm 8 (9). |
| T 985 (WAP 858) | Granitegneiss. SL: equal to T 984, TZ. Mi: $I = kf + qz + plag + bi + ms \pm ga + acc$ (ep/clzo, zr); II = ser \pm chl. Very slight alteration. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 99% (\pm chl), B-K/Ar = 313 \pm 15 (excess argon; 9), B-Rb/Sr 211 \pm 8 (11). M: GS1 > 450 μ , GS2 > 150 μ , P 97–98% (bi-intergrowth!), M-K/Ar = 239 \pm 10 (9). |
| T 994–T 1000 (WAP 867– WAP 873) | Verrucano. SL: 800 m ESE Cierfs/Münstertal (road outcrop), Sc. Samples taken from a profile of ca: 2 m only. Mi: qz + ms/pheng \pm chl \pm stilp \pm carb (cc) \pm plag/ab + acc (haem, op). All samples show detrital components in fine-grained, recrystallized/neogenic matrix. Detrital: mm-sized qz-pebbles, partly with defor- mation lamellae or BöHM lamellae, partly idiomorphic porphyry qz with resorp- tion tubes, generally no suturation; clastic, coarse-flaky white mica shows ran- domly intense intergrowth with neogenic pheng; locally totally degraded bi-relics and unmixed plag with neogenic ab-rims occur. Neogenic: qz up to ca. 50 μ grain size is mostly well recrystallized (polygonal, slightly undulated fabric), newly-for- med ms/pheng mostly of 5–30 μ size. Metamorphic temperature estimated from recrystallization behaviour of qz: 300 \pm 20 °C (p. p. VOLL, pers. comm.). M (< 2 μ)-Rb/Sr see Fig. 6, Tab 14; same outcrop M-(< 2 μ)K/Ar = 87–89 m. y. (b). T 1000: WR-K/Ar 103 \pm 5 (10). |
| T 1003 (WAP 876) | Granitegneiss. SL: Flüela Pass, ca. 150 m right E of Hospiz (road outcrop), Si. Mi: kf + plag + qz + ms + bi \pm chl II + acc (zr, ap, rut, carb). Chloritization of bi, serici- tization of plag; qz shows strong undulation, but subgrain formation is at the very beginning. Bc (+ sagenite): GS1 = GS2 > 150 μ , bi: chl ~ 2: 1, Bc-K/Ar = 272 \pm 15 (2). M: GS1 = GS2 > 150 μ , P \gg 99% (\pm bi), M-K/Ar = 317 \pm 13 (2), M-Rb/Sr = 310 \pm 12 (3). |
| T 1010 (WAP 879) | Granitegneiss. SL: Val Tours, m 1760 near Punts A., WNW Piz Kesch, C, Si. Mi: qz + plag + kf + ms + bi \pm chl + acc (zr). Very slight alterations in bi (chloritiza- tion), plag (sericitization) and qz (suturation starts). B: GS1 = GS2 > 150 μ , P \gg 99% (\pm chl), B-K/Ar = 316 \pm 13, B-Rb/Sr = 279 \pm 11. M: GS1 = GS2 > 150 μ , P > 99% (\pm bi), M-K/Ar = 316 \pm 13 (2, 3). |
| T 1013 (WAP 880) | Paragneiss. SL: ca. 200 m N Pontresina (village centre), L. Mi: qz + plag + ms + bi + acc (clzo, zr, ap, chl, tit). Very slight alteration: sericitization of plag, chloritization in bi beginning, qz shows strong undulation and deformation lamellae, first subgrain boundaries appear. B: GS1 = GS2 > 150 μ , P 100%, B-K/Ar = 280 \pm 11 (10), B-Rb/Sr = 277 \pm 11 (11). |
| T 1014 (WAP 881) | Medium-grained paragneiss. SL: equal to T 1013, L. Mi: qz + plag + ms + bi \pm chl + acc (monazite, ap, ga). Similar to T 1013. Intercalated ms-plag-gneisses (T 1015) show neogenic Alpine stilp. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 1002, B-K/Ar = 286 \pm 13 (10). M: GS1 > 450 μ , GS2 > 150 μ , P ~ 97% (bi-intergrowth!), M-K/Ar = 308 \pm 12 (10). |

| T 1019 (WAP 883) | Gneissose micaschist. SL: ca. 1 km S Kematen, lower Sellraintal (road outcrop), Ö. Mi: qz + bi + ms + plag/ab + ga + stau + acc (ap, op); \pm unaltered paragenesis; stau shows locally very fine rims of neogenic ser. B: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P > 99% (\pm chl, inclusions), B-K/Ar = 307 \pm 12 (?excess argon, 5). M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 97% (\pm bio-intergrowth), M-K/Ar = 294 \pm 12 (5). |
|---------------------|--|
| T 1023 (WAP 886) | Granitegneiss. SL: Radurscheltal, ca. 200 m N Hohenzollernhaus, C. Ö. Mi: plag + kf + qz + ms + pheng II + bi + acc (zr, op). Deformation in micas; qz shows suturation and beginning recrystallization; neogenic ser/pheng, sericitization of plag p. p. M: GS1 = GS2 150–430 μ , P > 99% (± bi, ± qz), M-K/Ar = 299 ± 13 (5). |
| T 1112 (WAP 899) | Granitegneiss. SL: E side Piz da Rims, ca. 2900, N Umbrail Pass; crystalline klippe, U. Mi: qz + kf + plag + pheng I + II + acc (op, ap). Very strong undulation and suturation in qz; green pre-Alpine pheng I, mm-size (16), with rims of fine-scaly Alpine pheng II. Cataclasis of feldspars. M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 100%, M-K/Ar = 305 \pm 12 (10), M-Rb/Sr = 274 \pm 11 (12). |
| T 1125 (WAP 901) | Granitegneiss. SL: Val Muraunza, m 2200, vis-à-vis Muraunza-Hütte, U. Mi: qz + plag + pheng I + II + kf + acc (zr, op). Very similar to T 1112, but still more intense deformation; qz recrystallizes in most fine-grained domains. M: GS1 > 430 μ , GS2 > 150 μ , P 100%, M-K/Ar = 306 \pm 13 (12). |
| T 1157 (WAP 904) | Granitegneiss. SL: near storage reservoir Vermunt, S Parthenen, Si. Mi: qz + plag + kf + bi + ms \pm chl + acc (cl2o, zr, tit). Bi shows tiny chl-rims, slight sericitization in plag, subgrain formation in qz. B: GS1 = GS2 > 420 μ , P \pm 1002, B-K/Ar = 213 \pm 9. M: GS1 = GS2 > 420 μ , P 982 (bi-intergrowth!), M-K/Ar = 311 \pm 13 (2). |
| T 1159 (WAP 905) | Granitegneiss: SL: Silvretta-Hochalpenstraße from Bieler Höhe to Galtür, m 1850, Si. Mi: I = plag + kf + ms + bi + qz + acc (ap, zr, ga); II = ser/pheng + stilp + chl. Cataclastic deformation in feldspars; subgrain formation in qz, bi (brown- olivegreen) partly bleached or chloritized; neogenic pheng occurs randomly along ms I. M: GS1 = GS2 > 430 μ , P ~ 99% (+ bi-intergrowth), M-K/Ar = 239 \pm 10 (2). |
| T 1165 (WAP 906) | Ms-tourm-pegmatite. SL: Berglerloch, eastern side, m 2260, SSE Mathon, basal Si. Mi: plag + qz + ms \pm kf \pm ga \pm tourm + ser II. Pervasive deformation in feld-spars (bending, cracks filled with ser II); well recrystallized qz-fabric (weak undulation). M: GS1 > 430 μ , GS 2 > 150 μ , P 100 ² , M-K/Ar = 174 \pm 7 (2), M-Rb/Sr = 223 \pm 8 (3). |
| 68/2 (WAP 621) | Ga-stau-micaschist. SL: ridge between Lareintal and Jamtal, Schnapfenloch, m 2736, Si. Sample collection by G. FUCHS. Mi: qz + ab/plag + ms + ga + bi + stau + acc (op, clzo, zr, tit). II = chl + ser + ?bi II. Intense chloritization of bi (greenbrown), slight sericitization of stau. Bi: mostly fine-grained (?Alpine recrystallization). M: GS1 = GS2 > 150–430 μ , P \gg 99%, M-K/Ar = 186 \pm 8 (2). |
| 77/19 (WAP 622) | Ga-stau-bi-sil-paraschist. SL: Jamtal, near Jamtalhütte/NW Pfannknecht, Si. Sample collection by G. FUCHS. Mi: I = qz + bi + ga + stau + sil + op + acc (clzo, ap); II = chl + ser. Chloritization of bi, sericitization of plag. Bci: GS1 = GS2 74–430 μ , P: + ca. 10% chl, Bci-K/Ar = 166 \pm 7 (2). |
| III (WAP 392) | Sericiteschist. SL: near Unterfaggen/Prutz, Engadine Window. Sample collection and preparation by L. KRECZY. Very homogenous, fine-grained qz-ser-schist. M (< 2 μ)-K/Ar = 34.4 \pm 1.6 (4). |

Corrections of the Plates

- Plate 4: The "K/Ar isochron on different grain sizes" ESE of Reschen Paß, Jaggl (88 m. y., see THÖNI 1980 b, Fig. 5) belongs to the 100–85 m. y. age group (green full) and not to the 230–100 m. y. age group.
- Plate 5: The Rb/Sr small-scale-isochron ESE of Ofen Paß, Münstertal (50 m. y., see Fig. 5, this paper) belongs to the 70-40 m. y. age group (light red) and not to the < 40 m. y. age group.

References

- ANDREATTA, C.: La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Estr. Mem. Mus. Storia Nat. Venezia Trident, **3** (2), 1–160, Trento 1935.
- ANDREATTA, C.: Sui cosidetti "Scisti del Verrucano" dell'Alto Adige occidentale. Studi Trent. Sci. Nat., 20/3, 213–253, Trento 1939.
- ANDREATTA, C.: La "Linea di Peio" nel massiccio dell'Ortler e le sue miloniti. Contr. Min. Petr. Geol., 1, 1–63, Bologna 1948.
- ANDREATTA, C.: Il metamorfismo delle formazioni del gruppo dell'Ortler. La ricerca scientifica, 21/2, 1–9, Roma 1951.
- ANDREATTA, C.: Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **3**, 93–114, Wien 1953.
- ANDREATTA, C.: La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale. Acta Geol. Alpina, Contrib. Min. Petr. Geol, 5, 1–336, Bologna 1954.
- ANGEL, F.: Einige neuerliche Pseudotachylitfunde in den österreichischen Zentralalpen. Verh. Geol. B.-A., **1931**, 143–153, Wien 1931.
- ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E. & EBERHARDT, P.: A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. –Earth Plan. Sci. Lett., 1, 13–19, Amsterdam 1966.
- ARNOLD, A. & JÄGER, E.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. – Ecl. geol. Helv., 58, 369–390, Basel 1965.
- BAUMANN, M., HELBIG, P. & SCHMIDT, K.: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., 110, 1–72, Wien 1967.
- BERAN, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, 115–130, Wien 1969.
- BOCCHIO, R., DE CAPITANI, L., LIBORIO, G., MOTTANA, A., NICOLETTI, M., PETRUCCIANI, C.: K-Ar radiometric age determinations of the south-Alpine metamorphic complex, western Orobic Alps (Italy). – N. Jb. Miner. Mh., 1981, H. 7, 289–307, Stuttgart 1981.
- BONHOMME, M. G., SALIOT, P. & PINAULT, Y.: Interpretation of Potassium-Argon Isotopic Data Related to metamorphic Events in South-Western Alps. – Schweiz. min. petr. Mitt., 60, 81–98, Zürich 1980.
- BORSI, S., DEL MORO, A. & FERRARA, G.: Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). – Boll. Soc. Geol. It., **91**, 387–406, Roma 1972.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. Mem. Soc. Geol. Ital, **12**, 549–571, Pisa 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New data on the Alpine history of the Austrides south of the Tauern Window. – Mem. Sci. Geol., 32, 1–20, Padova 1978.
- BORSI, S., FERRARA, G. & TONGIORGI, E.: Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabion (Trentino, Italy). Earth Plan. Sci. Lett., 1, 55–57, Amsterdam 1966.
- BREWER, M. S.: Excess Radiogenic Argon in Metamorphic Micas from the Eastern Alps, Austria Earth Plan. Sci. Lett., 6, 321–331, Amsterdam 1969.
- BRUN, J. P. & COBBOLD, P. R.: Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. Jour. Struct. Geol., 2 (1/2), 149–158, Oxford 1980.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E.: Geologischer Atlas der Schweiz, 1: 25.000, Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls-Tarasp, 1–68, Bern 1968.
- CARRARO, F., DAL PIAZ, G. V. & SACCHI, R.: Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. Mem. Soc. Geol. Ital, 9, 197–224, Pisa 1970.
- CHOPIN, Ch. & MALUSKI, H.: ⁴⁰Ar-³⁹Ar Dating of High Pressure Metamorphic Micas from the Gran Paradiso Area (Western Alps): Evidence against the Blocking Temperature Concept. – Contrib. Mineral. Petrol., **74**, 109–122, Berlin 1980.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., 114, 121–272, Wien 1971.

.

- DIETRICH, H.: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Brennermesozoikums. Diss. Naturw. Fak. Univ. Innsbruck, 1–137, Innsbruck (unpubl.) 1980.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. Geotekt. Forsch., 50, 1–84, Stuttgart 1976.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – Geol. Rundsch., 65, 361–374, Stuttgart 1976.
- DODSON, M. H.: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Mineral. Petrol., 40, 259–274, Berlin 1976.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. In: (Lectures in Isotope Geology, edited by E. JÄGER & J. C. HUNZIKER), 194–202, Berlin (Springer) 1979.
- EUGSTER, H.: Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. Ecl. geol. Helv., 52/2, 555-562, Basel 1959.
- EUGSTER, H.: Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. Ecl. geol. Hel v., 58/1, 17–20, Basel 1965
- EUGSTER, H.: Beitrag zur Tektonik des südöstlichen Graubündens. Ecl. geol. Helv., 64, 133-147, Basel 1971.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. –Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 81–110, Wien 1978.
- FENTI, V. & FRIZ, C.: Il progetto della strada statale a scorrimento veloce della Val Venosta (Alto Adige). Studi geologici applicati alla galleria di Curon. Mem. Museo Trident. Sci. Nat., **20**/3, 1–43, Trento 1974.
- FERRARA, G., HIRT, B., JAGER, E. & NIGGLI, E.: Rb-Sr and U-Pb Age Determinations on the Pegmatite of I Mondei. - Ecl. geol. Helv., **55**/2, 443–450, Basel 1962.
- FÖRSTER, H.: Petrographische und tektonische Untersuchungen in den südlichen Stubaier und westlichen Zillertaler Alpen. – Habilschr., 185 S., Aachen 1969.
- FÖRSTER, H.: & LEONHARDT, J.: Die Ötztaler Masse ein präkambrisches Element in den Ostalpen? Geol. Rdsch., 61, 69–87, Stuttgart 1972,
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M.: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauls Penser Joch (Südtirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math-naturw. Kl., 7, 102–107, Wien 1977.
- FRANK, W., ALBER, J., SATIR, M. & THÖNI, M.: Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor. Geolog. Tiefbau Ostalpen, Jahresbericht 1977, II. Teil/H. 7, 17–32, Wien (Zentralanst. Meteorol. Geodynamik) 1979.
- FRANK, E. & STETTLER, A.: K-Ar and ³⁹Ar-⁴⁰Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. – SMPM, **59**, 375–394, Zürich 1979.
- FREY, M.: Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages. – Jour. Petrol., 19/1, 95–135, Oxford 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. Tectonophysics, 60, 121-139, Amsterdam 1979.
- FRIZ, C. & ZANETTIN LORENZONI, E.: La zona di Montenevoso ed i suoi rapporti con il complesso roccioso delle Breonie ed il cristallino antico Merano – Mules tra la Valgiovo e la Val di Fleres (Alto Adige). – Studi Trent. Sci. Nat., Sez. A, 46/2, 301–354, Trento 1969.
- FUCHS, H., KRÖNER, A., SCHMIDT, K.: Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. Jb. Geol. B.-A., 112, 31–80, Wien 1969.
- GANSSER, A.: The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. SMPM, 48, 123-143, Zürich 1968.
- GATTO, G., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E., SCOLARI, A.: The "Andesitic" Magmatism in the South-Western Tyrol and its Geodynamic Significance. Geol. Rdsch., 65, 691–700, Stuttgart 1976.
- GATTO, G. & SCOLARI, A.: II "Verrucano" dell'alta Val Venosta Studi Trent. Sci. Nat., Sez. A, 50/2, 156–189, Trento 1973.
- GATTO, G. & SCOLARI, A.: Lo "scorrimento di Slingia" nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta. Atti Mem. Acc. Patav., Sci. Mat. Nat., **86**, 167–201, Padova 1974.
- GAUTSCHI, A. & MONTRASIO, A.: Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrandes und ihre Beziehung zur Regional- und Kontaktmetamorphose. – SMPM., **58**, 329–343, Zürich 1978.
- GEYSSANT, J., JUSTIN-VISENTIN, E. & SASSI, F. P.: Sur la presence de filons sedimentaires dans la serie triasique du Tribulaun et sur leur evolution metamorphique (Brennero, Alps orientales). Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 28, 1–25, Padova 1973.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: Rb-Sr Whole Rock Dating of Late Diagenetic to Anchimetamorphic, Paleozoic Sediments in Southern France (Montagne Noire). – Contrib. Mineral. Petrol., 47, 113–130, Berlin 1974.

- GOLDICH, S. S. & GAST, P. W.: Effects of weathering on the Rb-Sr and K-Ar ages of biotite from the Morton Gneiss, Minnesota. Earth Plan. Sci. Lett., 1, 372–375, Amsterdam 1966.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E.: Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. Etages Tectoniques (Coll.) 89–104, Neuchâtel 1966.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). Earth Plan. Sci. Lett., 1, 139–147, Amsterdam 1966.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung-Diss. phil-nat.wiss. Fak. Univ. Bern, 166 S., München (Photodruck) 1969.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). Contr. Min. Petrol., 20, 34–56, Berlin 1968.
- GRAUERT, B., SEITZ, M. G. & SOPTRAJANOVA, G.: Uranium and Lead Gain of Detrital Zircon studied by Isotopic Analyses and Fission-Track Mapping. Earth Plan. Sci. Lett., **21**, 389–399, Amsterdam 1974.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austridici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige). – Mem. Mus. Trid. Sci. Nat., 18/2, 1–54, Trento 1969 a.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige). – Estr. Mem. Soc. Geol. It., 13, 13–27, Pisa 1974.
- GRÜNENFELDER, M. & STERN, T. W.: Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. SMPM, 40/2, 253-259, Zürich 1960.
- HAMMER, W.: Die krystallinen Alpen des Ultenthales. Jb. k. k. Geol. R.-A., 52, 105-133, Wien 1902.
- HAMMER, W.: Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. Jb. k. k. Geol. R.-A., 58, 79–196, Wien 1908.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. III. Über das Vorkommen von Trias und Jura im unteren Rojental. Verh. k. k. Geol. R.-A., **1910**, 64–68, Wien 1910.
- HAMMER, W.: Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. Jb. k. k. Geol. R.-A., 61, 1–39, Wien 1911.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe Nr. 66 "Glurns und Ortler". Verh. k. k. Geol. R.-A., 1–72, Wien 1912.
- HAMMER, W.: Über Pseudotachylite in den Ostalpen. Jb. Geol. B.-A., 80, 571-585, Wien 1930.
- HAMMER, W.: Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verh. Geol. B.-A., 1931, 175-188, Wien 1931.
- HAMMER, W. & JOHN, C. v.: Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jb. k. k. Geol. R.-A., 59, 691–773, Wien 1909.
- HANSON, G. N., EL TAHLAWI, M. R., WESTER, W.: K-Ar and Rb-Sr ages on pegmatites in the south Central Alps. Earth Plan. Sci. Lett., 1, 407–413, Amsterdam 1966.
- HARPER, C. T.: Graphical Solutions to the Problem of Radiogenic Argon-40. Loss from Metamorphic Minerals. Ecl. geol. Helv., 63 (1), 119–140, Basel 1970.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). Geol. Jb., 86, 797–826, Hannover 1968.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 54, 225-244, Berlin 1976.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate Tectonics in the Eastern Alps. Earth Plan. Sci. Lett., 24, 405–413, Amsterdam 1975.
- HELBIG, P.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Westende des Schneeberger Zuges (Südliches Ötztalkristallin). Diss. TH München, XXIII + 102 S., München (unpubl.) 1969.
- HELBIG, P. & SCHMIDT, K.: Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen). Jb. Geol. B.-A., **121** (2), 177–217, Wien 1978.
- HERZBERG, C., RICCIO, C., CHIESA, S., FORNONI, A., GATTO, G. O., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E. M. & SCOLARI, A.: Petrogenetic Evolution of a Spinel-garnet-lherzolite in the Austridic Crystalline Basement from Val Clapa (Alto Adige, Northeastern Italy). – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 1–29, Padova 1977.

- HESS, W.: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden). Ecl. geol. Helv., **46**, 39–142, Basel 1953.
- HESS, W.: Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpass (Passo di Resia), Südtirol, und seine Deutung. Ecl. geol. Helv., 55 (2), 407–416, Basel 1962.
- HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. -Tscherm Min. Petr. Mitt., **15** (3), 56-70, Wien 1971.
- HOINKES, G.: Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **20**, 225–239, Wien 1973.
- HOINKES, G.: Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). – N. Jb. Miner. Abh., **131** (3), 272–303, Stuttgart 1978.
- HOINKES, G.: Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 28, 31–54, Stuttgart-Wien (Springer) 1981.
- HOINKES, G. & PURTSCHELLER, F.: Zur Metamorphose des Schneebergerzuges. Geolog. Tiefbau d. Ostalpen, Jber. 1977, II. Teil/H. 7, Zentralanst. Meteorol. Geodyn., Publ. Nr. **240**, 11–16, Wien 1979.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M.: Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria). – A Synopsis. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 335–341, Wien 1980.
- HUNZIKER, J. C.: Rb-Sr and K-Ar Age Determination and the Alpine Tectonic History of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **31**, 1–54, Padova 1974.
- INHELDER, H. W.: Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpaßhöhe, Sta. Maria und Müstair (Graubünden). – Inaugural-Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 1–77, Zürich 1952.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. Ecl. geol. Helv., 66/1, 11–21, Basel 1973.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E., WÜTHRICH, H.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – SMPM, 41/2, 255–272, Zürich 1961.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 134, 1–67, Bern 1967.
- KELLERHALS, P.: Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe, des Vintschgaus und der südöstlichen Engadinerdolomiten. Ecl. geol. Helv., **58** (1), 39–48, Basel 1965.
- KELLERHALS, P.: Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 126, 1–58, Bern 1966.
- KIRCHNER, E. Ch.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 385–396, Wien 1980.
- KRECZY, L.: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S., Wien (unpubl.) 1981.
- LAMBERT, G., LABEYRIE, J. & DUMESNIL, P.: A remark on the correction for "atmospheric" argon in dating rocks by the potassium-argon method. Earth. Plan. Sci. Lett., 1, 443–445, Amsterdam 1966.
- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F.: Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 129–137, Wien 1980.
- MASCH, L.: Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). N. Jb. Miner. Mh., **1973**, 485–509, Stuttgart 1974.
- MAURACHER, J.: Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen). – Unpubl. Diss. Form. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 155 S., Wien (unpubl.) 1981.
- MAXWELL, D. T. & HOWER, J.: High grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series. Am. Mineralogist, **52**, 843–857, 1967.
- MILLER, Ch.: Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tyrol, Austria. Contr. Miner. Petrol., 28, 42–56, Berlin 1970.
- MILLER, D. S., JÄGER, E., SCHMIDT, K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Ecl. geql. Helv., 60, 537–541, Basel 1967.

- MORAUF, W.: Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. – Tscherm. min. petr. Mitt., 27, 169–185, Wien 1980.
- MULLER, G.: Beiträge zur Geologie der Ötztaler Alpen, I. Teil: Westteil. Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 131 S., Wien 1954.
- NANNY, P.: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch Ecl. geol. Helv., 39, 115–132, Basel 1946.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. Verh. Geol. B.-A., **1978** (2), 43–53, Wien 1978.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Kalium-Argon-Altersbestimmungen am Südostrand des Tauernfensters (Ostalpen). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 17–46, Wien 1966.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.: New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. - N. Jb. Miner. Abh., 137 (2), 162-183, Stuttgart 1979.
- PESCHEL, R.: Geologische Entwicklungsgeschichte des Schneebergerzuges und der Laaserserie im Timmelsjoch-Querschnitt (Oberes Passeiertal, Südtirol, Italien). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 98 S., Wien 1979.
- POZZI, R.: Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles. Ecl. geol. Helv., 58 (1), 21-38, Basel 1965.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. Mitt. österr. geol. Ges., 69 (1976), 1–25, Wien 1978.
- PURDY, J. W. & JÄGER, E.: K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 1–31, Padova 1976.
- PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubaier Alpen. Sammlung geol. Führer, 53, 128 S., (Borntraeger), Stuttgart 1978.
- PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13 (3), 35–54, Wien 1969.
- PURTSCHELLER, F., HOERNES, S., BROWN, G. C.: An Example of Occurrence and Breakdown of Paragonite. Contr. Mineral. Petrol., 35, 34–42, Berlin 1972.
- PURTSCHELLER, F., HOINKES, G., RAMMLMAIR, D., TESSADRI, R. & DIETRICH, H.: Bericht über petrologische Neuergebnisse im Brennermesozoikum, Schneeberger Zug und Altkristallin im Jahre 1979. – Jahresber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, H. 1, 84–85, Leoben 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 22 (3), 175–199, Wien 1975.
- RAMMLMAIR, D.: Petrographie der Diabase der Ötztaler/Stubaier Masse. Diss. Naturw. Fak. Univ. Innsbruck, 99 S., Innsbruck (unpubl.) 1980.
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der "Periadriatischen Naht" (Insubrische Linie/Pusterer Linie) in der Umgebung von Mauls (Südtirol). – Geol. Rdsch., 68 (2), 707–720, Stuttgart 1979.
- RATSCHILLER, R. K.: Beiträge zur regionalen Petrographie des Vintschgau-Gebietes (Südtirol). N. Jb. Miner. Abh., 85 (2), 247–302, Stuttgart 1953.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. Jb. Geol. B.-A., 81, 305–330, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. Jb. Geol. B.-A., 85, 225-258, Wien 1935.
- RICHTER, D. K.: Das Plawenkristallin, seine sedimentäre Bedeckung und sein kristalliner Rahmen. Unpubl. Dipl.-Arbeit, Inst. f. Geologie, TH München, 96 S., München 1967.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U.: Petrographie des "Permoskyth" der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. – Geol. Rdsch., 64, 783–807, Stuttgart 1975.
- ROST, F. & BRENNEIS, P.: Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales, Provinz Alto Adige (Oberitalien). Tscherm. Min. Petr. Mitt., 25, 257–286, Wien 1978.
- RUDOLPH, J.: Geologische Untersuchungen im obersten Fimbertal, Unterengadiner Fenster. Diplom-Arb. Geol. Inst. Univ. Freiburg/Breisgau, 35 S., Freiburg/Br. (unpubl.) 1979.
- SANDER, B.: Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. Jb. k. k. Geol. R.-A., 70, 225–234, Wien 1920.
- SASSI, F. P.: The Petrological and Geological Significance of the b₀ values of Potassic White Micas in Low-Grade Metamorphic Rocks. An Application to the Eastern Alps. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 18, 105–113, Wien 1972.

- SASSI, F. P. & SCOLARI, F.: The b₀ values of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. - Contr. Min. Petr., 45, 143–152, Berlin 1974.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Some considerations on the south-Alpine basement of the Eastern Alps. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 609–624, Stuttgart 1974.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 421–434, Stuttgart 1974 b.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der suedlichen Oetztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 84 S., Padova 1975.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: P-T-conditions of the high-pressure Hercynian event in the Alps as deduced from petrological, Rb-Sr and 0¹⁸/0¹⁶ data on Phengites from the Schwazer Augengneise (Eastern Alps, Austria). – SMPM, 58, 289–302, Zürich 1978.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. –Geol. Rdsch, 68 (1), 1–40, Stuttgart 1979.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 172–188, Wien 1981.
- SCHMID, S.: Geologie des Umbrailgebietes. Ecl. geol. Helv., 66 (1), 101-210, Basel 1973.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. Verh. Geol. B.-A., 1964, 27-47, Wien 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 199–213, Wien 1965 a.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. Ecl. geol. Helv., **60** (2), 529–536, Basel 1967.
- SCHRAMM, J.-M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 379–384, Wien 1980.
- SEMENZA, E.: La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica. Mem. Soc. Geol. Ital, 13, 187–226, Pisa 1974.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F. 44 (74), 1–235, Bern 1914.
- STAUB, R.: Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. Jber. Naturf. Ges. Graubünden, **89/90**, 1–216, Chur 1964.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E.: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geoand cosmochronology. – Earth Plan. Sci. Lett., 36, 359–362, Amsterdam 1977.
- TESSADRI, R.: Zur Metamorphose am Ostende des Schneeberger Zuges (Sterzing/Südtirol). Diss. Naturw. Fak. Univ. Innsbruck, 95 S., Innsbruck (unpubl.) 1981.
- THÖNI, M.: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 247–275, Wien 1980 a.
- THÖNI, M.: Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 139–165, Wien 1980 b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I, 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 4, 179–192, Wien 1978.
- TORRICELLI, G.: Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe. Inaug-Diss. Univ. Bern, in: Jber. Naturf. Ges. Graubündens, 85, 1–83, Chur (Bischofsberger & Co.) 1956.
- TRUMPY, R.: The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. In: KEES, A., DE JONG and SCHOLTEN, R.: Gravity and Tectonics, 229-251, New York (John Wiley & Sons) 1973.
- TRUMPY, R.: The Engadine Line: A Sinistral Wrench Fault in the Central Alps. Mem. Geol. Soc. China, 2, 1–12, 1977.
- VOLL, G.: Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. – SMPM, 56, 641–647, Zürich 1976.

WALTER, P.: Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. – SMPM, **30** (1), 1–143, Zürich 1950.

WATERS, D. J.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the South-east Tauern. - Phil. Thesis Univ. Oxford, 2 vol., Oxford (unpubl.) 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 21. 7. 1981.





| PLATE | 2 |
|---|------|
| GEOLOGICAL-TECTONIC UNITS | |
| +++ Tertiary Periadriatic Intrusive Rocks | |
| South Alpine Unit | |
| Northern Calcareous Alps | Uni |
| Permomesozoic Series of the | pine |
| Phyllites s. l. Central Alps | roal |
| Altkristallin s. l. | Aust |
| Lower Austroalpine Unit | |
| Pennine Units | |
| RADIOMETRIC AGE GROUPS | |
| ₩ 25-10 m.y. | |
| LATE ALPINE COOLING 40–25 m.y. | |
| 70–40 m.y. | |
| | |
| 90-70 m.y. EARLY ALPINE COOLING AGES | |
| EXCESS ARGON (frequently > 300 m.y.) | |
| 220-90 m.y. MIXED AGES | |
| 270–220 m.y. LATE HERCYNIAN or slightly reopened | |
| ▼ 270-320 m.y. HERCYNIAN COOLING AGES | |
| D BIOTITE-CHLORITE MIXTURES | |
| RATURE | |
| & JÄGER 1966 | |
| 66 | |
| 72 | |
| 968 | |
| (unpubl.) | |
| ER 1976 | |
| NEIS 1978 | |
| ATIR, unpubl. data si | |
| 1 (unpubl.) | |





Eozän

Kreide

chlüsselwörte

Molasseuntergrund Bohrungen Fossile Harze

Foraminifera Nannoplankton

Palynologie

Oberösterreich

Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich

Von G. WESSELY, O. S. SCHREIBER und R. FUCHS *)

Mit 5 Abbildungen, 20 Fototafeln und 1 Tafel (= Beilage 3)



IGCP Projekt 73/1/58 Mid-Cretaceous Events.

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 32, 50, 51

INHALT

| Zusammenfassung | 176 |
|---|-----|
| Summary | 176 |
| Einleitung | 176 |
| Überblick über die geologische Stellung der Mittel- und Oberkreide des Raumes Linz – Wels – Steyr | 177 |
| Lithofazielle Gliederung | 178 |
| Tieferer Abschnitt (? Cenoman/Turon) | 178 |
| Basisschichten | 178 |
| Glaukonitische Serie | 178 |
| Hauptsandstein | 179 |
| Höherer Abschnitt (Coniac-Santon) | 179 |
| Mariner Mergelkomplex | 180 |
| Kohlige Grobsandsteinserie | 180 |
| Zwischenserie | 181 |
| Obere Sandsteinserie | 181 |
| Überlagerung | 182 |
| Terrestrisch-limnische Serie | 182 |
| Sandsteinstufe des Eozän | 182 |
| Räumlich-zeitliche Anordnung der Faziesbereiche | 183 |
| Die paläogeographische und paläotektonische Stellung des Gebietes und seines weiteren Rahmens | 186 |
| Biostratigraphie | 187 |
| Benthonische Foraminiferen | 187 |
| Allgemeines | 187 |
| Stratigraphie | 188 |
| Ökologie | 188 |
| Systematik | 190 |

| Planktonische Foraminiferen | 221 |
|-----------------------------|-----|
| Systematik | 222 |
| Nannoflora | 232 |
| Pollenflora | 232 |
| Vorkommen von fossilem Harz | 235 |
| Literatur | 236 |
| Tafelerläuterung | 242 |

Zusammenfassung

In vorliegender Arbeit werden die Schichtfolge und die Foraminiferenfaunen der Mittel- und Oberkreide im Molasseuntergrund des östlichen Oberösterreich beschrieben. Die Kreide liegt hier dem Kristallin der Böhmischen Masse direkt auf, sie zeigt marine Schelffazies, in die in bestimmten Zeitabschnitten verschieden weit fluviogene, grobsandige Sedimente in teilweise deltaartiger Form vom NE her vordringen. Ein derartiger Saum klastischer Sedimente zieht die SW-Flanke des Sporns der Böhmischen Masse entlang.

Aufgrund von Foraminiferenvergesellschaftungen (Benthos und Plankton), sowie von Nanno- und Pollenflorenuntersuchungen, erfolgt die stratigraphische Einstufung, die vom Turon bis zum Santon reicht. Die Foraminiferenfauna wird systematisch-paläontologisch dokumentiert.

Summary

The present paper deals with the lithological sequence and the foraminifera of the Middle- and Upper Createous in Eastern Upper Austria, which had been discovered by deep drillings. The Cretaceous is sedimentated directly on the crystalline of the Bohemian Massif, it shows marine shelf-facies, in which during different times fluvial coarsegrained sediments advance from NE in the shape of a river delta. A seam of that kind of clastic sediments is situated on the SW-side of the Bohemian Massif,

The foraminiferal fauna, nannoplankton and pollen assemblages have a stratigraphic range from Turonian to Santonian. Benthonic and planktonic foraminifera are investigated systematicly.

Einleitung

Die Bohrtätigkeit in der Molasse im östlichen Oberösterreich (Raum Linz-Steyr-Wels) erfaßte neben dem Eozänsandstein als Zielhorizont der Erdölexploration auch die Schichtfolge der Mittel- und Oberkreide. Die dabei angetroffene sandige Entwicklung im basalen Abschnitt und im fluviogenen höheren Anteil des östlichen Faziesraumes ließ sie für eine stratigraphisch-fazielle Untersuchung geeignet erscheinen, sowohl zum Zwecke einer besseren Auflösung des näheren Verbreitungsgebietes selbst als auch einer Weiterverfolgung der Fazies entlang der Südwestflanke der Böhmischen Masse bis unter die alpinen Decken. Darüber hinaus soll damit eine Vergleichsbasis zu den weiteren Vorkommen von autochtoner Kreide am Südsporn der Böhmischen Masse geschaffen und eine paläogeographische Rekonstruktion ermöglicht werden.

^{*)} Anschriften der Verfasser: Dr. GODFRIED WESSELY, ÖMV-AG, Geologie, Hintere Zollamtsstraße 17, 1030 Wien; Dr. REINHARD FUCHS und Dr. OTTO S. SCHREIBER, ÖMV-AG, LAP, Stratigr.-paläont. Abt., Gerasdorfer Stra-Be 151, A-1210 Wien.

Die Arbeit, durchgeführt im Rahmen der Mitteleuropäischen Arbeitsgruppe "Mid Cretaceous Events" gliedert sich in einen geologisch-lithofaziell-paläogeographischen Teil (G. WESSELY) und in einen biostratigraphisch-paläontologisch-ökologischen Teil (O. S. SCHREIBER und R. FUCHS).

Die Autoren sind für die Bestimmung von Pollen Frau Dr. I. DRAXLER (GBA Wien) und von Nannoplankton Herrn Dr. H. STRADNER (GBA Wien) zu Dank verpflichtet. Mit Dir. Dr. H. KOLLMANN und Dr. L. WAGNER konnte ein überaus nützlicher Gedankenaustausch stattfinden. Dr. H. BUCHTA (ÖMV-AG) führte in dankenswerter Weise chemische Analysen von fossilen Harzen durch. Die Interpretation der IR-Spektren lag in den Händen von Doz. Dr. N. VAVRA vom paläontologischen Institut der Universität Wien. Die Photodokumentation erfolgte im Rahmen des Forschungsprojektes 2659 des Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im ELMI-Labor der Geologischen Bundesanstalt Wien, wofür Dr. H. STRADNER und F. ALLRAM herzlich gedankt sei. Für die Unterstützung der Arbeit gilt Herrn Prof. Dr. A. KRÖLL (ÖMV-AG, Geologie) und Herrn Dr. H. KRATOCHVIL (Labor für Aufschluß und Produktion) besonderer Dank. Der Vorstand der ÖMV-AG erteilte die Erlaubnis zur Veröffentlichung.

Uberblick über die geologische Stellung der Mittel- und Oberkreide des Raumes Linz – Wels – Steyr

Das vielfach erbohrte Vorkommen von Mittel- und Oberkreide an der Südwestflanke der Böhmischen Masse ist als östlichstes der bekannten österreichisch-bayrischen Kreidebecken dem "Bad Haller Becken" (K. KOLLMANN, 1977) zuzuordnen. Es liegt auf Kristallin der Böhmischen Masse und wird von Molasse bedeckt. Seine Nord- und Nordostbegrenzung bilden teils Erosionsränder, teils Brüche, von denen vor allem der den Nordwestrand des Beckens bildende Verwurf (A. KRÖLL, 1980; Beil. 8) eine große Sprunghöhe erreicht. Dieser muß spät- bis postkretatisches aber voreozänes Alter haben. Im Westen grenzt an das Bad Haller Becken mit einer Schwelle, aber ohne Unterbrechung der Sedimentdecke der Kreide das Ried-Schwanstädter Becken. Die Verbreitung der Kreide ist bis unter die Alpen verfolgbar, doch ist hier ihre Ausdehnung noch weitgehend unbekannt. Die Schichtfolge reicht im gesicherten kretazischen Anteil vom Turon bis ins Santon und beträgt im östlichen, an Sanden reicheren Anteil 600 m während in der Mergelfazies die Mächtigkeit im Raum Wirnzberg mit 460 m am größten ist. Faziell herrschen im Cenoman/Turon, abgesehen vom Basalteil, gleiche, überwiegend marine Verhältnisse, während im Coniac/Santon vom Osten oder Nordosten fluviogene Sandkörper mit zeitlich wechselnder Schüttungsweite in ein marines Becken mit Mergelablagerungen hineinreichen. Ein gegen E zunehmend mächtigeres, bis 280 m Dicke erreichendes Schichtpaket in terrestrischlimnischer Entwicklung ist in seiner genauen stratigraphischen Stellung innerhalb der Spanne Oberkreide-Alttertiär zu stellen (siehe Biostratigraphie). Die Anordnung und Fazies dieser Kreideablagerungen sowie das weitere Vorkommen um und auf dem Südsporn der Böhmischen Masse spricht für eine bereits während der Oberkreide bestehende Funktion derselben als kontinentaler Festlandsockel, dessen Figuration sich nach den vorherrschenden tektonischen Richtungen innerhalb des Grundgebirgsblockes richtet.

Lithofazielle Gliederung

Tieferer Abschnitt (? Cenoman/Turon)

Basisschichten

Die basale Abfolge bildet durchwegs violett, rötlich und grünlich verfärbter Kristallinschutt. Dieser zeigt durch die kantige Beschaffenheit und schlechte Sortierung des aus Feldspat, Glimmer und Quarz bestehenden Materials terrestrische Fazies an. Es folgen, beschränkt auf den westlichen Raum, grobe Quarzarenite, die auffallend weiße Beschaffenheit infolge kaolinischen Bindemittels zeigen. Die Komponenten sind zu einem großen Teil bereits gerundet. Sporadisch können sie beige, braune oder violette, z. T. kieselige Tone enthalten wie z. B. in Schiedlberg 1 und Neuhofen 1 (Beispiele aus Bohrkernen für dieses Gestein und folgende weitere Sedimenttypen sind auf Taf. 19 und 20 ersichtlich).

. Darüber erscheinen wieder durchgehend tonig-kohlige Quarzarenite und Tone mit Kohleschmitzen. Dabei sind Wurzelstrukturen in grauem kohligem Quarzarenit zu beobachten (Ruprechtshofen 1, Wirnzberg 2, Wirnzberg 3). Im kohleführenden Anteil sind in dem oft grobkörnigen Quarzarenit bei schlechter Sortierung auch Feldspäte, kantig, z. T. bis über 2 cm groß, eingestreut. Gegen das Hangende (Marker A, Taf. 1) erfolgt ein Übergang zu marinem, z. T. grobkörnigen bis feinkonglomeratischen, bioturbaten Quarzarenit mit nur mehr einzelnen Zwischenlagen von kohlig-glimmerigem Tonstein (z. B. Piberbach Ost 1). Enthielten die tieferen, kaolinischen und kohligen Quarzarenite graue und farblose Quarze, treten nun bei Körnungen bunt gefärbte Quarze hinzu (grünlich, gelblich, rötlich).

Im gesamten Basisteil sind durchgehende Korrelationen im Detail oft schwer durchführbar. Die Mächtigkeitszunahme von E nach W bei Maximalwerten im Raum Piberbach steht im Zusammenhang mit dem Einsetzen der weißen Quarzsande mit ihren braunen und violetten Tonlagen im Raum Piberbach, Neuhofen, Weifersdorf, Schiedlberg und ihre Dickenzunahme westwärts. Östlich davon fehlen sie, während der Kristallinschutt und die Serie ab den kohligen Schichten durchgehend vorhanden sind, wobei der Kristallinschutt wohl verschiedenzeitliche Gesteinsabschnitte vertritt.

Glaukonitische Serie

Die glaukonitische Serie stellt eine in Mächtigkeit und Gesteinsbestand sehr konstante Abfolge dar, die sich in charakteristische, gut über die gesamte Fläche des autochthonen Bereiches durchkorrellierbare Abschnitte gliedern läßt. Das vor allem mit Hilfe der Karottagediagramme, die den hohen Zementationsgrad sandiger Lagen sowie deren Korngrö-Benverhältnisse wiedergeben. Die Gesamtmächtigkeit der Serie beträgt 60 – 80 m. Es lassen sich im wesentlichen fünf bzw. sechs Gruppen mit erhöhten Widerständen (A - F)durchverfolgen. Die Konstanz der harten Lagen spricht für eine weitgehende Zeitgleichheit der Horizonte. Vor allem eine geringmächtige aber scharfe Diagrammspitze in der Gruppe E bietet sich als Korrelationsmarker an, der für den Diagrammschnitt als einheitliches Bezugsniveau dient. Die Gruppen setzen sich zusammen aus hell-, mittel- und dunkelgrüngrauem, kalkig gebundenem Quarzarenit mit wechselndem Gehalt an Glaukonit, wobei derselbe bei helleren Typen geringer, bei dunkleren Typen hoch ist. Die Korngröße ist überwiegend gering, es bestehen Übergänge zu Siltstein und Mergelstein. Nur die unterste Gruppe (A) und lokal (Teufelsgraben 1) auch die Gruppe B enthält Einschaltungen von
Grobsand (Körnungen bis 2 mm) mit gut gerundeten, überwiegend gelb, gelbbraun, gelbgrün, teils auch rötlich verfärbten Quarzen. Diese groben Körner können auch diffus in einem feinkörnigen grünen, stark glaukonitischen Sandstein stecken. In der untersten Gruppe liegt auch eine, wenn auch unstete Porosität vor. In den übrigen Gruppen schließt die stark kalkig-mergelige Beschaffenheit der Matrix eine solche aus. Durch intensive Bioturbation verschiedenster Dimension ist das ursprüngliche Gefüge der Sandsteine stark gestört. Gelegentlich ist jedoch Laminierung und kleindimensionale Kreuzschichtung erhalten. Zwischen die sandigen Gruppen schalten sich mittel- bis dunkelgraue z. T. glaukonitführende, oft siltige, ebenfalls verwühlte Mergel. Sowohl Mergel- als auch Sandsteinstrekken führen Molluskenschalen oder deren Abdrücke. Während im Osten bereits mit oder über der Gruppe E eine Vergröberung der Sedimentschüttung beginnt, setzt sich die Fazies der Glaukonitsandsteinserie im Westen in eine weitere Gruppe (F) von harten Feinsandsteinlagen fort, ehe auch dort der Hauptsandstein mit seiner Sedimentvergröberung anlangt.

Hauptsandstein

Der Hauptsandstein geht aus seiner jeweiligen Unterlage, die entsprechend der zeitlichräumlich voranschreitenden Schüttung von NE her gegen das Becken im E stratigraphisch tiefer liegt als im W, durch Kornvergröberung aus der glaukonitischen Serie hervor. Die Basis bildet demgemäß grünlicher, feinkörniger, glaukonitischer, bioturbater Quarzarenit, der im Gegensatz zu tieferen Glaukonitsanden Porosität besitzt. Höher setzen gröbere Quarzarenite ein, mit hellem, kalkfreiem, etwas kaolinischem Bindemittel. Die runden Quarze haben neben grauer und farbloser Beschaffenheit häufig hellgelbbraune und hellrötliche, selten grünliche Farben. Glaukonitische, feinerkörnige Rekurrenzen sprechen für marine Fazies. Nach 30 - 40 m Mächtigkeit ist bei kontinuierlicher Korngrößenzunahme bis zum Top feinkonglomeratische Ausbildung erreicht. Die Kornvergröberung drückt sich auch gut in den Karottagediagrammen durch deren nach oben divergierenden Verlauf der SP- und Widerstandskurve aus. Gegen W zu fiedert der Sandsteinkörper in einzelne isolierte Grobsandsteinlagen mit dunklen, bioturbaten, glaukonitischen, z. T. siltigglimmerigen (biotitreichen) Mergelsteinlagen auf und keilt schließlich ganz gegen das Becken aus. Die Schüttung endet hier früher bzw. gegen E zu fortschreitend später. Dies zeigt sich in der größeren Mächtigkeit der hangenden, bis zum nächsten Marker (G) reichenden Mergelstrecke im Westabschnitt und deren Abnahme gegen E zu.

Höherer Abschnitt (Coniac-Santon)

Ab dem Hauptsand tritt in der weiteren Sedimentabfolge räumlich eine starke Differenzierung der Fazies in der Form ein, daß sich im Westen eine durchgehende, marine Mergelfazies (mariner Schelf) hält, gegen die von E und NE her in der Folge verschieden weit randnähere, gröbere, terrigene, z. T. durch kohlige Substanz gekennzeichnete Sedimente vordringen, zunächst als Schüttungskomplex eines fluviatilen Mündungssystems, später mit einem der Küste vorgelagerten, mächtigen marinen Strandsedimentsaum. Die marine Entwicklung erstreckt sich auf den Raum Wirnzberg, St. Marien, Schiedlberg, Piberbach, Neuhofen, Grassing, Wels. Im Gebiet der Bohrung Linz U 1 ist die Fazies durch Kappung der Kreide über der Glaukonitischen Serie unbekannt. Einen wertvollen Ausschnitt aus dem Wechsel von der pelitischen Fazies des marinen Schelfs zur randwärtigen Entwicklung bildet auf relativ geringer Distanz die Sondenabfolge Ruprechtshofen 1, Ruprechtshofen 2 und Niederneukirchen 1.

Mariner Mergelkomplex

Die westliche marine Fazies ist gekennzeichnet durch einen mächtigen Mergelkomplex mit einzelnen glaukonitischen Sandsteinen oder sandig-kalkigen Verhärtungen, die sich in den Karottagediagrammen durch Widerstandsspitzen oder Gruppen von solchen ausdrücken. Diese lassen sich ähnlich denen der glaukonitischen Serie, nur nicht in dieser dichten Aufeinanderfolge, gut korrellieren und als Marker weithin verfolgen. Im wesentlichen erfolgt sedimentmäßig eine Fortsetzung der glaukonitischen Serie, nur tritt der Glaukonit mehr zurück. Der Marker G wird von der randnäheren Fazies ersetzt, die Marker H – J (Taf. 1) lassen sich gut in die "Zwischenfazies", ein über die östliche fluviale Sedimentation weit hinweggreifendes, marines oder marin beeinflußtes Schichtpaket, hineinverfolgen.

Die Marker K und L finden sich nur in den Bohrungen Wirnzberg, in denen das Mittelund Oberkreideprofil die höchste stratigraphische Reichweite besitzt (im Beckenanteil).

Die Tonmergel sind mittel- oder dunkelgrau, z. T. grünlich, sie können siltig beschaffen sein und Glimmer-, vor allem Biotiteinstreuung (z. B. Wirnzberg, oberer Anteil) besitzen. Häufig finden sich Molluskenschalen. Bioturbation ist meist in feinsandigen Typen verbreitet.

Die Sandsteine sind feinkörnige, glaukonitische Quarzarenite, kalkig gebunden, reich an Molluskenschalen, bioturbat, mit Resten von Lamination. Sie sind oft stark mergelig und dicht, mit Ausnahme von porösen Lagen im Bereich des Markers G. Die hangendste Oberkreide im Raum Wirnzberg erlangt stärker sandige Beschaffenheit, wobei auch Quarzschotterstücke auftreten. Dennoch ist die Strecke infolge mergeliger Beimengung dicht.

Kohlige Grobsandsteinserie

Ab einer Faziesgrenze südwestlich der Linie St. Marien – Wirnzberg folgt über dem Hauptsandstein eine Grobsandsteinserie mit terrestrisch-kohligen Einlagerungen. Sie besteht aus Folgen von Quarzgrobsanden bis Quarzkonglomeraten, Quarz-Feldspat-Feinbrekzien, aber auch Quarzareniten geringerer Korngrößen. Lagen besserer Kornrundungen wechseln mit solchen schlecht gerundeter und schlecht sortierter Körner. Die Quarze sind meist klar oder grau. Die Matrix ist kalkfrei, weiß, kaolinisch, häufiger jedoch dunkel, tonig, z. T. auch kohlig. In feineren, dunklen, tonigen Sanden erfolgte Bioturbation. Periodisch erscheinen Abschnitte, reicher an Ton und Kohle, in Form von diffusen Kohleresten und Kohleschmitzen. Häufig zeigen Wurzelstrukturen den eher autochthonen Charakter der Kohlesubstanz an. Den terrestrischen Einfluß der tonig, kohligen Abschnitte unterstreichen lagige bis linsige Einstreuungen von Klastika, bestehend aus z. T. sehr groben, eckigen Feldspatkomponenten.

In den Bohrlochmessungen sind streckenweise Sandpakete in der Art von "Channelfüllungen" angedeutet. Kerninformationen (Harmannsdorf) bestätigen eine in den kohligfeinsandigen Sedimenttyp eingreifende Grobschüttung.

Die Mächtigkeit der kohligen Grobsandsteinserie ist im E bzw. NE am größten, wobei das Maximum im Raum Harmannsdorf und Niederneukirchen liegt. In letzterem Bereich ist gut ersichtlich, wie sie gegen SW, also gegen Ruprechtshofen 2 und 1 rasch abnimmt und schließlich in St. Marien und Wirnzberg nur mehr in Form von Schnüren bunter Grobquarze vorliegt. Die Schichtdicke ist weit größer als im marinen Äquivalent des Mergelkomplexes. Im oberen Teil der kohligen Grobsandsteinserie setzt im Raume Thann – Teufelsgraben nach einer mehrere Meter breiten kohlig-tonigen Lage ein weiterer Grobsand-Schotterkörper mit gut gerundeten, wieder etwas bunten, meist rötlichen, Quarzkörnern ein. Die Mächtigkeit dieses Körpers nimmt im Profil (Taf. 1) von E nach W stark ab und verschwindet. Ob der Komplex noch dem außermarinen Ablagerungsraum angehört oder als Element der bereits marinen Zwischenserie aufzufassen ist, kann mangels Kernmaterial nicht in befriedigender Weise beantwortet werden.

Zwischenserie

Über der kohligen Grobsandsteinserie erscheint wieder eine im wesentlichen marine Serie, wenn auch ganz deutlich eine Faziesabfolge von E gegen W, also vom randlich kontinental beeinflußten marinen zum rein marinen Sedimentationsraum festzustellen ist. Dies äußert sich bereits im Arenit/Pelitverhältnis, das von E nach W abnimmt.

Bei den Areniten handelt es sich größtenteils um feinkörnige Quarzsandsteine, hell- bis mittelgrau, stark verwühlt. Gelegentlich besitzen sie noch kohligtonige Beschaffenheit. Im Raum Thann – Teufelsgraben werden große Strecken des Abschnittes von grobkörnigen Quarzsandsteinen bis Quarz-Feinkonglomeraten eingenommen. Gegen W zu verdünnen sich diese zu Lagen und Schnüren. Die Quarzkomponenten sind rund, hell oder grau, gelegentlich auch blaß rötlich. Streckenweise stärkere kalkige Zementierung vor allem der Feinsandsteine ergibt eine gut korrelierbare Abfolge von Widerständen (H – J), wodurch sich das Schichtpaket deutlich gliedern läßt und auch eine Verfolgung vor allem des obersten Widerstandes bis in die Mergelfazies der Beckenzone möglich erscheint. Ab dem Raum Niederneukirchen, möglicherweise aber auch schon östlich davon, ist ein starker Gehalt an Molluskenschalen oder -abdrücken zu vermerken, wobei Cardien, Inoceramen, aber auch Turritellen auftreten.

In den Peliten äußert sich die Faziesabstufung dadurch, daß sie im E bis NE dunkelgraue bis dunkelbraungraue Beschaffenheit haben, wobei auch kohlige Lagen auftreten (Thann 1, Steyr 1), andererseits Foraminiferen und Bivalven "marines environment" anzeigen. Schließlich nimmt der Mergelgehalt gegen Westen zu, wobei eine Farbänderung zu mittleren bis grünlichen Grauabstufungen eintritt. Der in den Electric Logs charakteristische Rückgang des Widerstandes auf ein Minimum am Top der kohligen Grobsandsteinserie ist noch weit in die Mergelfazies spürbar und begleitet als quer durch die Zeitlinien verlaufendes Charakteristikum auch noch den Hauptsand.

Obere Sandsteinserie

Über dem Marker J beginnt eine klastisch betonte, bis 230 m mächtige Folge, die erst ab Ruprechtshofen pelitisch wird. Im östlichsten Abschnitt (Thann, Teufelsgraben) ist sie am gröbsten ausgebildet und besteht aus Grobsandsteinen bis Konglomeraten mit klaren oder grauen, gelegentlich auch rötlichen, runden bis kantengerundeten Quarzen (von 1–3 mm, manchmal 5 mm Größe) und zurücktretend Feldspat, hell bis rötlich, nicht oder wenig gerundet. Nur untergeordnet sind bereits feinkörnige graue Quarzarenitlagen zwischengeschaltet. Gegen SW werden die Klastika feinkörnig, gut sortiert, mit reinen Quarzsanden und meist kalkfreiem Bindemittel (Steyr 1, Harmannsdorf 1, Niederneukirchen 1), wobei in Steyr 1 basal noch Grobarenit- bis Feinkonglomerattypen mit etwas Feldspat auftreten (Quarz oft etwas rötlich). Die Quarzsande, gut dokumentiert in Harmannsdorf 1 und Niederneukirchen 1, sind hell- bis mittelgrau, fein- bis mittel- und grobkörnig, gelegentlich reich an Glimmer, vor allem Biotit, mit etwas Glaukonit, bei Bioturbation und mit sehr vielen Bivalvenabdrücken und -steinkernen. Die Matrix ist kalkig bis kalkarm. Beckenwärts geht der Sandstein auf kurze Distanz zunächst in sandig-siltigen, später in reinen Tonmergel über, mittelgrau bis grünlich, etwas glaukonitisch, reich an marinen Mollusken.

In Wirnzberg, wo die Mergelfazies die stratigraphisch höchste Position dieses Gebietes erreicht, wurde der Fazieswechsel zuoberst eben noch angetroffen. Die Hangendpartie der Oberkreide in dieser Bohrung besitzt stärkere sandig-siltige Beschaffenheit, reichliche Biotiteinstreuung und etwas Glaukonit. Bioturbation und Molluskenreste sind häufig.

Überlagerung

Terrestrisch-limnische Serie

Über der oberen Sandsteinserie von Thann 1, Teufelsgraben 1 und Steyr 1 folgen Arkosen und Wacken, reich an kantigen Spaltstücken von Feldspäten bis über zentimetergroß, mit eckigen bis leicht gerundeten Quarzen, häufigem Biotit und mit graugrüner oder dunkler, sandig-toniger, kalkfreien Matrix. Dazwischen schalten sich Lagen von Ton, graugrün, im oberen Teil stets violett, mit wechselndem Gehalt an Kristallindetritus. In der Bohrung Steyr 1 liegt teilweise eine etwas bessere Sortierung vor und im unteren Teil erscheinen reichlich kohlige Lagen. In allen drei Bohrungen ist zur oberen Sandsteinserie lithologisch und faziell eine scharfe Grenze zu sehen. Durch Pollenanalysen (Thann 1) konnten Oberkreidefloren festgestellt werden. Als Reste sind derartige Sedimente auch in den Bohrungen Grassing 1 und Ruprechtshofen 1 wiederzufinden. Die Lage der limnisch-terrestrischen Schichten dieser Bohrungen innerhalb des Verbreitungsgebietes der rein marinen Oberkreide beweist ihren übergreifenden Charakter. Bei Annahme einer Oberkreide muß ein Fazieswechsel weiter westlich im Bereich des Braunauer- und Wasserberger Kreidebeckens zu mariner Fazies vorliegen. Diese terrestrischen Schichten füllen demnach das Oberkreiderelief aus. In vielen anderen Bohrungen wird die Oberkreide vor dem Einsatz des marinen Eozäns noch von geringmächtigen grünen, pyritreichen Tonen und gelegentlich Klastika überlagert. In den Tonen ist häufig Glaukonit aus der Oberkreide aufgearbeitet. Der Top der limnischen Serie zeigt oft Emersionserscheinungen, wie Erosionskontakte oder sanderfüllte Trockenrisse (Weifersdorf 1) und wird von der Eozänsandsteinstufe überlagert.

Obige Schichten scheinen aufgrund ihrer Ausbildung und dem übergreifenden Verhalten einem einheitlichen stratigraphischen Niveau zwischen oberer Kreide und Obereozän anzugehören. Bei Vergleich mit den faziellen Studien des Obereozän durch L. WAGNER (1980) und der dabei gegebenen Charakteristik der limnischen Fazies könnten die hier beschriebenen Sedimente ebenfalls dem Alttertiär angehören, wobei die erwähnte Pollenflora in Thann 1 als umgelagert zu betrachten wäre.

Sandsteinstufe des Eozän

In den hangenden Sandsteinen gibt es noch gelegentlich Hinweise auf Landeinflüsse. In der Hauptsache sind sie jedoch marin mit litoralem Charakter, wie Austern, Pecten und selten Lithothamnienbruchstücke (Piberbach Ost 1) anzeigen. Die Sandsteine sind meist grobkörnig mit überwiegend gerundeten Komponenten und wechselnd kalkiger Zementation. Sie stellen nach dem Faziesschema von L. WAGNER (1980) die nördlich ausgreifende, transgressive Strandfazies des Obereozän dar.

Räumlich-zeitliche Anordnung der Faziesbereiche

Die Bohraufschlüsse im Molasseuntergrund des östlichen Oberösterreich eröffnen einen entscheidenden Einblick in die Sedimentationsanordnung der Oberkreide auf der Südwestflanke der Böhmischen Masse (Abb. 1, Abb. 2). Es werden über den küstennahen Terrigenablagerungen der basalen Serie sowie einer darüber folgenden weiter durchgehenden Erstreckung des Marin in glaukonitreicher Fazies ein aus östlicher bis nordöstlicher Richtung hereinreichendes mächtiges, reich gegliedertes, fluviogenes Schüttungssystem der Oberkreide und sein Kontakt mit der marinen pelitischen Schelffazies, wie sie weite Teile gegen Westen und Süden einnimmt, freigelegt. Über basalem terrestrischen Kristallinschutt, der sich über die gesamte Ablagerungsfläche erstreckt, lagern, beschränkt auf den Westteil dieses Bereiches, zunächst Sedimente, die durch den besseren Rundungsgrad der weitgehend monomikt vertretenen Quarzkomponenten bereits als fluviatil transportiert anzusehen sind, dies auch aufgrund resedimentierter Tonfetzen. Darüber setzen zwar geringmächtig, aber die gesamte vorliegende Fläche umfassend, Ablagerungen eines Marsch-Bereiches ein, wovon neben klastischen Komponenten auch kohlige Tone und Pflanzenwuchs zeugen.

Dieser Bereich wird als ganzes von einer marinen Transgression überwältigt, der für die Zeit der gesamten glaukonitischen Serie großräumig marine Ablagerungsbedingungen einleitet. Nach der bis in Einzelheiten durchverfolgten Korrelation der gut gegliederten Schichtfolge liegt eine beständige Faziesposition innerhalb des Marin vor, etwa "lower fore





shore", wie das Verhältnis von Bioturbation zu ungunsten von Lamination und Kreuzschichtung zeigt (R. J. MOIOLA, 1976). Vergleiche mit der Regensburger Oberkreide (FETZER, 1980), nicht zuletzt anhand eines synthetischen E-logs, zeigen viele Übereinstimmungen in Sediment, Abfolge und Mächtigkeit.

Die sich im Zuge einer Regression durch Korngrößenzunahme bei Abnahme des Glaukonits äußernde, im E-log durch Divergenz der Kurven nach oben sichtbare Zunahme der Schüttungsintensität des Hauptsandes, vollzieht sich noch im marinen Bereich. Die Schüt-



Abb. 2

tung wird mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet jünger und ersetzt somit im E ältere, feinkörnig-mergelige Schichten als im W. Umgekehrt endet sie dort nach Auffiederung in zwei Sandkörper früher als im Osten. Vermutlich handelt es sich um den marinen Anteil eines Deltasystems mit nicht mehr ersichtlichem, östlicher zunehmend kontinentalem Anteil.

Ab einer NW – SE verlaufenden Grenze, die zwischen St. Marien und Ruprechtshofen durchzieht (siehe Mächtigkeitskarte, Abb. 2), setzt über dem Hauptsandstein die Sedimentation einer "delta plain" ein, mit einer Art "marsh-distributary"-Fazies, (R. J. MOIOLA, 1980, R. J. WEIMER, 1977), bei Betonung der klastischen Sedimente mit kohligen Anteilen und mit häufig auftretendem autochthonen Pflanzenwuchs. Die Mächtigkeit dieses Körpers steigt rasch gegen Nordosten an, wobei der größte Anstieg zwischen Ruprechtshofen und Niederneukirchen zu verzeichnen ist. Aus paläogeographischen Erwägungen kann kein großdimensionales Flußdelta vorliegen sondern ein System begrenzter Zubringer. Demgemäß sind auch selten ausgeprägte "channel"-Einschnitte zu lokalisieren. Dennoch ist die Sandkubatur eine bedeutende (siehe Mächtigkeitskarte Hauptsand + Kohlige Grobsandsteinserie, Abb. 2). Die hier dazugehörige marine Deltafront ist etwas verkümmert und wäre SW Ruprechtshofen in nicht zu breiter Erstreckung zu erwarten. Letzte Ausläufer davon finden sich noch in Wirnzberg. Der "marsh distributary" Fazies ist nach einer durchgehenden tonig-kohligen Lage ein verschieden mächtiger Grobsandsteinkörper ohne Kohlereste aufgesetzt, der entweder auf verstärkter fluviatiler Ablagerung beruht oder bereits eine marine Front darstellt.

Als Folge einer Transgression reicht über die gesamte fluviogene Schüttung dieses Bereiches eine marine Sandstein-Mergelfolge, wobei im Osten deutlich gröber klastischer Einfluß herrscht und Elemente einer Delta-Frontfazies in das Gebiet hineinreichen (vor allem Teufelsgraben und Thann). Der Bereich weiter im Westen, aus dem diese Marintransgression herausgreift, ist Bestandteil einer durchgehenden Mergelsedimentation des marinen Schelfs.

Im Hangenden dieses Abschnittes ist die Fazies des Delta-Frontbereiches massiv vertreten und erreicht große Mächtigkeiten. Dabei ist eine Abfolge vom marginalen bis zum distalen Bereich gut ersichtlich. Während in Thann noch kurzzeitig Marsch-Bedingungen hereinreichen, ist in Teufelsgraben nur mehr ein reiner, allerdings noch gröberklastischer Sedimenttyp anzutreffen. In Steyr ist von unten nach oben zu deutlich Kornverfeinerung festzustellen, wobei marines Milieu durch Mollusken und Glaukonit angezeigt wird. In Harmannsdorf, Niederneukirchen und Ruprechtshofen 2 wechselt die Fazies zu Feinsandsedimenten mit reicher Molluskenfauna, die dann schließlich in die Mergelfazies übergeht, nach den Verhältnissen in Wirnzberg unten früher als oben.

Die rein terrestrischen Schichten in Thann und Teufelsgraben und die terrestrischfluviatilen Schichten mit Kohlen in Steyr, die über den Deltafrontsedimenten liegen, scheinen aufgrund des Bruchs in der Faziesfolge und der Verknüpfung mit den fluviatilen tonigen "flood plain"-Sedimenten unter den marinen Eozänsanden über einer Diskordanz abgelagert zu sein und wie ähnliche Ablagerungen – Ruprechtshofen 1 und Grassing 1 – einem alttertiären Sedimentationssystem anzugehören.

Die Sedimentation der Oberkreide im östlichen Oberösterreich ist zusammenfassend einer ständigen Beeinflussung des Marin durch fluviatile Sedimentaion unterworfen, wobei paläogeographische und vermutlich auch tektonische Faktoren die Verschiedenartigkeit in Ausdehnung und Vorstoßweite und in der Betonung der einzelnen Teileinheiten des fluviogenen Schüttungssystemes zu verschiedenen Zeiten regulierten.

Die paläogeographische und paläotektonische Stellung des Gebietes und seines weiteren Rahmens

Durch die Lage des untersuchten Gebietes am Südsporn der Böhmischen Masse einerseits und am unmittelbaren Alpenrand andererseits (Abb. 3) kommt seiner paläogeographisch-tektonischen Auflösung eine aufschlußreiche Stellung zu. Dabei zeigt sich allerdings, daß mit den alpinen Sedimentationsvorgängen noch keinerlei Zusammenhang besteht. Hingegen läßt sich der Bereich in seiner Entwicklung in das außeralpine Geschehen des Böhmisch-Süddeutschen Raumes zwanglos einbinden. Zum Unterschied von westlicheren Vorkommen der oberösterreichisch-bayrischen Kreidebecken transgrediert die Oberkreide des untersuchten Bereiches direkt auf das Kristallin der Böhmischen Masse und zeigt, da aus faziellen Gründen ein Vorhandensein von Malm hier zu fordern wäre, eine zwischen Malm und Oberkreide erfolgte starke Denutation dieses Bereiches an. Wie aus den gleichartigen Mächtigkeitsverteilungen der einzelnen Kreideabschnitte, sofern sie nicht infolge terrigener Schüttungskörper beeinflußt sind, hervorgeht, liegen keine starken synsedimentären tektonischen Bewegungen vor. So besitzt etwa die glaukonitische Serie im gesamten oberösterreichischen Raum bis Regensburg annähernd die gleiche Mächtigkeit. Im fluviatil beeinflußten, östlichsten Anteil, weist die Mächtigkeitskonstanz der Zwischenserie in eine ähnliche Aussagerichtung. Wohl müssen spätkretazische bis voreozäne Bruchbewegungen größeren Ausmaßes stattgefunden haben, wie etwa der Bruch zeigt, der die Oberkreide östlich Niederneukirchen - Thann - Steyr begrenzt und eine Sprunghöhe bis 900 m erlangt. Das Hinweggreifen von der marinen eozänen Sandsteinstufe über Tief-und Hochscholle in gleicher Weise erfordert eine starke Einebnung des tektonischen Reliefs vor Ablagerung des marinen Eozän. Schwellen und Senken wurden von dieser Erosion ebenfalls betroffen, und das derzeitige Verbreitungsbild resultiert aus dieser Kappung. Als relativ tiefste Einmuldung ist der Raum Wirnzberg anzusehen.

Die Richtung der Senken und Kristallinschwellen sowie größerer voreozäner Brüche geht zum Teil konform mit der herzynischen (Pfahl-)Richtung, wie dies auch bei der Erstreckung der Bodenwöhrer Bucht nördlich Regensburg oder mit etwas Abweichung bei den Kreidevorkommen von Budweis der Fall ist. Die zweite maßgebliche Richtung im tektonischen Netz der Böhmischen Masse, die rheinische, der auch die Diendorfer Störung oder der Mailberger Abbruch folgt, bewirkte den NE - SW Grenzverlauf der Oberkreide an der Südostflanke der Böhmischen Masse im Molasseuntergrund Niederösterreichs (R. FUCHS, G. WESSELY, 1977). Die Unterlage der Oberkreide bildet hier die Beckenfazies des Malm. Die durchwegs marine Ausbildung der Oberkreide zeigt, daß der jetzige westliche Verbreitungsrand erosiv ist und randnähere Bildungen erst höher am Sporn der Böhmischen Masse einsetzen. Daß letzterer jedoch paläogeographisch als kontinentale Schwellenzone diente, zeigen die limnisch-fluviatilen, nach B. PACLTOVA (1961) aufgrund von Pollen dem Santon bis oberen Coniac zugehörigen Oberkreidevorkommen von Budweis (A. MALECHA, 1966). Ebenso verhält es sich mit dem Vorkommen von terrestrisch-limnischen Schichten in der Oberpfalz (E. KNOBLOCH, 1973) und im Santon der Bodenwöhrer Bucht nördlich Regensburg (TILLMANN, 1964). Die Erstreckung der fluviogenen Sedimen-



Abb. 3

te des Coniac und Santon in den Bohrungen der ÖMV-AG an der Südwestflanke der Böhmischen Masse bzw. der Verlauf ihres Auskeilens in der Mergelfazies des Marinschelfs sowie der Verlauf der kohligen Grobsandsteinserie und des Hauptsandsteins zeigen an, daß ein Saum mächtiger terrigener Sedimente die Südwestflanke des Spornes der Böhmischen Masse entlang, vermutlich weit bis unter den heutigen alpinen Überschiebungsbereich begleitete. An der Südostflanke des Sporns (niederösterreichischer Molasseuntergrund) liegen keine Sandschüttungen in diesem Ausmaß vor.

Biostratigraphie

Benthonische Foraminiferen

Allgemeines

Die aus Spülproben der Bohrungen des untersuchten Bereiches ausgesuchten benthonischen Formaminiferenassoziationen sind durch den einem Bohrloch eigenen Nachfall etwas mit jüngeren Formen vermischt. Eine Hilfe für die Identifizierung der autochthonen Formen ist der Erhaltungszustand. Im Bereich der Oberkreide finden sich meist silifizierte, glasig durchscheinende Foraminiferen, wohingegen der tertiäre Nachfall durch den milchigen Zustand des Gehäuses kenntlich ist. Der Nachfall innerhalb der Oberkreidesedimente kann durch den Vergleich mit der Lithologie der Bohrlochseitenwand weitgehend erkannt werden. Auf Grund aktuopaläontologischer Untersuchungen konnten den einzelnen Foraminiferengattungen bestimmte ökologische und sedimentologische Bedürfnisse zugeordnet werden. So finden sich z. B. Lenticulinen vor allem auf feinem, tonigem Sediment des äußeren Schelf bis ins Bathyal (NORTON, 1930, MURRAY, 1973). Finden sich also in den Spülproben viele Lenticulinen im Bereich eines Sandsteinkomplexes können diese unschwer als Nachfall einer höher gelegenen Mergelstrecke betrachtet werden. Gerade bei stratigraphisch wichtigen Foraminiferen ist es wichtig diese Verhältnisse zu berücksichtigen.

Stratigraphie

Einen wesentlichen Beitrag zur Stratigraphie liefern die selten zu findenden Neoflabellinen, die trotz des teils schlechten Erhaltungszustandes auf Grund der Größe, Form und noch erkennbaren Schalenmerkmalen bestimmt werden konnten. Die Bohrung Wirnzberg 3, aus der überhaupt die reichste Foraminiferenfauna gewonnen werden konnte, erbrachte zwei wichtige Daten. Bei 1050 m fand sich *Neoflabellina interpunctata* (VON DER MARK) (Reichweite: U-Santon – O-Santon), wenige Meter tiefer bei 1070 m *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN) (Reichweite: O-Coniac – O-Santon). Eine *Neoflabellina gibbera gibbera* (WEDEKIND) aus 1190 m Tiefe weist auf M-Coniac bis O-Coniac hin. Erfreulich ist, daß ein Vergleich mit den planktonischen Foraminiferen (*Dicarinella asymetrica* und *Dicarinella concavata*) diese Einstufung bestätigt. Aus einer weiteren bezüglich des Benthos reichen Bohrung, Schiedlberg wurde im Bereich 1230 – 1290 m *Neoflabellina gibbera pileifera* (OHMERT) und *Neoflabellina suturalis rostrata* (WEDEKIND) gefunden, die nach OHMERT 1969 im obersten Coniac bis mittleren Santon vorkommen (siehe Abb. 4).

Ökologie

Hinsichtlich des Reichtums der benthonischen Foraminiferenassoziationen lassen sich zwei große Bereiche trennen. Die Bohrungen Piberbach 1, Piberbach Ost 1, Schiedlberg 1, Wirnzberg 1 und 3 und auch noch Ruprechtshofen 2 weisen eine arten- und individuenreiche Fauna auf. In den Bohrungen Niederneukirchen 1 und Harmannsdorf 1 zeigt sich eine Verdünnung der Fauna, die in den verarmten Bereich von Teufelsgraben 1 und 2, Thann 1 und Steyr überleitet. Im großen gesehen läßt sich somit eine Veränderung der ökologischen Verhältnisse von E nach W erkennen. Vertikal innerhalb der Sedimentpakete der einzelnen Bohrungen kann man wegen des oben erwähnten störenden Nachfalls nur schwer eine ökologische Aussage treffen. Die westlichen Bohrungen zeigen eine gut ausgebildete marine Fauna, die in tieferen Bereichen ab dem Hauptsandstein fast gänzlich aussetzt und nur sehr schlecht erhaltene, nicht identifizierbare Sandschalerfragmente enthält. In den östlichen Bohrungen ist die Ausbeute an bestimmbaren Foraminiferen bereits in den oberen Schichten sehr gering. Bis auf wenige Lenticulinen und den in fast allen Bereichen auftretenden Vaginulina trilobata und Nodosaria raphanistrum konnten in den Proben nur vereinzelt agglutinierende Formen gefunden werden. Selbst die lithofaziell ausgeschiedene mergelige Zwischenserie ist im östlichen Bereich schon soweit versandet, daß die ökologischen Bedingungen für eine Foraminiferenfauna denkbar schlecht sind.

Eine brauchbare ökologische Aussage läßt sich also nur im Bereich der Bohrungen Piberbach – Wirnzberg machen. Der marine Mergelkomplex des Coniac-Santon reprä-



sentiert auf Grund des Plankton/Benthos-Verhältnis ein normal marines Milieu des äußeren Schelf bis Bathyal. Die ökologischen Bedürfnisse der in den Proben gefundenen Foraminiferengattungen (Gyroidinoides, Hoeglundia, Lenticulina, Praebulimina, Quadrimorphina etc.) entsprechen gleichfalls diesem Bereich. Sandige Zwischenlagen sind manchmal durch das gehäufte Auftreten von Gaudryina, Cyclammina und selten auch Karreriella zu erkennen. Der komplizierte Aufbau dieser Sandschaler weist auch diesen Formen einen tieferen marinen Lebensraum zu. Die einfach gebaute Gattung Ammobaculites aus hypersalinen Zonen des inneren Schelfs (MURRAY, 1973) wurde selten in Schlämmproben des Hauptsandsteins gefunden. Die kohlige Grobsandsteinserie zeigt wegen des fast vollständigen Fehlens hochmariner Foraminiferen den terrestrischen Einfluß.

Systematik

Es wird versucht, den gesamten in den Bohrungen auftretenden Bestand an benthonischen Foraminiferen zu erfassen. Deshalb werden auch Einzelexemplare und Bruchstücke, soweit sie identifizierbar sind, beschrieben. Neben einer kurzen Synomnymiezusammenstellung und Angabe des Fundbereiches wird jeweils die stratigraphische Reichweite, wie sie aus der Literatur bekannt ist, angegeben. Als Grundlage für die Systematik dient der "Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C (LOEBLICH & TAPPAN, 1964). Auf nomenklatorische Probleme wird, wenn überhaupt, nur kurz eingegangen, da weniger eine systematische Monographie als eine brauchbare Dokumentation der vorhandenen Fauna angestrebt wird.

Die beschriebenen Fossilien werden auf zwölf Scanningphototafeln abgebildet. Trotz der recht unterschiedlichen Größe der einzelnen Arten wird eine einheitliche Vergrößerung verwendet, um dem Betrachter die gleiche Relation zu bieten, wie sie sich im Mikroskop darstellt.

Glomospira gordialis (JONES & PARKER, 1860)

(Taf. 1, Fig. 1)

1860 Trochammina squamata var. gordialis JONES & PARKER, S. 304. 1896 Ammodiscus gordialis (JONES & PARKER); GRZYBOWSKI, S. 284, Taf. 8, Fig. 44, 45.

1960 Glomospira gordialis (JONES & PARKER); GEROCH, S. 125, Taf. 4, Fig. 2, 5.

Beschreibung: Kugeliges Gehäuse bestehend aus einer unregelmäßig aufgewundenen Röhre, Oberfläche glatt, Mündung nicht erkennbar.

Größe: 0,39 mm

Verbreitung: Jura bis (?) rezent.

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1480 m (Glaukonitische Serie).

Bemerkungen: *Glomospira charoides* (JONES & PARKER) unterscheidet sich durch die gleichmäßige Aufrollung der Röhre, die in parallelen Ebenen erfolgt. *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) ist etwas größer und durch die starke Unregelmäßigkeit nicht mehr kugelförmig.

190

Haplophragmoides excavatus (CUSHMAN & WATERS, 1927)

(Taf. 1, Fig. 4)

1927 Haplophragmoides excavata CUSHMAN & WATERS, S. 82, Taf. 10, Fig. 3. 1971 Haplophragmoides excavatus CUSHMAN & WATERS; MORRIS, S. 266, Taf. 2. Fig. 3–9.

Beschreibung: Fein-mittelkörnig agglutiniertes, größtenteils involutes Gehäuse, in der zweiten Hälfte des letzten Umganges wird die Schale evolut und zeigt so die vorhergehenden Windungen, 9 Kammern im letzten Umgang, einzelne Kammern breiter als hoch, durch Sedimentdruck eingebuchtet, Suturen dadurch erhaben, Mündung undeutlich, ein schmaler Schlitz an der Basis der letzten Kammer.

Größe: 0,85–1,0 mm

Verbreitung: Oberkreide.

Vorkommen: Ein vollständiges Exemplar aus der Bohrung Piberbach 2 bei 1170 m, weitere Bruchstücke in Piberbach Ost 1 und Schiedlberg 1.

Bemerkungen: Bei Haplophragmoides impensus MARTIN sind im letzten Umgang nur 7 Kammern sichtbar und die Endkammer zieht beiderseits über den Nabel. Haplophragmoides excavatus ist meist durch den Sedimentdruck in verschiedenen Ebenen abgeflacht. Durch das so verschiedene Erscheinungsbild wurden mehrere Arten beschrieben. Haplophragmoides topogorukensis TAPPAN könnte auf Grund der Kammeranzahl und -anordnung gleichfalls zu Haplophragmoides excavatus gestellt werden.

Ammobaculites cf. fragmentarius CUSHMAN, 1927)

(Taf. 1, Fig. 5)

1927 Ammobaculites fragmentaria CUSHMAN, S. 130, Taf. 1, Fig. 8.

1953 Ammobaculites fragmentarius CUSHMAN; HANZLIKOVA, Taf. 7, Fig. 6.

1980 Ammobaculites fragmentarius CUSHMAN; SCHREIBER, S. 129, Taf. 2, Fig. 10, 12; Taf. 5, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 2.

Beschreibung: Grob agglutiniertes, abgeflachtes Gehäuse, Anfangskammern planspiral aufgerollt, folgender, uniserialer Kammerteil weniger breit als Spira, Kammergrenzen nicht erkennbar, markant sind die großen Komponenten der Schale.

Länge: 0,79 mm. Breite: 0,28 mm

Verbreitung: Coniac bis Maastricht.

Vorkommen: Ein unvollständiges Exemplar aus der Bohrung Grassing 1 aus dem Kern 1021–1030 m.

Bemerkungen: Ammobaculites alexanderi CUSHMAN hat ein ähnliches Gehäuse und ebenfalls auffallend große Komponenten in der agglutinierten Schale, doch sind die Endkammern etwas aufgebläht und die Schale läuft spitz aus. Da nur ein unvollständiges Bruchstück vorliegt, kann nicht mit letzter Sicherheit eine artmäßige Zuordnung getroffen werden.

Textularia subconica (FRANKE, 1928)

(Taf. 1, Fig. 2)

1928 Textularia trochus D'ORBIGNY var. subconica FRANKE, S. 131, Taf. 12, Fig. 1. 1946 Textularia subconica FRANKE; CUSHMAN, S. 30, Taf. 6, Fig. 21, 22.

Beschreibung: Kurzes, biseriales Gehäuse, annähernd gleichseitig dreieckig, wenig Kammern (4 Paare), die breiter als hoch sind, Suturen etwas eingesenkt, waagrecht, Endkammern abgeflacht, Mündungsansicht oval mit kleiner, niedriger Mündung, Oberfläche rauh.

Länge: 0,4 mm. Breite: 0,37 mm

Verbreitung: Coniac bis Campan.

Vorkommen: Selten aus der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1090 m und Schiedlberg 1 (1290-1310 m).

Bemerkungen: Die Mündungsfläche ist ähnlich wie bei *Marssonella*, doch nicht ganz so flach, außerdem ist der Gehäusequerschnitt oval und die Suturen sind deutlicher.

Textularia sp.

(Taf. 1, Fig. 12)

Beschreibung: Gestrecktes Gehäuse, mittelkörnig agglutiniert, Querschnitt oval, vom stumpfen Initialteil wird die Schale nur langsam breiter, durchwegs biserial mit 4 deutlichen Kammerpaaren, Nähte breit eingesenkt, schräg, Endkammerwände etwas eingefallen, daruch läuft die Schale spitz aus.

Länge: 0,96 mm. Breite: 0,39 mm

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Piberbach 2 bei 1170 m.

Bemerkungen: Die Kammern sind möglicherweise erst durch den Sedimentdruck eingedrückt. *Textularia topogorukensis* TAPPAN ist im Aufbau ähnlich, jedoch seitlich stark abgeflacht. *Textularia agglutissima* HOFKER hat ein plumperes Gehäuse, besitzt aber einen ähnlichen Kammeraufbau. *Textularia praelonga* REUSS hat wesentlich mehr und schmälere Kammern. *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY wird rascher breiter und läuft spitz aus. Dem vorliegenden Exemplar am ähnlichsten ist *Textularia parallela* (REUSS), hat aber mehr Kammern und waagrechte Suturen. Die Beschreibung einer *Textularia* cf. *praelonga* von ZIEGLER (1957) entspricht bis auf die Kammernähte dem vorliegenden Gehäuse. Nach TOLLMANN (1960) ist *Textularia praelonga* REUSS wegen eines spiralen Initialteiles eine *Spiroplectammina*. Möglicherweise ist unser Gehäuse gleichfalls eine *Spiroplectammina*, da der Spiralteil abgebrochen sein könnte.

Gaudryina frankei BROTZEN, 1936

(Taf. 1, Fig. 7)

1936 Gaudryina frankei n. sp. BROTZEN, S. 33, Taf. 1, Fig. 7a, b. 1980 Gaudryina frankei BROTZEN; SCHREIBER, S. 134, Taf. 4, Fig. 5. Beschreibung: Großes, breites Gehäuse, Anfangsteil durch eine dreiseitige, triseriale Pyramide gebildet, Seitenflächen leicht konkav, Kanten wulstig, biserialer Teil deutlich abgesetzt mit großen schachtelförmigen Kammern und breit eingesenkten Nähten, Oberfläche rauh, Mündungsfläche abgerundet rechteckig, gewölbt, Mündung halbkreisförmig an der Basis der letzten Kammer.

Länge: 0,79-0,81 mm. Breite: 0,5-0,54 mm

Verbreitung:Senon.

Vorkommen: Wenige Exemplare aus der Bohrung Piberbach 2 bei 1170 m.

Bemerkungen: Diese Art ist *Gaudryinia laevigata* FRANKE sehr nahestehend, hat aber ein feiner agglutiniertes Gehäuse und die Mündungsansicht ist oval.

Gaudryina helvetica (HAGN, 1953)

(Taf. 1, Fig. 10)

1953 Gaudryina (Pseudogaudryina) helvetica HAGN, S. 16, Taf. 1, Fig. 19. 1980 Gaudryina helvetica (HAGN); SCHREIBER, S. 134, Taf. 3, Fig. 2.

Beschreibung: Kleines Gehäuse, keilförmig, vom Spitz langsam an Größe zunehmend, dreikantig, Kanten auch im Endteil deutlich, Seitenflächen leicht konkav, Suturen undeutlich, schräg, Gehäusewand feinsandig agglutiniert, kleine halbkreisförmige Mündung an der Basis der letzten Kammer.

Länge: 0,33–0,37 mm. Breite: 0,3–0,32 mm

Verbreitung: Oberkreide bis Dan.

Vorkommen: Selten in der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1330 m und Wirnzberg 1 in der Zwischenserie.

Bemerkungen: Gaudryina limbata SAID & KENAWY entspricht im Aussehen der oben genannten Art und könnte durchaus synonym sein. Von den anderen Arten der Gattung unterscheidet sich Gaudryina helvetica schon durch die geringe Größe.

Gaudryina laevigata (FRANKE, 1914)

(Taf. 1, Fig. 6, 8, 9)

1914 Gaudryina laevigata FRANKE, S. 431, Taf. 27, Fig. 1, 2. 1946 Gaudryina laevigata FRANKE; CUSHMAN, S. 33, Taf. 8, Fig. 4.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit mittelkörnig agglutinierter Wand, dreiseitige Pyramide, die außen keinen deutlichen Übergang von triserial zu biserial erkennen läßt, Kanten etwas wulstig betont, Suturen leicht eingesenkt, ziemlich gerade, letztes Kammerpaar stark aufgebläht, Mündungsansicht im Querschnitt oval, stark gewölbt, Mündung breit, halbkreisförmig.

Länge: 0,79-0,86 mm. Breite: 0,42-0,5 mm

Verbreitung: Oberkreide.

Vorkommen: Mäßig häufig gut erhaltene Exemplare in der Bohrung Wirnzberg 1 und Schiedlberg 1 im Mittelteil der Zwischenserie. Bemerkungen: Die mikrosphären Gehäuse haben einen längeren triserialen Teil. Ein wesentlicher Unterschied zu *Gaudryina frankei* ist der vom biserialen nicht abgetrennte triseriale Gehäuseteil.

Gaudryina pyramidata (CUSHMAN, 1926)

(Taf. 2, Fig. 3)

1926 Gaudryina laevigata FRANKE var. pyramidata CUSMAN, S. 587, Taf. 10, Fig. 8. 1960 Gaudryina pyramidata CUSHMAN; TOLLMANN, S. 157, Taf. 9, Fig. 10, 11. 1972 Gaudryina carinata FRANKE; HANZLIKOVA, S. 51, Taf. 11, Fig. 4. 1980 Gaudryina pyramidata (CUSHMAN); SCHREIBER, S. 135, Taf. 3, Fig. 3.

Beschreibung: Pyramidenförmiges Gehäuse mit feinagglutinierter Schale, Anfangsteil dreikantig, triserial, im jüngsten Teil biserial und annähernd vierkantig, Suturen deutlich, bogenförmig geschwungen, Mündungsfläche rechteckig, Mündung breit, halbkreisförmig. Länge: 0,9–0,95 mm. Breite: 0,65–0,7 mm.

Verbreitung: Oberkreide.

Vorkommen: Selten in den Bohrungen Wirnzberg 1 und Wirnzberg 3 im Bereich der Zwischenserie.

Bemerkungen: Meist wird *Gaudryina pyramidata* mit glatter, glänzender, feinsandiger Schale beschrieben. Die Glätte ist bei dem abgebildeten Exemplar trotz des schlechten Erhaltungszustandes erstaunlich. Gleichfalls kommen im vorliegenden Material auch typische *G. pyramidata* mit rauher Schale vor.

Gaudryina cf. tailleuri (TAPPAN, 1957)

(Taf. 2, Fig. 1, 2)

1957 Verneuilinoides tailleuri TAPPAN, S. 208, Taf. 66, Fig. 19–22. 1962 Gaudryina tailleuri (TAPPAN); TAPPAN, S. 149, Taf. 35, Fig. 8–16. 1968 Gaudryina tailleuri (TAPPAN); SLITER, S. 49, Taf. 3, Fig. 6, non Fig. 7.

Beschreibung: Langes, schlankes, mittelkörnig agglutiniertes Gehäuse, Querschnitt kreisförmig, vom spitzen Initialteil gewinnt die Schale triserial langsam an Breite, im letzten Drittel biserial, Kammergrenzen deutlich eingesenkt, waagrecht, Mündung an der Basis der letzten Kammer.

Länge: 0,75–1,05 mm. Breite: 0,25–0,36 mm

Verbreitung: Alb von Nordalaska und Campan-Maastricht von Californien.

Vorkommen: Nur wenige Exemplare aus der Bohrung Schiedlberg (1552 m) und Piberbach 1 (1210 m) aus dem Bereich der glaukonitischen Serie.

Bemerkungen: Die Formen bei SILTER sind im Gegensatz zum Holotyp TAPPAN'S abgeflacht. Die vorliegenden Schalen sind zwar drehrund, laufen aber etwas spitzer aus als die *Gaudryina tailleuri* aus dem Alb. Die ähnliche *Gaudryina canadensis* CUSHMAN ist gewunden aufgebaut, würde im Gehäusequerschnitt aber eher unserer Form entsprechen.

Heterostomella foveolata (MARSSON, 1878)

(Taf. 2, Fig. 4)

1878 Tritaxia foveolata MARSSON, S. 161, Taf. 3, Fig. 30.

1972 Heterostomella foveolata (MARSSON); HANZLIKOVA, S. 53, Taf. 11, Fig. 5. 1980 Heterostomella foveolata (MARSSON); SCHREIBER, S. 136, Taf. 3, Fig. 7, 8.

Beschreibung: Langgestrecktes, keulenförmiges agglutiniertes Gehäuse, spitz zulaufend, Anfangsteil triserial, dann biserial, vierkantig, Kammergrenzen gerade, etwas eingesenkt, Gehäusewand dick, an den Kanten fistulos, Oberfläche fein zementiert mit gröberen Körnern, Mündung terminal rund, selten auf kurzem Hälschen.

Größe: 0,7 – 1,1 mm

Verbreitung: Senon-Maastricht.

Vorkommen: Seltene Foraminifere und meist in Bruchstücken vorliegend; im oberen Bereich der Bohrung Schiedlberg 1 etwas häufiger.

Bemerkungen: Heterostomella cuneata (SANDIDGE, 1932) aus dem amerikanischen Raum ist sehr ähnlich, wenn nicht sogar ident (siehe CUSHMAN, 1946, Taf. 11).

Tritaxia tricarinata (REUSS, 1844)

(Taf. 2, Fig. 5, 6)

1844 Textularia tricarinata REUSS, S. 215.

1850 Verneuilina dubia REUSS, S. 228, Taf. 12, Fig. 2.

1953 Tritaxia tricarinata (REUSS); HAGN, S. 13, Taf. 1, Fig. 13.

1980 Tritaxia tricarinata (REUSS); SCHREIBER, S. 137, Taf. 6, Fig. 4.

Beschreibung: Dreikantiges, längliches Gehäuse, Seitenflächen konkav, Suturen undeutlich, ein triserialer Anfangsteil konnte nicht beobachtet werden, Endteil biserial oder uniserial, Mündung kreisförmig, Oberfläche der agglutinierten Schale feinkörnig aber uneben. Länge: 0.7 - 0.84 mm. Breite: 0.38 - 0.7 mm

Verbreitung: Apt bis Untermaastricht.

Vorkommen: Nicht selten in den Bohrungen Piberbach 1, Piberbach Ost 1, Piberbach 8 im Bereich der Zwischenserie.

Bemerkungen: Vom Habitus ist *Tritaxia tricarinata Triplasia murchinsoni* ähnlich, doch letztere durchwegs uniserial. Vierkantige Exemplare kommen im vorliegenden Material nicht vor. Da die Suturen an den Gehäusen kaum sichtbar sind und auch Untersuchungen im durchfallenden Licht kein Ergebnis brachten, kann nicht ausgeschlossen werden, daß einige der gefundenen Schalen in die Gattung *Triplasia* zu stellen sind. Neben den langgestreckten Exemplaren kommen auch selten breit geflügelte vor, deren Endkammer im Mündungsbereich aufgebläht sind; möglicherweise handelt es sich hier um zwei Generationsformen.

Arenobulimina cf. gutta (MARIE, 1941)

(Taf. 2, Fig. 9)

1941 Arenobulimina gutta MARIE, S. 51, Taf. 4, Fig. 38.

Beschreibung: Kleines, ovales, feinagglutiniertes Gehäuse, bestehend aus zwei Umgängen mit je 3 – 4 Kammern, Suturen undeutlich, schwach eingesenkt, letzte Kammer vergrößert mit etwas abgeflachter Mündungsfläche, Mündung klein, rund.

Länge: 0,36 - 0,4 mm. Breite: 0,25 - 0,3 mm

Verbreitung: Bisher Obercampan.

Vorkommen: Selten in der Bohrung Piberbach 1 aus dem Kern 1091 – 95,5 m

Bemerkungen: Auffallend ist die geringe Größe dieser Art. Arenobulimina gutta bei MA-RIE ist etwas spitzer, hat aber gleichfalls wenig Umgänge mit einer geringen Kammeranzahl.

Arenobulimina cf. d'orbignyi (REUSS, 1845)

(Taf. 2, Fig. 7, 8)

1845 Bulimina d'Orbignyi REUSS, S. 38, Taf. 13, Fig. 74. 1936 Arenobulimina d'orbignyi REUSS; BROTZEN, S. 42, Textabb. 7.

Beschreibung: Kurzes, annähernd kugeliges Gehäuse mit grobagglutinierter Wand, vom stumpfen Initialteil folgen zweieinhalb Windungen mit 4 – 5 Kammern, letzte Kammer vergrößert, nierenförmig, Nähte undeutlich, Mündung breitoval.

Länge: 0,65 – 0,8 mm. Breite: 0,5 – 0,6 mm

Verbreitung: Oberkreide.

Vorkommen: Wenige Schalen aus der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1040 m.

Bemerkungen: Die Abbildung bei REUSS zeigt ein spitzovales Gehäuse. Bei BROTZEN sieht man auf Abb. 7 acht verschiedene Ausbildungen der Schale, darunter sind auch kurze, gedrungene Exemplare mit stumpfem Anfangsteil. Ein weiteres Merkmal dieser Art scheint jedoch die grobagglutinierte Gehäusewand und die breite Mündung zu sein. Nach HOFKER, (1957) soll *Arenobulimina d'orbignyi* die mikrosphärische Form von *Ataxopbragmium crassum* sein. Demgegenüber könnten aber die spitze *Arenobulimina d'orbignyi* die mikrosphärische Generation und die abgestumpfte die makrosphärische Form sein.

> Arenobulimina preslii (REUS\$, 1845) (Taf. 2, Fig. 11, 12)

1845 Bulimina Preslii REUSS, S. 38, Taf. 13, Fig. 72.

1936 Arenobulimina presli REUSS; BROTZEN, S. 41, Taf. 2, Fig. 4.

1953 Arenobulimina preslii (REUSS); HAGN, S. 22, Taf. 2, Fig. 4.

Beschreibung: Spitzovales, feinkörnig agglutiniertes Gehäuse, 3 Umgänge mit 4-5 Kammern erkennbar, letzter Umgang nimmt mehr als die Hälfte der ganzen Schale ein, Kammergrenzen deutlich eingesenkt, wenig geschwungen, Endkammer nierenförmig gebogen, Mündung tropfenförmig mit schwacher Andeutung eines Zahnes.

Länge: 0,59 - 0,63 mm. Breite: 0,4 - 0,47 mm

Verbreitung: Turon bis Obersenon.

Vorkommen: Nicht selten im Bereich der Zwischenserie der Bohrungen Piberbach 1 und Schiedlberg 1.

Bemerkungen: REUSS und später andere Autoren beschreiben 5 Umgänge. Es konnten jedoch am vorliegenden Material nur 3 beobachtet werden. Die Anordnung der Kammern und Mündung ist hingegen gleich der Originalbeschreibung.

Arenobulimina subsphaerica (REUSS, 1845)

(Taf. 2, Fig. 10)

1845 Bulimina subsphaerica REUSS, S. 109, Taf. 24, Fig. 52.

1941 Hagenowella subsphaerica REUSS; MARIE, S. 42, Taf. 7, Fig. 66.

1953 Arenobulimina subsphaerica (REUSS); HAGN, S. 22, Taf. 2, Fig. 11.

Beschreibung: Kugeliges Gehäuse, 2 – 3 Umgänge mit 3 Kammern, vom stumpfen Initialteil wird das Gehäuse rasch breiter, die kugelig aufgeblähten Kammern sind durch deutliche, vertiefte Nähte getrennt, letzte Kammer bauchig mit breiter Mündung, Oberfläche feinagglutiniert.

Länge: 0,51 mm. Breite: 0,43 mm

Verbreitung: Turon bis Obercampan.

Vorkommen: Eine Schale aus der Bohrung Piberbach 1 bei 1210 m.

Bemerkungen: Arenobulimina subsphaerica unterscheidet sich von Arenobulimina preslii durch die stark aufgeblähten Kammern, vor allem des letzten Umganges und der geringeren Anzahl der Windungen.

Dorothia pupa (REUSS, 1860)

(Taf. 3, Fig. 3, 9)

1860 Textularia pupa REUSS, S. 232, Taf. 13, Fig. 4 (non Fig. 5).

1870 Gaudryina crassa KARRER, S. 166, Taf. 1, Fig. 4.

1953 Dorothia pupa (REUSS); HAGN, S. 25, Taf. 2, Fig. 19 - 22.

1980 Dorothia pupa (REUSS); SCHREIBER, S. 138, Taf. 3, Fig. 9 - 14. Weitere Synonyme bei SCHREIBER, 1980.

Beschreibung: Gedrungene Schale, zigarrenförmig, verschieden in Länge, spiralig aufgewundene Anfangskammern mit je 3 – 5 Kammern im Umgang, folgender Gehäuseteil biserial mit größeren Kammern, ca. 3 – 4 Paare, letzte Kammern etwas aufgebläht, Kammergrenzen leicht eingesenkt, gut sichtbar, Mündung breitoval, Oberfläche feinkörnig agglutiniert.

Länge: 0,7-0,9 mm. Breite: 0,3-0,4 mm

Verbreitung: Santon bis Untermaastricht.

Vorkommen: Nicht selten im marinen Bereich der Bohrungen Wirnzberg 1, 3, Schiedlberg 1, Piberbach Ost 1.

Bemerkungen: Diese verlable Art findet sich in der ganzen Oberkreide in den etwas sandigen Bereichen mariner Schelfablagerungen.

Marssonella oxycona (REUSS, 1860)

(Taf. 3, Fig. 6 – 8)

1860 Gaudryina oxycona REUSS, S. 229, Taf. 12, Fig. 3.

1960 Marssonella oxycona (REUSS); TOLLMANN, S. 160, Taf. 10, Fig. 3.

1960 Dorothia oxycona (REUSS); TRUJILLO, S. 309, Taf. 44, Fig. 5

1980 Marssonella oxycona (REUSS); SCHREIBER, S. 141, Taf. 6, Fig. 5, 6.

Beschreibung: Konisches, im Querschnitt kreisförmiges, feinagglutiniertes Gehäuse, die Schale wird allmählich breiter, Initialteil mit 4 – 5 Kammern pro Umgang, dann biserial, Kammern wesentlich breiter als hoch, Suturen gerade, undeutlich, Mündungsfläche waagrecht, kreisrund, eben; Mündung ein niedriger Schlitz an der Basis der letzten Kammer. Länge: 0.47 - 0.56 mm. Breite: 0.34 - 0.41 mm

Verbreitung: Unter- bis Oberkreide.

Vorkommen: Nicht selten in den Bohrungen Schiedlberg 1, Piberbach 1, Wirnzberg 1, 3, im Bereich der Zwischenserie.

Bemerkungen: Große Variationsbreite in der Gehäuseform und Oberflächenbeschaffenheit. Weitere Synonyme bei SCHREIBER, 1980.

Marssonella trochus (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 3, Fig. 4, 5)

1840 Textularia trochus D'ORBIGNY, S. 45, Taf. 14, Fig. 25, 26. 1899 Textularia trochus D'ORBIGNY; EGGER, S. 28, Taf. 14, Fig. 27, 28. 1965 Marssonella trochus (D'ORBIGNY); NEAGU, S. 8, Taf. 1, Fig. 14 – 16. 1980 Marssonella trochus (D'ORBIGNY); SCHREIBER, S. 142, Taf. 6, Fig. 9.

Beschreibung: Kreiselförmiges, spitz zulaufendes, feinagglutiniertes Gehäuse, der runde Querschnitt gewinnt rasch an Größe, Initialteil mit 4 – 5 Kammern pro Umgang, dann 3 Kammern, im Endteil biserial, einzelne Kammern breiter als hoch, Suturen undeutlich, waagrecht, Mündungsansicht flach, die letzten beiden Kammern etwas schräggestellt einen stumpfen Winkel einschließend, Mündung ein breiter Schlitz im Winkel liegend.

Länge: 0,69 – 0,72 mm. Breite: 0,54 – 0,57 mm

Verbreitung: Unter- bis Oberkreide.

Vorkommen: Selten in den tieferen Bereichen der Zwischenserie der Bohrungen Wirnzberg 3 und Piberbach Ost 1.

Bemerkungen: Vielfach wird Marssonella trochus in die Variationsbreite von Marssonella oxycona gestellt. Nach HOFKER, 1957 soll Marssonella trochus stratigraphisch älter (Unterkreide – Turon) als Marssonella oxycona (Untercampan – Maastricht) sein. Für den Bereich Oberturon – Campan sieht er Marssonella turris für typisch an. Die Trennung trifft nicht zu, da in Oberkreideablagerungen das gemeinsame Vorkommen von Marssonella trochus und Marssonella oxycona beobachtet werden konnte.

198

Karreriella sp.

(Taf. 3, Fig. 2)

Beschreibung: Längliches, mittelkörnig agglutiniertes Gehäuse, Initialteil spitz aus zweieinhalb Windungen mit 4–5 Kammern bestehend, darauf folgt ein Umgang mit 3 Kammern, der biseriale Teil mit 3 Paaren hat stark vergrößerte Kammern, Querschnitt im Initialteil kreisrund bis leicht dreieckig, im Endteil oval, letzte Kammer hochgezogen, Mündungsfläche schräg abfallend, Mündung an der Grenze zur vorletzten Kammer auf einem deutlichen kurzen Hals, nierenförmig.

Länge: 1,08 mm. Breite: 0,4 mm

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1090 m.

Bemerkungen: Die Gattungszugehörigkeit ist durch die Anordnung der Kammern und die charakteristische Mündung eindeutig. In der Literatur ist die Gattung nur aus paleozänen und jüngeren Sedimenten bekannt. POKORNY gibt eine Reichweite in die Oberkreide nur mit Fragezeichen an. Da nur ein Gehäuse vorliegt, wird davon abgesehen eine neue Art aufzustellen.

Karreriella hantkeniana CUSHMAN, 1936 aus dem unteren Oligozän entspricht bis auf die Gehäusegröße gut dem vorliegenden Gehäuse. Karreriella siphonella (REUSS), die auch aus dem Bathonien (KAASSCHIETER, 1961) beschrieben wurde, ist ähnlich, aber im jüngeren Gehäuseteil breiter.

Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 3, Fig. 1)

1840 Rotalia crassa D'ORBIGNY, S. 32, Taf. 3, Fig. 7-8.

1936 Ataxophragmium compactum n. sp. BROTZEN, S. 44, Taf. 2, Fig. 3, 10; Textabb. 8.

1941 Ataxogyroidinoides crassa (D'ORBIGNY); MARIE, S. 59, Taf. 6, Fig. 59-60.

1957 Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY); HOFKER, S. 39, Fig. 23-26.

Beschreibung: Halbkugeliges, mittel-grobkörnig agglutiniertes Gehäuse, Kammern in einer breiten Spira angeordnet, letzter Umgang etwas aus der Spiralachse gedreht, einen ebenen Abschluß bildend, auf dieser Ebene sind 3–4 Kammern durch schwach vertiefte Nähte sichtbar, letzte Kammer wesentlich größer als vorhergehende, Mündung an der Spiralachse, klein, halbkreisförmig.

Größe: 0,59–0,68 mm

Verbreitung: Santon bis Campan.

Vorkommen: Piberbach Ost 1 bei 1220 m, Schiedlberg 1 1210–1240 m, Wels Ost 1 bei 1010 m.

Bemerkungen: Ataxopbragmium variabilis hat eine tropfenförmige Mündung, eine glattere Oberfläche und eine nicht so abgeflachte Mündungsebene. Ataxopbragmium depressum (PERNER) zeigt ein tränenförmiges Gehäuse, mehr Kammern im letzten Umgang und manchmal einen Mündungszahn. Spirophthalmidium cretaceum (REUSS, 1854)

(Taf. 3, Fig. 10)

1854 Spiroloculina cretacea REUSS, S. 72, Taf. 26, Fig. 9.

1957 Spirophthalmidium cretaceum (REUSS); HOFKER, S. 434, Textfig. 491.

1960 Spirophthalmidium cretaceum (REUSS); TOLLMANN, S. 163, Taf. 11, Fig. 1.

1980 Spirophthalmidium cretaceum (REUSS); SCHREIBER, S. 143, Taf. 6, Fig. 13 - 15.

Beschreibung: Spitzelliptisches, porzellanschaliges Gehäuse, mehr als doppelt so lang wie breit, Querschnitt rechteckig, kleiner, ovaler Proloculum, Folgekammern schmal, biserial in einer Ebene, jüngere Kammern werden etwas breiter, Suturen deutlich, etwas eingesenkt.

Länge: 0,75 mm. Breite: 0,5 mm

Verbreitung: Cenoman bis Maastricht.

Vorkommen: Nur ein Exemplar aus der Bohrung Piberbach 8 aus dem Kern 1078–1083 m.

Bemerkungen: Dieses schlecht erhaltene Gehäuse ist der einzige Vertreter der porzellanschaligen Foraminiferen, der in dem untersuchten Bereich gefunden werden konnte. Als Grund könnte die schlechte Erhaltungsfähigkeit des Gehäuses oder ökologische Faktoren angenommen werden.

Nodosaria raphanistrum (LINNÉ, 1758)

(Taf. 4, Fig. 1, 2)

1758 Nautilus raphanistrum LINNÉ, S. 710, Taf. 1, Fig. 6.

1791 Nautilus (Orthoceras) vertebralis BATSCH, S. 13, Fig. 6.

1845 Nodosaria affinis REUSS, S. 26, Taf. 13, Fig. 6.

1980 Nodosaria raphanistrum (LINNÉ); SCHREIBER, S. 147, Taf. 8, Fig. 3, 5.

Beschreibung: Einzelne Kammern des langgestreckten Gehäuses kugelig aufgebläht, die Oberfläche ist mit 8–20 stark hervorragenden, dünnen Rippen bedeckt, die auch über die Gehäuseeinschnürungen ziehen, Mündung ausgezogen, rund.

Größe der Bruchstücke: 0,66–1,00 mm

Verbreitung: Weitverbreitete Form, wahrscheinlich von Jura bis rezent.

Vorkommen: Häufig einzelne Gehäusebruchstücke im Bereich Piberbach, Schiedlberg, Wirnzberg; ein Bruchstück mit 4 Kammern aus der Bohrung Piberbach 2 bei 1170 m.

Bemerkungen: Eine ausführliche Studie über die Synonyme dieser großen Nodosarienart gibt SCHREIBER, 1980. Im untersuchten Probenmaterial finden sich bis auf ein Exemplar nur große Einzelkammern, die aber die typische Berippung zeigen; es sind vermutlich Bruchstücke von mikrosphärischen Gehäusen.

Astacolus gratus (REUSS, 1862)

(Taf. 4, Fig. 3)

1862 Cristellaria grata REUSS, S. 70, Taf. 7, Fig. 14 a, b. 1957 Astacolus gratus (REUSS); SZTEJN, S. 221, Taf. 5, Fig. 36. 1973 Astacolus grata (REUSS); DAILEY S. 60, Taf. 8, Fig. 6.

Beschreibung: Flaches Gehäuse, große Initialspira, lateral etwas gewölbt, mit 5 Kammern, Folgekammern schmal, weit herabziehend, Rücken schwach gebogen, schmal, Endkammer aufgebläht, Mündung etwas abgesetzt, terminal ventral gelegen, Suturen nur im Durchlicht sichtbar, Oberfläche glatt,

Länge: 0,81 mm. Breite: 0,42 mm

Verbreitung: Bisher Unterkreide.

Vorkommen: Ein gut erhaltenes Gehäuse aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1260 m. Bemerkungen: *Astacolus minutus* (BORN.) bei SZTEJN ist ähnlich, hat aber einen stärker gekrümmten Rücken und höhere Kammern.

Astacolus cf. incurvatura (REUSS, 1862)

(Taf. 4, Fig. 4)

1862 Cristellaria incurvatura REUSS, S. 66, Taf. 6, Fig. 18. 1973 Astacolus incurvatura (REUSS); DAILEY, S. 61, Taf. 8, Fig. 7.

Beschreibung: Längliches Gehäuse, seitlich stark abgeplattet, Querschnitt schmal eiförmig, vom spiralen Anfangsteil rectilinear mit 5 Kammern fortsetzend, die ventral weit herabziehen, Suturen nur im Durchlicht erkennbar, Mündung terminal, dorsal gerückt.

Länge: 0,74 mm. Breite: 0,28 mm

Verbreitung: Holotyp aus der Unterkreide beschrieben.

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Piberbach 1 bei 1215 m.

Bemerkungen: Die Originalbeschreibung hat einen weniger stark gekrümmten Spiralteil, die Anordnung der Folgekammern stimmt überein.

Astacolus pachynota (TEN DAM, 1946)

(Taf. 4, Fig. 5)

1946 Vaginulinopsis pachynota TEN DAM, S. 575, Taf. 88, Fig. 56. 1973 Astacolus pachynota (TEN DAM); DAILEY, S. 61, Taf. 8, Fig. 9.

Beschreibung: Großes Gehäuse, Initialteil eingerollt, dann evolut mit 3 Kammern, die ventral etwas zur Spira herabziehen, Kammersuturen mit Wülsten, Gehäuse seitlich kompreß mit gebogenem Rücken, Mündung terminal, ventral gelegen mit runder Öffnung. Länge: 1,0–1,2 mm. Breite: 0,5–0,6 mm

Verbreitung: Erstbeschreibung aus dem Neokom, seltene Funde in der Unterkreide und tieferen Oberkreide.

Vorkommen: Wenige Exemplare aus der Bohrung Wirnzberg 3.

Bemerkungen: *Marginulina inconstantia* CUSHMAN ist ähnlich, doch ist das Gehäuse größer, hat einen stärker gekrümmten Rücken und der uniseriale Teil hat kleiner werdende Kammern, die ventral nicht so stark zu Spira herabziehen.

Astacolus schlönbachi (REUSS, 1862)

(Taf. 4, Fig. 6)

1862 Cristellaria Schlönbachi REUSS, S. 65, Taf. 6, Fig. 14. 1957 Astacolus schlönbachi (REUSS); SZTEJN, S. 223, Taf. 5, Fig. 40.

Beschreibung: Seitlich kompresses, breites Gehäuse, Spira groß mit 5 Kammern, dann uniserial, gerade werdend mit 3 Kammern, einzelne Kammern breiter als hoch, ventral etwas herabgezogen, Suturen undeutlich nur ventral sichtbar, Rücken wenig gebogen, im Endteil gerade, Mündung terminal mit runder Öffnung, Schalenoberfläche glatt.

Länge: 0,98-1,1 mm. Breite: 0,43-0,49 mm

Verbreitung: Bisher aus der Unterkreide bekannt.

Vorkommen: Bohrung Schiedlberg 1 bei 1370 m im unteren Teil der Zwischenserie.

Bemerkungen: Diese Art wurde in wenigen teilweise bruchstückhaften Exemplaren gefunden, die Größe der Spira variiert, gleich ist die Form der Folgekammern und der annähernd gerade Rücken. *Astacolus scitula* (BERTHELIN) ist ähnlich, hat aber eine stärker gekrümmte Ventralseite.

Frondicularia angustissima REUSS, 1860

(Taf. 4, Fig. 10)

1860 Frondicularia angustissima REUSS, S. 197, Taf. 4, Fig. 6.

1953 Frondicularia angustissima REUSS; HAGN, S. 61, Taf. 5, Fig. 6.

1960 Frondicularia angustissima REUSS; TOLLMANN, S. 175, Taf. 16, Fig. 2.

Beschreibung: Lanzettförmiges, schmales Gehäuse, breiteste Stelle im oberen Teil, Gehäusequerschnitt oval, Seiten abgestutzt, wellig, Kammern schmal, lang, Nahtleisten treten hervor und sind teilweise in kleine Rippchen aufgelöst.

Länge des Bruchstückes 1,24 mm. Breite: 0,33 mm

Verbreitung: Turon bis Obersenon.

Vorkommen: Ein Bruchstück aus der Bohrung Wirnzberg 3 aus der Tiefe 1210 m.

Bemerkungen: Die ähnliche Frondicularia angusta (NILSSON) ist etwas breiter, hat keine gewellte Seitenlinie und die Rippen sind nicht aufgelöst, dafür zeigen sich zusätzliche Längsrippchen.

Frondicularia archiarciana D'ORBIGNY, 1840

(Taf. 4, Fig. 8, 9)

1840 Frondicularia archiarciana D'ORBIGNY, S. 20, Taf. 1, Fig. 34-36.

1953 Frondicularia archiarciana D'ORBIGNY; HAGN, S. 61, Taf. 5, Fig. 9, 10.

1960 Frondicularia archiarciana D'ORBIGNY; TOLLMANN, S. 172, Taf. 14, Fig. 2.

1980 Frondicularia archiarciana D'ORBIGNY; SCHREIBER, S. 154, Taf. 7, Fig. 13.

202

Beschreibung: Langgestrecktes, schmales Gehäuse, Peripherie mit seichter Rinne, Querschnitt rechteckig, reitende Kammern, schmal mit geraden, schräggestellten Suturen, die leistenförmig erhöht sind, die Nähte lassen in der Mediane eine Rinne frei, letzte Kammer zur Mündung hin lang ausgezogen.

Größe der Bruchstücke: 0,33-0,4 mm

Vorbereitung: Senon bis Maastricht.

Vorkommen: Selten Bruchstücke in den marinen Bereichen der Bohrungen Schiedlberg 1, Wirnzberg 3 und Piberbach Ost 1.

Bemerkungen: Obwohl nur Bruchstücke vorliegen ist das vorhandene Material charakteristisch genug, um eine Artdiagnose treffen zu können. Die Seitenlinien von *Frondicularia marginata* REUSS schließen einen größeren Winkel ein.

Frondicularia filocincta REUSS, 1862

(Taf. 5, Fig. 2)

1862 Frondicularia filocincta REUSS, S. 54, Taf. 4, Fig. 12. 1965 Frondicularia filocincta REUSS; NEAGU, S. 25, Taf. 6, Fig. 8-11.

Beschreibung: Blattförmiges, breit trapezoidales Gehäuse, unten stumpfwinkelig, Peripherie zuerst weit ausladend, konkav, dann zur Mündung konvex zulaufend, Anfangskammer groß mit einer kräftigen, beidseitigen Mittelrippe, Folgekammern schmal geschwungen, Suturen von erhöhten Leisten überprägt, Mediane glatt, frei.

Größe: 0,54 mm

Verbreitung: Aus der norddeutschen Unterkreide beschrieben.

Vorkommen: Ein gut erhaltenes Exemplar aus 1260 m der Bohrung Schiedlberg 1.

Bemerkungen: Frondicularia cordata ROEMER ist vom Umriß her ähnlich, hat aber am Proloculus eine kleine Spira und keine Suturalrippen.

Frondicularia marginata REUSS, 1845

(Taf. 4, Fig. 12)

1845 Frondicularia marginata REUSS, S. 107, Taf. 24, Fig. 39, 40.

Beschreibung: Lanzettliches Gehäuse, breiteste Stelle etwas oberhalb der Mitte, nach unten hin sehr schmal werdend, Ränder abgestutzt mit seichter Rinne, Kammergrenzen mit schmalen, scharfen Leisten, Gehäusequerschnitt rechteckig.

Länge des Bruchstückes: 0,91 mm. Breite: 0,43 mm

Verbreitung: Bisher Turon.

Vorkommen: Ein Bruchstück aus der Bohrung Wirnzberg 1 bei 1050 m.

Bemerkungen: Obwohl nur ein Bruchstück vorliegt, reichen die Merkmale aus, eine Zuordnung zu treffen. Frondicularia angusta (NILSSON) hat ein spitzer zulaufendes Gehäuse.

Frondicularia ungeri REUSS, 1862

(Taf. 4, Fig. 7)

1862 Frondicularia Ungeri REUSS, S. 54, Taf. 4, Fig. 11.

Beschreibung: Kleines Gehäuse von trapezoidalem Umriß, breiteste Stelle im unteren Drittel, Peripherie rinnenförmig ausgehölt, Anfangskammer groß, kugelig mit einer kräftigen Längsrippe auf beiden Seiten, die Folgekammer ist schmal, steil gestellt und läuft schmal in die Mündung aus.

Größe: 0,33 mm

Verbreitung: Aus der norddeutschen Unterkreide beschrieben.

Vorkommen: Nur ein Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg bei 1250 m.

Bemerkungen: Frondicularia turgida REUSS, unterscheidet sich durch die größere Anzahl von Längsrippen und der abgesetzten Folgekammer; juvenile Exemplare von Frondicularia archiarciana sind sehr ähnlich haben aber einen ovalen Umriß.

Frondicularia verneuiliana D'ORBIGNY, 1840

(Taf. 4, Fig. 11)

1840 Frondicularia verneuiliana D'ORBIGNY, S. 20, Taf. 1, Fig. 32, 33. 1946 Frondicularia verneuiliana D'ORBIGNY; CUSHMAN, S. 90, Taf. 36, Fig. 12–15.5.

Beschreibung: Langgestrecktes, lanzettliches Gehäuse, breiteste Stelle im oberen Drittel, Querschnitt oval, Peripherie mit seichter Rinne, Kammern schmal, steil stehend, Suturen von kräftigen Leisten bedeckt, die sich zur Mediane hin wulstartig verdicken, Mittellinie frei.

Größe des Bruchstückes: 0,82 mm

Verbreitung: Coniac bis Maastricht.

Vorkommen: Ein Bruchstück aus dem marinen Bereich der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1260 m.

Bemerkungen: Frondicularia striatula REUSS hat breitere Kammern und Rippen auf der Oberfläche; Frondicularia archiarciana D'ORBIGNY ist schmäler und hat keine verdickten Suturleisten.

Lenticulina comptoni (SOWERBY, 1818)

(Taf. 5, Fig. 1)

1818 Nautilus comptoni SOWERBY, S. 45, Taf. 121.

1936 Lenticulina comptoni (SOWERBY); BROTZEN, S. 48, Taf. 2, Fig. 5; Taf. 3, Fig. 8; Abb. 11-15.

1957 Lenticulina (Lenticulina) comptoni (SOWERBY); HOFKER, S. 114, Textabb. 117, 118.

Beschreibung: Großes, seitlich flachgedrücktes Gehäuse mit 11–13 schmalen Kammern im letzten Umgang, Suturen geschwungen, Nabel mit einem großen, hyalinen, stark vorgewölbten Knopf bedeckt, scharfer Kiel ausgebildet, Oberfläche glatt, Mündungsfläche dreieckig, leicht gewölbt, Mündung terminal, gestrahlt.

Größe: 0,78-1,1 mm

Verbreitung: Cenoman bis (?) Dan.

Vorkommen: Eine sehr häufige Form, die in fast allen marinen Bereichen der untersuchten Bohrungen gefunden wurde.

Bemerkungen: Lenticulina rotulata (LAMARCK) hat im Gegensatz zu L.comptoni keine deutliche Nabelscheibe, hingegen aber eine ähnliche Ausbildung der Kammern.

Lenticulina lepida (REUSS, 1845)

(Taf. 5, Fig. 3)

1845 Robulina lepida REUSS, S. 109, Taf. 24, Fig. 46.

1899 Cristellaria lepida REUSS; EGGER, S. 117, Taf. 12, Fig. 27, 28.

1936 Robulus lepidus REUSS; BROTZEN, S. 48, Taf. 2, Fig. 2.

Beschreibung: Schalenumriß oval, oben auslaufend, 6–8 Kammern im letzten Umgang, Suturen schwach gebogen, nur im Durchlicht erkennbar, Peripherie scharfwinkelig, deutlicher, verlaufender Nabelknopf, letzte Kammer seitlich abgeflacht, zur Mündung hin zugespitzt, Aperturfläche stark vorgewölbt, dreieckig, an der Basis etwas vertieft, Mündung gestrahlt, auf Sockel.

Länge: 0,67–0,72 mm. Breite: 0,5–0,53 mm

Verbreitung: Turon bis Campan, selten in Campan/Maastricht.

Vorkommen: Nur wenige Exemplare aus der Bohrung Piberbach 1 bei 1200 m und 1210 m.

Bemerkungen: *Lenticulina gaultina* (BERTHELIN) ist im Umriß ähnlich, hat aber mehr und schmälere Kammern und ist im jüngsten Teil nicht so stark abgeflacht.

Lenticulina lobata (REUSS, 1845)

(Taf. 5, Fig. 5)

1845 Cristallaria lobata REUSS, S. 34, Taf. 13, Fig. 53.

1899 Cristallaria lobata REUSS; EGGER, S. 119, Taf. 11, Fig. 15, 16.

1936 Lenticulina lobata REUSS; BROTZEN, S. 53, Taf. 2, Fig. 7a, b.

1960 Robulus navarroensis (PLUMMER); OLSSON, S. 9, Taf. 1, Fig. 16, 17; non Fig. 20, 21.

Beschreibung: Großes plumpes Gehäuse, 4–5 Kammern in der letzten Windung, vor allem die letzten beiden Kammern stark aufgebläht, dadurch die Suturen deutlich eingesenkt, Endkammer groß mit verkehrtherzförmiger Mündungsfläche, ältere Kammern dorsal gekielt, Nabel durch flache Scheibe verdeckt, teilweise auch von Kammerflächen überlappt, Mündung schlitzförmig.

Größe: 1,04 mm

Verbreitung: Cenoman bis Untersenon.

Vorkommen: Nur ein gut erhaltenes Exemplar aus der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1060 m.

Bemerkungen: Auf Grund der typischen Aufblähung der letzten Kammer und der daraus folgenden Suturvertiefung kann *Robulus navarroensis* eindeutig zu *L. lobata* gestellt werden.

> Lenticulina macrodisca (REUSS, 1862) (Taf. 5, Fig. 4)

1862 Cristellaria macrodisca REUSS, S. 78, Taf. 9, Fig. 5.

1957 Robulus macrodisca (REUSS); POZARYSKA, S. 132, Taf. 15, Fig. 7.

1965 Lenticulina (Robulus) macrodisca (REUSS); NEAGU, S. 12, Taf. 4, Fig.7-8.

Beschreibung: Großes annähernd kreisrundes Gehäuse, seitlich breit gewölbt, 6–8 Kammern mit fast geraden Nähten im letzten Umgang, auf der zugeschärften Peripherie sind die Kammern durch die älteren Mündungen kenntlich, großer hyaliner Nabelknopf, der die Seitenflächen zur Hälfte abdeckt, Mündungsfläche verkehrtherzförmig, breit mit einer gestrahlten Mündung, wobei ein ventral gerichteter Schlitz verlängert ist. Größe: 0,85–1,0 mm

Verbreitung: Unterkreide bis tiefere Oberkreide.

Vorkommen: Sehr selten im Bereich 1060-1080 m der Bohrung Wirnzberg 3.

Bemerkungen: Lenticulina orbicula REUSS ist im äußeren Erscheinungsbild sehr ähnlich, unterscheidet sich aber durch den kleineren Nabelknopf und das Fehlen der Suturkanten an der Peripherie.

Lenticulina marcki (REUSS, 1860)

(Taf. 6, Fig. 2)

1860 Cristellaria Marcki REUSS, S. 212, Taf. 9, Fig. 4.

1957 Lenticulina marcki (REUSS); POZARYSKA, S. 125, Taf. 16, Fig. 5a, b.

1960 Lenticulina marcki (REUSS); TOLLMANN, S. 166, Taf. 11, Fig. 8; Taf. 12, Fig. 1.

Beschreibung: Großes Gehäuse, seitlich abgeflacht, Spira nimmt rasch an Größe zu, 10–12 schmale Kammern im letzten Umgang, Nabel von einem stark gewölbten, hyalinen Knopf bedeckt, Schalenrand gerundet, Septalfläche der letzten Kammer schmal, leicht gewölbt, Mündung gesternt, Oberfläche glatt.

Größe: 0,8-0,9 mm

Verbreitung: Oberkreide.

Vorkommen: Sehr selten in den Bohrungen Wirnzberg 1 und Wirnzberg 3.

Bemerkungen: Die in der Literatur beschriebene Berippung an den Kammergrenzen konnte nicht beobachtet werden. Der, für diese Art typische, große Nabelknopf ist hingegen gut ausgebildet. REUSS, 1860 selbst gibt für seinen Holotyp keine Berippung an.

Lenticulina nuda (REUSS, 1862)

(Taf. 6, Fig. 1)

1862 Cristellaria nuda REUSS, S. 72, Taf. 8, Fig. 2. 1957 Lenticulina nuda (REUSS); SZTEJN, S. 39, Taf. 4, Fig. 25. 1965 Lenticulina (Lenticulina) nuda (REUSS); NEAGU, S. 11, Taf. 3, Fig. 3, 4; Taf. 4, Fig. 9, 10.

Beschreibung: Ovales Gehäuse, seitlich etwas zusammengedrückt, im letzten Umgang 8–9 dreieckige Kammern mit nur wenig gebogenen Suturen, äußerlich sind die Kammergrenzen nur an der Gehäuseperipherie durch flache Ecken kenntlich, Nabelcallusbildung nicht stark, letzte Kammer zeigt Ansätze zur Ausrollung und ist etwas vergrößert, Septalfläche schmal, kaum gewölbt, Mündung ausgezogen, gesternt.

Größe: 0,7–0,78 mm

Verbreitung: Gesamte Kreide.

Vorkommen: Selten in den marinen Bereichen der Bohrungen Wirnzberg 1, Schiedlberg 1, Wels Ost 1 und Piberbach 1.

Bemerkungen: Die ähnliche Form *Lenticulina pulchella* (REUSS) unterscheidet sich durch die breite Septalfläche der Endkammer und das Fehlen der Nabelfüllung. *Lenticulina gaultina* (BERTHELIN) hat wesentlich mehr und schmälere Kammern.

Lenticulina ovalis (REUSS, 1845)

(Taf. 6, Fig. 7)

1845 Cristellaria ovalis REUSS, S. 34, Taf. 8, Fig. 49; Taf. 12, Fig. 19; Taf. 13, Fig. 60–63. 1951 Lenticulina (Lenticulina) ovalis REUSS; NOTH, S. 42.

1957 Lenticulina ovalis (REUSS); POZARYSKA, S. 126, Taf. 15, Fig. 4.

1960 Lenticulina ovalis (REUSS); TOLLMANN, S. 166, Taf. 11, Fig. 7.

Beschreibung: Tropfenförmiges Gehäuse, der großen Anfangskammer folgen 5–6 schmale Kammern, dorsal gekielt, Mündungsfläche groß, eben und dreiseitig, zur Gehäusefläche scharf abgegrenzt, Oberfläche glatt, Suturen nur im Durchlicht sichtbar, Mündung gestrahlt.

Größe: 0,7–0,9 mm

Verbreitung: Unter- und Oberkreide.

Vorkommen: Eine häufige Form, die im marinen Bereich fast aller bearbeiteten Bohrungen vorkommt.

Bemerkungen: Zum Problem der Verwandtschaft von Lenticulina ovalis mit Lenticulina comptoni möchte ich auf BROTZEN, 1936 verweisen, demnach wäre L. ovalis ein jüngeres Exemplar der makrosphärischen Generation von L. comptoni.

Lenticulina revoluta (ISRAELSKY, 1955)

(Taf. 6, Fig. 3)

1955 Robulus revolutus ISRAELSKY, S. 49, Taf. 15, Fig. 3-6. 1968 Lenticulina revoluta (ISRAELSKY); SILTER, S. 67, Taf. 7, Fig. 11. 1975 Lenticulina (Lenticulina) cf. revoluta ISRAELSKY; NUGLISCH, S. 21, Taf. 6, Fig. 3.

Beschreibung: Großes, kreisrundes Gehäuse, lateral nur wenig gewölbt, 8–10 schmale Kammern mit stark geschwungenen Suturen, kleiner, verdeckter Nabel, Peripherie mit breitem, scharfem Kiel, Mündungsansicht flach, schmal, durch die älteren Kammern tief eingeschnitten.

Größe: 0,8 mm

Verbreitung: Oberkreide.

Vorkommen: Ein korrodiertes Exemplar aus der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1000 m. Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von *Lenticulina münsteri* (ROEMER) durch den breiteren Kiel, die schmäleren Kammern und die stärker gekrümmten Suturen.

Lenticulina secans (REUSS, 1860)

(Taf. 6, Fig. 4-6)

1860 Cristellaria secans REUSS, S. 214, Taf. 9, Fig. 7. 1936 Lenticulina secans (REUSS); BROTZEN, S. 54–56, Taf. 2, Fig. 10, 11; Abb. 16.

Beschreibung: Großes kreisrundes Gehäuse, seitlich gewölbt, Rand mit deutlichem Kiel, 8–11 Kammern im letzten Umgang, Suturen geschwungen, die durch wulstige Rippen an der Oberfläche sichtbar sind, diese Rippen gehen von einem abgesetzten, hyalinen Nabelknopf aus und verflachen zur Peripherie hin, Mündungsfläche leicht gebogen, von zwei Rippen begrenzt, Mündung sitzt auf einem gestrahlten Kegelstumpf.

Größe: 0,9–1,2 mm

Verbreitung: Alb bis Untercampan.

Vorkommen: Häufig in allen marinen Bereichen der untersuchten Bohrungen.

Bemerkungen: Die im Habitus ähnliche Lenticulina comptoni unterscheidet sich durch die fehlenden Suturalrippen und den abgesetzten Nabelknopf. Lenticulina exarata (HAGENOW) hat wohl auch Kammergrenzrippen aber keinen so deutlichen hyalinen Knopf. Die amerikanische Art Lenticulina navarroensis PLUMMER zeigt große Ähnlichkeit mit L. secans, kann vielleicht aber durch einen breiteren, dünnen Kiel unterschieden werden.

Lenticulina subalata (REUSS, 1854)

(Taf. 7, Fig. 3)

1854 Cristellaria subalata REUSS, S. 68, Taf. 25, Fig. 13.

1953 Lenticulina subalata (REUSS); HAGN, S. 37, Taf. 3, Fig. 8.

1960 Robulus subalatus (REUSS); TOLLMANN, S. 164, Taf. 11, Fig. 3.

Beschreibung: Flaches Gehäuse mit 6–7 Kammern im letzten Umgang, Suturen geschwungen, rippenförmig erhaben, scharfer Peripheriekiel, kleiner Nabel, der nur selten bedeckt ist, Mündungsfläche etwas gewölbt von zwei Leisten begrenzt, Mündung vorgezogen, gestrahlt.

Größe: 0,75–0,93 mm

Verbreitung: Jura bis Oberkreide.

Vorkommen: Kein seltenes Fossil in den marinen Bereichen der Bohrung Wirnzberg 1 und Piberbach 1.

Bemerkungen: Lenticulina trachyomphalus (REUSS) zeigt große Ähnlichkeiten im Gehäusebau, doch fehlen die deutlichen Suturalrippen. In der Literatur wird auf die nahe Verwandtschaft von L. subalata mit L. secans hingewiesen, doch ist die Unterscheidung mittels Gehäusegröße und Nabelknopf einfach.

Marginulina cephalotes (REUSS, 1862)

(Taf. 7, Fig. 2)

1862 Cristellaria cephalotes REUSS, S. 67, Taf. 7, Fig. 5, 6. 1957 Astacolus cephalotes (REUSS); SZTEJN, S. 219, Taf. 5, Fig. 34.

208

1962 Marginulina cephalotes (REUSS); TAPPAN, S. 168, Taf. 43, Fig. 14–17. 1965 Lenticulina (Vaginulinopsis) cephalotes (REUSS); NEAGU, S. 12, Taf. 4, Fig. 12.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit breitovalem Querschnitt, Initialspira unvollständig eingerollt, Suturen hier durch Wülste betont, Folgekammern gerade, etwas breiter als hoch, Suturen nur ventral, undeutlich sichtbar, Rücken ab der Spira gerade bis leicht konkav, Endkammer aufgebläht, Mündung gestrahlt, abgesetzt.

Länge: 1,06 mm. Breite: 0,35 mm

Verbreitung: Bisher Unterkreide.

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Piberbach 8, Kern 1078-1083 m.

Bemerkungen: Schon REUSS zeigt ein Exemplar mit gebogenem Rücken, gleichfalls SZTEJN. REUSS Fig. 5 hat eine gerade Dorsalseite. Allen gemeinsam ist die aufgeblähte Endkammer. *Marginulina stephensoni* CUSHMAN ist ähnlich, hat aber eine größere, vollständig aufgerollte Spira.

?Neoflabellina baudouiniana (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 9, Fig. 1-4)

1840 Flabellina Baudouiniana D'ORBIGNY, S. 24, Taf. 2, Fig. 8-10.

1860 Flabellina Baudouiniana D'ORB.; REUSS, S. 215.

? 1862 Cristellaria pachynota REUSS, S. 69, Taf. 7, Fig. 11.

1957 Palmula baudouiniana (D'ORBIGNY); POZARYSKA, S. 165, Taf. 27, Fig. 3.

? 1963 ? Vaginulinopsis sp. GRAHAM & CHURCH, S. 47, Taf. 3, Fig. 21 a, b.

Beschreibung: 1) Mikrosphärische Generation: Großes, abgeplattetes Bruchstück; es ist nur die Initialspira vorhanden, der kleinen Anfangskammer folgt eine aus 10 Kammern bestehende Spira, die Kammergrenzen tragen hohe, kräftige Leisten, die Peripherie hat eine seichte Rinne, auf den Kammerflächen sind runde Knoten ausgebildet, die reitenden Kammern sind abgebrochen.

Größe des Bruchstückes: 0,5 mm; fiktive Größe des gesamten Gehäuses: 1,4 mm.

2) Makrosphärische Generation: Planspiral aufgerolltes, abgeflachtes Gehäuse, große Initialkammer, 4–6 Folgekammern, Kammergrenzen geschwungen mit kräftigen Suturalleisten, Kammeroberfläche mit selten runden Knoten, Peripherie mit Doppelkiel und Andeutung eines dritten Mittelkiels, Mündung oval auf kurzem Hals.

Größe: 0,32–0,44 mm

Verbreitung: Unterkreide bis? Campan.

Vorkommen: Sehr selten, 4 Exemplare aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1250 m.

Bemerkungen: Dieses bemerkenswerte Fossil wurde bisher nur äußerst selten gefunden. Auf Grund der kräftigen Suturalleisten und der Kammeroberflächenknoten ist es leicht zu erkennen. Es stellt sich nun die Frage, inwieweit die zwei verschieden ausgebildeten Gehäuseformen zusammengehörig sind. Einerseits die große Form mit allen Merkmalen einer *Neoflabellina*; also mit auf einen spiralen Anfangsteil, folgenden reitenden Kammern und andererseits die kleinen Gehäuse, die keine reitenden Kammern aufweisen. Nach der Größe der Initialkammern könnte man eine Trennung in mikrosphärische und makrosphärische Generation vornehmen, obwohl uns bei Neoflabellinen kein Generationswechsel bekannt ist. Betrachtet man das Bruchstück auf Taf. 9, Fig. 1 als Initialspira läßt sich unschwer eine Neoflabellina baudouiniana rekonstruieren. Die Zuordnung der kleineren aber vollständigen Exemplare, die nur spiral aufgerollte Kammern erkennen lassen, ist schwierig. REUSS, 1862 bildet als erster so eine Form ab. In seiner Beschreibung erwähnt er bereits die Ähnlichkeit zu N. baudouiniana, doch sieht er unterscheidende Kennzeichen, ohne diese aber näher zu definieren. GRAHAM & CHURCH, 1963 zeigen gleichfalls eine "makrosphärische" Form und bezeichnen diese als ? Vaginulinopsis sp. Aus ihren Ausführungen ist zu entnehmen, daß auch ihnen die Gattungszugehörigkeit größte Schwierigkeiten bereitete. Vor allem die doppelkielige Peripherie und die ovale auf einem Hals sitzende Apertur in Verbindung mit den planspiral aufgewundenen Kammern stellt eine Merkmalskombination dar, die bei keiner bekannten Foraminiferengattung zu finden ist. Die Zuordnung der "makrosphären" Form zu Neoflabellina birgt leider auch Probleme in sich; es sind dies die Apertur und der dritte Kiel. In Ermangelung einer größeren Anzahl von Exemplaren möchten wir für die kleinen Formen keine neue Gattung aufstellen und sie mit Vorbehalt als makrosphärische Generation zu Neoflabellina baudouiniana stellen.

Neoflabellina gibbera pilleifera OHMERT, 1969

(Taf. 7, Fig. 4)

1969 Neoflabellina gibbera pilleifera OHMERT, S. 10, Abb. 59–66, 74. 1972 Neoflabellina gibbera pilleifera OHMERT; KUHN, Taf. 5, Fig. 8.

Beschreibung: Äußere Form oval elliptisch, Rand verläuft in einem gleichmäßigen Bogen vom Initialteil zur Mündung, Seitenflächen schwach gewölbt, die reitenden Kammern ziehen nicht weit herunter und umgreifen nur bis zu zwei Mündungsfiguren, diese zeigen undeutlich Zinkenbildung, auf den Kammerflächen läßt sich eine Körnelung erkennen. Länge: 1,0 mm. Breite: 0,58 mm

Verbreitung: Höheres Coniac bis Mittelsanton.

Vorkommen: Die Bohrung Schiedlberg 1 erbrachte bei 1280 m ein schlecht erhaltenes Exemplar.

Bemerkungen: Neoflabellina gibbera gibbera unterscheidet sich durch die weiter herabgezogenen Kammern und dem daraus resultierenden rhombischen Gehäuseumriß; außerdem hat N. gibbera pilleifera aufgelöste Mündungskappen.

Neoflabellina gibbera gibbera (WEDEKIND, 1940)

(Taf. 7, Fig. 6; Taf. 8, Fig. 3)

1940 Flabellina interpunctata mut. gibbera n. mut. WEDEKIND, S. 191, Abb. 7; Taf. 10, Fig. 1–4. 1969 Neoflabellina gibbera giberra (WEDEKIND); OHMERT, S. 10, Abb. 44–48, 55.

Beschreibung: Gehäuse leicht gewölbt, Umriß breit rhombisch, Spira nicht vorspringend, größte Breite der Schale in der Mitte, Kammern ziehen weit herunter, Suturleisten deutlich erhaben, keine Ausbildung von Mündungskappen. Länge: 0,83 mm. Breite: 0,6 mm Verbreitung: Mittleres bis Oberes Coniac.

Vorkommen: Ein Exemplar im mittleren Bereich der Zwischenserie der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1190 m.

Bemerkungen: Neoflabellina gibbera gibbera ist ein Vorläufer von Neoflabellina gibbera pilleifera und ist daher stratigraphisch tiefer zu bewerten.

Neoflabellina interpunctata (VON DER MARCK, 1858)

(Taf. 7, Fig. 5)

1858 Flabellina spec. nova VON DER MARCK, S. 53, Taf. 1, Fig. 5.

1940 Flabellina interpunctata VON DER MARCK; WEDEKIND, S. 190, Taf. 10, Fig. 11. 1969 Neoflabellina interpunctata (VON DER MARCK); OHMERT, S. 11, Abb. 92.

Beschreibung: Gehäuse schmal-elliptisch, rautenförmig, Rand abgestutzt und leicht ausgehöhlt, größte Breite etwa in der Mitte, Schale auf beiden Seiten wenig gewölbt, Initialspira durch Sediment verdeckt, die reitenden Kammern ziehen weit herunter, Mündung oval auf der spitz ausgezogenen letzten Kammer.

Länge: 0,62 mm. Breite: 0,34 mm

Verbreitung: Grenzbereich Coniac/Santon selten, häufiger ab dem höheren Untersanton/Mittelsanton bis Untercampan.

Vorkommen: Nur ein schlecht erhaltenes Exemplar aus der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1050 m, im oberen Teil der Zwischenserie.

Bemerkungen: Obwohl das eine Gehäuse den Initialteil nicht erkennen läßt, ist die äußere Form für eine Bestimmung ausreichend.

Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND, 1940)

(Taf. 8, Fig. 1, 2, 5, 6)

1940 Flabellina sphenoidalis mut. rostrata n. mut. WEDEKIND, S. 197, Taf. 9, Fig. 32. 1966 Neoflabellina rhombica (WEDEKIND); SALAJ & SAMUEL, S. 134, Taf. 27, Fig. 22–23. 1969 Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND); OHMERT, S. 14, Abb. 81, 87, 88.

Beschreibung: Gehäuseumriß breit-deltoidisch, Rand abgestutzt, größte Breite in der Mitte des Gehäuses, Seitenflächen schwach gewölbt, Initialteil springt im unteren Teil weit vor, Spira mit drei Kammern, Mündungen mit geschlossenen Bögen, Endapertur ausgezogen, abgesetzt mit ovaler Öffnung.

Länge: 0,4-0,82 mm. Breite: 0,23-0,47 mm

Verbreitung: Ab Grenze Coniac/Santon bis Obersanton.

Vorkommen: Diese Unterart ist wegen des Umriß und der vorspringenden Spira unverwechselbar. So ist die Zuordnung des Exemplares aus der Bohrung Schiedlberg wegen des Umriß auch gegeben.

Bemerkungen: Ein schlecht erhaltenes Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg 1 im oberen Teil der Zwischenserie bei 1290 m, eine weitere, ausgezeichnet erhaltene Schale aus der Bohrung Wirnzberg 1 bei 1080 m. Einige Exemplare in Schiedlberg 1 bei 1250 m. Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN, 1935)

(Taf. 8, Fig. 4, 8-11)

1935 Flabellina suturalis CUSHMAN, S. 86, Taf. 13, Fig. 9-18.

1940 Flabellina deltoidea n. sp. WEDEKIND, S. 190, Abb. 6 a.

1960 Neoflabellina suturalis (CUSHMAN); TOLLMANN, S. 176, Taf. 16, Fig. 3-4.

1969 Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN); OHMERT, S. 12, Abb. 36.

Beschreibung: Gehäuse breit, gerundet-deltoidisch, Peripherie ausgehöhlt, größte Breite wird im unteren Drittel der Schale erreicht, die Seitenflächen des relativ dünnen Gehäuses sind nicht gewölbt, die Initialspira ist im Verhältnis zur Gesamtgröße klein, nach 3–4 Kammern der Spira folgen reitende Kammern, die Nähte sind durch die überlagernden, stark erhabenen Leisten deutlich. Die Anfangskammer ist mit wenigen kleinen, runden Knötchen ornamentiert, die reitenden Kammern ziehen weit nach unten und übergreifen weitgehend, die einzelnen Nahtleistenbögen sind in der Mediane nicht ornamentiert oder gezinkt.

Länge: 0,78 mm. Breite: 0,81 mm

Verbreitung: Coniac und Santon bis Campan.

Vorkommen: Ein gut erhaltenes Exemplar in der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1070 m im oberen Teil der Zwischenserie, weitere Exemplare aus der Bohrung Schiedlberg 1 von 1230–1260 m.

Bemerkungen: Die breiten Gehäuse dieser Art kommen nach OHMERT erst im obersten Santon und Untercampan vor.

Planularia liebusi BROTZEN, 1936

(Taf. 9, Fig. 7)

1936 *Planularia liebusi* BROTZEN, S. 60, Taf. 4, Fig. 5, 6. 1957 *Planularia liebusi* BROTZEN; POZARYSKA, S. 102, Taf. 11, Fig. 5. 1972 *Planularia liebusi* BROTZEN; HANZLIKOVA, S. 71, Taf. 16, Fig. 8, 9.

Beschreibung: Schale oval, seitlich stark zusammengepreßt, zur Mündung hin zugespitzt, Rücken sanft geschwungen, unten gerundet, Anfangsspira ragt kaum über den Bauch, der leicht vorgewölbt ist, vor, Kammern schmal sichelförmig, zum Rücken hin gekrümmt, ventral tief zum Anfangsteil herabziehend, Suturen deutlich, etwas erhaben, ventral knotig verdickt.

Größe: 0,35 mm

Verbreitung: Cenoman bis Santon.

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1250 m.

Bemerkungen: Diese Art scheint sich aus *Cristellaria (Planularia) complanata* REUSS entwickelt zu haben und ist ein typisches Fossil der tiefen Oberkreide.

Saracenaria navicula (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 9, Fig. 6)

1840 Cristellaria navicula D'ORBIGNY, S. 27, Taf. 2, Fig. 19, 20. 1845 Cristellaria navicula D'ORBIGNY; REUSS, S. 34, Taf. 12, Fig. 27. 1960 Saracenaria navicula (D'ORBIGNY); TOLLMANN, S. 172, Taf. 13, Fig. 18. 1975 Saracenaria navicula (D'ORBIGNY); NUGLISCH, S. 24, Taf. 7, Fig. 4.

Beschreibung: Gehäuse im Querschnitt fast gleichmäßig dreieckig, von der kleinen Initialspira ausgehend gewinnt das Gehäuse rasch an Größe, Rücken stark gekrümmt und scharf gekielt, Endkammer mit stark vorgewölbter Mündungsfläche, die von wulstigen Kanten begrenzt ist, sie reicht bis zum ältesten Gehäuseteil herab, Suturen äußerlich nur schwach kenntlich, Oberfläche glatt, Mündung terminal.

Größe: 0,76–0,8 mm

Vorkommen: Gesamte Oberkreide ab Oberturon.

Bemerkungen: Ein gut erhaltenes Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1330 m im mittleren Teil der Zwischenserie.

Saracenaria saratogana HOWE & WALLACE, 1932

(Taf. 9, Fig. 5)

1932 Saracenaria saratogana HOWE & WALLACE, S. 41.

1946 Saracenaria saratogana HOWE & WALLACE; CUSHMAN, S. 58, Taf. 28, Fig. 4-6.

1965 Lenticulina (Saracenaria) saratogana (HOWE & WALLACE); NEAGU, S. 16, Taf. 4, Fig. 16. 1968 Saracenaria saratogana HOWE & WALLACE; SLITER, S. 73, Taf. 9, Fig. 2.

Beschreibung: Großes, plumpes Gehäuse, Initialteil aufgerollt, Folgekammern uniserial gestreckt, Gehäusequerschnitt gleichschenkelig dreieckig mit gerundeten Kanten, rasche Größenzunahme der ventral herabgezogenen Kammern, Kammergrenzen deutlich, etwas eingesenkt, Mündung gestrahlt.

Länge: 0,82 mm. Breite: 0,42 mm

Verbreitung: Alb bis Campan, Maastricht, Eozän (?).

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Wirnzberg 1 bei 1190 m.

Bemerkungen: Saratenaria saratogana bei SLITER hat keine eingesenkten Suturen und der Rücken ist stärker gebogen. CUSHMAN zeigt diese Art viel typischer.

Saracenaria triangularis (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 9, Fig. 8)

1840 Cristellaria triangularis D'ORBIGNY, S. 27, Taf. 2, Fig. 21–22. 1845 Cristellaria triangularis D'ORBIGNY; REUSS, S. 34, Taf. 8, Fig. 48. 1960 Saracenaria triangularis (D'ORBIGNY); TOLLMANN, S. 171, Taf. 13, Fig. 16.

Beschreibung: Im Querschnitt gleichschenkelig dreieckiges Gehäuse, von der kleinen Spira setzen sich wenige, rasch an Größe gewinnende Kammern fort, Rücken gebogen und scharf gekielt, die zwei ventral gelegenen Kanten auch scharf zulaufend, Bauchfläche leicht konkav, letzte Kammer zieht nicht ganz bis zur Spira herab, Kammernähte nur im Durchlicht sichtbar, Mündung terminal, Oberfläche glatt.

Größe: 0,56-0,67 mm

Verbreitung: Gesamte Oberkreide.

Vorkommen: Selten im Bereich der Zwischenserie der Bohrungen Wirnzberg 3, Schiedlberg 1 und Piberbach Ost 1.

Bemerkungen: Saracenaria triangularis unterscheidet sich von Saracenaria navicula durch den geraden Rücken, den weniger gewölbten Bauch und die schärferen Ventralkanten.

Vaginulina trilobata (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 9, Fig. 9, 10)

1840 Marginulina trilobata D'ORBIGNY, S. 16, Taf. 1, Fig. 16, 17.

1936 Saracenaria trilobata (D'ORBIGNY); BROTZEN, S. 91, Taf. 6, Fig. 1.

1953 Vaginulinopsis trilobata (D'ORBIGNY); HAGN, S. 55, Taf. 6, Fig. 2.

1975 Vaginulina trilobata (D'ORBIGNY); NUGLISCH, S. 25, Taf. 7, Fig. 1; Taf. 8, Fig. 1.

Beschreibung: Abgeflachtes, langgestrecktes Gehäuse mit geradem Rücken, Initialteil schwach gekrümmt, Breitenzuwachs sehr langsam, Kammern wesentlich breiter als hoch, Kammergrenzen waagrecht mit deutlichen Wülsten, die ventral und dorsal abflachen, strahlige Mündung am dorsalen Gehäuserand.

Länge: 0,85-1,1 mm. Breite: 0,38-0,49 mm

Verbreitung: Coniac bis Maastricht.

Vorkommen: Eines der häufigsten Fossilien in allen marinen Bereichen der untersuchten Bohrungen.

Bemerkungen: HOFKER, 1957 beschreibt ausführlich die Variationsbreite der Gehäuseform. Die im vorliegenden Material gefundenen Schalen lassen sich alle zu der gleichen Art stellen. Eine typische *Vaginulina gosae*, wie sie z.B. TOLLMANN, 1960 darstellt, wurde nicht gefunden.

Vaginulinopsis sp.

(Taf. 10, Fig. 1)

Beschreibung: Spiraler Anfangsteil mit wenigen, schmalen Kammern, Folgekammern größer, breiter als hoch, gesamtes Gehäuse seitlich kompreß, Querschnitt spitzoval, Rücken stark gekrümmt mit rundem Kiel, ventral laufen die Kammern mit geringerer Höhe als dorsal zusammen, Kammergrenzen deutlich eingesenkt, Oberfläche nicht skulptiert, Endkammer etwas aufgebläht mit terminaler Mündung.

Länge: 0,57 mm. Breite: 0,29 mm

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Piberbach 4 bei 1110 m.

Bemerkungen: Die beschriebene Form unterscheidet sich von Saracenaria hamata (FRANKE) durch einen nicht so scharfen Dorsalkiel und das Fehlen von Begrenzungsleisten der Mündungsfläche. Vaginulinopsis bronni (ROEMER) hat keinen so stark gekrümmten Rücken und keinen scharfen Kiel im Initialteil.
Ramulina wrightii, 1972

(Taf. 10, Fig. 5)

1972 Ramulina wrightii BARNARD, S. 390, Taf. 1, Fig. 2, 3. 1980 Ramulina wrightii BARNARD; SCHREIBER, S. 169, Taf. 13, Fig. 16.

Beschreibung: Gehäuse lang, oval, im Querschnitt kreisförmig, oben und unten mit einer kurzen, abgebrochenen, röhrenförmigen Verlängerung, die Oberfläche ist mit kleinen Warzen und Stacheln bedeckt.

Länge: 0,5-0,7 mm. Breite: 0,20-0,30 mm

Verbreitung: Ungeklärt, vermutlich Unterkreide bis rezent.

Vorkommen: Diese Bruchstücke kommen in verschiedener Größe selten in den marinen Bereichen der untersuchten Bohrungen vor.

Bemerkungen: In der Literatur werden diese markanten Bruchstücke immer wieder beschrieben, ohne bis heute eine befriedigende Erklärung über die verwandtschaftlichen Beziehungen geben zu können. Eingehend hat sich BARNARD mit diesem Problem beschäftigt, der die Fülle der bestehenden Namen neu ordnete und zusammenfaßte.

Praebulimina pusilla (BROTZEN, 1936)

(Taf. 10, Fig. 2–4)

1936 Bulimina pusilla BROTZEN, S. 127, Taf. 8, Fig. 4, Textabb. 44. 1957 Praebulimina pusilla (BROTZEN); HOFKER, S. 187, Abb. 226.

1972 Praebulimina pusilla BROTZEN; HANZLIKOVA, S. 76, Taf. 18, Fig. 15.

Beschreibung: Kleines Gehäuse, spitzeiförmig, drehrund, letzter Umgang mit 3–4 Kammern, nimmt mehr als ^{2/3} der Schale ein, älterer zulaufender Gehäuseteil deutlich abgesetzt, Kammersuturen leicht eingesenkt, äußerlich auch sichtbar, Mündungsfläche gewölbt. Länge: 0,44–0,47 mm. Breite: 0,21–0,29 mm

Verbreitung: Coniac/Santon.

Vorkommen: Wirnzberg 3 bei 1070 m, nicht selten in der Bohrung Piberbach Ost 1 im Bereich 1290–1310 m.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von den anderen der Gattung deutlich durch die geringe Größe, durch das schmale, spitz zulaufende Gehäuse und den hohen letzten Umgang.

Valvulineria lenticula (REUSS, 1845)

(Taf. 10, Fig. 6, 7)

1845 Rotalia lenticula REUSS, S. 35, Taf. 12, Fig. 17. 1936 Valvulineria lenticula REUSS; BROTZEN, S. 151, Taf. 11, Fig. 5, Textabb. 54, 55.

Beschreibung: Kleines, rundes Gehäuse, Spiralseite wenig gewölbt, fast eben, Umbilikalseite stärker konvex, Peripherie gut gerundet, Kammern trochospiral aufgewunden, oben zweieinhalb Umgänge sichtbar, im letzten Umgang 6–7 Kammern ausgebildet, Kammergrenzen umbilikal deutlicher eingesenkt als dorsal, Nabel eng, von kleiner Lippe bedeckt.

Größe: 0,35–0,39 mm

Verbreitung: Turon bis Santon.

Vorkommen: Nur wenige Exemplare in der Bohrung Wirnzberg 3 bei 1060 m und Schiedlberg 1 bei 1270 m.

Bemerkungen: Diese Art kann in der Ausbildung etwas variabel sein. BROTZEN, 1936 berichtet ausführlich über die Variationsbreite.

Planulina spissocostata CUSHMAN, 1938

(Taf. 10, Fig. 12)

1938 Planulina spissocostata CUSHMAN, S. 69, Taf. 12, Fig. 4. 1946 Planulina spissocostata CUSHMAN; CUSHMAN, S. 157, Taf. 64, Fig. 13.

Beschreibung: Flaches, planspiral aufgerolltes Gehäuse, Kammern schmal mit zurückgebogenen Suturen, Kammergrenzen rippenförmig erhaben, Oberfläche mit großen Poren bedeckt, 17 Kammern im letzten Umgang, zweieinhalb Umgänge insgesamt, Gehäuse dorsal flach bis leicht konkav, Peripherie leicht gekielt, ventral konvex, Mündungsfläche dreieckig, gewölbt, Mündung elliptisch mit deutlicher Lippe.

Größe: 0,62 mm

Verbreitung: Santon bis Maastricht.

Vorkommen: Ein ausgezeichnet erhaltenes Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1585 m.

Bemerkungen: *Planulina taylorensis* (CARSEY) unterscheidet sich deutlich durch die fehlenden Rippen und die wesentlich kleineren Poren. *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) ist involut, bikonvex und hat breitere Kammern. *Gavelinella compressa* SLITER ist sehr ähnlich, hat aber weniger Kammern und hat einen kleinen Umbilikalknopf, außerdem ist das Gehäuse bikonvex mit einem scharfen Kiel.

Cibicides cf. thalmanni BROTZEN, 1936

(Taf. 10, Fig. 8)

1936 Cibicides thalmanni n. sp. BROTZEN, S. 190, Taf. 14, Fig. 7.

Beschreibung: Kleines, trochospirales Gehäuse, Dorsalseite flach bis leicht konkav mit undeutlichen, leicht gebogenen Suturen, 7–8 Kammern, Mündung hier in einem Spiralschlitz auf die älteren Kammern verfolgbar; Ventralseite schwach gewölbt mit erhabenen Suturleisten, die Felder dazwischen grob perforiert, letzte Kammer zieht etwas über die Zentralvertiefung, Peripherie gerundet, Mündungsfläche gewölbt.

Größe: 0,45–0,47 mm

Verbreitung: Unteres Senon.

Vorkommen: Sehr selten in der Bohrung Schiedlberg 1 von 1300 m bis 1340 m.

Bemerkungen: Die Originalbeschreibung bei BROTZEN zeigt eine etwas breitere Peripherie; das Gehäuse wird dadurch im Querschnitt rechteckig, das vorliegende Exemplar ist hingegen schmaloval. Quadrimorphina allomorphinoides (REUSS, 1860)

(Taf. 10, Fig. 9–11)

1860 Valvulina allomorphinoides REUSS, S. 223, Taf. 11, Fig. 6 a-c.

1936 Valvulineria allomorphinoides (REUSS); BROTZEN, S. 153, Taf. 11, Fig. 1a-c.

1951 Allomorphina allomorphinoides (REUSS); NOTH, S. 73, Taf. 9, Fig. 5, 6.

1957 Allomorphina allomorphinoides (REUSS); HOFKER, S. 198, Abb. 243, 244.

1960 Quadrimorphina allomorphinoides (REUSS); TOLLMANN, S. 190, Taf. 20, Fig. 1-3.

1968 Quadrimorphina allomorphinoides (REUSS); SLITER, S. 114, Taf. 20, Fig. 7.

Beschreibung: Eiförmiges Gehäuse, trochospiral aufgewunden, Initialspira ist auf der Dorsalseite nur undeutlich zu sehen, letzter Umgang mit 4 aufgeblähten Kammern, davon die Endkammer am stärksten gewölbt und sehr groß, Peripherie lobulat, Oberfläche glatt, umbilikal eine breite, ovale Mündung, die teils von einer breiten Zahnplatte verdeckt ist. Länge: 0,37–0,43 mm. Breite: 0,27–0,33 mm.

Verbreitung: Turon bis Untermaastricht.

Vorkommen: Nicht selten in der Zwischenserie, besonders stark vertreten in der Bohrung Wirnzberg 3.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von ähnlichen der Gattung durch die große Endkammer, die fast die Hälfte des gesamten Gehäuses einnimmt. *Quadrimorphina camerata* (BROTZEN) hat eine kleinere Endkammer und eine deutlich ausgeprägte Spira. Vom Umriß her wirkt *Quadrimorphina allomorphinoides* wie eine *Allomorphina*, doch sind im letzten Umgang 4 und nicht 3 Kammern sichtbar.

Globorotalites michelinianus (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 11, Fig. 6)

1840 Rotalia micheliniana D'ORBIGNY, S. 31, Taf. 3, Fig. 1-3.

1946 Globorotalia micheliniana (D'ORBIGNY); CUSHMAN, S. 152, Taf. 63, Fig. 2, 3.

1957 Globorotalites michelinianus (D'ORBIGNY); HOFKER, S. 405, Textabb. 460-466.

1968 Globorotalites michelinianus (D'ORBIGNY); SLITER, S. 119, Taf. 22, Fig. 1.

1972 Globorotalites michelinianus (D'ORBIGNY); HANZLIKOVA, S. 128, Taf. 37, Fig. 7, 8.

Beschreibung: Trochospirales Gehäuse, Spiralseite flach, 5–7 Kammern im letzten Umgang, Kammergrenzen fast gerade, tangential, Peripherie scharf gewinkelt, Umbilikalseite hoch konisch mit tiefem, engen Nabel, Suturen gerade, fast radiär, Oberfläche glatt. Größe: 0,32–0,37 mm

Verbreitung: Turon-Maastricht.

Vorkommen: Vereinzelt in der Bohrung Schiedlberg 1 im Bereich der marinen Sedimente.

Bemerkungen: Globorotalites multiseptus (BROTZEN) hat wesentlich mehr Kammern im letzten Umgang; Globorotalites subconicus (MORROW) läßt sich kaum unterscheiden, hat aber einen etwas engeren Nabel. Stratigraphisch wird Globorotalites michelinianus von HOFKER höher angesetzt, doch wird er von REUSS bereits aus dem Turon beschrieben.

Gyroidinoides girardanus (REUSS, 1851)

(Taf. 11, Fig. 2)

1851 Rotalina girardana REUSS, S. 73, Taf. 5, Fig. 34.

1956 Gyroidina girardana (REUSS); SAID & KENAWY, S. 148, Taf. 5, Fig. 7.

1972 Gyroidinoides girardanus (REUSS); HANZLIKOVA, S. 128, Taf. 37, Fig. 10.

Beschreibung: Trochospiral aufgewundenes Gehäuse, konisch, Spiralseite flach mit zweieinhalb Windungen, im letzten Umgang 7–9 Kammern mit fast geraden, nur im Durchlicht sichtbaren, Suturen, Umbilikalseite mit kleinem Nabel und geraden Kammergrenzen, Oberfläche glatt.

Größe: 0,47–0,5 mm

Verbreitung: Oberkreide bis Alttertiär.

Vorkommen: Nicht häufig in der marinen Zwischenserie.

Bemerkungen: Von Gyroidinoides nitidus unterscheidet sich Gyroidinoides girardanus durch die größere Kammerzahl und unterschiedliche Nahtform.

Gyroidinoides nitidus (REUSS, 1844)

(Taf. 11, Fig. 3)

1844 Rotalina nitida REUSS, S. 214.

1845 Rotalina nitida REUSS; REUSS, S. 35, Taf. 8, Fig. 32; Taf. 12, Fig. 8, 20.

1936 Gyroidina nitida REUSS; BROTZEN, S. 157, Taf. 11, Fig. 3; Textfig. 58.

1960 Gyroidinoides nitida (REUSS); TOLLMANN, S. 186, Taf. 19, Fig. 2.

1980 Gyroidinoides nitidus (REUSS); SCHREIBER, S. 189, Taf. 15, Fig. 3.

Beschreibung: Trochospirales Gehäuse, konisch, Seiten gewölbt mit runder Schulter zur etwas gewölbten bis flachen Spiralseite, drei Windungen erkennbar, 5–6 Kammern im letzten Umgang, Suturen leicht geschwungen, Umbilikus schmal und tief, letzte Kammer groß, nabelseitig etwas vorspringend, Mündung ein schmaler Schlitz, der in die Nabelvertiefung einzieht.

Größe: 0,55–0,6 mm

Verbreitung: Unter- und Oberkreide.

Vorkommen: Mäßig häufig in den Bereichen der marinen Zwischenserie.

Bemerkungen: Gyroidinoides nitidus ist ein häufiges Oberkreidefossil. Die Ausbildung der Spiralseite kann von konkav bis schwach gewölbt variieren. Bemerkenswert ist die nabelseitig hervortretende Endkammer.

Gyroidinoides praeglobosus (BROTZEN, 1936)

(Taf. 11, Fig. 1, 4)

1936 Gyroidina praeglobosa n. sp. BROTZEN, S. 159, Taf. 11, Fig. 4.

Beschreibung: Kleines halbkugelförmiges Gehäuse, Spiralseite eingesenkt, zweieinhalb Umgänge sichtbar, 5–6 Kammern im letzten Umgang mit fast geraden, schwach vertieften Suturen, Spiralfurche sichtbar, Peripherie mit gut gerundeter, breiter Schulter, Umbilikalfläche gewölbt, größte Breite des Gehäuses etwas unterhalb der Peripherie, Nabel sehr klein, letzte Kammer etwas hochgezogen und umbilikal die älteren Kammern schräg überdeckend, Oberfläche glatt, Mündung ein schmaler Schlitz, der tief auf die Nabelseite herabzieht.

Größe: 0,32--0,43 mm

Verbreitung: Unteres Senon.

Vorkommen: Mäßig häufig in den unteren und mittleren Bereichen der Zwischenserie. Bemerkungen: Diese Art ist vermutlich der Vorläufer des obersenonen *Gyroidinoides globosus* (HAGENOW), der sich durch die Größe und stärkere Wölbung der Einzelkammern unterscheidet. Die fortschreitende Entwicklung von *Gyroidinoides praeglobosus* zeigt eine Überdeckung des Nabels durch die letzte Kammer.

Anomalina lorneiana (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 11, Fig. 5, 6; Taf. 12, Fig. 5, 6)

1840 Rosalina lorneiana D'ORBIGNY, S. 36, Taf. 3, Fig. 20-22.

1899 Anomalina lorneiana D'ORBIGNY; EGGER, S. 152, Taf. 18, Fig. 7-9.

1936 Anomalina lorneiana D'ORBIGNY; BROTZEN, S. 178, Taf. 12, Fig. 1, 2; Textabb. 64.

1960 Gavelinella lorneiana (D'ORBIGNY); TOLLMANN, S. 184, Taf. 18, Fig. 10-11.

1972 Gavelinella lorneiana lorneiana (D'ORBIGNY); KUHN, Taf. 7, Fig. 18-19.

Beschreibung: Involutes Gehäuse, letzte Umgänge annähernd planspiral mit je 7–9 Kammern, tiefer Nabel, Suturen deutlich eingesenkt, spiralseitig geschwungen, umbilikalseitig fast gerade; Umriß des Gehäuses durch die etwas aufgeblähten Kammern lobulat, letzte Kammer stark vergrößert, Wand von großen Poren durchbrochen, Peripherie im älteren Teil der Schale gewinkelt, später gerundet, Mündung schmal, basal.

Größe: 0,5-0,65 mm

Verbreitung: Coniac bis Campan.

Vorkommen: Diese nicht seltene Art ist besonders in der Bohrung Schiedlberg 1 von 1270 m bis 1340 m stark vertreten.

Bemerkungen: Diese Art ist in der Ausbildung variabel. Die Kammergrenzen können gerade oder etwas gebogen sein, die Spiralseite etwas abgeflacht oder beiderseits gewölbt, die Peripherie gerundet oder gewinkelt, manchmal kann auch an den Suturen eine Rippenbildung beobachtet werden, die zum Rand hin verflacht, ebenso ziehen bei einigen Gehäusen die Kammern lappig über den Nabel.

Gavelinella pertusa (MARSSON, 1878)

(Taf. 12, Fig. 1)

1878 Discorbina pertusa MARSSON, S. 166, Taf. 4, Fig. 35.

1928 Anomalina pertusa (MARSSON); FRANKE, S. 182, Taf. 17, Fig. 4.

1942 Gavelinella pertusa (MARSSON); BROTZEN, S. 41, Taf. 1, Fig. 1, 2.

1953 Gavelinella pertusa (MARSSON); HAGN, S. 83, Taf. 7, Fig. 14.

1980 Gavelinella pertusa (MARSSON); SCHREIBER, S. 191, Taf. 16, Fig. 5, 6.

Beschreibung: Linsenförmiges Gehäuse, Spiralseite ewas vertieft, Umbilikalseite gewölbt, Nabel tief eingesenkt, Peripherie gerundet, trochospiral aufgewunden, letzter Umgang aus 9–10 Kammern bestehend, Suturen deutlich, schwach gebogen, Kammerflächen beiderseits von Poren durchbrochen, letzte Kammer stark aufgebläht in den Nabel hineinreichend.

Größe: 0,41--0,6 mm

Verbreitung: Santon-Untermaastricht.

Vorkommen: Ein seltenes Fossil aus den höheren Bereichen der Bohrungen Schiedlberg 1 und Wirnzberg 3.

Bemerkungen: BROTZEN (1942) gibt eine stratigraphische Reichweite vom höchsten Obercampan bis tiefstes Maastricht an. Die von uns gefundenen Exemplare stimmen aber mit der Originalbeschreibung sehr gut überein und sind aus einer Fauna des Santon.

Lingulogavinella sp.

(Taf. 12, Fig. 2)

Beschreibung: Trochospirales Gehäuse mit zweieinhalb Windungen, 8 Kammern im letzten Umgang, Spiralseite flach mit nur undeutlich erkennbaren, schwach gebogenen Suturen, Oberfläche nicht perforiert; Peripherie gerundet, Umbilikalseite auch nur wenig gewölbt, Suturen hier gut sichtbar, bei der jüngsten Kammer tief eingesenkt, Kammerwände von großen Poren durchbrochen, Nabel von zungenförmigen Kammerausläufern bedeckt, Mündungsfläche wenig gewölbt.

Größe: 0,53 mm

Vorkommen: Ein Exemplar aus der Bohrung Schiedlberg 1 bei 1330 m.

Bemerkungen: Eine ähnliche *Lingulogavelinella* beschreiben EICHER & WORSTELL, 1970. Nur hat diese *Lingulogavelinella modesta* eine breiter gerundete Peripherie; gleich ist die fehlende Perforierung der Spiralseite und die Kammerzahl.

Hoeglundina caracolla (ROEMER, 1841)

(Taf. 12, Fig. 3, 4)

1841 Gyroidina caracolla ROEMER, S. 97, Taf. 15, Fig. 22. 1973 Epistomina caracolla (ROEMER); DAILEY, S. 78, Taf. 14, Fig. 5.

Beschreibung: Trochospiral aufgerolltes Gehäuse, 7–9 Kammern im letzten Umgang Spiralseite wenig gewölbt, Peripherie scharf, Umbilikalseite sehr hoch, bis manchmal sogar kegelförmig, Kammergrenzen spiralseitig schwach gebogen, zum Zentrum ziehend, umbilikal gerade, Nabel mit einem dicken Knopf verschlossen, Mündung ein schmaler Schlitz auder Innenseite der letzten Kammer, zusätzlich langgezogene Mündungen nabelseitig am Perpherierand.

Größe: 0,78-0,85 mm

Verbreitung: Unterkreide bis (?) rezent.

Vorkommen: Häufig in der Bohrung Wirnzberg 3 von 1080-960 m.

Bemerkungen: Die Formen Hoeglundina elegans (D'ORBIGNY) und Hoeglundina infracretacea (TEN DAM) sind sehr ähnlich und unterscheiden sich nur durch die verschieden stark ge wölbte Umbilikalseite. In unserem Material fanden sich alle Übergänge von flach zu hoch.

Planktonische Foraminiferen

Die in den Bohrungen des untersuchten Gebietes vorkommenden planktonischen Foraminiferen erlauben mit Hilfe von Praeglobotruncanen, etc. eine stratigraphische Einstufung in Turon (kohlige Basalserie, glaukonitische Serie, Hauptsandstein), Coniac (kohlige Grobsandsteinserie, tw. mariner Mergelkomplex, tw. Zwischenserie) und Santon (hangender Bereich des marinen Mergelkomplexes, tw. Zwischenserie, obere Sandsteinserie).

Die Faunen sind in der Beckenfazies im W im Raume Wels, Grassing und Linz bzw. Piberbach, Schiedlberg, Neuhofen und Wirnzberg am besten entwickelt. In Ruprechtshofen und Niederneukirchen tritt sowohl beim Plankton als auch beim Benthos eine deutliche Verarmung ein. Entsprechend der Fazies findet man im E nur noch selten (umgelagerte?) planktonische Foraminiferen (Bohrungen Steyr 1, Teufelsgraben 1 und Thann 1).

In den Bohrungen von Piberbach, Wirnzberg und Wels treten in der glaukonitischen Serie gelegentlich Praeglobotruncanen auf, wobei *P. stephani* (GANDOLFI) am häufigsten ist. In den Piberbacher Bohrungen kommen noch *P. aumalensis* (SIGAL), *P. cf. gibba* KLAUS und selten *M. renzi* hinzu. Whiteinellen (*W. aprica, W. brittonensis, W. baltica*) sind nicht selten. Rotaliporen konnten nicht gefunden werden. Die vorliegende Fauna ist in das Turon einzustufen.

Ob in den Basisschichten noch ein cenomaner Anteil repräsentiert ist, kann faunistisch nicht festgestellt werden.

Eine Abgrenzung zum Coniac dürfte mit dem Hauptsandstein zu ziehen sein, welcher allerdings kein Plankton führt; doch wurden im Hangenden des Hauptsandsteins keine Praeglobotruncanen gefunden, diese setzen, – im Sinne des Bohrfortschritts –, erst an seiner Unterkante ein (siehe Abb. 4).

Im marinen Mergelkomplex wurden in den Bohrungen von Schiedlberg, Neuhofen und Wirnzberg Dicarinella concavata (BROTZEN) und im höheren Teil Globotruncana fornicata PLUMMER gefunden. Die Begleitfauna setzt sich aus Marginotruncana coronata, Marginotruncana marginata, Marginotruncana sinuosa, Globotruncana lapparenti, Globotruncana globigerinoides, Globotruncana tricarinata, Archaeoglobigerina cretacea, Hedbergellen und Whiteinellen zusammen. Heterobelix striata (EHRENBERG) ist selten. Obige Fauna entspricht dem Coniac.

Im hangenden Teil des marinen Mergelkomplexes wurde in den Bohrungen Schiedlberg 1 und Wirnzberg 1 *Dicarinella asymetrica* (SIGAL) beobachtet, eine Art, die ab dem Untersanton auftritt. Marginotruncanen, Globotruncanen, Hedbergellen und Whiteinellen ergänzen das Faunenbild. *G. arca* und *G. fornicata* sind selten. *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) wurde nur gelegentlich beobachtet. In Ruprechtshofen 1 sind kleine Hedbergellen relativ häufig. Diese Planktonfauna gehört in das Santon.

Die Planktonforaminiferen sind, ebenso wie das Benthos, häufig schlecht erhalten. Das Plankton ist teilweise stark umkristallisiert oder korrodiert. Erwartungsgemäß lieferten Mergelstrecken relativ reiche Faunen, während in den sandigen Sedimenten, – abgesehen vom fast immer vorhandenen Nachfall – , kein Plankton zu beobachten war.

Da es sich bei den untersuchten Proben fast durchwegs um Spülproben und nicht um Kernproben handelt, ist eine genaue Angabe der stratigraphischen Reichweite einzelner Arten wegen des in allen Bohrungen vorhandenen Nachfalls nicht möglich. Stellenweise wurden sogar noch im anstehenden Kristallin reiche Foraminiferenfaunen (z. B. in den Piberbacher Bohrungen) beobachtet. Systematik

Hedbergella delrioensis (CARSEY, 1926)

(Taf. 13, Fig. 1 a-c, 2 a-c)

1926 Globigerina cretacea D'ORBIGNY var. delrioensis CARSEY, S. 43. 1954 Globigerina delrioensis CARSEY; FRIZZELL, S. 127, Taf. 20, Fig. 1. 1961 Hedbergella delrioensis (CARSEY); LOEBLICH & TAPPAN, S. 275, Fig. 11–13.

Beschreibung: Meist kleines Gehäuse mit 5 bis 5½ globularen Kammern in der letzten Windung, Kammern nehmen rasch an Größe zu. Nodose Oberfläche, Endkammer oft glatt. Auf der Umbilikalseite radiale, stärker eingesenkte Suturen. Kleiner Nabel. Primärapertur extraumbilikal-umbilikal mit randlicher Lippe. Schwach asymmetrische Aufrollung. Größe: 0,25–0,45 mm

Verbreitung: ganze Kreide.

Vorkommen: In allen untersuchten Bohrungen in den Marinbereichen, im marinen Mergelkomplex am häufigsten.

Bemerkungen: H. portsdownensis (WILLIAMS & MITCHELL) wird als Synonym von H. delrioensis betrachtet (Groupe de Travail..., 1979). Dort weitere Bemerkungen.

Whiteinella aprica (LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

(Taf. 13, Fig. 5 a-c)

1961 Ticinella aprica LOEBLICH & TAPPAN, S. 292, Taf. 4, Fig. 14-16.

1966 Rugoglobigerina ? aprica (LOEBLICH & TAPPAN); EICHER, S. 29, Taf. 5, Fig. 14.

1970 Whiteinella aprica (LOEBLICH & TAPPAN); EICHER & WORSTELL, S. 314, Taf. 11, Fig. 7 a-c, Taf. 12, Fig. 1 a-c.

1977 Whiteinella aprica (LOEBLICH & TAPPAN); DE VRIES, Taf. 1, Fig. 6 a-b.

Beschreibung: Diese Art zeigt eine nur schwach gewölbte Spiralseite mit meist 6 globosen Kammern im letzten Umgang. Die Kammern nehmen nur langsam an Größe zu. Gelappter Umriß. Deutliche Radialsuturen auf der Umbilikalseite. Nabel ca. 1/4 des Durchmessers. Oberfläche nur schwach bepustelt, Endkammer oft glatt.

Größe: 0,45-0,5 mm

Verbreitung: oberstes Cenoman bis Oberturon.

Vorkommen: Selten in den Welser Bohrungen in der glaukonitischen Serie.

Bemerkungen: W. aprica unterscheidet sich von W. brittonensis durch die schwächere Aufrollung und den größeren Nabel.

Whiteinella baltica, 1969

(Taf. 13, Fig. 3 a-c, 4 a-c)

1969 Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN, S. 197, Fig. 9.

1972 Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN; HANZLIKOVA, S. 100, Taf. 25, Fig. 8-10.

222

Beschreibung: Schwach trochospiral aufgerolltes, kleines Gehäuse mit 4–5 Kammern im letzten Umgang. Kammern kugelig mit nodoser Oberfläche. Radiale, eingesenkte Suturen auf der Umbilikalseite. Kleiner Nabel mit klappenartiger Abdeckung.

Größe: 0,25-0,35 mm

Verbreitung: Obercenoman bis Santon.

Vorkommen: In den Welser Bohrungen vor allem in der glaukonitischen Serie, seltener auch im marinen Mergelkomplex in Schiedlberg 1.

Bemerkungen: In den Klementer Schichten von Mähren tritt diese Art von Coniac bis zum Santon auf.

Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

(Taf. 13, Fig. 6 a-c, 7 a-c)

1961 Hedbergella brittonensis LOEBLICH & TAPPAN, S. 274, Taf. 4, Fig. 1 a-c, 2 a-c.

1979 Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN); Groupe de Travail..., S. 176, Taf. 37, Fig. 1–2, Taf. 38, Fig. 1–2.

Beschreibung: Hoch aufgerolltes, asymmetrisches Gehäuse mit 5½ bis 6 Kammern im letzten Umgang. Spinose Oberfläche. Tiefer, enger Nabel. Radiale, eingesenkte Suturen auf der Umbilikalseite.

Größe: 0,4–0,45 mm

Verbreitung: Obercenoman bis Santon und höher.

Vorkommen: In der glaukonitischen Serie und im marinen Mergelkomplex in fast allen Bohrungen.

Bemerkungen: Unsere Formen stimmen gut mit dem Holotyp von LOEBLICH & TAP-PAN überein. Die Wölbung bei unserem Exemplar auf Taf. 13, Fig. 7 b ist jedoch schon stärker und erinnert an die Seitenansicht von *W. paradubia*.

Praeglobotruncana aumalensis (SIGAL, 1952)

(Taf. 14, Fig. 3 a-c)

1952 Globigerina aumalensis SIGAL, S. 28, Fig. 29.

1969 Praeglobotruncana aumalensis (SIGAL); PORTHAULT, S. 537, Taf. 2, Fig. 5 a-c.

1979 Praeglobotruncana aumalensis (SIGAL); Groupe de Travail ..., S. 25, Taf. 42, Fig. 1 a-e.

Beschreibung: Im wesentlichen ähnlicher Aufbau wie P. stephani, jedoch ohne deren erhöhte Suturen auf der Umbilikalseite. Die Seitenansicht zeigt eine mäßig hohe Aufwölbung und einen schwach angedeuteten Saum. Pusteln auf der Endkammer stark zurücktretend. Nabel ca. ¼ des Durchmessers. Primärapertur mit deutlicher Lippe. Größe: 0,4 mm

Verbreitung: Selten in den Piberbacher Bohrungen in der glaukonitischen Serie. Vorkommen: Mittelcenoman bis Mittelturon.

Praeglobotruncana cf. gibba KLAUS

(Taf. 14, Fig. 4 a-c)

1960 Praeglobotruncana stephani var. gibba nom. nov. KLAUS, S. 304, Fig. 1 f. 1979 Praeglobotruncana gibba KLAUS; Groupe de Travail..., S. 33, Taf. 45, 1 a-c.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit 6 bis 7 Kammern, die allmählich an Größe zunehmen. Runde Suturen mit deutlichem Kiel auf allen Kammern der Spiralseite. Relativ hoch trochospiral mit ca. 3 Windungen. Nabel 1/4 des Durchmessers.

Verbreitung: Mittelcenoman bis Mittelturon.

Größe: 0,55 mm

Vorkommen: Sehr selten in Piberbach 1 in der glaukonitischen Serie.

Bemerkungen: Das abgebildete Exemplar stimmt mit dem Hypotyp aus Tunesien überein (Groupe de Travail ..., 1979, Taf. 45, Fig. 1 a-c). Allerdings sind bei unserem Material die älteren Kammern auf der Spiralseite nur undeutlich zu sehen. Die Endkammer ist flach, was noch innerhalb der Variationsbreite von *P. gibba* liegt, die subglobulare bis leicht subangulare Endkammern aufweisen kann.

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI, 1942) (Taf. 14, Fig. 1 a-c, 2 a-b)

1942 Globotruncana stephani GANDOLFI, S. 130, Taf. 3, Fig. 4-5, Taf. 4, Fig. 36-37, 41-44, Taf. 6, Fig. 4, 6

1960 Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI); KLAUS, S. 302, Fig. 1 e.

1977 Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI); De VRIES, S. 33, Taf. 1, Fig. 4 a-b.

1977 Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI); FUCHS & WESSELY, Taf. 6, Fig. 10-12.

Beschreibung: Mittelgroßes Gehäuse mit 5 – 6 nur allmählich größer werdenden Kammern im letzten Umgang. Gelappter Umriß. Suturen auf der Spiralseite auf allen Kammergrenzen durch Pusteln deutlich hervortretend. Suturen auf der Umbilikalseite radial und eingesenkt. Nabel ca. ^{1/4} des Durchmessers. In der Seitenansicht täuschen die 2–3 Pustelreihen einen Kiel vor. Endkammer meist ohne Pusteln.

Größe: Meist 0,4 mm in vorliegendem Material.

Verbreitung: Oberalb bis Mittelturon.

Vorkommen: Selten in den Bohrungen von Piberbach, Wirnzberg und Wels (glaukonitische Serie).

Bemerkungen: P. stephani unterscheidet sich von P. aumalensis durch die deutlich erhöhten Suturen auf der Spiralseite.

Dicarinella asymetrica (SIGAL, 1952)

(Taf. 17, Fig. 5-6)

1952 Globotruncana asymetrica SIGAL, S. 35, Fig. 35.

1953 Globotruncana aff. concavata (BROTZEN); DE KLASZ, S. 236, Taf. 6, Fig. 2 a-c.

1963 Globotruncana concavata carinata DALBIEZ; KÜPPER, S. 618, Taf. 4, Fig. 4 a-c.

1971 Globotruncana carinata DALBIEZ; POSTUMA, S. 24, Abb. auf S. 25.

1979 Dicarinella asymetrica (SIGAL); Groupe de Travail ..., S. 61, Taf. 51, Fig. 1–2, Taf. 52, Fig. 1–2, Taf. 55, Fig. 2.

Beschreibung: Im wesentlichen gleicher Bau wie *D. concavata*, jedoch mit einem deutlichen Periumbilikalkiel. Dadurch erhalten die Kammern in der Seitenansicht einen spitzen Umriß.

Größe: 0,4-0,6 mm

Verbreitung: Ab Santon.

Vorkommen: In Schiedlberg 1 und in Wirnzberg 3 mäßig häufig im Hangenden des marinen Mergelkomplexes.

Bemerkungen: DE KLASZ (1953) bildet G. aff. concavata ab, sieht aber eine Übereinstimmung mit G. asymetrica, erklärt jedoch G. asymetrica zum Synonym von G. concavata. D. carinata (DALBIEZ, 1955) ist ein Synonym von D. asymetrica (SIGAL, 1952).

Dicarinella concavata (BROTZEN, 1934)

(Taf. 17, Fig. 1–4)

1934 Rotalia concavata BROTZEN, S. 66, Taf. 3, Fig. b.

1952 Globotruncana asymetrica SIGAL, S. 35, Fig. 35.

1957 Globotruncana concavata (BROTZEN); BOLLI, S. 57, Taf. 13, Fig. 3 a-c.

1962 Globotruncana concavata (BROTZEN); HERM, S. 70, Taf. 5, Fig. 4.

1971 Globotruncana concavata (BROTZEN); POSTUMA, S. 26, Abb. auf S. 27.

1979 Dicarinella concavata (BROTZEN); Groupe de Travail ..., S. 71, Taf. 54, Fig. 1-2, Taf. 55, Fig. 1.

Beschreibung: Mittelgroßes Gehäuse mit 5–6 Kammern im letzten Umgang, allmähliche Größenzunahme der Kammern. Umriß gelappt, Anfangskammern globular. Spiralseite flach, Umbilikalseite konvex. Zwei eng aneinanderliegende Kiele am Rand zur Spiralseite. Nabel ca. ¹/₃ des Durchmessers. Oberfläche glatt, Anfangskammern selten mit Pusteln besetzt.

Größe: 0,35-0,5 mm

Verbreitung: Ab dem unteren Coniac.

Vorkommen: Im unteren Teil des marinen Mergelkomplexes.

Bemerkungen: Die Spiralseite muß nicht immer ganz flach sein, sie kann auch etwas erhöht sein oder leicht wellig in der Seitenansicht. *D. concavata* unterscheidet sich von *D. asymetrica* durch das Fehlen eines ausgeprägten Wulstes auf den Umbilikalkammern.

Dicarinella imbricata (MORNOD, 1950)

(Taf. 18, Fig. 3 a-c)

1950 Globotruncana imbricata MORNOD, S. 589, Fig. 5.

1969 Globotruncana imbricata; DOUGLAS, S. 180, Taf. 2, Fig. 4-7.

1979 Dicarinella imbricata (MORNOD); Groupe de Travail ..., S. 87, Taf. 58, Fig. 1-2, Taf. 59, Fig. 1-2.

Beschreibung: Mittelgroßes Gehäuse mit meist 6 Kammern, die flach abgerundet bzw. petaloid sind. Die Kammern nehmen nur langsam an Größe zu. Zwei schwache Kiele, einer gegen den Nabel versetzt. Radialsuturen auf der Umbilikalseite. Nabel ca. ¹/₄ des Durchmessers.

Größe: 0,4-0,5 mm

Verbreitung: Oberstes Cenoman bis Unterconiac.

Vorkommen: Selten im Turon der glaukonitischen Serie der Piberbacher Bohrungen. Bemerkungen: Unsere Exemplare stimmen mit den Hypotypen von Tunesien gut überein. In der Seitenansicht allerdings erscheint die Spiralseite etwas höher und ähnelt den von DOUGLAS (1969) abgebildeten Formen (konvex – konkav).

D. imbricata unterscheidet sich von D. canaliculata durch die engeren Kiele und durch die stärkere Aufwölbung der Spiralseite.

Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)

(Taf. 16, Fig. 1 a-c)

1945 Globotruncana lapparenti coronata BOLLI, S. 233, Taf. 9, Fig. 14-15, Textfig. 1.

1962 Globotruncana coronata BOLLI; HERM, S. 76, Taf. 6, Fig. 5.

1966 Globotruncana lapparenti coronata (BOLLI; WILLE-JANOSCHEK, S. 106, Fig. 2-5.

1972 Globotruncana coronata BOLLI; BARR, S. 19, Taf. 10, Fig. 1 a-c.

1979 Marginotruncana coronata (BOLLI); Groupe de Travail ..., S. 103, Taf. 62, Fig. 1-2.

Beschreibung: Großes, leicht bikonvexes Gehäuse mit 6–8 langsam an Größe zunehmenden Kammern im letzten Umgang. Gelappter, leicht ovaler Umriß. Umbilikalseite mit U-förmigen, erhabenen Suturen. Großer Nabel, ca. ¹/₃ – ¹/₂ des Durchmessers. In der Seitenansicht verlaufen die beiden Kiele V-förmig von Kammer zu Kammer auseinander. Bei stratigraphisch höheren Formen rücken die Kiele nahe zusammen bzw. verschmelzen zu einem Kiel (vgl. HERM, 1962 und WILLE-JANOSCHEK, 1966). Größe: 0,6–0,8 mm

Verbreitung: Hauptsächlich im Turon bis Santon, seltener bis zum Obercampan. Vorkommen: In den Piberbacher Bohrungen und in Schiedlberg 1 im Turon und Coniac, selten.

Marginotruncana marginata (REUSS, 1845)

(Taf. 15, Fig. 2 a-c)

- 1845 Rosalina marginata REUSS, S. 36, Taf. 8, Fig. 54, 74, Taf. 13, Fig. 68.
- 1946 Globotruncana marginata (REUSS); CUSHMAN, S. 150, Taf. 62, Fig. 1-2.
- 1962 Globotruncana marginata (REUSS); HERM, S. 85, Taf. 5, Fig. 5.
- 1963 Globotruncana (Globotruncana) marginata (REUSS); VAN HINTE, S. 83, Taf. 7, Fig. 2 a-c, Taf. 8, Fig. 3 a-c.
- 1979 Marginotruncana marginata (REUSS); Groupe de Travail..., S. 107, Taf. 63, Fig. 1-2, Taf. 64, Fig. 1-2.

Beschreibung: Mittelgroßes bis großes, bikonvexes Gehäuse mit zwei relativ engen, parallelen Kielen. Die nur schwach globularen Kammern nehmen langsam an Größe zu. Meist 6 Kammern im letzten Umgang, lappiger Umriß. Auf der Umbilikalseite ungefähr radial verlaufende, eingesenkte Suturen, häufig ist ein periumbilikaler Rand zu sehen. Nabel ca 1/4 bis 1/3 des Durchmessers.

Größe: 0,5–0,8 mm

Verbreitung: Mittelturon bis Maastricht.

Vorkommen: In vielen Proben des marinen Bereichs, zum Hangenden seltener werdend. In den Welser Bohrungen in der glaukonitischen Serie und im marinen Mergelkomplex häufiger.

Bemerkungen: *M. marginata* unterscheidet sich von *Globotruncana globigerinoides* durch die weniger aufgeblähten Kammern und den eckigen Querschnitt.

Marginotruncana renzi (GANDOLFI, 1942)

(Taf. 15, Fig. 3 a-c)

1942 Globotruncana renzi GANDOLFI, S. 124, Textfig. 45, Taf. 3, Fig. 1 a-c.

1963 Globotruncana (Globotruncana) renzi renzi GANDOLFI; VAN HINTE, S. 66, Taf. 2, Fig. 1-2.

1971 Globotruncana renzi GANDOLFI; POSTUMA, S. 54, Fig. auf S. 55.

1979 Marginotruncana renzi (GANDOLFI); Groupe de Travail ..., S. 129, Taf. 69, Fig. 1-2.

Beschreibung: Bikonvexes Gehäuse mit 5–6 Kammern im letzten Umgang. Meist ziemlich gleichmäßig große Kammern, die in der Seitenansicht wellig angeordnet sind. Sehr eng aneinanderliegende Kiele, die auf der letzten Kammer zu einem Kiel verschmelzen. Uförmige, erhöhte Suturen auf der Umbilikalseite, Nabel ca. ^{1/3} des Durchmessers. Größe: 0,6–0,65 mm

Verbreitung: Unterturon bis Coniac.

Vorkommen: In den Piberbacher Bohrungen selten in der glaukonitischen Serie.

Bemerkungen: Die Hauptverbreitung dieser Art liegt im Turon. In den Westkarpaten wurde *M. renzi* sowohl im Turon als auch im Coniac der Klippenzone beobachtet (HANZLI-KOVA, 1972). VAN HINTE (1963) erwähnt die Art aus den tiefsten Teilen der Windischfolge der Krappfeldgruppe, die in das Oberconiac eingestuft wird.

Marginotruncana sinuosa PORTHAULT, 1970

(Taf. 15, Fig. 1 a-c)

1970 Marginotruncana sinuosa PORTHAULT, in: DONCE, P. et al., S. 81, Taf. 11, Fig. 11-13.

1971 Globotruncana angusticarinata GANDOLFI; POSTUMA, S. 16, Fig. auf S. 17.

1979 Marginotruncana sinuosa PORTHAULT; Groupe de Travail..., S. 147, Taf. 74, Fig. 1-2, Taf. 75, Fig. 1-2.

Beschreibung: Zweikieliges, meist bikonvexes Gehäuse mit 6–7 sichelförmigen Kammern im letzten Umgang. Glatte Oberfläche mit vielen kleinen Poren. Sigmoidale bis Vförmige erhabene Suturen auf der Umbilikalseite; Nabel weit, ca. 1/3 des Durchmessers. Die Kammern der letzten Windung nehmen kaum an Größe zu.

Größe: 0,45--0,5 mm

Verbreitung: Ab Basis Coniac bis? Untercampan.

Vorkommen: Selten im oberen Teil des marinen Mergelkomplexes in Schiedlberg 1.

Bemerkungen: Über die Beziehung zu *Globotruncana angusticarinata* GANDOLFI wird im Atlas de Foraminiferes... von der Arbeitsgruppe über planktonische Foraminiferen (1979, S. 153) ausführlich berichtet.

Globotruncana arca (CUSHMAN, 1926)

(Taf. 18, Fig. 2 a-c)

1926 Pulvinolina arca CUSHMAN, S. 23, Taf. 3, Fig. 1 a-c.

1931 Globotruncana arca (CUSHMAN); PLUMMER, S. 195, Taf. 13, Fig. 7-8.

1966 Globotruncana arca (CUSHMAN); WILLE-JANOSCHEK, S. 96, Taf. 5, Fig. 2 a-c.

Beschreibung: Bikonvexes Gehäuse mit gelapptem Umriß und 6 Kammern im letzten Umgang. Umbilikalseite mit schwach überlappenden Kammern, Nabel ca. ½ des Durchmessers. Die Seitenansicht zeigt ein breites Kielband, wobei der ventrale Kiel zum Nabel versetzt ist, sodaß das Kielband schräg erscheint.

Größe: 0,4 mm

Verbreitung: Santon bis Maastricht. G. arca wird meist vom Campan bis Maastricht verbreitet angegeben. Doch wird diese Art auch aus dem Santon beschrieben (CITA, 1948; BOLLI, 1951; WITWICKA, 1958).

Vorkommen: Sehr selten in Schiedlberg 1 bei 1250 m.

Bemerkungen: Unsere Art besitzt nur wenige Kammern, während in der höheren Oberkreide (Maastricht) eine starke Größenentwicklung mit vielen Kammern zu beobachten ist (vgl. WILLE-JANOSCHEK, 1966, S. 97).

Globotruncana fornicata PLUMMER, 1927

(Taf. 18, Fig. 1 a-d)

1927 Globotruncana fornicata PLUMMER, S. 198, Taf. 13, Fig. 4-6.

1962 Globotruncana fornicata PLUMMER; HERM, S. 78, Taf. 7, Fig. 2.

1970 Globotruncana fornicata PLUMMER; HANZLIKOVA, S. 106, Taf. 28, Fig. 6.

1974 Globotruncana fornicata PLUMMER; SAITO & VAN DONK, S. 166, Taf. 1, Fig. 6-7.

Beschreibung: Kleines, elliptisches bis rundes Gehäuse mit sichelförmigen Kammern, 5–6 im letzten Umgang, rasch an Größe zunehmend, zweikielig, gekörnelte Suturen auf der Umbilikalseite. Bikonvex in der Seitenansicht, glatte Oberfläche, Wand perforat. Nabel ca. ½ des Durchmessers.

Größe: 0,4–0,45 mm

Verbreitung: Mittelconiac bis Mittelmaastricht.

Vorkommen: Im höheren Teil des marinen Mergelkomplexes sehr selten. Bemerkungen: G. fornicata wurde im untersuchten Gebiet immer nur kleinwüchsig gefunden.

Globotruncana globigerinoides BROTZEN, 1936

(Taf. 18, Fig. 4 a-c)

1936 Globotruncana globigerinoides BROTZEN, S. 177, Taf. 12, Fig. 3 a-c, Taf. 13, Fig. 3. 1959 Globotruncana globigerinoides BROTZEN; OLVERA, S. 110, Taf. 5, Fig. 12, Taf. 6, Fig. 1–2. 1962 Globotruncana globigerinoides BROTZEN; HERM, S. 80, Taf. 5, Fig. 6.

Beschreibung: Mittelgroßes, schwach evolut aufgerolltes Gehäuse mit meist 6 Kammern in der letzten Windung. Die kugelig aufgeblähten Kammern geben dem Gehäuse einen gelappten Umriß. Zwei schwach angedeutete Kiele mit mäßig breitem Kielband. Die Umbilikalseite zeigt radial verlaufende Suturen. Nabel ca. 1/4 des Durchmessers.

Größe: 0,4–0,5 mm

Verbreitung: Ab Turon.

Vorkommen: Mäßig häufig in allen Bohrungen im marinen Mergelkomplex.

Bemerkungen: G. globigerinoides unterscheidet sich von D. canaliculata durch die schwächer ausgebildeten Kiele und die stärker aufgeblähten Kammern.

Globotruncana lapparenti BROTZEN, 1936

(Taf. 16, Fig. 3–6)

1918 Rosalina linnei D'ORBIGNY – Typ 1 –, DE LAPPARENT, S. 4, Fig. 1a-c.

1936 Globotruncana lapparenti n. sp. BROTZEN, S. 175.

- 1944 Globotruncana lapparenti lapparenti nom. nov. BOLLI, S. 230, Fig. 1, Abb. 15, 16, Taf. 9, Fig. 11.
- 1949 Globotruncana (Globotruncana) lapparenti BROTZEN; REICHEL, S. 613, Taf. 16, Fig. 9, Taf. 17, Fig. 9.
- 1966 Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN; WILLE-JANOSCHEK, S. 108, Taf. 1, Fig. 1–13.

Beschreibung: Mittelgroßes bis großes rundes Gehäuse mit 6-8 Kammern im letzten Umgang. Umriß gelappt. Umbilikalseite mit überlappenden Kammern und U-förmigen, kräftigen Suturen. Großer Nabel: ca. $\frac{1}{2}$ des Durchmessers. Die Seitenansicht wirkt durch das breite, glatte Kielband und die parallelen Kiele rechteckig bzw. schachtelförmig. Größe: stark variierend von 0,3–0,7 mm

Verbreitung: Turon bis Untermaastricht.

Vorkommen: In allen Bohrungen im Marinbereich vom Turon bis Santon. Im benachbarten Untersuchungsgebiet im W liegt die Hauptverbreitung dieser Art ebenso im Oberturon bis Santon (KUPPER, 1963).

Bemerkungen: Die Variationsbreite von G. lapparenti ist groß. Die Windungsebene kann sich verschieben, die Kammeranzahl wird größer und damit auch die Gesamtgröße. Ausführliche Diskussion darüber siehe HERM (1962), VAN HINTE (1963) und WILLE-JANOSCHEK (1966). Globotruncana tricarinata (QUEREAU, 1893)

(Taf. 16, Fig. 2a-c)

1893 Pulvinolina tricarinata QUEREAU, S. 89, Taf. 5, Fig. 3a.

- 1941 Globotruncana linnei tricarinata (QUEREAU); VOGLER, S. 287, Taf. 23, Fig. 22-31.
- 1944 Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU); BOLLI, S. 232, Fig. 1, Abb. 19, 20, Taf. 9, Fig. 13.
- 1946 Globotruncana canaliculata (REUSS); CUSHMAN, S. 149, Taf. 61, Fig. 18.

1962 Globotruncana tricarinata (QUEREAU); HERM, S. 93, Taf. 6, Fig. 4.

- 1964 Globotruncana tricarinata (QUEREAU); OLSSON, S. 171, Taf. 5, Fig. 2-5.
- 1966 Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU); WILLE-JANOSCHEK, S. 110, Taf. 2, Fig. 1–11.

Beschreibung: Mittelgroßes Gehäuse mit 6-7 Kammern, die langsam an Größe zunehmen. Spiralseite meist plan, Umbilikalseite mit U-förmigen, überlappenden Kammern. Der weite Nabel wird von einer kräftigen Sutur begrenzt, sodaß in der Seitenansicht ein dritter Kiel vorgetäuscht wird (vor allem im Dünnschliff). Ein breites Kielband trennt die beiden deutlichen Kiele.

Größe: 0,4-0,6 mm

Verbreitung: Turon bis Maastricht.

Vorkommen: Mäßig häufig im marinen Mergelkomplex in den meisten untersuchten Bohrungen.

Bemerkungen: Die von CUSHMAN (1946) als G. canaliculata abgebildete Form muß aufgrund der Umbilikalseite und der Seitenansicht zu G. tricarinata gestellt werden.

Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY, 1840)

(Taf. 14, Fig. 5 a–c, Taf. 15, Fig. 4 a–c)

1840 Globigerina cretacea D'ORBIGNY, S. 34, Taf. 3, Fig. 13-14.

1963 Globotruncana creatacea (D'ORBIGNY); VAN HINTE, S. 85, Taf. 6, Fig. 3.

1979 Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY); Groupe de Travail..., S. 173, Taf. 80, Fig. 1 a-e.

Beschreibung: Das im Umriß deutlich gelappte Gehäuse besteht aus 5–6 globularen Kammern in der letzten Windung. Während die Endkammer eine relativ glatte Oberfläche aufweist, sind die übrigen Kammern mit tw. kräftigen Pusteln besetzt. Zwei schwach angedeutete, vorwiegend durch Pusteln gebildete Kiele werden von einem peripheren, von weniger Pusteln besetzten Band getrennt. Nabel ca. ^{1/3} des Durchmessers. Radiale, stark eingesenkte Suturen auf der Umbilikalseite. In der Seitenansicht nur schwach gewölbt. Größe: 0,4–0,65 mm

Verbreitung: Ab Oberturon.

Vorkommen: In den Bohrungen von Wels und Piberbach vor allem im marinen Mergelkomplex.

230

Bemerkungen: Nach HAGN (1953) ist Globigerina cretacea D'ORBIGNY (= Archaeoglobigerina cratacea) die Stammform von Globotruncana marginata (= Marginotruncana marginata). M. marginata unterscheidet sich von A. cretacea durch die viel stärkeren Nahtleisten auf der Spiralseite, durch kräftigere Kiele, die weniger aufgeblähten Kammern und die glatte Oberfläche.

Pseudotextularia elegans (RZEHAK, 1891)

(Taf. 18, Fig. 5-7)

- 1891 Cuneolina elegans RZEHAK, S. 4.
- 1895 Pseudotextularia varians RZEHAK, S. 217, Taf. 7. Abb. 1 a, b.
- 1929 Gümbelina elegans (RZEHAK); WHITE, S. 34, Taf. 1, Fig. 8 a, b.
- 1957 Pseudotextularia elegans (RZEHAK); MONTANARO-GALLITELLI, S. 138, Taf. 33, Fig. 6 a-c.
- 1973 Pseudotextularia elegans (RZEHAK); PESSAGNO, S. 30, Taf. 9, Fig. 5–15, Taf. 10, Fig. 4–6.
- 1977 Pseudotextularia browni MASTERS; MASTERS, S. 380, Taf. 5, Fig. 3, 4.
- 1979 Pseudotextularia elegans (RZEHAK); SCHREIBER, S. 41, Taf. 1, Fig. 1–13, Taf. 2, Fig. 1–4, Taf. 3, Fig. 14–17.

Beschreibung: Biserial aufgerolltes Gehäuse, spitz oder stumpf beginnend gewinnen die Kammern rasch an Breite, sodaß die jüngsten wesentlich breiter als hoch sind. Durch die seitliche Kompression entsteht ein fächerförmiges Aussehen. Die Oberfläche ist mit kräftigen, längsgerichteten Rippen bedeckt, die teilweise aufgelöst sein können. Die Mündung ist ein langgezogener Schlitz an der inneren Basis der letzten Kammer.

Größe: 0,35–0,50 mm

c

Verbreitung: Santon bis Maastricht.

Vorkommen: Selten in den höheren Bereichen der untersuchten Oberkreide (Santon).

Bemerkungen: Über die Problematik der Gattungs- und Artdefinition geben MONTANARO-GALLITELLI (1957), PESSAGNO (1973), MASTERS (1977) und SCHREI-BER (1979) Auskunft. Aufgrund der Bohrungen wird die stratigraphische Reichweite vergrößert. Die Entwicklung von schmalen zu breiten Formen erfolgte also früher als bisher angenommen.

Heterobelix striata (EHRENBERG, 1840)

(Taf. 18, Fig. 8, 9)

1840 Textilaria striata EHRENBERG, S. 135, Taf. 4, Fig. 1-3.

1899 Gümbelina striata (EHRENBERG); EGGER, S. 33, Taf. 14, Fig. 5-7, 10-11, 37-39.

1962 Heterobelix striata (EHRENBERG); BERGGREN, S. 21, Taf. 6, Fig. 1-5.

1979 Heterobelix striata (EHRENBERG); SCHREIBER, S. 39, Taf. 3, Fig. 3, 4; Taf. 4, Fig. 3.

231

Beschreibung: Biseriales, langgestrecktes Gehäuse, von der Spitze werden die kugeligen Kammern langsam größer. Nähte deutlich, gerade. Die Oberfläche ist mit feinen Rippen skulptiert. Mündung an der Innenseite der letzten Kammer, halbkreisförmig.

Größe: 0,30–0,48 mm

Verbreitung: Unter- bis Oberkreide; Kosmopolit.

Vorkommen: Nicht häufig in fast allen marinen Bereichen der untersuchten Bohrungen. Bemerkungen: Die äußere Gestalt variiert etwas von gedrungen bis schlank, allen gemeinsam ist die Skulptierung.

Nannoflora

Die meist mäßig gut erhaltenen Nannofossilien zeigen eine sehr unterschiedliche Verbreitung. Während im marinen Mergelkomplex nur spärliche Floren beobachtet werden konnten (– im Gegensatz zum Foraminiferenplankton –), sind in der oberen Sandsteinserie die besten Nannofloren zu finden. Die glaukonitische Serie an der Basis enthält fast kein Nannoplankton.

Die von Dr. H. STRADNER (GBA – Wien) bearbeitete Nannoflora hat eine stratigraphische Reichweite von Oberturon bis Coniac. Als einzige Leitart konnte Marthasterites furcatus (DEFLANDRE) in den Bohrungen Harmannsdorf 1 (690– ca. 860 m; obere Sandsteinserie), Harmannsdorf 3 (Kern 718–726,5 m; obere Sandsteinserie), St. Marien 1 (Kern 944,8–947 m; entspricht der oberen Sandsteinserie; nicht im geologischen Profil eingezeichnet) und in Wels Ost 1 (Kern 906–915 m; hangendster Bereich des marinen Mergelkomplexes) gefunden werden. Diese Art hat ihr Erstauftreten im tieferen Coniac (CEPEK & HAY, 1969). Das Erstauftreten von Marthasterites furcatus stellt nach THIERSTEIN (1976) einen Biohorizont zwischen Turon und Coniac dar.

Die Begleitflora in den obigen Bohrungen setzt sich aus Lithastrinus floralis, Watznaueria barnesae, Micula staurophora, Gartnerago obliquum, Zygolithus diplogrammus, Eiffellithus eximius und Eiffellithus trabeculatus zusammen. Die Nannoflora des Coniac ist mit tw. reichem Foraminiferenplankton (Dicarinella concavata (BROTZEN)) vergesellschaftet.

Im marinen Mergelkomplex der Bohrung Grassing 1 führt der Kern 1021 – 1030 m eine relativ reiche Nannoflora mit *Watznaueria barnesae*, Lithastrinus floralis, Prediscosphaera cretacea, Zygolithus diplogrammus, Eiffellithus eximius und Gartnerago obliquum. Einstufung nach H. STRADNER: ab höherem Turon.

Stratigraphisch tiefere Bereiche als Turon konnten auch mit Nannofloren nicht festgestellt werden.

Pollenflora

Die Foraminiferenfauna wird in den Bohrungen von SW nach NO immer spärlicher. Besonders der marine Mergelkomplex der Zwischenserie wird in den Bohrungen Steyr 1, Teufelsgraben 1 und Thann 1 von kalkig zementiertem Feinsandstein, Grobsandstein und Konglomeraten abgelöst. Aus diesen deutlich terrestrisch beeinflußten Bereichen wurden versuchsweise zahlreiche Proben zur Pollenanalyse entnommen. Trotz sorgfältiger Aufbereitung konnten hier keine bestimmbaren Pollen gewonnen werden. Die Konservierung der Pflanzenreste war wahrscheinlich wegen des Fehlens geeigneter Einbettung nicht gegeben, vor allem sandige Sedimente bedingen eine starke Durchlüftung und somit eine Zerstörung des gegen Oxidation empfindlichen Sporopollenins. In der liegenden kohligen Grobsandsteinserie konnte allerdings aus der Bohrung Harmannsdorf 1 im Kernbereich 933–939 m und 1010–1015 m eine korrodierte, schwer bestimmbare Pollenflora herausgelöst werden. Die Bestimmungen wurden von Frau Dr. I. DRAXLER (Geologische Bundesanstalt, Wien) durchgeführt. Eine genauere stratigraphische Einstufung als Oberkreide war auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich.

Harmannsdorf 1 K 933-939 m (K 4)

Gleicheniidites sp. Cicatricosisporites sp. Cyathidites australis Deltoidospora sp. Mantonisporites sp. Abietineaepollenites sp. Extratriporopollenites sp. Taxodiaceaepollenites sp.

Harmannsdorf 1 K 933-939 m (K 2)

Appendicisporites sp. Gleicheniidites senonicus Costatoperforosporites sp. Trubasporites sp. Gleicheniidites sp. Abietineaepollenites sp. Extratripropollenites sp. Taxodiaceaepollenites sp.

Harmannsdorf 1 K 1010-1015 m

Gleicheniidites senonicus Gleicheniidites sp. (sehr häufig) Appendicisporites tricornitatus Stereisporites europeum Appendicisporites sp. Cicatricosisporites Extratriporatae Tricolpopollenites sp.

Aus dem Hauptsandstein der Bohrung Thann 1 konnten von zwei Kernbereichen schlecht erhaltene Pollenfloren der tieferen Oberkreide gewonnen werden.

Thann 1 K 1409-1413,3 m (K 5)

Costatoperforosporites sp. Polypodiaceoisporites sp. Cicatricosisporites sp. Gleicheniidites sp. Tricolpopollenites sp. Extratriporatae

Alter: Obercenoman – Santon

Thann 1 K 1436-1444,5 m

Gleicheniidites sp. Chomotriletes sp. Costatoperforosporites sp. Cicatricosisporites sp. Appendicisporites tricornitatus Oculopollis orbicularis Complexiopollis cf. turonis Extratriporatae (häufig) Sporopollis peneserta Hystrichosphaerideen

Alter: Turon – Santon

Auch Kernproben aus der Glaukonitischen Serie erbrachten Pollenfloren und zusätzlich Hystrichosphaerideen.

Teufelsgraben 1 K 1371-1376 m

Gleicheniidites sp. Appendicisporites sp. Microreticulatisporites sp. Leiotriletes maxoides Chomotriletes sp. Microreticulatus pseudofoveolatus Ephedripites sp. bisaccate Formen Extratriporatae

Alter: Obercenoman - Santon

Steyr 1 1745 m

Gleicheniidites sp. Leiotriletes sp. Microreticulatisporites urcuticus Camerozonosporites sp. Appendicisporites sp. Cingutriletes sp. Latipollis sp. bisaccate Formen Extratriporate (selten, aber häufiger und formenreicher als in Steyr 1 K 1841–1850 m)

Alter: Obercenoman – Santon

Steyr 1 K 1841-1850 m

Appendicisporites stylosus (typisch für Apt-Alb) Gleicheniidites sp. Cicatricosisporites sp. Costatoperforosporites sp. Welwitschiapites sp. Complexiopollis sp. Extratriporate (nur ganz vereinzelt) Alter: Obercenoman – Santon

Als tiefste Probe zeigt Piberbach Ost 1 aus der kohligen Basalserie eine äußerst spärliche, schlecht erhaltene Flora.

Piberbach Ost 1 K 1317-1326 m

Appendicisporites sp. Gleicheniidites sp. Cicatricosisporites sp. bisaccate Formen Hystrichosphaerideen

Alter: Kreide

Ein weiteres stratigraphisches Problem ist die höher gelegene terrestrisch-limnische Serie. Da keine Foraminiferen vorhanden sind, wurden auch hier palynologische Proben genommen. Bis auf eine Probe verblieben zahlreiche Untersuchungen ohne Ergebnis. Aus der Bohrung Thann 13, eine Nachbarbohrung von Thann 1, wurde eine stark korrodierte Flora extrahiert. Als Alter konnte U-Campan bis O-Santon bestimmt werden.

Thann 1 K 708-713 (K 3, Mitte 2/1)

Cicatricosisporites sp. Costatoperforosporites sp. Appendicisporites tricuspidatus Extratriporopollenites sp. Gleicheniidites sp.

Thann 1 K 708-713 (K3, Mitte 2/2)

Appendicisporites stylosus Leiotriletes sp. Gleichenia sp. Chomotriletes sp. Costatoperforosporites fistulosus Welwitschiapites striatus Microreticulatosporites sp. Euryzonotriletes sp. Oculopollis sp. Extratriporatae

Alter: Oberkreide mit? umgelagerter tieferen Kreide.

Diese Oberkreideeinstufung läßt vermuten, daß die terrestrisch-limnische Serie ohne größere Zeitlücke aus der oberen Sandsteinserie hervorgeht.

Vorkommen von fossilem Harz

Aus dem Bereich der Zwischenserie (Santon – Coniac) konnte in der Bohrung Harmannsdorf 1 fossiles Harz gefunden werden. Der Kern 933–939 m besteht aus mittelbraungrauem, grobkörnigem Quarzarenit mit vereinzelt Bivalvenabdrücken. In den kohligen Lagen findet man gelegentlich millimetergroße, gelb-gelbraune Einschlüsse fossilen Harzes. Aus mehreren Lagen des Bereichs wurden diese Stückchen zu einer Probe ausgesucht, die gerade noch für eine chemische Analyse ausreichte. Herr Dr. H. BUCHTA, Leiter des organisch-analytischen Labors des LAP der ÖMV-AG, fertigte freundlicherweise eine Infrarotspektralanalyse des fossilen Harzes an (Abb. 5). Das trotz der geringen Materialmenge gut ausgefallene Diagramm wurde Herrn Doz. Dr. N. VÁVRA vom Paläontologischen Institut der Universität Wien zur Begutachtung vorgelegt. Der Vergleich mit anderen fossilen Harzen (siehe N. VÁVRA & W. VYCUDILIC, 1976) erbrachte folgendes Ergebnis: Dieses nicht sehr detailreiche Spektrum zeigt keinerlei Absorptionen, die es rechtfertigen würden, eine andere Erzeugerpflanze als Coniferen für dieses fossile Harz anzunehmen. Ein Vergleich mit Spektren rezenter Harze (Fichte, Schwarzföhre, Lärche, Zirbe) läßt am ehesten eine Ähnlichkeit mit Fichtenharz vermuten, bestätigt jedenfalls dadurch auch



Abb. 5: IR-Spektrum von fossilem Harz aus der Bohrung Harmannsdorf 1 (K. 933-939 m).

die Herkunft von Coniferen. Durch das Fehlen der "baltischen Schulter" (etwa zwischen 8 und 9μ) ist diese Probe einwandfrei von baltischem Bernstein unterscheidbar.

Eine genauere Analyse wird erst dann möglich sein, wenn es gelingt größere Mengen dieses Harzes aus der Zwischenserie zu gewinnen.

Literaturverzeichnis

- BANNER, F. T. & BLOW, W. H.: Some primary types of species belonging to the superfamily *Globigerinacea*. A further taxonomic note. Contr. Cushm. Found. Foram. Res. 11/2: 1-41, Washington 1960.
- BARNARD, T.: Aberrant genera of foraminifera from the Mesozoic (Sub-family Ramulinae BRADY, 1884). Rev. Esp. Micropal. 4/3: 387–402, 2 Taf., Madrid 1972.
- BARR, F. T.: Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya Micropaleont. 18/1: 1–46, 10 Taf., New York, 1972.
- BATSCH, A. I. G. C.: Sechs Kupfertafeln mit Conchylien des Seesandes. In: Commission der akademischen Buchhandlung Jena, 4 S, 6 Taf., 1791.
- BERGGREN, W. A.: Some planctonic foraminfera from the Maestrichtian and type Danian stages of southern Scandinavia – Act. Univ. Stockholm Contr. Geol. 9/1: 1–106, 14 Taf., 14 Fig., Stockholm 1962.
- BOLLI, H. M.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclog, Geol. Helv. 37/2: 217–328, Taf. 9, 6 Textfig, Basel 1945.

BOLLI, H. M.: The genus *Globotruncana* in Trinidad, B. W. I. Notes and occurence, nomenclature and relationship between species. – Journ. Paleont. 25: 187–199, 2 Taf., Tulsa 1951.

- BOLLI, H. M.: The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I. In: Studies in foraminifera; Part I-Planktonic foraminifera. – US.Nat. Mus., Bull. 215: 51–60, 3 Taf., 1 Abb., Washington 1957.
- BROTZEN, F.: Foraminiferen aus dem Senon Palästinas. Zeitschr. Deutsch. Paläst. Ver.: 28–72, 4 Taf.; Leipzig 1934.
- BROTZEN, F.: Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Sver. Geol. Unders., Avh., Ser. C. no. 396, (Årsbok 30, no. 3): 1–206, 14 Taf., 69 Fig., Stockholm 1936.

- BROTZEN, F.: Die Foraminiferengattung Gavelinella nov. gen. und die Systematik der Rataliiformes. Sver. Geol. Unders. 36/8: 1 Taf., 18 Fig., Stockholm 1942.
- CARSEY, D. O.: Foraminifera of the Cretaceous of central Texas. Tex. Univ., Bull. 2612: 1-56, 8 Taf., Austin 1926.
- CEPEK, P. & HAY, W. H.: Calcareous Nannoplankton and Biostratigraphic Subdivision of the Upper Cretaceous. -Trans. Gulf Coast. Ass. Geol. Soc. 19: 323–336, 4 Abb., 1969
- CITA, M. B.: Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda). - Rev. Ital. Paleont. e. Strat. 54/2: 1-26, Milano 1948
- CUSHMAN, J. A.: The Foraminifera of the Velasco Shale of the Tampico embayment. Bull Amer. Ass. Petrol Geol. 10/6: 581–692, 6 Taf, Sharon 1926a
- CUSHMAN, J. A.: Some foraminifera from the Mendez shale of Mexico. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. 1: 18–23, Sharon 1926b
- CUSHMAN, J. A.: Some foraminifera from the Cretaceous of Canada. Trans. Roy. Soc. Can. 3d. ser. 21/4: 127–132, Ottawa 1927.
- CUSHMAN, J. A.: Notes on some American Cretaceous Flabellinas. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. 11/4: 83–89, 1 Taf., Sharon 1935.
- CUSHMAN, J. A.: Some new species of rotaliform foraminifera from American Cretaceous. Contr. Cushm. Foram. Res. 14/3: 66–71, Sharon 1938.
- CUSHMAN, J. A.: Upper Cretaceous Formaminifera of the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas. U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 206: 245 S, 66 Taf., Washington 1946.
- CUSHMAN, J. A. & WATERS, J. A.: Some arenaceous foraminifera from the Upper Cretaceous of Texas. Cushm. Lab. Foram. Res. Contr. 2/4: 81–85, 2 Taf., 1927.
- DAILEY, D. H.: Early Cretaceous foraminifera from the Budden Canyon formation, northwestern Sacramento Valley, California. – Univ. Calif. Pub. Geol. Scien. 106: 1–111, 19 Taf, San Francisco 1973.
- DALBIEZ, F.: The genus Globotruncana in Tunisia. Micropaleont. 1/2: 161-171, 10 Abb., New York 1955.
- DAM, A. TEN: Arenaceous Foraminifera and *Lagenidae* from the Neocomian (Lower Cretaceous) of the Netherlands. Journ. Paleont. 20/6: 570–577, 2 Taf, Menasha 1964.
- DONCE, P., PORTHAULT, B., THOMEL, G. & VILLOUTREYS, O.: Le Sénonien inférieur de Puget Théniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune. – Géobios, 3, 2; 41–106, 4 Fig., Taf. 8–13, Lyon 1970.
- DOUGLAS, R. G.: Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. Part 1-Systematics. Micropaleont. 15/2: 151–201, 11 Taf., New York 1969.
- DOUGLAS, R. G. & RANKIN, C.: Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance. – Lethaia 2/3: 185–217, Oslo 1969.
- EGGER, J. G.: Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der Oberbayrischen Alpen. Abh. k. bayer. Akad. Wiss. II. Cl. 21/I. Abt.: 230 S, 27 Taf., München 1899.
- EHRENBERG, C. G.: Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. -Abh. k. preuss. Akad. Wiss.: 59-147, 4 Taf., Berlin 1840.
- EICHER, D. L.: Foraminifera from the Cretaceous Carlile Shale of Colorado. Cushm. Found. Foram. Res. Contr. 17/1: 16–31, 3 Taf., 2 Textfig, Sharon 1966.
- EICHER, D. L. & WORSTELL, P.: Cenomanian und Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. Micropaleont. 16/3: 269-324, 13 Taf., New York 1970.
- FETZER, H.: Kleiner Führer zur Exkursion in die Regensburger Kreide. Unveröffentlichter Exkursionsführer, München 1980.
- FRANKE, A.: Die Foraminiferen und Ostracoden des Emscher, besonders von Oberving und Derne nördlich von Dortmund. Z. Dtsch. Geol. Ges. 66: 428–443, Berlin 1914.
- FRANKE, A.: Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord-und Mittel-Deutschlands. Preuss. Geol. Landesanst. Abh., n. ser., no. 111: 1–207, 1 Fig, 18 Taf., Berlin 1928.
- FRIZZEL, D. L.: Handbook of Cretaceous foraminifera of Texas. Texas Univ. Bull (Bur. Econ. Geol.), Rept. Invest. 22: 1–232, 21 Taf., 1954
- FUCHS, R. & WESSELY, G.: Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich. In: KOLL-MANN et al. Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich. – Jb. Geol. Bundesanst. 120/2: 426–435, 2 Taf., 1 Abb., Wien 1977.

- GANDOLFI, R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni de Balerna (Canton Ticino). Riv. Ital. Pal. Strat. 48/4: 1–160, 49 Fig., 14 Taf., Milano 1942.
- GEROCH, St.: Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian unit in the Beskid Slaski Mts. (Western Carpathians). – Biul Inst. Geol. 153: 1–138, 2 Fig., 4 Tab., 13 Taf., Warschau 1960.
- Groupe de travail Européen des Foraminiferes planctoniques. Atlas de Foraminiferes planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Tethys). – Cah de Micropal, **1, 2**, Paris 1979.
- GRZYBOWSKY, J.: Otwornice czerwonych ilow z Wadowic. Akad. Umieg. Krakowie, Wydz. Mat.-Przyr., ser. 2/10: 261–308, 4 Taf., Krakau 1896.
- HAGN, H.: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Helvetischen Oberkreide Südbayerns. – Palaeontographica 104, A.: 1–119, 8 Taf., 27 Abb., Stuttgart 1953.
- HANZLIKOVA, E.: Micropaleontological-Stratigraphical evaluation of the Bore Zukov NP 15. Sbor. ustr. ust. Geol. 20: 67–83, 11 Taf., Prag 1953.
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental Bayr. Akad. Wiss. math. Nat. Kl, Abh. **104**: 1–199, 9 Abb, 11 Taf., München 1962.
- HINTE, J. E. VAN: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jb. Geol. Bundesanst. Sndb. 8: 1–147, 15 Abb., 6 Taf., Wien 1963.
- HOFKER, J.: Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. Beih. Geol. Jb. 27: 464 S., 495 Abb., Hannover 1957.
- HOWE, H. V. & WALLACE, W. E.: Foraminifera of the Jackson Eocene at Danville Landing an the Ouachita, Catahoula Parish, Louisiana. – Louisiana Dept. Conserv. Geol, Bull. 2: 118 S, 15 Taf, 1932.
- ISRAELSKY, M. C.: Foraminifera of the Lodo Formation central California, 2, calcareous Foraminifera (Miliolidae, Lagenidae). – U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 240–B: 31–79, 3 Fig., 8 Taf., Washington 1955.
- KARRER, F.: Ueber ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferen-Fauna – K.K.Reichsanst. Jb. 20: 157–184, 2 Fig, 2 Taf, Wien 1870.
- KLASZ, I. DE: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). – Geol. Bavar. 17: 223–244, München 1953.
- KLAUS, J.: Les éspèces du genre Praeglobotruncana dans le Cénomanien de la Breggia: Etude biométriques et statistiques de quelques espèces de Globotruncanidés. – Ecl. Geol. Helv. 53: 285–308, Basel 1960.
- KNOBLOCH, E.: Gedanken zu einigen Entwicklungstendenzen der Kreide und des Tertiärs der Oberpfalz und in Südböhmen sowie der angrenzenden Gebiete. – Geol. Bl. NO-Bayern 23/4: 163–175, Erlangen 1973.
- KOLLMANN, K.: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regionalgeologischer Sicht. – Erdöl-Erdgas-Zeitschr. 93. Jg., Sndausg., 36–49, 19 Abb., Hamburg-Wien 1977.
- KOLLMANN, K. & MALZER, O.: Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. In: Erdöl und Erdgas in Österreich, Herausgeber: F. BACHMAYER. Verlag Naturhist. Museum Wien und F. BERGER, Horn; 179–201, 9 Abb., 1 Tab., Wien 1980.
- KRÖLL, A.: Die Molassezone Niederösterreichs. In: Erdöl und Erdgas in Österreich, Herausgeber: F. Bachmayer. Verlag Naturhist. Museum Wien und F. BERGER, Horn; 202–212, Wien 1980.
- KUHN, J. A.: Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der äußeren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W der Sihlsees (Kt. Schwyz). – Eclog. Geol. Helv. 65/3: 485–553, 18 Textfig, 8 Taf., Basel 1972.
- KÜPPER, I.: Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. – Mitt. Geol. Ges. Wien 56/2: 591–651, 3 Tab., 1 Karte, 4 Taf., Wien 1963.
- LANGE, H. & PAULUS, B.: Stratigraphie und Fazies des Gault und Cenomans der Wasserburger Senke im Bayerischen Molasse-Untergrund. – Erdöl-Erdgas-Zeitschr. 87. Jg., 150–163, 11 Abb., Hamburg-Wien 1971
- LAPPARENT, J. de: Etude lithologique des terrains crétacés de la region d'Hendaye. Mém. Carte Géol. France: 1-155, 10 Taf., Paris 1918.
- LEHMANN, R.: Etude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc Occidentale). Not. Mém. Ser. Géol. Maroc, 21/156: 133–181, 10 Taf. 1963.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Cretaceous planktonic foraminifera; Part I-Cenomanian. Microlaleont. 7/3: 257-304, 8 Taf., New York 1961.

- MALECHA, A.: The Basins of southern Bohemia. Regional Geology of Czechoslowakia, Part I, The Bohemian Massif, J. Svoboda et al., eds., 581-596, Prag 1966.
- MARCK, W. Von der: Die Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Innern des Kreidebeckens von Münster. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinlande Westphalens, 15: 76 S., 3 Taf., Bonn 1858.
- MARIE, P.: Les Foraminiferes de la craie a Belemnitella mucronata du bassin de Paris. Mém. Mus. Nat. d'Hist. 12/1: 296 S., 37 Taf., Paris 1941.
- MARSSON, Th.: Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. Mitt. nat. var. Neu-Vorpommern und Rügen, 10: 115–196, 5 Taf., 1978.
- MASTERS, B. A.: Mesozoic Planktonic Foraminifera. In: RAMSAY, A.T.S., edit. Oceanic Micropaleontology, Acad. Press, London, New York, San Francisco. Vol. 1: 301–731, 58 Taf., 148 Fig., 1977.
- MOILA, R. J.: Sandstone Seminar Wien 1976, unveröff. Skriptum, Wien 1976.
- MONTANARO-GALLITELLI, E.: A revision of the foraminiferal family Heterohelicidae. U.S. Nat. Mus., Bull. 215: 133-154, 4 Taf., Washington 1957.
- MORNOD, L.: Les Globotruncanidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgoises). Eclog. Geol. Helv. 42: 573–596, 13 Fig., 15 Taf., Basel 1950
- MORRIS, R. W.: Upper Cretaceous foraminifera from the basal Lewis formation, northwestern Colorado. Micropaleont. 17/3: 257-296, 7 Taf., New York 1971.
- MURRAY, J. W.: Distribution and Ecology of living benthic foraminiferids. HEINEMANN educational books, 274 S., 103 Fig, 25 Tab, 12 Taf, London 1973.
- NEAGU, Th.: Albian foraminifera of the Rumanian Plain. Micropaleont. 11/1: 1-38, 10 Taf., Tulsa 1965.
- NORTON, R. D.: Ecologic relations of some foraminifera. Scripps Inst. Oceanograph. Bulll, tech. ser. 2: 331-388, 6 Tab., Berkeley 1930.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. – Jb. Geol. Bundesanst, Sndb. 3: 91 S., 9 Taf., 2 Tab., Wien 1951.
- NUGLISCH, K.: Foraminiferen aus der subherzynen Oberkreide. Freiburger Forschungshefte C 309: 7–70, 11 Taf, Freiburg 1975.
- OHMERT, W.: Die Neoflabellinen (Foraminfera) des bayerischen Coniac-Santons. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9: 3–32, 118 Abb., München 1969.
- OLSSON, R. K.: Foraminifera of Latest Cretaceous and Earliest Tertiary age in the New Jersey Caostal Plain. Journ. Pal. 34/1: 1–58, 2 Fig, Menasha 1960.
- OLSSON, R. K.: Late Cretaceous planktonic foraminifera from New Jersey and Delaware. Micropaleont. 10/2: 157–188, 7 Taf., New York 1964.
- OLVERA, Y. E.: Foraminiferos del Cretaico superior de la Cuenca de Tampico-Tuxpan, Mexico. Asoc. Mex. Geol. Petr. 11/3-4, 1959.
- ORBIGNY, A. D. de: Memoire sur les Foraminiferes de las craie blanche du bassin de Paris. Soc. geol. France, Mém 4/1: 1–51, 4 Taf., Paris 1840.
- PACLTOWA, B.: Nektere rostlinné mikrofosilie ze. sladkovodnich ulozenin svrchni kridy (senon) v jihoceskych panvich. – Sbor. Ustr. geol. ust., 26, ser. paleont., Prag 1961.
- PESSAGNO, E. A. jr.: Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana formation (Maastrichtian) North-Central Texas. - Cushm. Found. Foram. Res. 12: 68 S, 27 Taf., 24 Fig, Sharon 1973.
- PLUMMER, J. H.: Foraminifera of the Midway formation in Texas. Bull. Univ. Tex. 2644: 1-206, Austin 1927.
- PLUMMER, J. H.: Some Cretaceous Foraminifera in Texas. Bull. Univ. Tex. 3101: 109-201, Taf. 8-15, Austin 1931.
- POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, 1. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. 582 S., 548 Abb, Berlin 1958.
- PORTHAULT, B.: Foraminiferes planctoniques et biostratigraphique du Cénomanien dans le sud-est de la France. In: Proceedings of the First International Conference an Planktonic Microfossils, Geneva 1967. Leiden: E. J. BRILL: 526-546, 2 Taf., 2 Textfig, 1969.

POSTUMA, J. A.: Manual of planktonic Foraminifera. – Elsevier Publ. 412 S., Amsterdam 1971. POZARYSKA, K.: Lagenidae du Cretace superieur de Pologne. – Pal. Pol. 8: 1–190, 27 Taf., Warschau 1957

- QUEREAU, E. C.: Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 33: 1-158, 13 Abb, 4 Taf., 1 Karte, Bern 1893.
- REICHEL, M.: Observations sur les *Globatruncana* du gisement de la Breggia (Tessin). Eclog. Geol. Helv. 42/2: 596-617, 7 Textfig, 2 Taf., Basel 1949.
- REUSS, A. E.: Geognostische Skizzen aus Boehmen. C. W. Medau, Prague 2: 304 S., 3 Taf., Praha 1844.
- REUSS, A. E.: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. E. Schweizerbart. Abt. 1, 58 S, 13 Taf, Stuttgart, 1845–1846.
- REUSS, A. E.: Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. Haidinger's Naturwiss. Abh. 4/1: 17–52, 5 Taf, Wien 1850.
- REUSS, A. E.: Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgebung von Berlin. -Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 3: 49–92, 5 Taf, Berlin 1851.
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. Denkschr. K. Akad. Wiss., math. naturw. Cl. 7, I. Abt.: 1–156, 31 Taf., Wien 1854.
- REUSS, A. E.: Die Foraminifera der westphälischen Kreideformation. Sitzber. k. Akad. Wiss., math-naturw. Cl., **40**: 147–238, 13 Taf., Wien 1860.
- REUSS, A. E.: Palaeontologische Beiträge, II. Die Foraminiferen des Kreidetuffes von Maastricht. Same, Sitzungsber. 44/1: 301–342, 8 Taf., Wien 1862.
- RZEHAK, A.: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich, mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens von Leitzersdorf. – Ann. Nath. Hofmus. 6: 12 S., Wien 1891.
- RZEHAK, A.: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. Ann. Nath. Hofmus. 10: 213–230, Wien 1895.
- ROEMER, F. A.: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover 1841.
- SAID, R. & KENAWY, A.: Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminifera from northern Sinai, Egypt. Micropaleont. 2/2: 105–174, 7 Taf., 6 Fig, New York 1956.
- SAITO, T. & VAN DONK, F.: Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifera – Micropaleont. 20/2: 152–177, 3 Taf., New York 1974.
- SALAJ, J. & SAMUEL, O.: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. Geol ust. Dion. stura. 291 S, 48 Taf., 18 Fig., 37 Tab., Preßburg 1966.
- SCHREIBER, O. S.: Heterohelicidae (Foraminifera) aus der Pemberger-Folge (Oberkreide) von Klein-Sankt Paul am Krappfeld (Kärnten). Beitr. Paläont. Österr. 6: 27–59, 2 Abb., 5 Taf., Wien 1979.
- SCHREIBER, O. S.: Benthonische Foraminiferen der Pemberger-Folge (Oberkreide) von Klein-Sankt Paul am Krappfeld (Kärnten). Beitr. Paläont. Österr. 7: 119–237, 2 Abb, 16 Taf, Wien 1980.
- SIGAL, J.: Apercu stratigraphique sur la Micropaleontologie du Crétacé. XIX. Congr. Geol. Inter. 1. sér Algerie 26: 3–47, 46 Abb., 1 Tab., Alger 1952.
- SLITER, W. V.: Upper Cretaceous foraminifera from southern California and northwestern Baja California, Mexico.
 The University of Kansas paleont. Contr. Der. Numb. 49/7: 1–141, 9 Fig., 24 Taf., 15 Tab., Kansas 1968.
- SOWERBY, J.: Mineral conchology of Great Britain. Bd. II, London 1818.
- SZTEJN, J.: Stratigrafia mikropaleontologicna dolnej kredy w Polce srodkowej. Inst. geol. 22: 5–263, 26 Fig., 16 Taf., Warschau 1957.
- TAPPAN, H.: New Cretaceous index Foraminifera from northern Alaska. U. S. Nat. Mus., Bull. 215: 201-222, 6 Taf., Washington 1957.
- TAPPAN, H.: Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska, Part 3. Cretaceous Foraminifera Geol. Sur. Prof. Pap. **236**–C: 91–209, 30 Taf, Washington 1962.
- THIERSTEIN, H.: Mesozoic Calcareous Nanoplankton Biostratigraphy of Marine Sediments. Marine Micropaleont. 1: 326–362, 8 Abb, 5 Taf, Amsterdam 1978.
- TILLMANN, H.: Kreide. In: Erläuterungen der geologischen Karte Bayern 1:500.000, S. 141-161, Bayer. Geol. Landesanst., München 1964.
- TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in der Steiermark. – Jb. Geol. Bundesanst. 103–203, 16 Taf., 2 Textabb., Wien 1960.
- TRUJILLO, E. P.: Upper Cretaceous foraminifera from near Redding, Shasta County, California. Journ. Pal. 34/2: 290-346, 7 Taf., Menasha 1960.

- VÁVRA, N. & VYCUDILIC, W.: Chemische Untersuchungen an fossilen und subfossilen Harzen. Beitr. Paläont. Österr. 1: 121–135, 5 Abb, Wien 1976.
- VOGLER, J.: Oberer Jura und Kreide von Misol (Niederländisch Ostindien). Paleontographica, Suppl. Bd. 4: 245–293, 13 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Stuttgart 1941.
- VRIES, H. E. de: Late Cenomanian to early Turonian Planktonic Foraminifera from a section SE of Javernant (Dept. Aúbe, France). Proc. Kon. Ned. Akad. Ser. B, 80: 23–38, 3 Fig, 2 Taf, 1977.
- WAGNER, L.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän. – Erdgas-Erdöl-Zeitschr. 96. Jg./9: 338–346, 13 Abb., Hamburg/Wien 1980.
- WEDEKIND, R. Die papillaten Flabellinen der Kreide und die Stufengliederung des Senons. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 84/3: 177–204, 22 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1940.
- WEIMER, R. J.: Deltaic and shellow marine sandstones: Sedimentation, tectonics and Petroleum occurrences. A.A.P.G. Continuing Education Courses Notes, Series 2, Toulsa 1977.
- WHITE, M. P.: Some index foraminifera of the Tampico embayment area of Mexico. Journ. Pal. 3: 30–57, 2 Taf., Menasha 1929.
- WITWICKA, E.: Stratigrafia mikropalaeontologiczna kredy gornej wiercenie w Chelmie. Inst. Geol. Biul. 121/3: 224–225, Warschau 1958.
- WILLE JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – Jb. Geol. Bundesanst. 109: 91–172, 11 Taf., 3 Abb., Wien 1966.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 24. 3. 1981.

Fig. 1 Glomospira gordialis (JONES & PARKER); Schiedlberg 1 1480 m

Fig. 2 Textularia subconica (FRANKE); Wirnzberg 3 1090 m

Fig. 3 Ammodiscus cretaceus (REUSS); Wirnzberg 3 1210 m

Fig. 4 Haplophragmoides excavatus (CUSHMAN & WATERS); Piberbach 2 1170 m

Fig. 5 Ammobaculites cf. fragmentarius (CUSHMAN); Grassing 1 K 1021-1030 m

Fig. 6 Gaudryina laevigata FRANKE; Wirnzberg 1 1050 m

Fig. 7 Gaudryina frankei BROTZEN; Piberbach 2 1170 m

Fig. 8 Gaudryina laevigata FRANKE, juveniles Exemplar; Wirnzberg 1 1060 m

Fig. 9 Gaudryina laevigata (FRANKE); Schiedlberg 1 1330 m

Fig. 10 Gaudryina helvetica (HAGN); Schiedlberg 1 1330 m

Fig. 11 Gaudryina cf. helvetica (HAGN); Schiedlberg 1 1330 m

Fig. 12 Textularia sp.; Piberbach 2 1170 m.



- Fig. 1 Gaudryina cf. tailleuri (TAPPAN); Piberbach 1 1210 m
- Fig. 2 Gaudryina cf. tailleuri (TAPPAN); Schiedlberg 1 1552 m
- Fig. 3 Gaudryina pyramidata (CUSHMAN); Wirnzberg 3 1090 m
- Fig. 4 Heterostomella foveolata (MARSSON); Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 5 Tritaxia tricarinata (REUSS); schmales Exemplar, a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht; Piberbach 8 K 1078-1083 m
- Fig. 6 Tritaxia tricarinata (REUSS); breites Exemplar, a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht; Piberbach 8 K 1078-1083 m
- Fig. 7 Arenobulimina cf. d'orbignyi (REUSS); Wirnzberg 3 1040 m
- Fig. 8 Arenobulimina cf. d'orbignyi (REUSS); Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 9 Arenobulimina cf. gutta (MARIE); Piberbach 1 K 1091-1095,5 m
- Fig. 10 Arenobulimina subsphaerica (REUSS); Piberbach 1 1210 m
- Fig. 11 Arenobulimina preslii (REUSS); Schiedlberg 1 1340 m
- Fig. 12 Arenobulimina preslii (REUSS); Piberbach 1 1190 m



245

Fig. 1 Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY); a = Seitenansicht, b = Mündungsansicht; Piberbach Ost 1 1220 m

Fig. 2 Karreriella sp., b = 90° zu a gedreht; Wirnzberg 3 1290 m

Fig. 3 Dorothia pupa (REUSS), b = 90° zu a gedreht; Wirnzberg 3 1060 m

Fig. 4 Marssonella trochus (D'ORBIGNY); Wirnzberg 3 1270 m

Fig. 5 Marssonella trochus (D'ORBIGNY); Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 6 Marssonella oxycona (REUSS); Wirnzberg 3 1080 m

Fig. 7 Marssonella oxycona (REUSS); Schiedlberg 1 1239 m

Fig. 8 Marssonella oxycona (REUSS); Wirnzberg 3 1080 m

Fig. 9 Dorothia pupa (REUSS); Wirnzberg 3 1030 m

Fig. 10 Spirophthalmidium cretaceum (REUSS); Piberbach 8 K 1078-1083 m



Fig. 1 Nodosaria raphanistrum (LINNÉ), Bruchstück, nur eine Kammer; Wirnzberg 1 1030 m

Fig. 2 Nodosaria raphanistrum (LINNÉ); Piberbach 2 1170 m

Fig. 3 Astacolus gratus (REUSS), a = Seitenansicht, b = Ventralansicht; Schiedlberg 1 1260 m

Fig. 4 Astacolus cf. incurvatura (REUSS); Piberbach 1 1215 m

Fig. 5 Astacolus pachynota (TEN DAM); Wirnzberg 3 1080 m

Fig. 6 Astacolus schlönbachi (REUSS); Schiedlberg 1 1370 m

Fig. 7 Frondicularia ungeri (REUSS); Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 8 Frondicularia archiarciana (D'ORBIGNY); Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 9 Frondicularia archiarciana (D'ORBIGNY); Schiedlberg 1 1220 m

Fig. 10 Frondicularia angustissima (REUSS); Wirnzberg 3 1210 m

Fig. 11 Frondicularia verneuilliana (D'ORBIGNY); Schiedlberg 1 1260 m

Fig. 12 Frondicularia marginata (REUSS); Wirnzberg 1 1050 m





a = Seitenansicht, b = Mündungsansicht

Fig. 1 Lenticulina comptoni (SOWERBY); Wirnzberg 3 1010 m

Fig. 2 Frondicularia filocincta (REUSS); Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 3 Lenticulina lepida (REUSS); Piberbach 1 1200 m

Fig. 4 Lenticulina macrodisca (REUSS); Wirnzberg 3 1080 m

Fig. 5 Lenticulina lobata (REUSS); Wirnzberg 3 1060 m




Fig. 1 Lenticulina nuda (REUSS), a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht; Wirnzberg 1 1080 m

Fig. 2 Lenticulina marcki (REUSS), a = Seitenansicht, b = Mündungsansicht; Wirnzberg 3 1070 m

Fig. 3 Lenticulina revoluta (ISRAELSKY), a = Seitenansicht, b = Mündungsansicht; Wirnzberg 3 1060 m

Fig. 4 Lenticulina secans (REUSS), Seitenansicht; Schiedlberg 1 1320 m

Fig. 5 Lenticulina secans (REUSS), Mündungsansicht; Schiedlberg 1 1320 m

Fig. 6 Lenticulina secans (REUSS), Seitenansicht; Wirnzberg 3 1210 m

Fig. 7 Lenticulina ovalis (REUSS), a = Seitenansicht, b = Mündungsansicht; Schiedlberg 1 1376 m





- Fig. 1 Lenticulina cf. trachyomphalus (REUSS), a = Seitenansicht, b = Mündungsansicht; Wirnzberg 1 1000 m
- Fig. 2 Marginulina cephalotes (REUSS), a = Mündungsansicht, b = Ventralansicht, c = Seitenansicht; Piberbach 8 K 1078-1083 m
- Fig. 3 Lenticulina subalata (REUSS), a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht; Piberbach 1 1315 m
- Fig. 4 Neoflabellina gibbera pilleifera OHMERT, b = 180° zu a gedreht; Schiedlberg 1 1280 m
- Fig. 5 Neoflabellina interpunctata (VON DER MARCK), a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht; Wirnzberg 3 1050 m
- Fig. 6 Neoflabellina gibbera gibbera (WEDEKIND); Wirnzberg 3 1190 m



Fig. 1 Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND), a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht, Schiedlberg 1 1290 m

Fig. 2 Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND), b = 180° zu a gedreht; Wirnzberg 1 1080 m

Fig. 3 Neoflabellina gibbera gibbera (WEDEKIND), juveniles Exemplar; Schiedlberg 1 1230 m

Fig. 4 Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN), juveniles Exemplar; Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 5 Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND); Schiedlberg 1 1250m

Fig. 6 Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND); juveniles Exemplar; Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 7 Neoflabellina cf. gibbera gibbera (WEDEKIND), juveniles Exemplar; Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 8 Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN); Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 9 Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN); Schiedlberg 1 1240 m

Fig. 10 Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN); Schiedlberg 1 1260 m

Fig. 11 Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN), breite Form, b = 180° zu a gedreht; Wirnzberg 3 1070 m



- Fig. 1 ?Neoflabellina baudouiniana (D'ORBIGNY), Bruchstück der mikrosphärischen Generation; Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 2 ?*Neoflabellina baudouiniana* (D'ORBIGNY), b = 180° zu a gedreht, makrosphärische Generation; Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 3 ?Neoflabellina baudouiniana (D'ORBIGNY), Dorsalansicht; Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 4 ?Neoflabellina baudouiniana (D'ORBIGNY), a = Mündungsansicht, b = Seitenansicht, makrosphärisches Exemplar; Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 5 Saracenaria saratogana (HOWE & WALLACE), a = Mündungsansicht, b = Ventralansicht, c = Seitenansicht; Wirnzberg 1 1190 m
- Fig. 6 Saracenaria navicula (D'ORBIGNY), a = Spiralansicht, b = Seitenansicht, c = Mündungsansicht; Wirnzberg 3 1210 m
- Fig. 7 Planularia liebusi BROTZEN, Seitenansicht; Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 8 Saracenaria triangularis (D'ORBIGNY), a = Mündungsansicht, b = etwas gedrehte Seitenansicht; Schiedlberg 1 1330 m
- Fig. 9 Vaginulina trilobata (D'ORBIGNY), Seitenansicht, Bruchstück; Schiedlberg 1 1330 m
- Fig. 10 Vaginulina trilobata (D'ORBIGNY), Seitenansicht, vollständiges Exemplar; Wirnzberg 3 1130 m



Fig. 1 Vaginulinopsis sp., a = Ventralansicht, b = Seitenansicht; Piberbach 4 1110 m

Fig. 2 Praebulimina pusilla (BROTZEN); Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 3 Praebulimina pusilla (BROTZEN); Piberbach 1 1230 m

Fig. 4 Praebulimina pusilla (BROTZEN); Wirnzberg 3 1070 m

Fig. 5 Ramulina wrightii BARNARD; Piberbach 8 K 1078–1083 m bei Fig. 6, 7, 8, 12: a = Spiralansicht, b = Mündungsansicht, c = Umbilikalansicht

Fig. 6 Valvulineria lenticula (REUSS); Schiedlberg 1 1270 m

Fig. 7 Valvulineria lenticula (REUSS); Wirnzberg 3 1060 m

Fig. 8 Cibicides cf. thalmanni BROTZEN; Schiedlberg 1 1300 m

Fig. 9 Quadrimorphina allomorphinoides (REUSS), Spiralansicht; Wirnzberg 3 1090 m

Fig. 10 Quadrimorphina allomorphinoides (REUSS), Spiralansicht; Wirnzberg 3 1080 m

Fig. 11 Quadrimorphina allomorphinoides (REUSS), Umbilikalansicht; Wirnzberg 3 1090 m

Fig. 12 Planulina spissocostata CUSHMAN; Schiedlberg 1 1585 m





- Fig. 1 Gyroidinoides praeglobosus (BROTZEN), a = Mündungsansicht, b = Spiralansicht; Wirnzberg 3 1070 m
- Fig. 2 Gyroidinoides girardanus (REUSS), a = Mündungsansicht, b = Spiralansicht, c = Umbilikalansicht; Schiedlberg 1 1270 m
- Fig. 3 Gyroidinoides nitidus (REUSS), a = Spiralansicht, b = Mündungsansicht, c = Umbilikalansicht; Schiedlberg 1 1270m
- Fig. 4 Gyroidinoides praeglobosus (BROTZEN), a = Spiralansicht, b = Mündungsansicht; Wirnzberg 3 1080 m
- Fig. 5 Anomalina lorneiana (D'ORBIGNY), a = Umbilikalansicht, b = Mündungsansicht, c = Spiralansicht; Schiedlberg 1 1270 m
- Fig. 6 Anomalina lorneiana (D'ORBIGNY), a = Umbilikalseite, b = Mündungsansicht, c = Spiralseite; Schiedlberg 1 1380 m
- Fig. 7 Globorotalites michelinianus (D'ORBIGNY), a = Spiralansicht, b = Umbilikalansicht; Schiedlberg 1 1250 m



- Fig. 1 Gavelinella pertusa (MARSSON), a = Umbilikalansicht, b = Spiralansicht; Schiedlberg 1 1270 m
- Fig. 2 Lingulogavelinella sp., a = Umbilikalansicht, b = Mündungsansicht, c = Spiralansicht; Schiedlberg 1 1330 m
- Fig. 3 Hoeglundina caracolla (ROEMER), a = Umbilikalansicht, b = Peripherieansicht; Wirnzberg 3 1010 m
- Fig. 4 Hoeglundina caracolla (ROEMER), Peripherieansicht; Wirnzberg 3 1010 m
- Fig. 5 Anomalina lorneiana (D'ORBIGNY), a = Spiralansicht, b = Mündungsansicht, c = Umbilikalansicht; Schiedlberg 1 1300 m
- Fig. 6 Anomalina lorneiana (D'ORBIGNY), a = Umbilikalansicht, b = Mündungsansicht, c = Spiralansicht; Schiedlberg 1 1300 m



Fig. 1-2 Hedbergella delrioensis (CARSEY); Bohrung Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 3-4 Whiteinella baltica (DOUGLAS & RANKIN); Bohrung Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 5 Whiteinella aprica (LOEBLICH & TAPPAN); Bohrung Wels Ost 1 1040 m

Fig. 6-7 Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN); Bohrung Wels Ost 1 1035 m



| Fig. 1–2 | Praeglobotruncana stephani | (GANDOLFI); Bohrung Piberbach 1 1215 m |
|----------|----------------------------|--|
|----------|----------------------------|--|

Fig. 3 Praeglobotruncana aumalensis (SIGAL); Bohrung Piberbach 1 1210 m

Fig. 4 Praeglobotruncana cf. gibba KLAUS; Bohrung Piberbach 1 1225 m

Fig. 5 Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY); Bohrung Wels Ost 1 1000 m



Fig. 1 Marginotruncana sinuosa PORTHAULT; Bohrung Schiedlberg 1 1250 m

Fig. 2 Marginotruncana marginata (REUSS); Bohrung Wels Ost 1 1055 m

Fig. 3 Marginotruncana renzi (GANDOLFI); Bohrung Piberbach 1 1210 m

Fig. 4 Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY); Bohrung Wels Ost 1 1030 m



- Fig. 1 Marginotruncana coronata (BOLLI); Bohrung Schiedlberg 1 1360 m
- Fig. 2 Globotruncana tricarinata (QUEREAU); Bohrung Schiedlberg 1 1250 m
- Fig. 3-6 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN; Fig. 3, 5, 6 aus der Bohrung Schiedlberg 1 1250 m, Fig. 4 von Schiedlberg 1 1380 m



Fig. 1-4 Dicarinella concavata (BROTZEN); Bohrung Schiedlberg 1 1260 m

Fig. 5-6 Dicarinella asymetrica (SIGAL); Bohrung Wirnzberg 3 990 m (Fig. 5), Bohrung Schiedlberg 1, 1245 m (Fig. 6)



Fig. 1Globotruncana fornicata PLUMMER; Bohrung Schiedlberg 1 1250 mFig. 2Globotruncana arca (CUSHMAN); Bohrung Schiedlberg 1 1240 mFig. 3Dicarinella imbricata (MORNOD); Bohrung Piberbach 1 1350 mFig. 4Globotruncana globigerinoides BROTZEN; Bohrung Schiedlberg 1 1340 mFig. 5-7Pseudotextularia elegans (RZEHAK); Bohrung Schiedlberg 1 1330 mFig. 8-9Heterobelix striata (EHRENBERG); Bohrung Schiedlberg 1 1260 m





- Fig. 1 Terrestrisch-limnische Serie; Wacke, Komponenten, eckiger Feldspat (teilweise noch Kristallformen erhalten), leicht gerundeter Quarz, Biotit. Matrix sandig-tonig, grau bis grünlich, kalkfrei. Bohrung Thann 1 710–719 m.
- Fig. 2 Mariner Mergelkomplex: grauer Tonmergelstein mit Bivalven (Cardium). Bohrung Piberbach Ost 1 1175–1184 m.
- Fig. 3 Obere Sandsteinserie: Quarzarenit, fein- bis mittelkörnig, lagenweise biotitreich, wenig Glaukonit, Bindemittel kalkarm, etwas Bioturbation. Bohrung Harmannsdorf 1 708–717 m.
- Fig. 4 Obere Sandsteinserie: Quarzarenit, wie Fig. 3. Bivalvenschalenreste (Cardium sp.).
- Fig. 5 Zwischenserie: Quarzarenit, feinkörnig, oben grobkörnige Einschaltungen, Bindemittel kalkarm, Bioturbation, Bohrung Harmannsdorf 1 855–860 m.
- Fig. 6 Zwischenserie: Quarzarenit, feinkörnig, stark tonig, starke Bioturbation. Bohrung Harmannsdorf 1 855–860 m.



- Fig. 1 Kohlige Grobsandsteinserie, Marschbereich: Quarzarenit, feinkörnig, tonig-kohlige Lagen, z. T. verwühlt, kohlige Wurzelstrukturen. Bohrung Niederneukirchen 1 745–750 m.
- Fig. 2 Kohlige Grobsandsteinserie, Gerinnefüllung: Quarzkonglomerat bis Wacke, unten mit groben Quarzgeröllen, darüber auch Feldspatkomponenten in schlecht sortierter, sandiger Matrix; (der Geröllhorizont schneidet in tonig-kohlig-feinsandige Unterlage ein, nach oben wird er feinkörnig und geht wieder in Feinsedimente mit Wurzelböden über). Bohrung Harmannsdorf 1 1010–1015 m.
- Fig. 3 Hauptsandstein: Quarzarenit, hellgrau, grobkörnig, nach oben zu konglomeratisch. Die Quarze sind häufig gelb, grünlich und rötlich gefärbt. Etwas Glaukonit. Bindemittel kalkfrei. Bohrung Thann 1 1400–1409 m.
- Fig. 4 Glaukonitische Serie: Quarzarenit, grünlichgrau, feinkörnig, glaukonitisch, kalkfreies Bindemittel. Lamination, oft jedoch durch Bioturbation gestört. Bohrung Steyr 1 1811–1850 m.
- Fig. 5 Kohlige Basalserie: Quarzarenit, feinkörnig, mit gröberen, schlecht sortierten Einstreuungen, starker Ton-Kohle-Gehalt, schlierig angereichert. Häufig kohlige Wurzelstrukturen. Bohrung Ruprechtshofen 1 883–892 m.
- Fig. 6 Kaolinische Basalserie: Quarzbrekzie, hell, weißes Bindemittel, Resedimente von Tonstein, hellbraungrau bis braunviolett. Bohrung Neuhofen 1 1222–1227 m.





STRATIGRAPHISCH-LITHOFAZIELLE GLIEDERUNG DER MITTEL-UND OBERKREIDE IM ÖSTLICHEN OBERÖSTERREICH







Jährbuch der Geologischen Bundesanstalt 124 Band, 1981 - Beilage 3 R. FUCHS & O.S. SCHREIBER, G. WESSELY Tafel 1

S. 283-323

Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich)

Von H. W. J. VAN AMEROM, H. ANGERER und H. MOSTLER *) Mit 13 Abbildungen, 4 Tabellen und 7 Fototafeln

> Ostalpen Montafon (Vorarlberg) Oberkarbon Kristbergschichten Flora

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 142

INHALT

| Zusammenfassung | 283 |
|---|-----|
| Summary | 284 |
| 1. Einleitung | 284 |
| 2. Kristbergschichten | 287 |
| 2.1 Basiskonglomerate | 288 |
| 2.2 Sandig-tonige Serie mit Einschaltung von Karbonatbänken | 290 |
| 2.3 Mittel-grobklastische Hangendserie | 293 |
| 2.4 Zeitliche Einstufung der Kristbergschichten | 294 |
| 2.5 Diskussion und Abgrenzung ähnlich entwickelter Schichtfolgen | 294 |
| 3. Flora | 295 |
| 3.1 Fundort und Zusammensetzung zur Flora | 295 |
| 3.2 Beschreibung der Flora | 295 |
| 3.3 Diskussion zur zeitlichen Einordnung der Flora aus den Kristbergschichten | 304 |
| Danksagung | 307 |
| Literatur | 307 |

Zusammenfassung

Im Zuge lithostratigraphischer Untersuchungen der spätvariskischen Schichtfolgen des Montafons (Vorarlberg) wurde erstmals eine Flora gefunden, die eine Einordnung in den Zeitraum zwischen hohem Stephan und basalem Autun ermöglichte. Die Flora stammt aus einer, das Altkristallin der Phyllitgneisdecke transgressiv überlagernden, sehr markanten, intern dreigliederbaren Gesteinsfolge, die im Montafon weit verbreitet ist. Die marin beeinflußten

^{*)} Adressen der Verfasser: Dr. H. W. J. VAN AMEROM, Rijks Geologische Dienst, Geologisch Bureau, Postbox 126, NL-6400 AC Heerlen; Dr. HANS ANGERER, Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung – Sektion Salzburg, Fach 106, Paracelsusstraße 4/1, A-5024 Salzburg; Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

fluviatilen Sedimente wurden infolge ihrer guten Abtrennbarkeit von den übrigen spätvariskischen Ablagerungen als Kristbergschichten nov. nom. ausgewiesen.

Diese in intermontanen Senken abgelagerten, den variskischen Innenmolassen zuzuordnenden Sedimente sind paläogeographisch insofern bemerkenswert, als es sich um erstmals nachgewiesene, marin beeinflußte Sedimente des höheren Stephans bzw. des tieferen Perms auf oberostalpinem Boden handelt.

Summary

During the last ten years the Late Variscic, mostly terrestric sequences with two thin intercalations of marine sediments from the Montafon area (Vorarlberg, Austria) had been studied.

The sequences consist of intermontane sediments, starting with black conglomerates and shales, overlayed by red beds with ignimbritic layers. In the dark basal sediments, named "Kristbergschichten", plant-assemblages were found and determined. They are of Upper Stephanian, possibly Lower Permian (Autunian) age. The Kristbergschichten belong to the Variscic inner part of the molasse-trough. So far this is remarkable, as till now sequences with marine influence in the Upper Stephanian of the Upper Austroalpine Unit were unknown.

1. Einleitung

Das Altkristallin der Phyllitgneisdecke wird im Montafon (Vorarlberg) von hochoberkarbonen bzw. permotriadischen Sedimenten überlagert.

In den letzten Jahren hat sich eine Arbeitsgruppe aus Innsbruck mit diesen bisher wenig beachteten Schichtfolgen auseinandergesetzt, mit dem Ziel, diese nicht nur lithostratigraphisch zu erfassen, sondern auch zeitlich einigermaßen in den Griff zu bekommen, um das spätvariskische bzw. frühalpidische Geschehen in diesem Gebirgsabschnitt besser durchleuchten zu können. Obwohl es im Zuge dieser Arbeiten gelang, eine Reihe von Fossilien sicherzustellen und einer Bearbeitung zuzuführen, war es mit deren Hilfe nicht möglich, zu einer einigermaßen gut abgesicherten biostratigraphischen Gliederung zu gelangen. Nur die im folgenden beschriebene Flora bietet einen ersten guten stratigraphischen Bezugspunkt. Die Florenfundstelle mit einem Teil des bearbeiteten Gebietes ist aus Abb. 1 zu entnehmen.

Im folgenden soll anhand von zwei etwas idealisierten Profilen (Abb. 2) die Position der pflanzenführenden Schichten erörtert bzw. die Einbindung dieser aufgezeigt werden. Die beiden Schichtsäulen vermitteln nicht nur einen Einblick in den lithologischen Aufbau, sondern sollen auch die Vorstellungen hinsichtlich der stratigraphischen Einstufung wiedergeben. Folgende Gesichtspunkte haben zu dem vorliegenden stratigraphischen Gliederungsversuch geführt.

- a) Fund einer gut datierbaren Flora in der tiefsten Einheit über dem Altkristallin.
- b) Der saure Vulkanismus als zeitlich gut faßbares Ereignis (nicht über das Unterrotliegend hinausgehend).
- c) Relativ gute Einstufung der "Topquarzite", die mit den Rauhwacken bzw. dem datierten Alpinen Muschelkalk in sedimentärem Konnex stehen.

Die Schichtfolge beginnt mit hochoberkarbonen "Schwarzsedimenten" (= Kristbergschichten), die transgressiv das Altkristallin auf einer lateralen Erstreckung von über 15 km übergreifen. Obwohl diese ortsweise geringmächtig entwickelt ist, stellt sie dennoch eine sehr gut faßbare Kartierungseinheit dar.

Über den Kristbergschichten folgt mit scharfer Grenze eine Serie aus mächtigen Rotsedimenten, in welcher konkordant saure Vulkanite eingeschaltet sind. Mit Hilfe dieser lassen sich die Rotsedimente, die sich lateral stark ändern, bestens gliedern. Die sauren Vulkanite, es handelt sich um Rhyolithe und Rhyodazite, z. T. ignimbritischer Entstehung, sind über das gesamte bearbeitete Gebiet als Leithorizonte auskartierbar. Eine weitere, dieser Serie angehörende, markante Schichtfolge wird von Sedimenten, die reich an Kalkkonkretionen sind, gestellt; ortsweise eingeschaltete dünne Kalkbänke stellen aufgrund der Foraminiferenführung Horizonte mariner Ingression dar. Die gesamte hier vorgestellte Serie wird vor allem wegen der Einschaltung der subsequenten Vulkanite dem Unterrotliegend zugeordnet.

Im Hangenden dieser folgt eine vorwiegend grobklastisch zusammengesetzte Sedimentationseinheit, die ebenso als eigenständiges kartierbares Element ausgehalten werden konnte. Ihre Einstufung in das Oberrotliegend ist recht gut abgesichert. Nimmt man jedoch eine kontinuierliche Sedimentation über das gesamte Perm hinweg an, dann müßte ein Teil dieser Grobklastika dem Oberperm (Zechstein) zugeordnet werden. Die Grobklastika wiederum werden von Quarziten (ein sehr markantes Schichtpaket, das als Leithorizont von Vorarlberg bis in die Umgebung von Innsbruck durchzieht) überlagert, die im wesentlichen dem Skyth zuzuordnen sind. Es wäre daher durchaus denkbar, daß zwischen den Konglomeraten und Quarziten eine Schichtlücke besteht, zumal weiter im Westen (LEICHTFRIED, 1978) zwischen den Konglomeraten und Quarziten sich eine bis 500 m mächtige Serie (Serie der "Mürben Sandsteine") einschaltet.



Abb. 1: Lage des Pflanzenfundpunktes; Graben zwischen Bartholomäberg im Westen und Kristberg im Osten (Montafon, Vorarlberg).

Die Quarzite werden daher, den Abschluß der klastischen Sedimentation bildend, von uns als Topquarzite bezeichnet; sie stellen im Gegensatz zu der zuvor genannten grobklastischen Serie aufgrund der hohen kompositionellen und texturellen Reife marine Küstensedimente skythischen Alters dar und beschließen das variskische Molassestadium. Es handelt sich entwicklungsgeschichtlich um Sedimente, wie sie nur aus völlig konsolidierten Krustenabschnitten bekannt wurden, d. h. mit einem Entwicklungstrend in Richtung Tafelstadium. Erst mit dem Auftreten des höheren Muschelkalks wird jenes Stadium eingeleitet, das wir im Westabschnitt der Ostalpen als frühalpidische Herausgestaltung der alpinen Geosynklinale (BECHSTÄDT et al., 1976) bezeichnen.



Abb. 2: Etwas idealisierte lithostratigraphische Abfolge, vom hohen Oberkarbon bis in die basale Mitteltrias reichend (ohne Maßstab).
2. Kristbergschichten

Begriffprägung: nov. nom.

Definition und Differentialdiagnose: Klastische marin-fluviatile, dunkelgraue bis schwarze Sedimente des hohen Oberkarbons (möglicherweise auch Anteile des basalen Unterperms enthaltend), die sich stets in drei markante Schichtfolgen aufgliedern lassen (siehe hiezu Abb. 3).



Abb. 3: Die dreigliederbare Sedimentabfolge der Kristbergschichten; das Profil Golmerbach ist nahe der Obergrenze tektonisch amputiert.

- 1. Basiskonglomerate (untergeordnet Basisbreccien)
- 2. Sandig-tonige Serie mit Einschaltung von Karbonatbänken
- 3. Mittel-grobklastische Hangendserie

Die Kristbergschichten überlagern das zuletzt variskisch gefaltete Altkristallin der Phyllitgneisdecke diskordant und werden von mächtigen Rotschichten des Perms mit scharfer Grenze konkordant überlagert. Sie unterscheiden sich von den etwa zeitgleichen postvariskischen Sedimenten des Gailtales, jüngst von NIEDERMAYR & SCHERIAU, 1980, als "Unterrotliegendserie von Kötschach" bezeichnet, sowie von jenen, die durch RIEHL-HERWIRSCH (1962) vom Christophberg bekanntgemacht wurden, vor allem durch das Auftreten von Karbonatgesteinen mariner Natur. Für die eben aufgezählten permokarbonen Ablagerungen Kärntens wurde leider bisher keine einheitliche Terminologie angewandt, so daß man einmal von postvariskischer Transgressionsserie, zum anderen Mal von Grödener Sandstein bzw. Unterrotliegendserie von Kötschach etc. spricht; es fehlt eine Aufgliederung nach stratigraphisch informellen Einheiten.

Verbreitung: Bisher auf Vorarlberger Raum beschränkt; vom Rellstal im Westen über das Illtal hinweg nach Bartholomäberg, von dort über den Kristberg bis in das Klostertal (östlich von Dalaas) reichend; insgesamt auf eine laterale Erstreckung von über 15 km nachgewiesen.

Lithologie: Die etwa 60 m mächtigen Kristbergschichten lassen sich, wie einleitend erwähnt, in drei markante Schichtfolgen aufgliedern, die im folgenden etwas detaillierter beschrieben werden sollen.

2.1. Basiskonglomerate

Die bis 15 m mächtigen Basiskonglomerate stellen eine das Altkristallin überlagernde Schichtfolge dar, die vom reinen Verwitterungsschutt (in situ-Bildung) bis zu Konglomeraten mit relativ gut gerundeten Komponenten vermitteln. Vorherrschend sind jedoch solche mit schlechter Rundung (ca. 80%).

Die prädepositionelle Verwitterung hat sich dementsprechend verschieden stark ausgewirkt.

Die durchgehend dunkelgrau gefärbten Basisbildungen sind ausnahmslos aus Komponenten des darunter liegenden Altkristallins zusammengesetzt, deren Korngrößen zwischen der Kiesfraktion und Blöcken bis zu 30 cm Durchmesser schwanken, wobei vom Liegenden zum Hangenden hin generell eine Korngrößenabnahme feststellbar ist. Der Hauptteil der Komponenten wird von Granitgneisen (vorwiegend Muskowitgranitgneise), Biotitplagioklasgneisen und Quarzgeröllen (aus Quarzlinsen desselben Altkristallins stammend) zusammengesetzt. Die Sortierung entspricht nach der FOLKschen Klassifikation dem Bereich der als "submature, very poorly sorted" bezeichnet wird. Das Bindemittel setzt sich ebenso wie das der Komponenten aus Aufarbeitungsprodukten des Altkristallins zusammen, weist jedoch häufig einen relativ hohen Anteil an Karbonat auf, was auf eine spätere Karbonatisierung zurückgeht, die partiell auch einzelne Kristallingerölle befallen hat.

Die Schwermineralführung entspricht auch völlig jener des Altkristallins, wodurch belegt werden kann, daß das unterlagernde Basement das einzige Einzugsgebiet der Basalbildungen darstellte; es handelt sich der Häufigkeit nach aufgeführt um Zirkon, Turmalin, Rutil (mit allen Übergängen zu Leukoxen) und Apatit.



Abb. 4: Sedimentsequenzen der mittleren Kristbergschichten.

289

Wie MOSTLER (1972) bereits nachgewiesen hat, ist ein relativ hoher Anteil der Kristallinkomponenten retrograd metamorph, womit belegt werden konnte, daß das Altkristallin bereits zu variskischer Zeit als ein diaphthoritisches vorlag, und daher die retrograde Metamorphose nicht auf ein alpidisches Ereignis zurückzuführen ist. Nachdem das Geröllspektrum der oberkarbonen Basalkonglomerate aber auch progressiv-metamorphe Komponenten aufweist, die einzelnen Gesteinen des Silvretta-Altkristallins entsprechen, wäre es trotz der sich daraus ergebenden Konsequenz für den alpidischen Deckenbau durchaus denkbar, daß das Altkristallin der Phyllitgneisdecke zur variskischen Zeit mit dem Silvretta-Kristallin eine Einheit darstellte.

Versucht man, die Ablagerungsbedingungen des basalen Abschnitts der Kristbergschichten zu rekonstruieren, so gelangt man etwa zu folgendem Bild: Ein präasturisch zum letzten Mal einer mittelgradigen Metamorphose unterworfener Krustenabschnitt hat durch Heraushebung noch vor Ablagerung der hochoberkarbonen Kristbergschichten eine retrograde Metamorphose erfahren. Die erste Anlage eines intermontanen Beckens hat das der Erosion zum Opfer gefallene Material zunächst in Form von Schuttströmen (Debris flows) aufgenommen, zu dem sich aber auch bereits Komponenten zu einem nur kurzen fluviatilen Transport ausgesetzt, hinzugesellten. Das stark grundgebirgsbezogene Material ist aufgrund einer länger währenden Verwitterungsperiode mehr oder minder stark zersetzt, was örtlich zu einem hohen Matrixanteil führt. Das oberkarbonisch angelegte intermontane Becken muß jedoch im Konnex zu einem marinen Ablagerungsraum gestanden haben, zumal schon in den Basalkonglomeraten neben den reichlich vorkommenden Baumstammfragmenten (Cordaiten), vor allem auch Braunalgen (Prototaxiten; Taf. 5, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 3) auftreten. Nach den bisherigen Untersuchungen treten diese nur im östlichen Abschnitt der Kristbergserie auf.

2.2. Sandig-tonige Serie mit Einschaltung von Karbonatbänken

Die fein- bis grobkörnigen dunkelgrauen Sandsteine stellen ohne Ausnahme lithische Arenite mit unterschiedlichen Schichtungsarten dar. Jene mit massigem Habitus lassen im mikroskopischen Bereich mehrere in der Korngröße variierende Schüttungen sowie eine ss-parallele Anlagerung der länglich entwickelten detritischen Körner erkennen. Schüttungen dieser Art variieren auch hinsichtlich der Packungsdichte, wodurch ein ausgeprägtes kleinrhythmisches Anlagerungsmuster abgebildet wird.

Megaskopisch läßt sich neben der vorherrschenden Flaserschichtung eine Horizontalschichtung, aus alternierenden grob- und feinsandigen Lagen bestehend, nachweisen.

Obwohl eine Bioturbation in diesen Sedimenten weit verbreitet ist, fehlt eine solche in den feinkörnigen (Silt) glimmerreichen Lagen. Die Verwühlung ist nur in den Sandlagen festzustellen, was auf eine fast ausschließliche Präsenz von Psammonten hinweist.

Die Rundung der detritischen Körper schwankt zwischen angular und subangular; seltene Ausnahmen stellen stark angulare und subrunde Körner dar. Die Sortierung liegt durchwegs im "submature"-Bereich. Unterschiede ergeben sich allerdings in der W-E-Erstreckung (im W bessere Sortierung, d. h. moderately sorted, im E poorly bis very poorly sorted).

Die Kornkontakte sind vorwiegend konkav-kovex bzw. als Längskontakte entwickelt. Nur selten konnten schwimmende Komponenten (Körner) im Bindemittel festgestellt werden. Die Sedimente setzen sich vorwiegend aus Quarz bzw. einem stark schwankenden Prozentsatz aus Feldspäten und Glimmern zusammen. In den grobkörnigen Sandsteinpartien gesellen sich als wichtige Komponenten noch Gesteinsfragmente hinzu (Taf. 5, Fig. 3), die im folgenden kurz charakterisiert werden sollen. Das Vorherrschen von monokristallinen und polykristallinen Quarzkörnern wird unmittelbar von den Korngrößen gesteuert. Erstere sind stark undulös, meist klar, nur untergeordnet durch Einschlüsse von Mikrolithen getrübt. Die polykristallinen Quarze dagegen treten als überwiegend rekristallisierte und gelängte metamorphe Quarze in Erscheinung. Letztere weisen glatte oder suturierte, selten granulierte Korngrenzen auf. Mobilisationsquarze (Gangquarze) spielen innerhalb der polykristallinen Quarzkörner eine eher untergeordnete Rolle.

Bei den Feldspäten herrschen Kalifeldspäte gegenüber den Plagioklasen vor. Mikrokline treten stark zurück. Die Kalifeldspäte sind häufig perthitisiert (Ader- und Flammenperthite). Die Glimmer werden vorwiegen, durch Biotite vertreten, die oft ausgebleicht vorliegen und bei oberflächlicher Betrachtung ein Vorherrschen von Muskowiten vortäuschen. Die Biotite sind aber auch häufig chloritisiert, ein Prozeß, der mit der bereits diskutierten Diaphthorese in Verbindung steht, sie sind aber auch mit detritär nicht chloritisierten Biotiten vergesellschaftet. Hornblenden wurden nur ausnahmsweise festgestellt. Sie sind von Amphiboliten ableitbar und verdanken ihre Enthaltung ganz besonderen Bedingungen, zumal diese bei länger währendem subaerischem Einfluß rasch zersetzt werden.

Die in den Grobsandfraktionen auftretenden Gesteinskomponenten lassen sich auf dasselbe Spektrum, wie es bereits bei den Basiskonglomeraten vorgestellt wurde, zurückführen. Daneben treten jedoch die ersten Resedimente auf (Tonschieferfetzen und Kalkkomponenten).

Die Schwermineralvergesellschaftung entspricht jener der Basiskonglomerate, womit ein weiterer Beleg dafür erbracht werden konnte, daß sich hinsichtlich des Liefergebietes im Hinterland keine Änderung vollzogen hat.

Das Bindemittel wird von stark aufbereiteten Hellglimmern in Verbindung mit Quarz in Siltfraktion sowie von Chlorit und Tonmineralen aufgebaut. Karbonatisierung ist im Vergleich zur Silifizierung relativ häufig. In einer Reihe von Fällen darf die Verkieselung als ein frühdiagenetischer Vorgang gesehen werden, speziell in solchen Sandsteinen, die durch einen geringen Kompaktionsgrad ausgezeichnet sind. Geringe Drucklösung zwischen den einzelnen detritären Körnern führt zu SiO₂-Anwachssäumen, die zur Schließung des Porenraumes beitrugen.

Den Sandsteinen zwischengeschaltet sind siltige Tonschiefer (bedded und laminated siltstone, untergeordnet mudstone bis mudshale), wobei die Gefüge zwischen vorwiegend paralleler Feinschichtung, welliger und lentikularer vermitteln. Nur örtlich ist die Schichtung durch Bioturbation zerstört oder überprägt. Die oben erwähnten feindetritischen Sandsteine (Taf. 5, Fig. 2) werden aus folgenden Mineralen zusammengesetzt: Quarz, Illit, Albit, Orthoklas, Muskowit, Chlorit, Biotit, Calcit und Dolomit.

Die siltigen Tonschiefer bilden entweder mit den feinkörnigen Sandsteinen (Taf. 5, Fig. 1) eine alternierende Wechselfolge (zyklischer Aufbau) oder sind ganz besonders mit den Karbonatgesteinen verbunden, wobei folgende Sequenz aufgebaut wurde (Tonschiefer-Karbonat-Tonschiefer; siehe Abb. 4). Hin und wieder treten in Verbindung damit auch "Kieselschiefer" auf, die sich jedoch als stark verquarzte Siltsteine entpuppten.

Die bereits angesprochenen Karbonatgesteine sind in Form dünnbankiger Abfolgen bis zu 2 m Mächtigkeit den Siltsteinen zwischengeschaltet. Nur untergeordnet wird eine bis 1 m mächtige Bankigkeit vorgetäuscht, speziell dort, wo ein flaseriges Gefüge entwickelt ist. Die Karbonatgesteine lassen sich nach dem Gefügeaufbau in vier Typen aufgliedern.

Am stärksten vertreten sind feingeschichtete bis laminierte schwarze Kalke (teilweise dolomitisiert). Sie sind stets etwas silt- und tonführend und meist sehr reich an feinst aufbereitetem Pflanzenhäcksel (Taf. 6, Fig. 1); sie führen lagenweise Ostracodenschälchen (Taf. 5, Fig. 4) und können örtlich schwach bioturbat verwühlt sein. Jene Bereiche, die eine gröbere Schichtung aufweisen, sind reich an Stylolithen (Taf. 6, Fig. 3). Slumpingstrukturen im Kleinbereich treten hin und wieder auf. Recht häufig sind gut aufbereitete Kalkresedimente, die infolge ihrer lagigen Anreicherung eine Feinschichtung abbilden (Taf. 7, Fig. 1). Die durch diagenetische Prozesse ausgelöste, z. T. sehr starke SiO₂-Mobilisation führte in jenen Sequenzen, die eine enge Wechsellagerung von Siltsteinen und dünnbankigen Kalken aufweisen, zur Bildung einer "Kieselschiefer-Dolomit-(örtlich auch Magnesit-)Schichtfolge", die früher (PELTZMANN, 1932) dazu Anlaß gab, in dieser ein Silur-Alter zu vermuten.

Weniger häufig sind detritäre Kalke, denen eine bankinterne Gliederung fehlt, bzw. nur eine schwache Gliederung infolge unterschiedlicher, aber nicht deutlich getrennter Korngrößen anfällt. Die Bankung selber entsteht durch den Wechsel von Grob- und Feinschuttlagen bzw. Pelletlagen. Die pelletführenden schwarzen Kalke enthalten außer den auch in den anderen Kalkgesteinen auftretenden Ostracoden vor allem:

Calcisphaeren

Girvanellen

Kalkalgen vom Typ Paradoxiella

Foraminiferen wie ? Trochammina; cf. Pseudoglomospira sp. und Glomospira sp. *)

Ostracodenführende, recht homogene, nicht weiter gegliederte Kalke sind als weiterer, häufig auftretender Typus zu nennen. Örtlich diesen zwischengeschaltet sind undeutlich geschichtete siliziklastikaführende, ebenso schwarze Karbonatgesteine, die durch einen hohen Anteil an Phosphatpellets auffallen (Taf. 5, Fig. 5) und lagenweise Knochenreste von Fischen aufweisen (siehe hiezu Taf. 7, Fig. 5, 6).

Stets getrennt von den hier kurz vorgestellten Karbonatgesteinen sind die geflaserten, manchmal sogar etwas knollig entwickelten Kalke (Taf. 6, Fig. 4), die oft einen völlig chaotischen Aufbau zeigen. Entweder sind sie stark polymikt entwickelt (Taf. 6, Fig. 4), d. h. sie setzen sich aus Sandpartikeln, Pflanzenresten, Glimmern (alle hier genannten Minerale treten in verschiedener Korngröße völlig unsortiert auf) zusammen, oder es handelt sich um mehr geordnete Sedimente, die jedoch durch deutliche pisoidartige Strukturen (Taf. 6, Fig. 2, 6), die an Ort und Stelle gebildet wurden, in Verbindung mit Pflanzenwurzelgeflechten (Taf. 6, Fig. 5) gekennzeichnet sind. Es kann kein Zweifel bestehen, daß es sich um Calichebildungen (Paläoböden) handelt (siehe hiezu Taf. 7, Fig. 4).

Die Karbonatkonkretionen liegen in zweierlei Ausbildung vor. Einmal handelt es sich um echte Konkretionen, die sich um Pflanzenreste bildeten, zum anderen sind es durch Am-Platz-Gefüge charakterisierte Kalkkrustenbildungen (Caliche).

Die Karbonatgesteine entsprechen von den Bildungsbedingungen her gesehen zwei extrem konträren Ablagerungsräumen; auf der einen Seite sind sie mariner Natur (Foramini-

^{*)} Die Bestimmung hat freundlicherweise Herr Doz. Dr. W. RESCH durchgeführt; eine ausführliche Beschreibung der oben angeführten Fossilien wird in einer eigenen Arbeit abgehandelt.

ferenführung), auf der anderen Seite handelt es sich Paläobodenbildungen. Fügt man noch die örtlich auftretende Anreicherung von Pflanzen hinzu, so gelangt man unwillkürlich zu einem Sedimentationsgeschehen, das man nur im paralischen Ablagerungsbereich vorfindet. Sucht man nach einem derartigen Sedimentationsraum zu hochoberkarboner Zeit, so bietet sich nur jener der Auerniggschichten in den Karnischen Alpen an, da paralische Ablagerungen im Norden zu dieser Zeit unbekannt sind. Eine Verbindung mit den südlichen Ablagerungsräumen ist jedoch durchaus möglich, selbst wenn man Silvrettakristallin und Phyllitgneiseinheit als ein zusammenhängendes Bauelement sieht, zumal dieses im Zuge des alpidischen Deckentransports in jedem Fall von Süden nach Norden verfrachtet wurde und somit die Beheimatung der Kristbergschichten im Süden zu suchen ist.

Die marinen Vorstöße sind über eine E-W-streichende Grabenstruktur, die sich zu einem intermontanen Becken ausweitete, und somit die Verbindung mit dem Ablagerungsgebiet der Auerniggschichten herstellte, durchaus denkbar.

2.3. Mittel-grobklastische Hangendserie

Ausgelöst durch neuerliche tektonische Äußerungen wird im Hinterland die Erosion wiederum stärker in Gang gesetzt, wodurch sehr plötzlich über den soeben besprochenen feinklastischen bis karbonatischen Sedimenten Konglomerate und kiesführende Sandsteine, z. T. sogar nur kurz transportierte Grundgebirgsschuttströme einsetzen. Die Sortierung der erstgenannten Sedimente schwankt zwischen poorly sorted und moderately sorted. Die Kornkontakte sind konkav-konvex, selten als Längskontakte entwickelt.

Der Geröllbestand entspricht völlig jenem der Basiskonglomerate mit Ausnahme der Quarzgerölle, deren Anteil in der Hangendserie doch weit höher ist (Restschotter!). Ebenso entsprechen Bindemittel und Schwermineralführung jenen der Basisserie (siehe dort).

Zusammenfassend ergibt sich für die Kristbergschichten ein gut faßbarer dreiteiliger Sedimentationsablauf. Nach längerem Freiliegen des Kristallinuntergrundes bzw. des völlig analog aufgebauten Hinterlandes entwickelt sich, ausgelöst durch die spätvariskische Tektonik, die stufenweise Herausgestaltung eines intermontanen Beckens, das zunächst nur den Verwitterungsschutt, z. T. aktiviert, durch "debris flow" aufnimmt. Das etwas besser gerundete Material wurde, wenn auch nur über kurze Distanz, fluviatil herangeführt; murenartige Schuttströme sind sehr wahrscheinlich die Transportmittel für die häufig auftretenden Coniferenstämme in den Basalkonglomeraten. Die mit ihnen vergesellschafteten Braunalgenfragmente (Prototaxites), die man nur aus randmarinen Ablagerungsgebieten kennt, deuten darauf hin, daß die Sedimentation im Bereich einer Meeresküste abgelaufen sein muß.

Ziemlich abrupt werden die vorwiegend fluviatil gesteuerten Sedimente von feinklastisch-karbonatischen Sedimenten übergriffen. Die Tonschiefer in Verbindung mit den foraminiferenführenden Kalken sind aus den randmarinen Bereichen vorgestoßen und haben die grobklastischen Sedimente zurückgedrängt. Danach hat sich allmählich über den Aufbau eines Brackwasserareals (massenhaftes Auftreten von glattschaligen Ostracoden) ein lakustriner Bereich mit reichen Fischfaunen entwickelt. Die Randgebiete hiezu sind im Lauf der Zeit verlandet, worauf die örtlich nachgewiesenen Paläoböden hinweisen.

Durch tektonische Aktivierung des Hinterlandes kommt es zu neuerlicher Produktion grobklastischer Sedimente, die mit scharfem Schnitt der feinklastisch-karbonatischen Sedimentation ein Ende setzen. Neben Schuttströmen, die sich aus eckigen Komponenten mit viel Matrix zusammensetzen, sind schlecht gerundete Konglomerate, die völlig analog entwickelt sind, wie sie aus den Basisbildungen bekannt wurden. Das Fehlen von Prototaxiten wird dahingehend gedeutet, daß der marine Ablagerungsraum weit zurückgedrängt wurde. Bedingt durch einen klimatischen Umschwung, der wahrscheinlich mit der Karbon/Perm-Grenze einhergeht, setzt eine andersgeartete, aber doch eindeutige fluviatile Sedimentation fort (Rotsedimente). Daß der marine Ablagerungsraum zur Zeit des Unterperms auch nicht allzuweit vom marinen Sedimentationsraum abseits lag, beweist eine neuerliche marine Ingression im mittleren Abschnitt des unteren Rotliegenden, nachgewiesen im Westabschnitt des Montafons.

2.4. Zeitliche Einstufung der Kristbergschichten

Aufgrund der Florenzusammensetzung kann man den Großteil der Kristbergschichten (Basiskonglomerate und die sandig-tonige Serie) mit hohem Wahrscheinlichkeitsgrad dem oberen Stephan zuordnen; eine ausführliche Diskussion darüber erfolgt im Anschluß an die Florenbeschreibung.

2.5. Diskussion und Abgrenzung ähnlich entwickelter Schichtfolgen

Es wurden, um die Kristbergschichten von ähnlichen gleich alten Schichten abzutrennen, bereits die "postvariskischen" Sedimente von Kärnten, speziell jene von Kötschach und Christophberg, angesprochen. Hiezu sind jedoch noch einige Erläuterungen notwendig. Die jüngst mit dem Terminus "Unterrotliegendserie von Kötschach" ausgewiesenen klastischen Gesteine sind natürlich nicht als Ganzes mit den Kristbergschichten vergleichbar, sondern nur die liegenden 20–30 m, auch dann, wenn dort eine Trennung von jenem Gesteinskomplex nicht möglich ist, der über dem Quarzporphyr liegt. Der zuletzt genannte entspricht der "Rotserie" im Montafon, die einleitend zu dieser Studie kurz besprochen wurde (siehe hiezu auch Abb. 2).

Hinsichtlich der Vorkommen von Christophberg sind nach Auffassung von RIEHL-HERWIRSCH, 1965, nur die geringmächtigen Tonschiefer in das Oberkarbon einzureihen, während die darüber auftretenden tiefroten Sedimente mit sauren Tuffen dem Unterrotliegenden angehören sollen, was ebenso für die in den St. Pauler Bergen durch THIEDIG & CHAIR, 1974, bekanntgemachten Schichtfolgen angenommen wird. Es scheint jedoch, daß diese Schichtfolgen mit den Tuffen auch noch in das Stephan einzustufen sind und erst mit den Breccien über eine Schichtlücke das Unterrotliegende einsetzt. Die hier genannten Schichtfolgen lassen sich nur altersmäßig, nicht aber lithologisch vergleichen, zumal in den Kristbergschichten nicht nur alle Anzeichen vulkanoklastischer Natur, sondern auch jede Spur von Rotsedimentation fehlen.

Wenn schon eine Verbindung zu den Auerniggschichten in Erwägung gezogen wurde, dann sollte ein Vergleich der Kristbergschichten mit ihnen, d. h. mit der "Oberen kalkarmen Schichtgruppe" versucht werden. Obwohl vom lithologischen Aufbau her sich ein Vergleich anbietet, scheitert ein solcher schon allein daran, wenn man die Karbonatgesteine mit ihrem Fossilreichtum innerhalb der Auerniggschichten herausgreift. Während die Auerniggschichten als Ablagerungen einer typischen variskischen Au-Benmolasse anzusprechen sind, entsprechen die Kristbergschichten einer Sedimentation, wie wir sie nur aus Innenmolassen (intermontanen Becken) kennen.

3. Flora

3.1. Fundort und Zusammensetzung zur Flora

Während geologischer Aufnahmearbeiten im Montafon wurden im Sommer 1976 im Grabeneinschnitt zwischen dem Bartholomäberg und Kristberg (siehe Abb. 1) hinter dem Bauernhof (Kuh-Hof) der Familie Engelbert Ganal (ein Landweg führt vom Kuh-Hof auf der orographisch rechten Seite zum Graben) von Herrn Dr. D. A. DONOFRIO in dunklen, feinschichtigen, siltigen Tonschiefern Pflanzenreste gefunden (Mittlese Serie).

In den Sommermonaten 1978 und 1979 wurde die Fundstelle nochmals aufgesucht. Die Ausbeute war sehr spärlich; neben einigen Blattresten von *Odontopteris* und *Callipteris* sp. wurde eine Schicht mit einer starken Anhäufung von Fischschuppen bloßgelegt und geborgen (siehe Taf. 4, Fig. 6).

Die gesamte, in dem Graben beim Kuh-Hof gefundene Flora setzt sich wie folgt zusammen:

Callipteris sp. Gruppe conferta (STERNBERG) BRONGNIART Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER Ernestiodendron filiciforme (SCHLOTHEIM pars) FLORIN Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN Lebachia parvifolia FLORIN Odontopteris sp. 1 (cf. brardii [BRONGNIART] STERNBERG) Odontopteris sp. 2 (cf. lingulata [GOEPPERT] SCHIMPER) Odontopteris sp. 3 (cf. osmundaeformis [SCHLOTHEIM] ZEILLER) Cordaicarpus papillosus nov. sp. Samaropsis parviurceolata nov. sp.

3.2. Beschreibung der Flora

Callipteris sp. Gruppe conferta (STERNBERG) BRONGNIART Taf. 2, Fig. 2; Abb. 5

1826 Neuropteris conferta Sternberg, Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt (1826, I, fasc. IV, p. XVII; 1833, II, fasc. V-VI, p. 75, Tafel XXII, Fig. 5).

1956 Callipteris conferta DOUBINGER, Contribution à l'étude des flores Autuno-Stéphaniennes, Mém. Soc. Géol. de France, N. S., XXXV, 1–2, Mém. no. 75, p. 101, Taf. III, Fig. 2, 3; Taf. IV, Fig. 1, 3; Taf. VII, Fig. 2; Textfig. 6.

Bemerkungen:

Das einzige Stück mit einem Abdruck einer Fieder letzter Ordnung ist, wie aus der Abbildung auf Taf. 5 schon hervorgeht, nicht gerade schön erhalten. Nur mit Sicherheit ist das Relief der Blättchen noch ersichtlich. Jedoch kann an der Bestimmung des Fossils als *Callipteris* sp. Gruppe *conferta* kaum gezweifelt werden. Die charakteristischen Umrisse und die zwar fragmentarisch erhaltene Nervatur der Blättchen genügen dazu. Dieses Stück wurde mit Prof. REMY (Münster) eingehend diskutiert, der die Bestimmung völlig unterstützte.

Nach REMY & REMY (1977) gehört Callipteris conferta zum hygrophilen bis mesophilen Biotop.



Abb. 5: Callipteris sp. Gruppe conferta (STERNBERG) BRONGNIART.

Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER Taf. 1, Fig. 2, 3; Taf. 2, Fig. 1; Abb. 6, 7

- 1879 Schizopteris flabellifera WEISS, Die Flora des Rotliegenden von Wünschendorf bei Lauben in Schlesien, p. 19, t. II, Fig. 1.
- 1898 *Callipteris hymenophylloides* ZEILLER, Contribution à l'étude de la flore ptéridologique des schistes permiens de Lodève, Bull. Mus. Hist. nat. Marseille, p. 50, Taf. IV, Fig. 6.
- 1907 Callipteris flabellifera WEISS, GOTHAN, in: POTONIÉ, Abb. und Beschreibungen foss. Pflanzenreste, Berlin, Lief. V, no. 94, Fig. 1, 2.
- 1956 Callipteris flabellifera WEISS, DOUBINGER, Contribution à l'étude des flores Autuno-Stéphaniennes, Mém. Soc. Géol. de France, N. S., XXXV, 1–2, Mém. no. 75, p. 108, Taf. X, Fig. 2, 2 a; Textfig. 11 B.
- 1977 Callipteris flabellifera WEISS, REMY & REMY, Die Floren des Erdaltertums, Essen, p. 286-288, Bild 162.
- 1979 *Callipteris flabellifera* WEISS, DOUBINGER, Présence de *Callipteris flabellifera* WEISS dans le Stéphanien de Blanzy-Montceau (Massif Central, France), Rév. per. "La Phisiophile", Soc. ét des Sc. Nat. et Hist., Montceau-les-Mines, 91, p. 72, Taf. 1, Fig. 4, 4 a.

Beschreibung:

Fragment eines Wedels. Einmal gegabelt. Achsen verhältnismäßig breit, längsgestreift. Unterhalb der Gabelung ansetzende Fieder. Gabelungsöffnung 35°. Fiederchen schief angeheftet und in längere bandförmige und vorn abgerundete Loben zerschlitzt. Loben längsgestreift, Aderung nicht sichtbar. Bemerkungen:

Es liegen das oben beschriebene Wedelfragment und ein isoliertes Fiederchen vor. Das Stück läßt sich einwandfrei als *Callipteris flabellifera* identifizieren, wie auch aus einer Diskussion mit Prof. DOUBINGER und Prof. REMY, die das Stück gesehen haben, hervorging.

Die ziemlich weit aufgeteilten Fiederchen, welche in lockerer Stellung an den breiten Achsen des größeren Fragments angeheftet sind, und das mehr geschlossene isolierte Fiederchen sind gut vergleichbar mit den in der Synonymliste erwähnten Abbildungen. Besonders stimmt die Abb. 162 a in REMY & REMY (1977), die eine *Callipteris flabellifera* von Elgersburg zeigt, mit unserem Fragment überein. Auch die Gabelöffnung von 35° und die Größenordnung ist die gleiche.

Callipteris flabellifera gehört zu einer Gruppe von Callipteriden mit mehr oder weniger in parallelrandige Loben aufgeteilten Blättchen. DOUBINGER (1956) stellte sie





1cm

Abb. 6: Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER.

deshalb mit C. polymorpha und C. nicklesii zusammen in eine Gruppe um Callipteris lyratifolia. Tatsächlich ist Callipteris flabellifera der C. nicklesii ähnlich. Callipteris nicklesii hat aber weniger tief eingeschlitzte Loben, während diese auch nicht so weit auseinander stehen.

Nach GOTHAN (1907) sollte C. flabellifera aus der Form Callipteris nicklesii hervorgegangen sein. Diese Auffassung ist aber von DOUBINGER (1979) anläßlich der neuen Fundergebnisse in der Loirer Gegend, wo die Art schon im Stephan vorkommt, in Frage gestellt.

Verbreitung:

Callipteris flabellifera ist bekannt aus Schlesien, Thüringen, Harz, Tschechoslowakei, Frankreich und kürzlich auch aus den USA.

Ernestiodendron filiciforme (SCHLOTHEIM pars) FLORIN Taf. 3, Fig. 4

- 1939 Ernestiodendron filiciforme (SCHLOTHEIM pars) FLORIN, FLORIN, Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms, Palaeontographica, LXXXV, Abt. B, p. 177, Taf. CX1/CXII-CXXIII/CXXIV; Taf. CXXV/CXXVI, Abb. 1-6.
- 1977 Walchia filiciformis (SCHLOTHEIM) STERNBERG, REMY & REMY, Die Floren des Erdaltertums, Verlag Glückauf, Essen, p. 136, Bild 41.

Beschreibung:

Achsen letzter Ordnung mit kurzen, breiten, starren, weit nach außen stehenden Blättern besetzt. Winkel zwischen Achse und Blättern etwa 70-80°. Blätter an der Basis nicht an der Achse herunterlaufend, etwa 3 mm lang; Spitze ziemlich stumpf, etwas bis stark nach vorne gebogen.

Bemerkungen:

Einige oben beschriebene Fiedern letzter Ordnung und ein kleines Fragment eines Wedelstückes wurden aus dem Kristberger Fundort geborgen. Diese Koniferenart gehört mit zu den weitest verbreiteten Arten im euramerischen Raum. Stratigraphisch gehört sie zu den Durchläufern.

Nach REMY & REMY (1977) ist *Ernestiodendron filiciforme* im mesophilen Biotop zuhause.

Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM pars) FLORIN Taf. 1, Fig. 3 bei a, 4; Taf. 2 bei a; Taf. 3, Fig. 2 a, b, 5; Abb. 8

- 1938 Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM pars) FLORIN, Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms, Palaeontographica, LXXXV, Abt. B, p. 25, Taf. I/II–XXV/XXVI; Taf. XVII/XXVIII, Fig. 1; Taf. XXXIX/XL, Fig. 8.
- 1977 Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN, REMY & REMY, Die Floren des Erdaltertums, Verlag Glückauf, Essen, p. 138, Bild 43 a, b.

Beschreibung:

Fragmente von Zweigen letzter Ordnung, besetzt mit schwach S-förmig gebogenen Blättern, an der Basis herablaufend, spiralig angeheftet.

Bemerkungen:

Relativ häufig treten beblätterte Koniferenzweige auf, welche zusammen mit den anderen Pflanzenfossilien zerstreut im Gestein herumliegen und schwach S-förmige Nadeln zeigen, die mit heruntergezogener Basis an der Achse angeheftet sind und somit der Gattung *Lebachia* zugerechnet werden können.

Daß es sich hier um die bekannte langläufige Art *piniformis* handelt, geht besonders deutlich hervor, wenn man z. B. die Abbildungen von REMY & REMY (1977), FLORIN (1938) u. a. zum Vergleich heranzieht.

Einige Zweige haben sehr locker stehendes Laub, welche dann sehr nahe L. laxifolia FLORIN kommen. Andere zeigen größere Nadeln ohne umgebogene Spitze, angeheftet an einer starken Achse, die mit der var. magnifica FLORIN verglichen werden können (siehe Textabb. 8). Nach REMY & REMY (1977) wird L. piniformis dem mesophilen Biotop zugerechnet.



Abb. 8: Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM pars) FLORIN.

Lebachia parvifolia FLORIN Taf. 3, Fig. 1 a, b, 3, 6; Abb. 9



Abb. 9: Lebachia parvifolia FLORIN.

1939 Lebachia parvifolia FLORIN, Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms, Palaeontographica, LXXXV, Abt. B, p. 64, Taf. XXXI/XXXII–XXXVII/XXXVIII; Taf. XXXIX/XL, Abb. 1–7; Taf. LXXIII/LXXIV, Abb. 8–13.

Beschreibung:

Fragmente kleiner Achsen letzter Ordnung, besetzt mit nach vorne gebogenen, ziemlich dicken und starren Blättern. Die kurze Spitze ist nach innen gebogen. Die Basis der Blätter manchmal an der Achse etwas herablaufend. Blätter gekielt. Der Winkel zwischen Blättern und Achse ist etwa 30–40°.

Ein Fragment eines Sproßsystems mit einer beblätterten Achse vorletzter Ordnung und einigen kurzen Seitenzweigen letzter Ordnung zeigt anliegende, zur Achse hingebogene kurze Blätter. Winkel zwischen den Seitenzweigen und der Achse vorletzter Ordnung etwa 30°.

Bemerkungen:

Von dieser kleinen Koniferenart wurden einige Fragmente, mitunter eine Spitze eines Sproßsystems, aus dem Kristberger Fundpunkt geborgen. Nach FLORIN (1939) hat die Art Ähnlichkeit mit *Lebachia piniformis*, "von der sie sich aber durch kleinere, etwas lockerer angeordnete Blätter sowie durch kleinere Dimensionen der Sprosse überhaupt unterscheidet".

Aus der Ikonographie geht hervor, daß die Blätter etwas mehr zur Achse hingebogen erscheinen.

Nach REMY & REMY (1977) gehört diese Art zum mesophilen Biotop.

300

Odontopteris species 1 (cf. brardii [BRONGNIART] STERNBERG) Taf. 1, Fig. 1 a, b; Abb. 10



Abb. 10: Odontopteris sp. 1.

Bemerkungen:

Im vorliegenden Material befinden sich einige isolierte Fiederchen und einige kleine Fragmente einer Fieder letzter Ordnung, die ohne Zweifel zur Gattung Odontopteris gehören. Eines davon (Taf. 1, Abb. 1 a, b) setzt breit an und zeigt die für diese Gattung charakteristische herablaufende Nervatur. Der Gipfel des Fiederchens ist abgerundet und die Länge des Blättchens ist nur weniger lang als dessen Breite. Obwohl es kaum möglich ist, die Art dieser Odontopteris zu bestimmen, würde dieses Fiederchen am besten mit Odontopteris brardii (BRONGNIART) STERNBERG zu vergleichen sein. Die Nervatur des vorliegenden Exemplars zeichnet sich aus durch eine relative Feinheit, wodurch einige andere Odontopteriden zum Vergleich ausscheiden. Auch kommt ein Vergleich mit Odontopteris subcrenulata (ROST) ZEILLER oder O. lingulata (GOEPPERT) SCHIMPER in Frage. Unser Blättchen hat aber in Vergleich zu diesen eine relativ gröbere Nervatur; auch würde der Blattumriß mehr dem von O. brardii ähneln. Wie gesagt, ist aber eine genaue spezifische Bestimmung nicht möglich.

Odontopteris species 2 (cf. lingulata [GOEPPERT] SCHIMPER) Taf. 1, Fig. 3 bei b; Taf. 2, Fig. 1 b

Bemerkungen:

Einige Fiederchenreste mit undeutlichem Umriß befinden sich mit *Callipteris flabellifera* und mehreren Koniferenresten auf einer Gesteinsplatte beisammen.

Auch hier ist nur die Gattung mit Sicherheit zu bestimmen, eine Bestimmung der Species ist an diesen Resten wohl ausgeschlossen. Trotzdem können sie verglichen werden mit Blättchen von *Odontopteris lingulata* (ROST) ZEILLER.

Auf Seite 14 und 15 von STERZELS Studie über die Flora vom Plauenschen Grund (1893) plädiert der Autor für eine Vereinigung der *Odontopteris subcrenulata* (ROST) ZEIL-LER mit O. *lingulata* (GOEPPERT) SCHIMPER, O. *obtusiloba* NAUMANN und O. *obtusa* (BRONG-NIART) WEISS unter Verwendung des Namens O. *obtusa* (BRONGNIART) WEISS. Auch acht Jahre später vertritt er diese Meinung, wie aus einer handschriftlichen Notiz des Autors (1901, S. 129) hervorgeht, in der er O. *obtusiloba* NAUMANN und *Mixoneura obtusa* BRONG-NIART der O. *subcrenulata* (ROST) ZEILLER gleichstellt.

BARTHEL (1976) nennt den gleichen Komplex von Synonymen O. *lingulata* (GOEPPERT) SCHIMPER.

DOUBINGER (1956) dagegen trennt O. obtusa von O. lingulata und O. subcrenulata.

Diese drei Arten sind mehrmals miteinander verwechselt worden (cf. DOUBINGER, 1956, S. 120). Benutzt man die Charakterisierung der O. *lingulata* und O. *subcrenulata* nach REMY & REMY (1977), so unterscheidet sich O. *subcrenulata* durch ihre rundlichen, fast viereckigen Fiederchen, die sich manchmal überschneiden können. Odontopteris lingulata hat dagegen trapezförmige, abgerundete, locker stehende Fiederchen.

Die Art O. *lingulata* kommt nach BARTHEL (1976) nur in beschränktem Maß in Sachsen vor. Dies erklärt BARTHEL dadurch, daß er O. *lingulata* zu den xerophilen Koniferen-Poacordaiten-Gesellschaften rechnet und diese deshalb eine beschränktere Möglichkeit haben, sich fossil zu erhalten.

DOUBINGER & HEYLER (1959) und DOUBINGER & REMY (1958) unterscheiden eine O. subcrenulata var. gallica, die bis in das höchste Autun vorkommt.

DOUBINGER & HEYLER nennen die Art in ihrer Tafelerklärung aber einfach O. subcrenu-, lata.

REMY & REMY (1977) rechnen O. subcrenulata zum hygrophilen bis mesophilen und O. lingulata zum mesophilen Biotop gehörig.

Odontopteris species 3 (cf. osmundaeformis [SCHLOTHEIM]) Taf. 4, Fig. 2, 3; Abb. 11

Bemerkungen:

Ein isoliertes Stück und einige Fragmente einer Fieder letzter Ordnung mit drei ansitzenden Blättchen sind u. E. von den vorherigen Odontopteridenresten zu unterscheiden. Sie haben bedeutend kleinere Dimensionen.

Auch hier gilt, daß eine Artbestimmung an diesen kleinen Fragmenten wohl kaum möglich ist. Ein Vergleich mit *Odontopteris osmundaeformis* ist durchaus möglich, da diese kleine Fiederchen besitzt. Dem Blattumriß nach kommt, wegen der abgerundeten Form ein Vergleich mit *O. brardii* nicht in Frage.

> Cordaicarpus papillosus nov. sp. Taf. 4, Fig. 1 a, b; Abb. 12

Diagnose:

Runde bis etwas ovale Samen, mit einer mehr oder weniger warzigen Oberfläche. Etwa 6 (7) 8 mm hoch und etwa 5,5 (6) 8 mm breit, umgeben von einem schmalen zusammengedrückten Rand.



1cm

Abb. 12: Cordaicarpus papillosus nov. sp.

Bemerkungen:

Diese kleinen, runden, etwa ovalen bis eiförmigen Samen zeigen eine warzige Oberfläche, die sofort ins Auge fällt. Nach einer Seite scheinen sie eine Öffnung zu haben; diese ist jedoch nicht genau zu sehen, da eine gewisse Verdrückung der Samen mitgespielt hat.

| Exemplar | hoch | breit | | |
|------------|------|---------------|--|--|
| 20.257 A | 6 | 5,5 | | |
| 20.259 | 6 | 6 | | |
| 20.254 | 7 | 6 (Holotypus) | | |
| 20.255 (a) | 7 | 5,5 | | |
| 20.255 (b) | 7,5 | 6,5 | | |
| 20.260 | 8 | 7 | | |
| 20.263 A | ? | 8 · | | |

Mehrere Samen sind aus dem Kristberger Fundpunkt bekannt. Ihre Abmessungen schwanken etwas, wie aus der folgenden Tabelle 1 zu erkennen ist.

Tah 1

Die stärkste Ähnlichkeit besitzt dieser Samen mit jenen Arten der Gattung Cordaicarpus GEINITZ, 1862, die aber alle bedeutend größere Dimensionen haben. Solche warzigen Samen sind in der paläobotanischen Literatur selten beschrieben. Entfernt ähnlich sind Cardiocarpus punctulatum GOEPPERT & BERGER (in BERGER, 1848) oder Cardiocarpus punctulatum sensu HEER von der Bäreninsel. Aber auch diese sind viel größer.

Samaropsis parviurceolata nov. sp.



Abb. 13: Samaropsis parviurceolata nov. sp.

Diagnose:

Fast runder, etwas eiförmiger, flacher Samen; etwa 3 mm hoch und 3,3 mm breit, mit einem etwas rundlichen bis herzförmigen Nucellus, umgeben von einem schmalen Rand oder Flügelchen, an der Vorderseite etwa $\frac{1}{3}$ mm bis $\frac{2}{3}$ mm breit.

Bemerkungen:

Dieser Samen, der sich durch seine kleinen Dimensionen besonders auszeichnet, erinnert an die in größeren Mengen im Westphal auftretende *Samaropsis parvefluitans* STOCK-MANS & WILLIERE, 1961. Er unterscheidet sich jedoch durch seine Abmessungen und seine Form (viel größer, länger und ovaler).

Der Samen wurde nur zweimal gefunden.

Alle fossilen Pflanzenabdrücke und die fossilen Fischschuppen befinden sich in der Sammlung des Geologischen Bureaus (Rijks Geologische Dienst) in Heerlen (Niederlande). Die Katalognummern sind jeweils in der Tafelerklärung angegeben.

3.3. Diskussion zur zeitlichen Einordnung der Flora aus den Kristbergschichten

Die Pflanzen sind aufgrund der oft starken Zerstückelung sowie aufgrund des hohen Anfalls von fein verstreutem Pflanzenhäcksel als ein zusammengeschwemmtes Material und somit als allochthon abgelagert zu bezeichnen. Sie haben aber keinen weiteren Transport mitgemacht, da sonst die Fiedern, z. B. von *Callipteris flabellifera* nicht in einem so guten Zusammenhang geblieben wären. Wie die nachfolgende Zusammenstellung (Tabelle 2) zeigt, handelt es sich um eine eingeschwemmte, vorwiegend mesophile Flora.

Tab. 2

| | Bic hygrophil | top | | |
|---|------------------|----------|--|--|
| | bis mesophil | mesophil | | |
| Callipteris sp. Gruppe conferta | x | | | |
| Callipteris flabellifera | | х | | |
| Ernestiodendron filiciforme | | х | | |
| Lebachia piniformis | | x | | |
| Lebachia parvifolia | | x | | |
| Odontopteris sp. 1 (cf. brardii) | x | | | |
| Odontopteris sp. 2 (cf. lingulata) | | х | | |
| Odontopteris sp. 3 (cf. osmundaeformis) | x | | | |

Von der hier vorgestellten Flora tritt eine Reihe von Arten erstmals im basalen Stephan C auf. Es handelt sich um *Callipteris flabellifera, Ernestiodendron filiciforme* und *Odontopteris lingulata*. Noch älter sind *O. brardii* (Erstauftreten an der Basis von Stephan B) und *Lebachia piniformis*, die schon ab Stephan A nachgewiesen ist. Dasselbe dürfte auch für *O. osmundaeformis* zutreffen (siehe Tabelle 3).

Tab. 3: Die stratigraphische Reichweite der in den Kristbergschichten nachgewiesenen Floren.

| Autun | | | | | | | | | conferta | |
|----------|---|------------|--------------|------------------|--------------|-------------|----------------|-----------------|-------------|----------|
| Stephan | D | | | 'ia | | | ngulata | filiciforme | Callipteris | |
| | С | piniformis | eformis | Lebachia parvifo | flabellifera | s brardii | Odontopteris I | Ernestiodendron | | |
| | В | Lebachia | eris osmunda | | Callipteris | Odontopteri | | | •. | |
| | Α | · · · | Odontopt | | | | | | | |
| Westphal | D | | | | | | | | · | <u>.</u> |

305

sis von Stephan B) und *Lebachia piniformis*, die schon ab Stephan A nachgewiesen ist. Dasselbe dürfte auch für O. osmundaeformis zutreffen (siehe Tabelle 3).

C. conferta, mit der man bisher das Perm vom Oberkarbon abtrennte (siehe hiezu KOZUR, 1978, 1980), tritt gesichert ab dem basalen Stephan D auf und ist somit das jüngste Florenelement innerhalb der Kristbergschichten. Ohne C. conferta würde der Flora ein Stephan-C-Alter zukommen. Da auf der einen Seite O. brardii bereits mit dem Stephan B erlischt, auf der anderen Seite C. conferta erst mit dem Stephan D einsetzt, müßte die Flora aus den Kristbergschichten ein hochoberkarbonisches Alter (Stephan D) aufweisen. Warum auch das basale Autun-Alter in unsere Betrachtungen miteinbezogen wurde, ist damit zu begründen, daß eine sichere Zuordnung zu O. brardii (cf. Bestimmung) nicht möglich ist.

Die beiliegende Tabelle 4 soll die zur Zeit herrschende Problematik, die sich hinsichtlich der Karbon/Perm-Grenzziehung ergibt, widerspiegeln. Sie ist untrennbar mit dem Auftreten der Gattung *Callipteris* verbunden, die man bislang als Leitgattung des Perms betrachtet hat, und leider auch, trotz Klarstellung, daß eine Reihe von *Callipteris*-Arten bereits an der Basis des Stephan C auftritt (nach KOZUR, 1980 *), ist es durchaus wahrscheinlich, daß

Tab. 4: Die Verbreitung der Callipteriden an der Typlokalität des Stephans (St. Etienne) sowie deren unterschiedliche stratigraphische Ausdeutung.

e

| × Callipteris nicklesii + Callipteris conferta | | Doubinger (1956) | Bouroz & Doubinger (1974) | Kozur (1978) C. conferta setzt ein an der Basis des Stefan D. | Wenn <i>C.conferta</i> als Leitfossil per definitionum | Wenn C.conferta als Leitfossil per definitionum des Perms in der terr Fazies genommen wird.Autun im Sin der paläobytanischen Strati- rranhie | |
|--|---|--------------------------------------|------------------------------|---|---|---|--|
| Rotschichten der Jardin des Plantes > 500m Poudingues de Montferré 500m Faisceau de Bellevue 400m | + | Formation ambiqüe Autuno - Stefan | Stefan D | Stefan D | Unteres Autun | | |
| Faisceau des Littes 200m Faisceau de Beaubrun 450m | Couches X des Littes 3 Beaubrun X + | Stefan C Ass. d'Avaize | Stefan C | Stef.C? | Stef. C | | |
| Faisceau de Grüner 750m | | Stefan B Ass. de St. Etienne | Stefan B | Stefan B | Stefan B⁄ | | |

*) Inzwischen wurde C. flabellifera im Stephan B nachgewiesen (DOUBINGER et al., 1979).

Vorläufer hiezu bereits im Stephan B auftreten), heute noch von vielen Stratigraphen an der alten Auffassung festgehalten wird. Wesentlich für unsere Betrachtungen ist die Typlokalität des Stephans (Stratotyp St. Etienne), an welchem bereits im Dach des dritten Flözes von Beaubrunn *Callipteris nicklesii* zusammen mit *C. conferta* auftritt.

Wie einleitend festgehalten, wurde die postvariskische Schichtfolge von Kötschach und Christophberg als eine zeitgleiche, lithologisch von den Kristbergschichten jedoch stark abweichende ausgewiesen. Obwohl KOZUR, 1978, bereits auf die Unhaltbarkeit des Permalters der Vorkommen von Kötschach und Christophberg hingewiesen hat, blieb diese Arbeit in der Zusammenschau über die paläozoische Megaflora von Österreich (Y. G. TENCHOV, 1980) unberücksichtigt. Interessant ist die Vorgangsweise TENCHOVs bei der stratigraphischen Einstufung der beiden genannten Vorkommen. Für Kötschach nimmt er an, daß die Flora einen Zeitabschnitt wiedergibt, der vom oberen Stephan bis in das Unterperm reicht, obwohl es nicht abgeklärt ist, ob die Florenfundpunkte auch tatsächlich verschiedenen Horizonten angehören. Für die Flora vom Christophberg wird dasselbe gefordert; obwohl es dort nur einen Florenhorizont gibt, spricht TENCHOV von einem unteren Teil, der dem oberen Stephan zuordenbar sei, während er einen solchen permischen Alters im höheren Teil vermutet. Getragen von der Vorstellung, daß Callipteris eine permische Leitgattung sei, sieht sich TECHNOV gezwungen, aus einem Florenhorizont mindestens zwei zu machen, um aus einer an sich eindeutigen oberstephanischen Flora einen Teil in das Oberkarbon, den anderen in das Unterperm stellen zu können.

Danksagung

Den Professoren Dr. J. DOUBINGER (Laboratoire Paléontologique, Université Louis Pasteur, Strasbourg) und Dr. W. REMY (Forschungsstelle für Paläobotanik, Westfälische Wilhelms-Universität Münster) sei herzlichst für die mehrmaligen schriftlichen und mündlichen Diskussionen hinsichtlich der Bestimmung einzelner Florenelemente gedankt.

Weiters möchten wir Herrn Dr. sc. Heinz KOZUR (Staatliche Museen Meiningen) sowie den Herren Dr. D. A. DONOFRIO und Dr. G. HEISSEL (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck) für Diskussionen als auch für die Anfertigung von Dünnschliff-Fotos danken.

Literatur

- ANDREAS, D., HAUBOLD, H. & KATZUNG, G.: Zur Grenze Stefan/Autun (Karbon/Perm). Z. geol. Wiss., 3, 6, 699 bis 716, Berlin 1975.
- ANGERER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). Unveröff. Dissertation, Unversität Innsbruck, 1978.
- BARTHEL, M.: Die Rotliegendflora Sachsens. Mit Beiträgen von Volker Götzelt und Gerald Urban. Abh. Staatl. Mus. Mineral Geol, 24, 1–190, 48 Taf., Dresden 1976.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug, – Geol Rdsch., 65, 2, 616–648, Stuttgart 1976.

BERGER, R.: De Fructibus et Seminibus ex Formatione Lithathracum. – Dissertation, 30 S., 3 Taf., Vratislaviae 1848.

- BOUROZ, A. & DOUBINGER, J.: Les relations entre le Stéphanien supérieur et l'Autunien d'après le contenu de leur stratotype. – C. R. Acad. Sc., 279, série D, 1745–1748, Paris 1974.
- DOUBINGER, J.: Contribution à l'étude des flores Autuno-Stéphaniennes. Mém. S. G. F., **35**, 1–2, 180 S., 20 Fig., 17 Taf., Paris 1956.
- DOUBINGER, J. & ALVAREZ-RAMIS, C.: Note sur la flore Autuno-Stéphanienne d'Albé (Vosges moyennes, France). C. R. 104^e Congr. Nat. Soc. Savantes (Bordeaux, 1979), I, Sciences, 133-139, Paris 1979.

- DOUBINGER, J., BRANCHET, M. & LANGIAUX, J.: Présence de *Callipteris flabellifera* WEISS dans le Stéphanien de Blanzy-Montceau (Massif Central, France). – Rev. pér. "La Physiophile", Soc. ét. des Sc. nat. et hist., **91**, 67–72, 1 Taf., Montceaux-les-Mines 1979.
- DOUBINGER, J. & HEYLER, D.: Note paléontologique sur le Permien de Lodève et de Bourbon-l'Archambault. Bull. Soc. Geol. France, (7) 1, 304–311, 3 Taf., Paris 1959.
- ésence de végétaux fossiles du genre *Callipteris* BRONG. dans le terrain de Loire. C. R. Acad. Sc., **282**, série D, 2151–2153, Paris 1976.
- DOUBINGER, J. & REMY, W.: Bemerkungen über Odontopteris subcrenulata ROST und O. lingulata GOEPPERT. Abh. dt. Akad. Wiss., 5, 7-14, 4 Taf., Berlin 1958.
- FLORIN, F.: Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms. Palaeontographica, **65**, Abt. B, 1–729, 65 Fig, 186 Taf., Stuttgart 1938–1945.
- GOTHAN, W .: Siehe POTONIÉ, 1907.

GUTBIER, A. von: Die Versteinerungen des Rothliegenden in Sachsen. - 1-31, 12 Taf., Dresden und Leipzig 1849.

- HAVLENA, V.: Das Grundproblem der Grenze Karbon-Perm in der Tschechoslowakei. C. R. 4^e Congr. Strat. Géol. Carb. (1958), **1**, 277–285, Heerlen 1960.
- JONGMANS, W. J. & DIJKSTRA, S. J.: Fossilium Catalogus. Pars 48, Junk, 's Gravenhage 1961.

JONGMANS, W. J. & DIJKSTRA, S. J.: Fossilium Catalogus. - Pars 68, Junk, 's Gravenhage 1968.

- KOZUR, H.: Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung Callipteris BRONGN. im Karbon. Verh. Geol. B.-A 1972, H. 2, 11–22, Wien 1978.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie des Perm. Teil II. Freiberger Fosch.-H., C 321, 79–121, Leipzig 1980.
- LEICHTFRIED, W.: Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg). Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 1978.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). Verh. Geol. B.-A., 1972, 171-174, Wien 1972.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Eine Tetrapodenfährte aus dem Unter-Rotliegend von Kötschach in den westlichen Gailtaleralpen, Kärnten – Österreich. – Ann. nathist. Mus. Wien, **83**, 259–264, Wien 1980.
- PELTZMANN, I.: Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwackenzone Vorarlbergs. Verh. Geol. B.-A., **1932**, 160–161, Wien 1932.
- POTONIE, H.: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen-Reste. Lief. II, V, VII. K. Preuss. Geol. Landes-Anstalt, Berlin, 1904, 1907, 1910.
- REMY, W.: Die Sphenopteris-germanica-Gruppe in den "Süplinger-Schichten" (Flechtinger Höhenzug) ein Beleg für das Autun-Alter. Argumenta Palaeobotanica, 5, 161–165, Abb. 1, Münster 1978.
- REMY, W. & HAVLENA, V.: Prinzipien der stratigraphischen Gliederung im terrestrisch-limnisch entwickelten Raum des euramerikanischen Florenbereiches im Jungpaläozoikum Europas. – Monber. dt. Akad. Wiss., 2, 3–4, 230–235, Berlin 1960.
- REMY, W. & REMY, R.: Die Floren des Erdaltertums. Verlag Glückauf, Essen 1977.
- REMY, W. & REMY, R.: Callipteris conferta (STBG.) BERGT als Standort- und Klimabeleg f
 ür die Zeit des Autun. Argumenta Palaeobotanica, 5, 133–147, M
 ünster 1978.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich von Magdalensberg (Umgebung des Christophberges), Kärnten – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 – 15 (1963–64), 229 bis 266, Wien 1965.
- SETLIK, J.: Recherches paléontologiques et stratigraphiques sur le Stéphanien de la Bohème centrale et de la Moravie. – Sbornik Ústred. ústavu geol. R. Kettnera, 18, 437–448, 1951 (französ. Zusammenfassung auf S. 445 bis 448).
- STERNBERG, K. von: Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. Leipzig-Prag 1820–1838.
- STERZEL, J. T.: Über die fossile Flora des Rothliegenden im Plauenschen Grunde. Z. dt. Geol. Ges., 443, 3, 778 bis 788, Stuttgart 1891.
- STERZEL, J. T.: Die Flora des Rothliegenden im Plauenschen Grunde bei Dresden. Abh. k. sächs. Ges. Wiss., math.phys. Classe, 19, 1–172, 13 Taf., Leipzig 1893.

- STERZEL, J. T.: Paläontologischer Charakter der Steinkohlenformation und des Rothliegenden von Zwickau. Erläut. Geol. Spezialkarte K. Sachsen, Section Zwickau, 87–139, 1901.
- STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, Y.: Végétaux du Westphalien A de la Belgique; Graines, inflorescences et synanges. Centr. nat. Géol houill, 4, 1–118, 11 Taf, Bruxelles 1961.
- TENCHOV, Y. G.: Die paläozoische Megaflora von Österreich Eine Übersicht. Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 2, 161–174, Wien 1980.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – Carinthia II, **164/84**, 105–113, Klagenfurt 1974.
- VETTER, P.: Revision de la flora fossile du Bassin Houiller de St. Pierre-la-Cour (Magenne). Ann. Soc. geol. du Nord, 77, 105–120, Taf. 12–13, Lille 1957.
- WEISS, Ch. E.: Die Flora des Rothliegenden von Wünschendorf bei Lauben in Schlesien. Abh. geol. Spezialkarte Preussen u. Thüringische Staaten, **3**, 1, 1–39, 3 Taf., Berlin 1879.
- ZEILLER, R.: Contribution à l'étude de la flore ptéridologique des schistes permiens de Lodève. Ann. Musée d'Hist. nat. Marseille, 2, 1, fasc. 1, 9–96, Taf. 2–4, Marseille 1898.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 21. Juli 1981.

- Fig. 1 a, 1 b: Odontopteris species 1 (cf. brardii [BRONGNIART] STERNBERG). Foto WILLEMSEN: Objekt 1280; 66.344/6; Katalognr. 20256 A.
- Fig. 2: Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER. Foto Dipl.-Geol. St. SCHULTKA (Forschungsstelle für Paläobotanik, Westfälische Wilhelms-Univ, Münster); Katalognr. 20244 A.
- Fig. 3: Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER. Gegenstück zu Fig. 2. Bei a Zweig der Konifere Lebachia piniformis. Bei b einzelne Fiederchen von Odontopteris species 2 (cf. lingulata [GOEPPERT] SCHIMPER). Foto Dipl.-Geol. St. SCHULTKA; Katalognr. 20244 B.
- Fig. 4: Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN. Vergrößerung nach Fig. 3 bei b. Foto WILLEMSEN: Obj. 1278; 66.344/3; Katalognr. 20244 B.



- Fig. 1: Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER. Vergrößerung nach Fig. 3, Taf. 1 (2 x): Bei a Lebachia piniformis; bei b Odontopteris species 2 (cf. lingulata [GOEPPERT] SCHIMPER). Foto Dipl-Geol. St. SCHULTKA; Katalognr. 20244 B.
- Fig. 2 a, 2 b: *Callipteris* species Gruppe *conferta* (STERNBERG) BRONGNIART. Fieder letzter Ordnung. Foto Dipl-Geol. St. SCHULTKA; Katalognr. 20261.
- Fig. 3: Odontopteris species 2 (cf. lingulata [GOEPPERT] SCHIMPER) und Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN. Dasselbe wie Fig. 1 bei b Das Odontopteris-Blättchen zeigt eine relativ feine Nervatur.
- Fig. 4: Callipteris flabellifera (WEISS) ZEILLER. Detailaufnahme nach Fig. 1, Taf. 2. Achse mit feiner Streifung. Foto WILLEMSEN: Objekt 1278; 66.344/3.



Fig. 1 a, 1 b: *Lebachia parvifolia* FLORIN. Stück und Gegenstück. Foto FUNCKEN: 13822 A, B; Katalognr. 20247 A, B. Fig. 2 a, 2 b: *Lebachia piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN. Foto WILLEMSEN: Objekt 1279; 66.344/4; Katalognr. 20257 A.

Fig. 3: Lebachia parvifolia FLORIN. Gipfel eines verzweigten Achsensystems. Foto FUNCKEN: 13816; Katalognr. 2048.

Fig. 4: Ernestiodendron (Walchia) filiciforme (SCHLOTHEIM pars) FLORIN. FOTO FUNCKEN: 13819; Katalognr. 20245.

Fig. 5: Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN. FOTO FUNCKEN: 13818; Katalognr. 20249.

Fig. 6: Lebachia parvifolia FLORIN. Foto FUNCKEN: 13824; Katalognr. 20246.



a, 1 b: Cordaicarpus papillosus nov. sp. Foto WILLEMSEN: Objekt 1281; 66.344/7; Katalognr. 20254. Odontopteris species 3 (cf. osmundaeformis [SCHLOTHEIM] ZEILLER). Foto FUNCKEN: 13823 B; Katalognr. 20253 B.

Odontopteris species 3 (cf. osmundaeformis [SCHLOTHEIM] ZEILLER). Foto FUNCKEN: 13820 B; Katalognr. 20251 A.

cf. Odontopteris sp. Foto FUNCKEN: 13825; Katalognr. 20252.

a, 5 b: *Samaropsis parviureeolata* nov. sp. Stück und Gegenstück. Foto FUNCKEN: 13821 A; 13821 B. Fischschuppen. Foto FUNCKEN: 13825; Katalognr. 10428 (3 ×).



- Fig. 1: Wechsellagerung von siltigen Tonschiefern und feinkörnigen Sandsteinen (28 ×).
- Fig. 2: Feinkörniger Sandstein mit hohem Matrixanteil, schwach bioturbat (35 ×).
- Fig. 3: Grobkörniger Sandstein, völlig unsortiert, z T. verursacht durch Bioturbation. Charakteristisch sind die eckigen bis nur schwach gerundeten Komponenten in Sandkorngröße, wobei es sich z T. um Gesteinsbruckstücke handelt (20 ×).
- Fig. 4: Tangenitalschnitt durch einen verkieselten Prototaxiten-"Stamm" (16X).
- Fig. 5: Ausschnitt aus einem siliziklastisch beeinflußten Detrituskalk mit Phosphatpellets (32 ×).
- Fig. 6: Etwas verwühlter Ostracodenmikrit aus dem Übergangsbereich Salzwasser-Brackwasser.



Fig. 1: Feingeschichteter, dunkelgrauer, siliziklastika-führender Kalk (10 ×).
Fig. 2, 6: Die aus den geflaserten dunkelgrauen bis schwarzen Kalken nachgewiesenen Pisoidstrukturen zeigen eindeutig die In-situ-Entstehung der als Calichebildungen gedeuteten Karbonatgesteine (40 ×).
Fig. 3: Querschnitt durch ein verkieseltes Prototaxitenbruchstück (40 ×).
Fig. 4: Calichebildung: Kalkfragment schwimmt in einer Matrix, bestehend aus Sandpartikeln stark unterschiedlicher Korngröße, Pflanzenresten (schwarz) und Glimmern; z. T. durchwühlt (20 ×).
Fig. 5: An Wühlsnuren erinnernde aber von den Wurzeln produzierte Gefüge (weiß = chemalige Wurzelsub-

Fig. 5: An Wühlspuren erinnernde, aber von den Wurzeln produzierte Gefüge (weiß = ehemalige Wurzelsubstanz; dunkelgrau der von den Wurzeln umschlossene Randbereich) (25 ×).

TAFEL 6



321

- Fig. 1: Schwarzer laminierter Kalk, wobei ein Teil der intermittierenden Lagen auf Kalkresedimente zurückgeht; örtliche Verwühlung (siehe Mitte oben) (20 ×).
- Fig. 2: Spätdiagenetische Umkristallisation innerhalb einer Kalkkruste (35 ×).
- Fig. 3: Grobgeschichtete Dolomite mit intensiver Stylolithenbildung; im Hinblick auf Biogene völlig steril (15 ×).
- Fig. 4: Teilausschnitt aus einer Calichebildung, in der verschiedene Korngrößen von Siliziklastika vorliegen, wie sie aus Paläoböden bekannt sind (32 ×).
- Fig. 5, 6: Querschnitte durch Knochenreste von Fischen (30 ×).
TAFEL 7



S. 325-359

The Geology of the Pin valley in Spiti, H. P., India

BY G. FUCHS *)

With 21 Figures and 3 Plates (= Beilagen 4, 5, 6)

| | Himalaya |
|-------|---------------|
| irter | Spiti |
| | Stratigraphie |
| elwi | Paläozoikum |
| lüss | Mesozoikum |
| Set. | Tektonik |

CONTENTS

| Abstract | | |
|--|-------|--|
| Zusammenfassung | | |
| 1. Preface | | |
| 2. Stratigraphy | | |
| 2.1 The Haimanta Formation and Parahio Series | 327 | |
| 2.2 The Ordovician-Silurian | 332 | |
| 2.3 The Muth Quartzite | 337 | |
| 2.4 The Lipak Formation | 338 | |
| 25 The Kuling Formation | 341 | |
| 2.6 The Triassic-Jurassic | 345 | |
| 2.6.1 The Scytho-Anisian | 346 | |
| 2.6.2 The Daonella Shale | 346 | |
| 2.6.3 The Daonella- and Halobia Limestone | 346 | |
| 2.6.4 The Grey Beds | 346 | |
| 26.5 The Tropites Limestone | 347 | |
| 2.6.6 The Juvavites- and Monotis Shales | 347 | |
| 2.6.7 The Quartzite Series and Kioto Limestone | 349 | |
| 2.6.8 The Dogger | 350 | |
| 2.6.9 The Spiti Shale | 351 . | |
| 2.7 The Giumal Sandstone | 351 | |
| 3. Tectonics | | |
| 3.1 The Baldar Syncline | 351 | |
| 3.2 The Muth Syncline | 352 | |
| 3.3 The Pakchung Anticline | 352 | |
| 3.4 The Mikin Syncline | 352 | |
| 3.5 The Gungri Anticline | 352 | |
| 3.6 The Ghungma Syncline | 354 | |
| 3.7 The Chhidang Anticline | 354 | |
| 3.8 The Tanjangkari Syncline | 354 | |
| 3.9 The Lingti Anticline | 355 | |
| 4. Conclusions | 355 | |
| Acknowledgements | | |
| References | 357 | |

*) Address of the author: Dr. G. FUCHS, Geologische Bundesanstalt A-1031 Wien, P. O. B. 154.

Zusammenfassung

Die während unserer "Indisch-Österreichischen Spiti Expedition 1978" erforschte Geologie des Pin-Gebietes in Spiti wird in der Arbeit dargestellt. Die stratigraphischen Detailstudien in der Trias werden später veröffentlicht werden.

Stratigraphie: Die Schichtfolge von Spiti beginnt mit der Haimanta-Formation, einer mächtigen präkambrisch-kambrischen Geosynklinalserie. Die ordovizisch-silurischen Seichtwasserablagerungen liegen mit einer Winkeldiskordanz auf den Haimantas. Der devonische Muth-Quarzit markiert eine weitere Regression als Folge der kaledonischen Orogenese. Der Muth-Quarzit und die unterkarbone Lipak-Formation fehlen in Teilen des kartierten Gebietes, da sie in vor-permischer Zeit abgetragen wurden. Die oberkarbone Po-Formation fehle im gesamten Pin-Tal. Variszische Bewegungen sind gesichert. Die unterschiedliche Entwicklung der permischen Schichten deutet darauf hin, daß die permische Transgression von NE gegen SW erfolgte. An der Basis der Otoceras-Bank ist eine geringe Schichtlücke festzustellen. Die folgenden Trias-Ablagerungen zeigen kalkig-tonige Seichtwasserfazies. Ab dem Oberkarn ist zunehmender Silt- und Sandgehalt festzustellen. Die Quarzit-Serie zeigt eine deutliche Re gression im Rhät an. Der Kioto-Kalk (Rhät-M. Dogger) und die Ober-Doggerschichten sind in sehr seichtem Milieu abgelagert worden. Die Spiti-Schiefer (Malm-Neokom) zeigen tieferen Ablagerungsraum an, sie sind die jüngsten Schichten im Pin-Tal.

Überblickt man die Schichtfolge Spitis so wurde sie, abgeschen von der präkambrisch-kambrischen Geosynklinalfolge, unter Bedingungen eines Schelfs oder einer Miogeosynklinale abgelagert.

Tektonik: NW-SE-streichende Faltenstrukturen beherrschen den Bau. Die Vergenz der Faltung ist teils SW-, teils NE-gerichtet. Im Zuge der Faltung kam es in einigen seltenen Fällen zu Schuppungen. Eine Reihe junger Brüche schneidet die Faltenstrukturen, die Versetzungsbeträge bleiben jedoch im Bereich von Meterzehnern.

Abstract

The geology of the Pin area in Spiti (H. P.) is described in this paper. The results of the detailed stratigraphical work of our "Indo-Austrian Spiti Expedition 1978" on the Triassic formations shall be published later.

Stratigraphy: The sedimentary succession of Spiti commences with the Haimanta Formation, thick geosynclinal series of Precambrian – Cambrian age. With an angular unconformity they are succeeded by Ordovician – Silurian shallow-water deposits. The Devonian Muth Quartzite signals another regression caused by the Caledonian disturbance. The Muth Quartzite and the Lower Carboniferous Lipak Formation are missing in parts of the mapped area due to pre-Permian erosion. The Upper Carboniferous Po Formation is missing in the whole Pin Valley. Hercynian movements are proved. The differing development of the Permian indicates transgression from NE towards SW. At the base of the Otoceras Bed there is a slight gap. The succeeding Triassic formations show calcareous-argillaceous shallow-water facies. With the Upper Carnian increasing silt- und sand content comes in. The Quartzite Series marks a regression in the Rhaetic. The Kioto Limestone (Rhaet-Mid Dogger) and the Upper Dogger beds were deposited in very shallow sea. The Malmian-Neocomian Spiti Shales, the youngest series in the Pin Valley, indicate deeper water.

Thus the Spiti succession was deposited on a shelf or in a miogeosyncline, except the basal Precambrian – Cambrian geosynclinal sequence.

Tectonics: Fold structures striking NW-SE are predominating. These folds are partly directed SW or NE. In some occurrences wedge structures formed during the folding. A series of young faults cut the fold structures, the displacement generally is some tens of meters only.

1. Preface

Spiti, a sub-division of the Lahaul and Spiti district of Himachal Pradesh, India, is a rather remote area in the northern Himalaya. The fossiliferous Palaeo- and Mesozoic formations of Spiti have attracted geologists as early as in the middle of the 19th Century, inspite of its remoteness. The pioneering work by STOLICZKA, GRIESBACH, VON KRAFFT, DIENER, and HAYDEN has made Spiti famous as a classical geological area of the Himalaya, particularly of the Tethys or Tibetan Zone. Since the publication of HAYDEN's monograph in 1904, however, the region was visited by geologists only occasionally and reports became sporadic.

The present studies are the result of a joint Indo-Austrian expedition carried out under the framework of the I. G. C. P. Project No. 4 – The Triassic of the Tethys realm. The Indian team consisted of D. K. BHATT (leader), K. C. PRASHRA and R. K. ARORA, all officers of the Geological Survey of India, which was the organiser of the Indian side. The Austrian members of the expedition were G. FUCHS (leader, Geological Survey, Vienna), L. KRY-STYN and R. GOLEBIOWSKI (both of the Palaeontological Institute, University of Vienna, Austria). Prof. H. ZAPFE (Palaeontological Institute, University of Vienna), who headed the I. G. C. P. Project No. 4, initiated the programme of work on the Austrian side. Towards the end of field work he also visited the expedition group together with Director A. P. TE-WARI and Senior Geologist H. M. KAPOOR (both of the Geological Survey of India) for a workshop.

The target of the Project was the detailed stratigraphic investigation of the Triassic formations of Spiti to establish a world-wide standard. From Indian side it was recommended to study the sections along the Pin river.

The field work was carried out from end of July to the beginning of September, 1978.

While detailed measurements were taken by the stratigraphers in the Triassic formations, G. FUCHS mapped the Pin and Parahio valley region in association with D. K. BHATT. The results of the survey, the geological map of the Pin valley (scale 1 : 50,000), and the various important sections are presented in this paper. In describing the geology I have restricted myself to the lithological characteristics of the formations given in part 2, as the time at disposal now does not permit for scrupulous stratigraphic-palaeontological studies, pending fuller palaeontological work. The Permo-Triassic stratigraphy will be presented in a separate paper as soon as the rich fossil collection is examined and the material is elaborated.

2. Stratigraphy

The Pin river flows from the Great Himalaya, the crystalline axial zone, to the north to join the Spiti river. Along its course, almost 50 km long, all the formations from the crystallines to Spiti Shale (Upper Jurassic) are exposed. The Cretaceous formations richly developed in the wide syncline N of the Spiti river are not exposed in the Pin section.

2.1 The Haimanta Formation and the Parahio Series

The base of Palaeozoic-Mesozoic sequence of Spiti is formed by a thick argillaceousarenaceous series, which is built up over a wide area adjacent to the Central Crystallines. The Cambrian sequence is divided into following two broad divisions:

Parahio Series

Haimanta Series

In the Pin valley I did not cross the Haimantas down to their boundary adjacent to the crystallines. GRIESBACH (1891, p. 209) and HAYDEN (1904, p. 9 – 10) describe a passage between the crystallines and the succeeding sedimentaries, an observation made also in

various other parts of the Himalaya. On our approach to Spiti via Kunzam La I was able to make some cursory observations along the upper Chandra valley. It appears that the transition zone referred to above is crossed between the bend of the river east of Shigri and the Batal bridge just before the ascent to Kunzam La begins. But the lithology there is complicated by a boss of granite-gneiss and severe folding. The passage beds comprise grey-green, also black phyllites interlaminated with medium to light-grey metasilt-stone, fine-grained metasandstone or quartzite.

The Haimantas met in the Pin valley between south of Mud (Muth) and Baldar camping ground are made up of grey, green slates, silty slates, siltstones, fine- to medium-grained micaceous sandstones, quartzitic sandstones with fine brecciaceous layers and micaceous quartzites. These rocks are finely interbedded or alternate in beds several meters thick. The s-planes are even or wavy. Convolute bedding, load cast, flute cast, rill mark, slump structure, burrow and hieroglyphs are common in the lower and middle portions of the series (Figs. 1 - 3). There are also found graded bedding (Fig. 4), lenticular or flasery stratification, which stress the flysch character of this rock sequence. In the upper portions, load casts, and occasionally current beddings, desiccation cracks, and clay gall breccias are found. Some of the sandstones contain carbonate matter and show ochre, ferruginous weathering. They yielded fossil detritus of small brachiopods and hyolithes. These beds probably correspond with Upper Haimanta (Middle to Upper Cambrian vide HAYDEN). The middle subdivision, which is described as bright red and black slate series with some quartzites, is well-developed in the Pin valley according to HAYDEN (1904, p. 13 and 19), but



Fig. 1: Ball and pillow structures and load casts in sandstone bed, particularly at the contact to underlying shale (left side); Haimanta Formation SSW of Mud (Muth) in the Pin valley, Spiti.



Fig. 2: Flute casts on s-plane of sandstone, Haimanta Formation, upper Pin valley, Spiti.



Fig. 3: Flute moulds in siltstone, Haimanta Formation, upper Pin valley, Spiti.

was not observed by us. Red colour is rare and appears only in the uppermost 20 m of the Haimantas of the Pin valley and is evidently caused by infiltration from the erosional and weathering surface below the Ordovician unconformity.

HAYDEN showed that the highest portions of the Haimanta complex were preserved from the pre-Ordovician erosion only in the Parahio valley. The sequence, termed Parahio series by PASCOE (1975), consists of a cyclic alternation of slate, quartzite and limestone or dolomite. HAYDEN (1904, p. 14 – 17) reported a series of fossil horizons, which yielded brachiopods and trilobites, giving an Upper Cambrian, possibly also a Middle Cambrian age. REED (1910) later gave a description of fossils. Recently BHATT & KUMAR (1980) have discovered conodont elements in the dolomite layers of the Parahio Series.



Fig. 4: Laminated siltstone showing graded bedding (fining upwards in the photo); Haimanta Formation, upper Pin valley, Spiti.

I examined the Parahio Series at the place Thango in the Parahio valley, south of the river, and found the following rock sequence (from top to bottom): Ordovician conglomerate (*ca* 8 m)

light-coloured dolomite, massive, feruginous weathering (ca 5 m)

medium-grained, light-coloured sandstone, thick bedded, characteristic friable surface (ca 15 m)

passage into light to green-grey sandstone interbedded with grey splintery slates (a 10 m) ferruginous dolomite (a 0.5 m)

thin-bedded sandstone and shales, current bedding (ca 1 m)

thick-bedded, pale calcareous sandstone (ca 12 m)

green sandstones and shales alternating, convolute bedding (ca 10 m)

grey, splintery slates with thin layers of sandstone (ca 8 m)

grey dolomite with ferruginous weathering, upper portion with shaly laminae, lower portion thick-bedded to massive (ca 8 m)

green-grey, fine-grained micaceous sandstone, flute casts, convolute bedding (ca 15 m)

ferruginous dolomite (ca 0.3 m)

light-grey, pale sandstone showing friable surface (ca 6 m)

thin-bedded alternation of green-grey slate and sandstone, load casts (ca 30 m)

well-bedded, medium grey dolomite, iron-stained surface (a 3 m)

light carbonate sandstone, the base consists of arenaceous dolomite (ca 12 m)

grey arenaceous shale (ca 4 m)

fine- to medium-grained, grey sandstone with burrows and ripple marks passing down into a thin-bedded alternation of slate and sandstone, flute casts (ca 11 m)

thick-bedded sandstone (ca 10 m) passing down into thin-bedded alternation of slate and sandstone

The described succession clearly shows cycles, which start with an argillaceousarenaceous flysch series passing into light-coloured sandstone and carbonate sandstone, and beds of dolomite on the top. The thickness of these cycles varies between 25 and 35 m. From these cycles it is also obvious that the Parahio Series is the continuation of the Haimanta sedimentation; the latter event took place in a geosynclinal trough and produced a rather monotonous argillaceous-arenaceous sequence. Strong internal folding and shearing has made it difficult to estimate the primary thickness, but it should be at least 2000 m. The sedimentary structures, which indicate rapid deposition, and the frequently observed cyclicity suggest a flysch environment. The dolomites, which come in towards the end of this trough sedimentation, signal shallowing due to regression. I agree with HAYDEN, who opines that the Haimanta sedimentation started in the Precambrian itself and came to an end in the Upper Cambrian as shown by the age of the fossiliferous beds of the Parahio Series, local conglomerates in it and the Ordovician unconformity. In my view the Haimantas correspond with the Attock-, Hazara-, Dogra-, and Simla Slates and Cambrian of Kashmir, Martoli- and Garbyang Formations and the Dhaulagiri Limestone of Nepal. The Caledonian movements, which put an end to the late Precambrian-Early Palaeozoic geosynclinal sedimentation, did not occur synchronously. In Spiti it began in the Upper Cambrian itself, whereas in other parts of Himalaya started later in Ordovician or Upper Silurian times. KANWAR & BHANDARI (1979) found acid and basic intrusions in the Ordo-Silurian series of the Sarchu area, which may be related to the Caledonian activity.

2.2 The Ordovician-Silurian

This rock group can clearly be subdivided into several formations, but as we did not work on it in detail and did not make new fossil collection, this sequence is dealt with together.

A Caledonian disturbance in the Himalaya can be deduced from marked changes in facies in the regional development of the Lower Palaeozoic formations (FUCHS, 1967, PANDE & SAXENA, 1968, etc.), but opponents argue that an unconformity is missing.

GRIESBACH (1891) whereas spoke of a conformable Lower Palaeozoic sequence, HAYDEN (1904) recognised the unconformity from the presence or absence of certain Cambrian beds below the Ordovician conglomerate in different parts of Spiti. In the course of my survey an angular unconformity was found to occur in outcrops 2.3 km southwest of Mud (Muth) (Figs. 5, 6). There the Ordovician conglomerate, dipping NE approximately 50°, lies discordantly over the Haimantas which dip NE with steep to near-vertical angles. The plane of discordance is irregular and the conglomerates fill deep pockets in the older formation, which in its uppermost 20 m is impregnated along joints and fractures with haematitic pigment, obviously derived from the plane of discordance (Fig. 7). The conglomerate consists of pebbles and boulders of quartz and quartzitic matter (up to 30 cm in diameter) in a purple, arenaceous, partly schistose matrix. The size of the components varies and sorting is poor. The thickness of the conglomerate changes between 5 and 40 m. Upwards in the sequence, the pebbles become rare and there is a passage into the thick red to purple quartzite series.



Fig. 5: The Ordovician basal conglomerate overlies the Haimantas with angular unconformity. The Haimantas (1) dip NE with steep to near-vertical angles; the Ordovician conglomerate (2) dips NE at ca 50° and passes upwards into thick quartzite series (3). Ridge 2.3 km SW of Mud (Muth), Pin valley.



Fig. 6: Detail of fig. 5 showing the angular unconformity between the Cambrian beds (1) and the transgressing Ordovician conglomerate (2).



Fig. 7: Detail of fig. 5; the Ordovician conglomerate (2) fills pockets in the Cambrian beds (1).



Fig. 8: The Ordovician conglomerate contains huge boulders derived from the underlying beds (compare to size of rucksack). Faint stratification is developed in finer layers only (near rucksack). Thango, Parahio valley, Spiti.

In the Parahio valley the conglomerate becomes very coarse and contains, beside quartzite, boulders of carbonates derived from the underlying Parahio Series (Fig. 8).

The conglomerates are followed by a thick (*ca* 600 m) sequence of well-bedded purple, pink, and brownish quartzites. GOEL & NAIR (1976) term these quartzites the Shian Quartzite. The quartzites are generally fine-grained, but in the Parahio valley some conglomeratic layers similar to those of the basal portion have been found also in this younger quartzite series. Argillaceous layers between the quartzitic beds are rather subordinate. Sedimentary structures such as current beddings, ripple marks, desiccation cracks, and clay gall breccias indicate deposition in very shallow water to terrestrial environment (Fig. 9, 10). Traces, imprints made in two parallel lines, probably made by trilobites, occur in the quartzite series; otherwise it is completely devoid of fossils. Approximately 10 m below the top, carbonate quartzites, carbonate quartzites, and red arenaceous shales. Coating of blue and green secondary copper minerals are occasionally observed along joints of the quartzites.

The above was observed near Mud (Muth), but in the upper Pin valley, in the Baldar Syncline, the quartzite series is more thick-bedded, fine- to coarse-grained, and the colour is red, pink, and white. The latter probably is, as already stated by HAYDEN (1904, p. 23), due to loss of colour caused by metamorphism.



Fig. 9: Transverse ripple marks in red Ordovician quartzite, SSW of Mud (Muth), Pin valley.



Fig. 10: Desiccation cracks in red Ordovician quartzite, SSW of Mud (Muth), Pin valley.

In the section south-west of Mud (Muth) the purple quartzite series is succeeded by the following sequence (from top to bottom):

Muth Quartzite (Devonian)

red and brown weathering, thick-bedded alternation of cross-bedded sandstone and grey marly, siliceous limestone with crinoids (HAYDEN's bed no. 8) passing down into ochreweathering grey shaly marls and limestones (HAYDEN's bed no. 7); *ca* 50 m

grey limestone, partly marly or silty, containing numerous brachiopods, corals, and crinoids. The corals (*Halysites, Chaetetes* and others) occur in situ and form bioherms (HAYDEN's bed no. 6); *ca* 15 m

alternation of dark shale, marl, and limestone; ca 3 m

thick-bedded, grey, siliceous limestone (ferruginous weathering) passing down into a thinbedded alternation of silty shales and marls; ca 30 m

alternation of grey silty shale, siltstone, sandstone, grey, impure, limestone and dolomite, rich in brachiopods and detritus of other fossils; *ca* 100 m

grey limestone, carbonate quartzite and light-coloured quartzite; ca 8 m

thin-bedded alternation of grey shales, silty shales, fine-grained grey sandstones, and carbo-

nate sandstones (ochre-weathering), brachiopoda are frequent; ca 20 m

carbonate quartzite and medium-grey, arenaceous limestone weathering brown; ca 6 m

thick-bedded, light-coloured quartzite; ca 7 m

grey shales, silty shales with calcareous layers; ca 1.5 m

red and grey carbonate quartzites and ochre-weathering sandy limestones; ca 6 m

thick-bedded, light grey, pink, slightly brownish, fine- to medium-grained quartzite and carbonate quartzite, current bedding (lower part of HAYDEN's bed no. 1); ca 15 m

red quartzite series already described

The work of HAYDEN (1904) and palaeontological deductions on his collection by REED (1912) has shown that the above sequence comprises the Ordovician (Caradoc) to Silurian (Wenlock). GUPTA (1973) summarises the palaeontological record from the Ordovician and Silurian formations. Based on the fossils he draws the Ordovician/Silurian boundary against HAYDEN's zone 4, whereas HAYDEN has drawn it against zone 5 and REED against zone 6. However, the lithological sequence is more or less continuous.

The facies of Ordovician and Silurian shows a transgression of probably terrestrial beds after an orogenic event. After the coarse material of the basal conglomerate, finer sands were deposited giving rise to the regularly bedded quartzites. Colour of the sediments and sedimentary structures suggest warm to hot arid climate. Gradually the sea got access and arenaceous-argillaceous-calcareous fossiliferous beds were deposited. Rather slowly the water-depths increased (central portion rich in silty shale), but did not become very deep, and then became shallow again (coral limestone and carbonate sandstones at the top of the succession). The climax of regression was reached with the deposition of the Muth Quartzite.

2.3 The Muth Quartzite

The Muth Quartzite forms a marker horizon in Spiti and other parts of the Tibetan Zone, easily recognisable by its white colour and its resistivity to weathering. The formation consists of thick-bedded to massive, white or slightly greenish, fine- to medium-grained rather pure quartzites. The rocks exhibit current bedding, ripple marks, and burrows.

In the uppermost 20 m of the formation, which has a total thickness of nearabout 120 m near Mud (Muth), beds of grey carbonate quartzite, sandy dolomite, or dolomite are intercalated in the quartzites. They weather in ochre colours, and are 3-4 m thick. Intraformational breccias are not rare in these shallow-water dolomites, which resemble closely to those of western Dolpo in Nepal (FUCHS, 1977 a; p. 196).

Near the top of the Muth Quartzite, which is exposed in the dip slope of the ravine WNW of Mud (Muth), boulders of quartzite up to 0.8 m in diameter, weather out from the wavy s-planes of the quartzite (Fig. 11).



Fig. 11: Wavy s-plane of Muth Quartzite; note the big boulder weathering out in lower right side of the picture; ravine WNW of Mud (Muth) village.

We did not find any fossils in the formation as did HAYDEN, who, however, asserted that its age was Upper Silurian or Devonian. His conclusion was drawn from the fact that the beds immediately underlying have yielded *Pentamerus oblongus*, and that the Muth Quartzite passed upwards into siliceous limestones of probable Devonian age (1904, p. 34). GUPTA (1969 and 1973) suggests a Lower or Middle Devonian age for the Muth Quartzite of the Spiti region, his main argument being his record of the fossil *Psilophyton princeps* in beds just below the Muth Quartzite, west of Losar (upper Spiti valley). This fossil is very common there and was observed there by the author also. Further GUPTA & JAIN (1967) have found a Middle Devonian brachiopod fauna in the Muth Quartzite west of Losar. GOEL & NAIR (1976), on the other hand, argue for a pre-Devonian age of the Muth Quartzite. According to them *Pentamerus oblongus* suggests rather an early Silurian age and the beds containing these fossils pass into the overlying Muth Quartzite. Certainly there is an increase of sand towards the top of the Silurian succession indicating a regression; but a major gap below the white Muth Quartzite is very likely, I would say rather probable. Hence the argument for a pre-Devonian age is not very strong.

The upper boundary of the Muth Quartzite is marked by an increase of carbonate content. The poorly preserved fossils, however, make it difficult to give a precise age of the overlying beds. We shall deal with this problem in the following chapter.

2.4 The Lipak Formation

HAYDEN (1904) found the carbonate series overlying the Muth Quartzite in several places (like Losar, Pin valley, etc.); in other places, however, it is wanting because of its removal by erosion prior to the deposition of the Permian beds.

We examined this carbonate series west of Losar, in the Chhidang- and Gungri Anticlines (Pin valley) and WNW of Mud (Muth). The last two localities show most complete development of these beds.

In the ravine WNW of Mud (Muth) the Muth Quartzite forms the dip-slopes on the orographically right side. On the left side we find the following succession (from bottom to top):

thick-bedded, grey quartzite with ferruginous weathering, brachiopod shell layers. The impure quartzite layers contain carbonate and silt. There is also indication of re-working; ca 15 m

Prof. Dr. R. SIEBER kindly examined the ill-preserved brachiopoda; they are referable to *Atrypa* sp. and *Cyrtina* sp., productidae are missing. A rhynchonellid is referable to "*Camero-toechia*". The character of the faunula is more indicative of Upper Devonian than of Lower Carboniferous age.

thick-bedded sequence of blue-grey, laminated limestones, sandy-silty limestones, and lightcoloured dolomite layers. The series is rich in spiriferids (viz. *Syringothyris cuspidata*) and productids, which start 15 m above the basal carbonate quartzites. In the upper portion of the series black argillites are intercalated in the carbonates; *ca* 80 m

breccia composed of re-worked fragments of the above rocks, belongs to the transgressing Permian series.

From the lithology and sedimentary structures (e. g. intraformational breccia etc.) it is evident that the series was deposited in shallow sea, which gradually replaced the arenaceous, probably mainly terrestrial sedimentation of the Muth Quartzite. As is shown by the brachiopod fauna, the main mass of the carbonates is Lower Carboniferous and represents Lipak Formation. The carbonate quartzites at the base, however, may also belong to the upper part of Devonian (cf. HAYDEN, 1904).

Immediately west of the village Mud (Muth), the following succession was observed above the Muth Quartzite (from base to top):

black shales passing into siltstone and impure quartzite; 1.5 m

thin-bedded dolomite with a layer of quartzite, which fills pockets in dolomite; ca 4 m

gap in observation (talus)

thick-bedded, blue-grey dolomitic limestone and dolomites, ferruginous weathering, nodular structures, crinoids; ca 5 m

grey, marly limestones, blue limestones, and dolomitic limestones with sandy layers, crinoids, solitary corals, bryozoa and abundant brachiopoda; *ca* 8 m

light quartzite, thick-bedded; 3 m

black argillites; ca 6 m

dark-grey, laminated limestone with sandy layers containing fragments of limestone; ca 5 m

blue, thin- to thick-bedded limestones, laminated, rich in brachiopoda, bryozoa, and corals (?); ca 8 m

light limestones with marly, sandy or silty layers; rich in spiriferidae and productidae, spongae and crinoids; ca 4 m

Prof. Dr. R. SIEBER (Geol. B.-A., Vienna) kindly examined a sample from this bed and identified: *Syringothyris* sp., *Sprifer (striatus), Choristites* (? larger productid, *Buxtonia* sp.); a small productid is rare but significant for Lower Carboniferous, the larger *Spiriferida* are more frequent.

talus

dark, blue limestone, partly laminated and current-bedded, sandy-oolitic layers, intraformational breccias and detritus of crinoids and brachiopods; ca 30 m

According to Prof. Dr. R. SIEBER the brachiopods are spiriferids, productids and Atrypa sp.

The total thickness of the carbonate formation overlying the Muth Quartzite exceeds 100 m. Most of it is definitely Lower Carboniferous, but the basal unfossiliferous beds may be partly Upper Devonian.

South-west of Gungri and east of Khar the lower boundary of the Lipak Formation is well-exposed. The basal limestone is arenaceous and fills the pockets in the underlying Muth Quartzite. Then follow a few meters of alternating light, cross-bedded quartzites, carbonate quartzites, sandy limestones and blue, layered limestones. Brecciaceous layers and lenses are also found sporadically in these basal beds, which are succeeded by blue limestones, dark argillites, and light dolomites alternating. Immediately west of Guling (Kuling) the top of the Lipak Formation is exposed, where the sequence down from the top is:

Permian conglomerate

grey shaly marls and blue limestones, ferruginous weathering, intraformational breccias; a 18 m

grey splintery shales with thin layers of calcareous sandstone and blue limestone, re-working; ca 4 m

thick-bedded blue limestone

If we compare the described succession and the sections reported by HAYDEN (1904) we find a rather similar and characteristic association of rocks: A carbonate sequence with argillaceous and arenaceous intercalations. The series was deposited in shallow water, which explains the difficulty to correlate individual beds. The thickness as well shows great variation. In the Pin valley the thickness of the formation is between 80 and 150 m, whereas HAYDEN (1904, p. 36 - 37) recorded a thickness of 600 m from Kinnaur (south-east of Spiti). In other locations, like in the Parahio valley, the carbonate formation is missing altogether. HAYDEN reported thickening and dwindling down of the formation when followed along the strike, and he appears to be correct that this was caused by the pre-Permian or Lower Permian denudation. Additionally, the carbonate sedimentation, after the deposition of the Muth Quartzite, may have started at different times in different places. This may explain the presence of almost 300 m of carbonate series between the top of the Muth Quartzite and the first Carboniferous fossil horizon in Kinnaur, whereas in the Pin valley this horizon is separated from the Muth Quartzite by a few tens of meters only (HAYDEN, 1904; p. 36 - 43). This also suggests that the presumably Devonian limestones of Kinnaur are missing in the Pin valley or are represented there by the basal beds of the Lipak Formation, a few meters thick only. The predominating part of the Lipak Formation of the Pin valley is definitely Lower Carboniferous.

The thick argillaceous-arenaceous series, which makes up the upper part of Lower to Upper Carboniferous in eastern and western Spiti, the Po Series, is missing in the Pin valley. On our approach to the Pin valley we examined these beds cursorily on the Ganmachidum hill near Losar. For a complete and detailed description of Po Series I may refer to HAY-DEN (1904; p. 45 - 51). The Po Series consists of a shale-quartzite alternation and may attain a thickness of aa 600 m. The dark and earthy shales prevail in the lower portion, whereas the upper one is predominated by quartzites. The plant fossils found in the lower part of this succession, the Thabo Stage, indicate still a Lower Carboniferous age; higher up brachiopods and bryozoa (fenestellids) occur giving a Middle to Upper Carboniferous age. Towards the top of the series conglomerates and pebbly mudstones come in, which resemble the tillites and tilloids of the Agglomeratic Slate of Kashmir-Chamba. As these conglomerates are unfossiliferous the Carboniferous/Permian boundary is uncertain.

In this regard some observations made in the Chichong section, south-west of Losar (upper Spiti valley) may be of interest. There white, grey, brownish weathering, very hard quartzites build up 5 - 8 m thick beds and show cross bedding. They alternate with black splintery shales, silty shales, pebbly mudstones and rare calcareous layers. Hieroglyphs are frequent. This series that represents the upper part of the Po sequence is overlain by conglomerate beds along an angular unconformity. Above the contact follows a 0.5 - 1 m

bed of calcareous sandstone with layers of conglomerate and dark shale. Then follow massive conglomeratic sandstones and pebbly shales; rounded and angular pebbles of quartzite, slate, siltstone, carbonate, etc. are sporadically embedded in a green-grey matrix of sandstone or silty shale. An alternation of conglomerate and quartzite follows higher up.

The lithology of the above succession resembles the Agglomeratic Slate, particularly the characteristic tilloids are identical. They occur below and above the angular unconformity. It is a problem now, whether this unconformity indicates a local disturbance within the upper part of the Po Series or signals the herald of the Permian sequence. The latter is likely to be the case as the Permian beds transgress upon different older formations in Spiti and other parts of the Tibetan Zone and thus the basal Permian unconformity is wide-spread.

Another problem of the Carboniferous of Spiti is the existence of basic volcanics comparable to the Panjal Trap of Kashmir-Chamba. HAYDEN (1904; p. 45) studied the occurrence of trap in south-eastern Spiti, reported earlier by STOLICZKA (1866) to be contemporaneous, and came to the conclusion that these rocks were really dikes. Diabase or doleritic dikes were observed by us in the Ordovician or Muth Quartzite of the Pin valley. But in the upper course of that valley, in the fan of the Larang stream, a tributary from the west, I found a boulder of a basic trap rock exactly resembling the Panjal Trap. The light-green, slightly schistose, fine-grained rock beautifully shows the amygdales and phenocrysts on the iron-stained surface. I climbed the Larang valley up to the cirque with the intention to find the trap in situ, but in vain. Later I found a boulder of basic agglomerate in the river bed of the Pin near Chhidang. I suspect that these basic volcanics correspond with the Panjal Trap and are derived from the southern parts of Spiti, where the facies of the Tibetan Zone may pass into that of Kashmir-Chamba.

An updated list of the fossil content of all Carboniferous formations is given by GUPTA (1973).

2.5 The Kuling Formation

According to HAYDEN (1904) the Permian commences with conglomerates, which pass into calcareous sandstone rich in fossils. Then a series of dark shales follow – the 'Kuling Shale' (STOLICZKA, 1866). As the whole Permian succession is very well exposed in the village Guling (Kuling), I suggest the name of this village as the term for all the Permian beds (Fig. 12).

At Guling (Kuling) we find the following sequence from top to bottom:

Otoceras Bed

'Kuling Shale' (55 m): In the upper 18 m black needle shales predominate, the lower portions are composed of green-grey to black silty shales with siltstone layers. In the upper half of the 'Kuling Shale' there are a few lenses of black calcareous siltstone containing concretions. Fossils are found almost throughout the 'Kuling Shale', most common are *Marginifera* (*Lamnimargus*) *bimalayensis* and *Spiriferella rajab*.

thick-bedded, light-coloured, coarse-grained, quartzitic and calcareous sandstone, showing current bedding and some gritty layers, the weathered surfaces are generally brown; 14 m; the uppermost bed is very rich in large brachiopods (spirifers, productids, etc.). 6 - 7 m above the base a calcareous sandstone bed contains plenty of brachiopods, small pockets and lenses of weathered brachiopods are sporadically distributed almost throughout



Fig. 12: The ridge NW of Guling (Kuling) seen from the NW, from a side valley.

- 1. Lipak Formation (Lower Carboniferous)
- 2. Kuling Formation (Permian)
 - a) Conglomerate and quartzite
- b) Kuling Shales, lower part richer in siltstone, upper part more argillaceous
- 3. Scythian to Lower Ladinic
- 4. Daonella Shales (Ladinic)
- 5. Daonella Limestone
- 6. Grey Beds (Carnic)
- 7. Tropites Limestone (Carnic)
- F fault

light-coloured, ochre-weathering, coarse-grained to conglomeratic sandstone and carbonate sandstone. The components of the conglomeratic portions reach 10 cm size; 1.5 - 2 m

Lipak Formation

East of the Khar village (WSW of Guling or Kuling) the Permian consists of light quartzites and carbonate sandstones overlain by green-grey silty shales and siltstones and black needle shales forming the top. The whole succession is 50 - 60 m thick.

Good sections through the Permian beds (ca 60 m) are found in the ravine WNW of Mud (Muth) (Fig. 13):

Otoceras bed

'Kuling Shale': green-grey and black silty shales (52 m), 10 m and 11 m above the base there are beds of dark impure calcareous sandstone (0.5 m) rich in brachiopoda



Fig. 13: The orographically left slope of the ravine WNW of Mud (Muth).

- 1. Lipak Formation (Lower Carboniferous)
- 2 a. Permian conglomerate and quartzites
- 2 b. Kuling Shales 3. Scytho-Anisian

Kuling Formation

- 4. Daonella Shales (Ladinic)
- 5. Daonella-Halobia Limestone (Ladinic-Carnic)
- 6. Grey Beds
- 7. Tropites Limestone (Carnic)

carbonate sandstone and quartzite, medium- to coarse-grained, containing abundant brachiopods; the basal 0.2 m of this bed still contain pieces of Lipak limestone up to 20 cm size; thickness varies between 1.5 and 3 m

breccia composed of fragments derived from the Lipak Formation; 0.6 m

bed of blue limestone; 0.2 m

breccia composed of angular limestone and shale fragments of the re-worked Lipak Formation, embedded in a ferruginous weathering, calcareous-silty matrix; 1.1 m

Lipak Formation

The re-working of the Lipak Formation and the small thickness of the basal arenaceous beds of the Permian in the section are significant.

The Permian described above continues from Muth to the north-west into the Parahio valley. There it directly overlies the Muth Quartzite or the Silurian beds. Near the village Gechang the Ordovician-Silurian and the Muth Quartzite are highly disturbed by a series of faults with displacement of few tens of meters or only few meters. We observed that the thickness of the Muth Quartzite, which is much less than near Mud (Muth) or Sagnam, changes abruptly along these faults. Followed NNW from Gechang the Muth Quartzite is missing altogether and the Kuling Formation transgresses directly on the Silurians. This occurs along one of the faults (see Pl. 1). Thus there is evidence that the pre-Permian rocks were faulted, eroded, and then transgressed by the Permian beds. Locally the old faults are rejuvenated, where Permian and Mesozoic beds are disturbed.

The base of the Kuling Formation consists of conglomeratic sandstone, green-grey gritty sandstone and grey quartzite, showing rusty weathering. The components, all well-rounded or angular fragments of the Muth Quartzite or Silurians, are poorly sorted. Their sizes are generally 2 - 6 cm, only rarely they reach 30 cm. The basal conglomerates and arenites fill pockets and holes in the Silurian limestone, which apparently had attained its rough surface in a pre-Permian or Lower Permian period of weathering and erosion. The coarse, arenaceous basal beds are approximately 2 m thick and are followed immediately by 'Kuling Shale', which is about 55 m thick. Thus the development of the 'Kuling Shale' is rather constant; the underlying Permian beds, however, show a considerable change in thickness.

The northern-most outcrops of the Kuling Formation in the Pin valley are those of the Chhidang Anticline. There the quartzites, green-grey sandstones, and carbonate sandstones, rich in brachiopods, crinoids, and hieroglyphs are roughly 15 m thick; the 'Kuling Shale' shows its usual thickness of about 55 m. The Kuling Formation, however, is much disturbed by folding there.

Near Lingti in the Spiti valley, opposite the Pin river confluence with the Spiti river, there is a thicker and different development of the Permian: The base is not exposed, but the thickness of the lower clastic division is not less than 250 m. It consists of an alternation of thick quartzite beds, conglomerates, tilloids, sandstones, siltstones and slates. The quartzites are fine- to coarse-grained or gritty, light-grey, green and brown, partly massive and pass into arkose-quartzite or sandstone. The grey, green sandstones are frequently silty or micaceous. The conglomerates are either thickly packed or of tilloid type. The matrix of the latter is sandstone or silty shale; the well-rounded or angular components are quartz quartzite, slate, limestone, dolomite, granite-gneiss and various rocks from the same formation. The siltstones and silty shales are green-grey, the slates and shales dark-grey to black. The Calcareous beds in the upper portion are full of brachiopods (*Neospirifer* and productids). Plant detritus is not rare in the sandstones. *Zoophycus* is observed in the higher part of the sequence. There is much similarity with the Thini Chu Formation of Dolpo (north-western Nepal; see FUCHS, 1967 and 1977 a).

The 'Kuling Shale' consists of shaly siltstones and silty shales in the lower 30 m, the upper 25 m are formed by black needle shale and dark-grey silty shales with black concretions. *Marginifera (Lamnimargus) himalayensis* and *Spiriferella rajah* and *Zoophycus* are very common in the lower portion. From 8 to 1.3 m below the *Otoceras* limestone several specimens of *Xenaspis carbonaria* and *Cyclolobus* were found (see BHATT et al., 1980).

In the classical Lilang section, further north, still greater thickness of pre-'Kuling Shale' Permian beds is present (BHATT & JOSHI, 1980 a).

In respect of the palaeogeography the Upper Palaeozoic development of Spiti is of great interest. According to HAYDEN (1904) the Calcareous Sandstone and the Productus Shale or the 'Kuling Shale' are regularly developed all over Spiti, but the underlying formations are very variable. The fact that the Permian sequence transgresses on different older formations down to the basal Ordovician quartzite (HAYDEN, 1904; p. 52) suggests that much of the pre-Permian succession has been removed by erosion. The same observation has been made by KANWAR & BHANDARI (1979) in the region adjacent to Spiti in the north-west.

Obviously this denudation, which was related to the Hercynian disturbance, was most effective in southern Spiti, from the Thanam valley in the south-east to the Parahio valley in the north-west. If we go towards the north-east the Palaeozoic sequence becomes thicker. I suspect that the gap is smaller towards the north-east, along the axis Losar-lower Spiti valley. At Losar the facies of the Po Series below the unconformity, described in part 2.4, is the same as that of the succeeding Permian beds thus it may be assumed that the tectonic event did not interrupt the sedimentation seriously. The facies reflects changing conditions in a basin disturbed by contemporaneous orogenic activity and is the same as that of the Agglomeratic Slate of Kashmir-Chamba. In the axial zone of the basin the sedimentation was almost continuous giving rise to thick Permian beds, while in the southern portions of the Spiti basin during a part of this period removal of the older formation was going on. Thus I think that deposition started in southern Spiti with the sedimentation of the Calcareous Sandstone or even only a few meters before the 'Kuling Shale'. Consequently the basal conglomerates of southern Spiti appear to be younger than those of the basin-axis. If we follow HAYDEN, who placed the Calcareous Sandstone in the Middle Permian, the Lower Permian should be missing in the south. According to BHATT & JOSHI (1980 a) the fauna of the Calcareous Sandstone is of Lower Permian (Artinskian), which would mean that the lower portions of the "Permian" of the basin-axis would actually be of Upper Carboniferous age.

After the deposition of the 'Kuling Shale' (uniform all over Spiti), the sedimentation was again interrupted at the top of the shale sequence (see chapter 2.6.1).

2.6 The Triassic-Jurassic

The Mesozoic formations have a wide distribution in the Spiti Synclinorium, and are very important in the lower and middle course of the Pin river. In the local landscape they are easily recognised (Fig. 12, 13 and 16 - 21 on Pl. 3): The thin, dark band of the 'Kuling Shale' marks the top of the Palaeozoics and above this horizon the Scytho-Anisian stands out as a thin, resistant band. Then follows the thick, well-bedded Triassic-Jurassic carbonate sequence with its characteristic light-grey weathering colours. Generally the terrain is rather rugged. Differences in the content of argillites make certain bands less resistant and others to form cliffs. Accordingly, the whole succession can be subdivided into formations, which may be traced from afar.

Due to this natural demarcation, we discerned the same litho-units as VON KRAFFT (in HAYDEN, 1904); in the geological map of HAYDEN, however, these subdivisions are not shown.

As our fossil material and the detailed sections measured by the stratigraphers are not worded out, I provisionally use the old stratigraphic terminology in many cases. Regarding the fossil occurrence and their stratigraphic distribution we refer to HAYDEN (1904), DIENER (1912), PASCOE (1975) and GUPTA (1975).

2.6.1 The Scytho-Anisian

The boundary between the 'Kuling Shale' is sharp and marked by ochre-weathering, grey, massive limestone. A thin lateritic layer and re-working of the underlying Permian rocks in the lowest 10 cm of the limestone indicate a break in sedimentation (BHATT et al., 1980, and BHATT & JOSHI, 1980 b). Further the contact is not strictly conformable, as the lowest bed, the Otoceras limestone, fills small moulds and thus its thickness is variable.

The Scytho-Anisian shows thickness of approximately 30 m and is composed of wellbedded, chiefly platy dense limestones of light-grey and blue colour. These limestones form a resistant band in the landscape and weather in characteristic khaki and brownish colours. In certain horizons grey shales are interbedded with the limestones. A characteristic of this carbonate sequence is the abundance of fossils, chiefly ammonites, in certain beds (e. g. Meekoceras Bed, Hedenstroemia Bed, Anisian). Brachiopods, gastropods, and bivalves are locally abundant in certain horizons. The distribution of the fossils in the formation and their stratigraphic significance are dealt by HAYDEN (1904), DIENER (1912), GUPTA (1975), etc., to whom we refer. According to DIENER (1912, p. 71) and L. KRYSTYN (personal communication) the formation comprises not only the Scythian and Anisian, but its uppermost beds are Ladinic. On the other hand, according to BHATT et al. (in press) and BAN-DO et al. (in press) the basal Otoceras bed represents the highest stage of Permian, i. e. Dorashamian, on conodont evidences.

2.6.2 The Daonella Shales

Above the resistant band of the Lower Triassic and Anisian – Lower Ladinic a thinbedded succession of mainly earthy-coloured shales and mudstones follows. This rock formation exhibits softer geomorphological form, mostly covered by talus. This band is 45 – 55 m thick. The fauna, consisting of lamellibranch, brachiopods, and ammonites, is distinctly Ladinic (HAYDEN, 1904; DIENER, 1912, and GUPTA, 1975). Due to bad exposures, however, the fossils are not easy to collect.

2.6.3 The Daonella- and Halobia Limestone

The Daonella Shales are succeeded by 80 - 90 m of thin- to thick-bedded, black and blue limestone with subordinate argillaceous partings. Like the underlying formation they also bleach on weathered surfaces, certain beds exhibit ochre tinge. Between the softer Daonella Shales below and Grey Beds above, this predominantly carbonate succession forms a regularly bedded cliff recognisable from afar. Within this complex rock unit VON KRAFFT distinguished a lower Daonella Limestone from the upper Halobia Limestone (HAYDEN, 1904). The Ladinic/Carnic boundary is assumed between these two subdivisions. The leading fossil *Daonella lommeli* occurs only in the lower portion of the Daonella Limestone. As good fossils are generally rare we did not separate the Ladinic from the Carnic part and mapped the lithologically uniform limestone as one unit.

2.6.4 The Grey Beds

This name is derived from the light-grey weathering colours shown by the alternation of dark shales, marls, and limestones that constitute the Grey Beds. From the Scythian up to the Grey Beds practically the same rock types are found, only the ratio of argillaceous to calcareous rocks changes. In the Grey Beds marls and shales predominate. This soft rock complex is much folded and it is not easy to estimate the original thickness, which appears to be 175 – 225 m. The fossil content listed by HAYDEN (1904) and DIENER (1912) supports a Carnic age.

2.6.5 The Tropites Limestone

Upwards the Grey Beds pass into a 250 - 300 m thick limestone complex, which forms a marked cliff. The lower portion of the complex (aa 80 m) consists of well-bedded grey, blue, and black limestones with subordinate argillaceous layers. The middle parts (aa 80 m) comprise dark-grey and black silty or sandy shales, calcareous and cross-bedded sandstones, impure limestones and marls, and blue limestones. This soft, brownish weathering band is succeeded by thick-bedded grey and blue limestones, partly cherty, and dolomites (aa 120 m).

Lists of fossils are given by HAYDEN (1904) and DIENER (1912), however, wellpreserved fossils are rather rare. We found algae, ill-preserved corals, bryozoa, brachiopods, bivalves (including *Megalodon*, in the Gyundi rive section), gastropods, nautiloids, ammonoids, crinoids and spines of *Cidaris*. Layers of oolite, re-worked carbonates, fossil debris as well as current bedding in the arenaceous beds of the middle portion indicate deposition in shallow water. Up to the Tropites Limestone the calcareous sedimentation of the Trias was mixed with argillaceous matter, but higher up arenaceous and silty beds make their appearance.

The age of the Tropites Limestone is generally accepted as Upper Carnic.

2.6.6 The Juvavites- and Monotis Shales

At the top of the Tropites Limestone I observed a marked horizon of re-working in the Gyundi river section (near Hal village) and other places. Fragments of the underlying carbonates, up to dm-sizes are embedded in the lowest arenaceous limestone bed of the transgressing series. Up to 1 m above the base several breccia layers are found, which are fining upwards. Ill-preserved corals, brachiopods, gastropods, ammonites, and crinoids occur in this basal bed.

Then a 250 - 300 m thick alternation of argillaceous, calcareous and arenaceous beds follows: Grey and dark silty shales (with frequent *Zoophycus*), blue, schistose marls, predominantly thin-bedded, blue, nodular limestones, grey, silty or sandy limestones, weathering in ochre colour and mainly thin-bedded, grey, partly calcareous sandstones. A zone of hard, thick-bedded sandstone resembles very much the quartzitic sandstone in the Tarap Shales of Dolpo (Nepal; FUCHS, 1977 a, p. 207). Cross-bedding and convolute bedding are frequent in the sandstones.

In several cases a cyclic sedimentation is indicated by the sequence: Silty shale – silty or arenaceous limestone – blue nodular limestone. In the topmost 40 m of the formation beds of sandstone and quartzite are intercalated in the silty series signalling increasing arenaceous influx.

Fossils are not rare, but mostly poorly preserved: sponges, corals, brachiopods, nautiloids, ammonoids and lamellibranchs of *Halobia* type.

The above succession is definitely Noric in age. HAYDEN (1904) subdivided it into the lower 'Juvavites Beds' and the upper 'Monotis Shales', which are separated by a band of massive limestone, the 'Coral Limestone'. This limestone horizon, however, is missing in several areas of Spiti (Gyundi river – Kaja, upper Pin valley around Mud or Muth), and

there the lithologically identical lower and upper portions are inseparable. Good fossil mark ers are too scarce to be used for palaeontological distinction. As such I mapped the 'Juvavites-' and 'Monotis Shales' as one unit.

The Coral Limestone is light-grey, massive limestone full of coral colonies and crinoids (Fig. 14). But it also contains fragments of brachiopoda and bryozoa (see HAYDEN, 1904; p. 82 and GUPTA, 1975; p. 54). In the midst of the soft shaly series, the Coral Limestone weathers out as a hard, resistant band (Fig. 19 – 21 on Pl. 3). The thickness varies from a few meters to approximately 30 m. As mentioned above it is missing around Mud (Muth), but is well-developed in the middle and lower course of the Pin valley. The fact that the Coral Limestone is missing in certain parts of Spiti is easily explained, for it occurs in the nature of a reef deposit with restricted lateral extent. Even where this reef deposit is well-developed, sometimes it has pinched out of the section due to folding, shearing or faulting.

The facies of the Juvavites- and Monotis Shales documents a strong, rhythmic influx of silty and arenaceous matter in a basin with carbonate sedimentation. Probably the water was not very deep, but the subsidence, as may be adduced from the thickness and the lithology of the formation, was considerable. The Coral Limestone apparently marks a swell area, which was almost free of the clastic matter that contaminates the adjoining part of the basin. This swell appears to have existed for a relatively short period in the Middle Noric.



Fig. 14: Coral colonies in block of Coral Limestone, E of Chhidang on the orographically right side of the Pin valley.

2.6.7 The Quartzite Series and Kioto Limestone

The soft Monotis Shales are overlain by a thick-bedded carbonate complex, the Kioto Limestone, which contains arenaceous beds in its basal part, the Quartzite Series. The carbonate succession is several hundred meters thick and forms lofty cliffs.

The Quartzite Series consists of a 50 - 100 m thick alternation of white, grey, and brown quartzite, carbonate quartzite, sandy limestone, exhibiting cross-bedding and brown to orange weathering colours, blue to black limestone and subordinate shaly layers. Shell beds full of brachiopods and bivalves and cross-sections of large specimens of *Megalodon* are not rare.

Upwards the arenaceous beds become insignificant and without a sharp boundary there is a passage into the overlying Kioto Limestone. The formation is composed of lightgrey, cream, blue, and black partly cherty limestones, dolomites, and subordinate marls. Arenaceous limestone beds often show current bedding. Intraformational breccias, oncoidal layers and beds containing fossil debris stress the shallow-water origin of the carbonate complex.

Near the base, large thick-shelled bivalves *Megalodon* and *Dicerocardium* are frequent (Fig. 15, 16); the higher portions yielded *Lithiotis*. Algae, corals, bryozoa, brachiopods, gastropods, bivalves and crinoids are found at various levels in the formation. Since the beginning of this century it is known that the Quartzite Series starts in the Noric or Rhaetic and the Kioto Limestone is Triassic in its lower part and comprises the Liassic and the lower Dogger in its upper part. This was proved by later studies also in other parts of the Tibetan Zone and is generally accepted (FUCHS, 1967).



Fig. 15: Cross-sections of large specimens of Megalodon in basal beds of Kioto Limestone, SE of Tiling.



Fig. 16: Cross-sections of large individuals of *Dicerocardium* and *Megalodon* in basal beds of Kioto Limestone, SE of Tiling.

2.6.8 The Dogger

In the Pin area, formations younger than Kioto Limestone are eroded away with the exception of the Kirgarang valley, N of Chhidang. In the orographically left slope of the valley I found the following descending succession:

Spiti Shales

blue-grey lumachelle limestone (1.5 m)

black shales (4 m)

grey shales containing layers of ferruginous oolitic, ochre-weathering arenaceous limestone and brachiopod limestone (ca 6 m)

calcareous sandstone to sandy limestone and blue, platy limestone yielding *Trigonia* and other bivalves; current bedding in the arenaceous beds (ca 15 m)

Kioto Limestone

Followed upstream belemnites were found not only in the overlying Spiti Shales but also in the Dogger beds. The thickness of the latter is approximately 30 m.

Based upon field evidence HAYDEN (1904, p. 85) regarded these beds as upper Middle to Upper Jurassic. Beds of rather similar lithology, but larger thickness, were described by DIENER (1912, p. 101 – 102) from the Shalshal Cliff (Painkhanda, Kumaun) and by HEIM & GANSSER (1939) as Laptal Series. Corresponding beds are also found in northern Nepal (FUCHS, 1967; p. 186 – 190; and BORDET et al., 1971; p. 146 – 153). Towards the northwest of Spiti KANWAR & BHANDARI (1979) report about corresponding beds under the name Belemnites Beds. FUCHS (1977 b) found a rather thin development of the Dogger in south-western Ladakh.

2.6.9 The Spiti Shales

In the syncline in which the Dogger was preserved from erosion (the Tanjangkari Syncline), Spiti Shales are also exposed. Their thickness is 40 - 60 m. The Spiti Shales consist of soft, dark grey to black, silty shales containing sporadic and thin beds of dark impure limestone. Abundant belemnites are found in the lowest portion of the Spiti Shales, the rest of which has yielded only some bivalves in the Kirgarang valley. The famous ammonoid faunas (DIENER, 1895 and UHLIG, 1903 – 1910) were not observed in the highly squeezed occurrences of the Kirgarang valley. The age of the Spiti Shales generally is accepted as Upper Oxfordian-Lower Neocomian, except in Nepal where they end with the Upper Jurassic according to BORDET et al. (1971).

2.7 The Giumal Sandstone

This Upper Neocomian clastic formation, which succeeds the Spiti Shales, is missing in the Pin valley. It is well-developed in the wide syncline north-east of the Spiti river and was not observed by us in situ. Blocks of the white and grey quartzites and green sandstones are found along the road from Lingti to Kaja, particularly near the village Lidang, where they are brought down from the north along a series of nalas (small valleys).

3. Tectonics

In Spiti the Tibetan Zone forms a wide synclinorium. If we approach this synclinorium from the south-west, from the Central Crystalline axis, the grade of metamorphism decreases and we get into the Precambrian-Palaeozoic formations. As we go from the Great Himalayan Range to the north towards the axis of the Synclinorium, we cross the whole Palaeozoic-Mesozoic sequence of Spiti and the younger formations become more and more important. This general picture of a succession younging northwards is complicated by the folding. In the following chapters I describe the told elements from the south-west to the north-east.

3.1 The Baldar Syncline

GRIESBACH (1891), who gave the first geological section along the Pin valley, recognised the syncline that crosses the Pin valley at Baldar camping ground. In the midst of the northeast dipping Haimantas intricately folded Ordovician quartizes cross the valley reaching its bottom (Pl. 1 und 2). Younger formations filling the core of the syncline are exposed in the mountain south of the Larang cirque and SSE of Baldar above the trail to Bhabeh Pass. From binocular observation and fallen blocks I come to the inference that Triassic beds are also found in that syncline. The whole sequence, however, is metamorphosed to the grade of the greenschist facies. East-west and north-west striking faults cross the syncline and complicate it. The north-eastern limb is generally overturned towards the south-west.

From the Baldar Syncline down the Pin valley towards Mud (Muth) all the country is built of Haimantas. There is much folding in this series; the dips, however, remain northeast.

3.2. The Mud Syncline

Near the village of Mud (Muth) the Haimantas are followed by the Palaeo-Mesozoic sequence up to the Kioto Limestone. The formations which form the south-western limb of the Mud Syncline dip regularly towards the north-east at 50° - 60° (Fig. 17). Only smallscale folding is found in the Kioto Limestone in the core of the syncline. These chevron folds are observed in the Palla Chhosang mountain north of Mud (Muth) (Pl. 2 [3]). Here the Juvavites- and Monotis Shales are upthrown along a steep-faulted anticline that separates the Kioto Limestone of the Palla Chhosang from a secondary syncline to the northeast. This V-shaped fold, assymmetrical to the north-east, is rather conspicuous in the landscape and is also indicated in BERTHELSEN's section along the Pin valley (1953). Towards the south-east this syncline can be traced along the Ensa valley and is separated from the main Mud Syncline by a band of disturbed Juvavites-Monotis Shales. Followed towards the north-west the double syncline crosses the Parahio valley between Khaga and Gechang. The Kioto Limestone does not reach the bottom of the valley, as it closes in the cores of the synclines in the cliff-faces south of the river. There the folds are disturbed by strike faults. Further, the south-western limb of the Mud Syncline of the Parahio valley is cut by a series of faults striking approximately west-east.

3.3 The Pakchung Anticline

Along the Parahio river below the village Pakchung the Scytho-Anisian limestones crop out as the oldest beds. Much folded Daonella Limestone is exposed in the rock faces above the village. Towards the north-west the anticline continues along the Kidul Chu (river), just north-east of this river. The south-eastern continuation of the Pakchung Anticline is the fold exposed south-east of the village Tiling. There Tropites Limestone forms the core of the anticline. Around the village Ensa, Juvavites and Monotis Shales form the core and plunge south-eastward beneath Kioto Limestone.

3.4 The Mikin Syncline

North of Mikin, the village that is situated at the confluence of the Pin and Parahio rivers, a marked symmetrical syncline is exposed (Fig. 18 on Pl. 3). Kioto Limestone forms the core of the syncline, capping the mountain NNW of Mikin. Towards the south-east the syncline is less pronounced. It is indicated by the Juvavites Shales syncline east of Tiling and the Kioto Limestone in the slopes north-east of the village Ensa.

3.5 The Gungri Anticline

Immediately east of the junction of the Pin and Parahio rivers Muth Quartzite forms the core of an anticline (Fig. 18 on Pl. 3). Near the orographically right bank of the Pin river



Fig. 17: The Pin valley around Mud (Muth).

- 1. Siluro-Ordovician
- 2. Muth Quartzite
- 3. Lipak Formation
- 4. Kuling Formation (Permian)
- 5. Scytho-Anisian
- 6. Daonella Shales

- 7. Daonella-Halobia Limestone
- 8. Grey Beds
- 9. Tropites Limestone
- 10. Juvavites-Monotis Shales
- 11. Quartzite Series
- 12. Kioto Limestone

even the topmost Silurian beds seem to be exposed, in a small outcrop in the core. The Palaeozoics of this anticline dip towards the south-west at medium angles and towards ENE at gentle angles. East of Tannam the Middle Triassic formations are intricately folded in the crest of this anticline (Fig. 19 on Pl. 3). South-east of the Mangling mountain the Gungri Anticline is exposed in the north-eastern tributary of the Kuokli Gad river. There the oldest rocks forming the core of the anticline belong to the Daonella-Halobia Limestone.

3.6 The Ghungma Syncline

Near the villages Guling (Kuling) and Ghungma a syncline is marked by the folded band of Daonella-Halobia Limestone. Higher up the slopes on both sides of the Pin river the south-western limb shows gentle to medium dip, whereas the north-eastern limb is steeply folded and partly overturned, particularly the Tropites Limestone. The youngest beds of the syncline are Kioto Limestones building up the Solokyo and Mangling mountains (Fig. 20, 21 on Pl. 3). In the north-eastern tributary of Kuokli Gad river, east of Ensa, the Ghungma Syncline is weakly indicated.

3.7 The Chhidang Anticline

South-west of the village Chhidang the succession Lipak Formation-Daonella Limestone is steeply folded in an anticline. In the mountain, N of Guling (Kuling), the Grey Beds and Tropites Limestone are intimately folded along this anticline. East of Solokyo mountain, the limb between the Ghungma Syncline and the Chhidang Anticline is sheared. Along a steeply inclined tectonic plane, Tropites Limestone of the Chhidang Anticline comes in contact with Juvavites Beds and Coral Limestone. In the corresponding situation south of the Pin river (north of Mangling mountain) the Kioto Limestone of the Ghungma Syncline is overriden by Tropites Limestone of the adjoining anticline. The vergency is clearly south-west. It appears that the plastic deformation of the Upper Palaeozoic to Grey Beds succession of the Chhidang Anticline changed to non-plastic deformation in the Tropites Limestone and higher up. The south-western limb of this anticline became sheared and it was thrust over the Ghungma Syncline (Fig. 20, 21 on Pl. 3). The displacement is of the order of tens or a few hundred of meters only.

ESE of Gyanak Shekher mountain the Chhidang Anticline is found again at the bend of the tributary of the Kuokli Gad river. There the oldest rocks exposed are the Grey Beds. Thus as observed in the already described fold elements, there appears to be a general axial plunge towards the south-east. The opposite plunge, which should be expected in the Kinnaur region where the Spiti Synclinorium ends, is not indicated in the range of the Pin river system.

3.8 The Tanjangkari Syncline

Widely extended Kioto Limestone marks this syncline, which is exposed all along the mountains south-west of the Spiti valley and strikes parallel to this valley. Within this syncline there are developed a series of secondary folds (Fig. 21 on Pl. 3). The youngest beds, the Spiti Shales, are exposed in such a secondary syncline along the Kirgarang valley, bordered on both sides by secondary anticlines. In the Pin valley, the secondary anticline north-east of the mentioned Jurassic series brings up the Coral Limestone as oldest beds. N of the Tanjangkari mountain another secondary syncline follows marked by Spiti Shales. These beds, however, are exposed only in the crest of the range, east of the Pin. Then the next secondary anticline is indicated by Monotis Shale, brought up along a fault in the Pin valley. One more secondary syncline of Kioto Limestone and older beds follows, representing the north-eastern limb of the Tanjangkari Syncline.

3.9 The Lingti Anticline

The Spiti river has eroded its course along an anticlinal zone. Between Kaja and Lingti, this anticline is overturned towards the south-west. At Kaja the core of the anticline consists of Tropites Limestone, whereas Permian beds crop out around Lingti. Strike faults complicate this anticline. Particularly the thick Kioto Limestone N of the Spiti river has moved south-westward along a rather flat plane of displacement. Thus the Juvavites- and Monotis Shales have been locally cut out.

North-east of the Lingti Anticline a syncline follows in which, according to HAYDEN, the youngest formations (Cretaceous) build up a wide terrain. This last mentioned syncline marks the axis of the Spiti Synclinorium. This area was not investigated by the members of our expedition.

4. Conclusions

Finally I should like to discuss the geology of the Pin area with a broad overview.

First a review of the stratigraphic-facial development in Spiti is given: It fits very well with the rest of the Tethyan Zone and also with the Lesser Himalaya – the thick monotonous trough series forms the Precambrian-Early Palaeozoic basal succession (FUCHS, 1967, 1975 and 1977 a). Part of the Haimantas is typical flysch indicative of a geosynclinal deposit. The dolomites of the Parahio Series show the beginning of a regression towards the end of the geosynclinal period. In Spiti an orogenic event occurred in the Upper Cambrian as documented by the Ordovician angular unconformity. The Caledonian granites of Chamba-Lahoul (JAEGER et al., 1971 and FRANK et al., 1976) seem to be related with this disturbance. In other parts of the Tethys the geosynclinal conditions ended in the Silurian. There the Muth Quartzite indicates a principal change of facies. This change from trough sedimentation to epicontinental or even terrestrial facies occurred earlier in Spiti. The Ordovician conglomerates and quartzites are of distinct shallow-water or terrestrial origin. In the Upper Ordovician-Silurian marine conditions were restored, but towards the end of this period the sea regressed again. The acid and basic intrusives reported by KANWAR & BHANDARI (1979) may be related with this late Caledonian phase.

The Muth Quartzite marks a post-Caledonian period of land or littoral conditions. In the Upper Devonian or with the Lower Carboniferous, carbonates were deposited on a shelf. In the upper part of the Lower Carboniferous the epicontinental facies was replaced by trough sedimentation. The Po Series indicates rapid deposition in a subsiding basin strongly influenced from land. Like the synchronous formations of Chamba and Kashmir (FUCHS & GUPTA, 1971 and FUCHS, 1975) a glacial influence from the Gondwana continent seems to be shown by the tilloids of the Po Series. Also in Nepal and Sikkim glacial deposits reached the Tibetan (Tethyan) Zone (BORDET et al., 1975 and WAGER, 1939). The frequent change from argillaceous to coarse clastic beds in the Po Series is evidence of un-

stable conditions, probably related to the Hercynian orogenesis. This event is proved in Spiti as in other regions (GRIESBACH, 1891 and HEIM & GANSSER, 1939) by a marked unconformity. The gap is particularly large in south-western Spiti, where Lower Permian beds transgress on even the Ordovician quartzites (HAYDEN, 1904). From place to place the pre-Permian formations have been removed at different rates. The gap is smallest along the axial zone of the Spiti Synclinorium. The transgressing series clearly shows deepening in course of Permian. After the deposition of the 'Kuling Shales', however, there is a slight gap in deposition (BHATT et al., 1980 and BHATT & JOSHI, 1980) beneath the Otoceras Bed, which was found also in Nepal (COLCHEN, 1975 and FUCHS, 1977 a).

The Triassic is characterised by calcareous-argillaceous, epicontinental sedimentation up to the Tropites Limestone (Upper Carnic). In the middle part of this limestone silty and arenaceous matter influences the sedimentation of the Triassic for the first time. The clastic influence is especially strong during the deposition of the Juvavites-Monotis Shales. The Coral Limestone (Middle Noric), which was deposited between the named series, is, however, rather free of clastic matter. This reef sediment is restricted to certain areas of Spiti. In the whole Tibetan Zone from Spiti to Nepal the Noric is predominantly clastic (Kuti Shales) and towards the east the calcareous content further decreases (Tarap Shales).

The Quartzite Series marks a regression in the Upper Noric-Rhaetic, which occurred in the whole Tibetan Zone and in Kashmir. In the same way the Kioto Limestone (Rhaetic-Lower Dogger) shows a uniform development. It was deposited in a rather shallow sea under shelf conditions. The Upper Dogger principally shows the same facies and is also uniform in its characters from Ladakh to Nepal. FUCHS (1967, p. 186) gave reasons that the Laptal Series in Kumaun is not Liassic as HEIM & GANSSER (1939) assumed, but corresponds to the Upper Dogger formations of Nepal (EGELER et al., 1964; FUCHS, 1967 and BORDET et al., 1971), Painkhanda and Spiti (DIENER, 1895 and 1912; and HAYDEN, 1904).

The Spiti Shales, representing an euxinic facies, succeed the shallow water beds of the Dogger, probably after a gap like in other parts of the Tibetan Zone (HEIM & GANSSER, 1939 and COLCHEN, 1975). Ferruginous oolitic horizons at the base of Spiti Shales are indicative of this in Spiti.

The Giumal Sandstone signals a regression, the first sign of the approaching Alpine Orogenesis.

Reviewing the stratigraphic development of Spiti there are typical geosynclinal conditions only up to the Upper Cambrian. The Caledonian disturbance, after a break in deposition, brought about conditions of shallow sea with strong terrigenous influence. Also the Hercynian movements are indicated by syn-orogenic sediments (Po Series) and the Permian unconformity.

The Triassic-Jurassic sedimentation occurred in a shallow sea. It is still a matter of dispute whether the Spiti basin was part of a miogeosyncline attached to the Indian continent or its sediments were deposited in an epicontinental environment.

The tectonics of the Spiti region are not too much complicated and do not offer open problems. The discovery of a pre-Permian fault pattern is quite interesting. It is documented by different rates of denudation in various faulted blocks (see Chapter 2.5), and proves the existence of Hercynian structures.

The fold structures are Alpine in age and strike NW-SE, the vergency, however, is rather variable. This is a common phenomenon in the Tibetan Zone. In Kumaun and south-western Ladakh, however, the movements are generally directed towards south-west. But

in both these cases the uniform vergency appears to be caused by higher nappes (flysch, ophiolites), which have overridden the Tibetan Zone (FUCHS, 1977 b and 1979). From the open folding observed in southern and central Spiti, it may be concluded that the area was never reached by higher thrust sheets from the north.

Locally reversed faults have developed with the folding (e. g. north and south-east of Guling or Kuling). Younger than these strike faults are the faults that cut across the strike of the beds (e. g. Baldar Syncline, Gechang area in Parahio valley).

Acknowledgement

The author is thankful to Mr. V. S. KRISHNASWAMY, Director General, Geological Survey of India and Mr. K. D. SHUKLA, Deputy Director General, Geological Survey of India, Northern Region, who took a very keen interest in the present studies.

The author is obliged to Prof. Dr. H. ZAPFE (Palaeontological Institute, University of Vienna), head of the I.G. C. P. Project No. 4, who initiated the Spiti Expedition, and to the Geological Survey of India for the organisation and splendid support. The financial support for the Austrian side was provided by the "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" and the Austrian Academy of Science.

The Indian side was supported by the Geological Survey of India, Ministry of Steel and Mines, Government of India.

I am very much obliged to Hofrat Prof. Dr. F. RONNER, Director of the "Geologische Bundesanstalt", who endorsed his application for leave at the "Ministerium für Wissenschaft und Forschung".

The last, but not the least, I thank my colleagues of the Indo-Austrian Spiti Expedition 1978, for their comradeship and aid during the expedition, particularly to Mr. D. K. BHATT for his help in the organisation of the expedition, for reading the manuscript and giving constructive suggestions.

References

- BANDO, Y., BHATT, D. K., GUPTA, V. J., HAYASHI, S., KOZUR, H., NAKAZAWA, K. & WANG, N.: Remarks on the conodont zonation and stratigraphy of Permian. Recent Res. in Geol. 8, p. 1 53, Delhi 1980.
- BERTHELSEN, A.: A Geological Section through the Himalayas. A Preliminary Report. Bull. Geol. Soc. of Denmark, 12 (1) p. 102 – 104, Copenhagen 1951.
- BERTHELSEN, A.: On the Geology of the Rupshu District, N. W. Himalayas. Medd. dansk. geol. Foren., 12, p. 350 414, Copenhagen 1953.
- BHATT, D. K., FUCHS, G., PRASHRA, K. C., KRYSTYN, L., ARORA, R. K., & GOLEBIOWSKI, R.: Additional ammonoid layers in the Upper Permian sequence of Spiti. Bull. Ind. Geol. Assoc., 13, 1, p. 57–61, Chandigarh 1980.

BHATT, D. K. & JOSHI, V. K.: Artinskian (Lower Permian) in Spiti. - Rec. G. S. I. 112, 8, Calcutta 1981 a (in press).

- BHATT, D. K. & JOSHI, V. K.: A note on the record of the genus *Glyptophiceras* SPATH in Spiti, with preliminary observations on the Otoceras-Ophiceras beds fauna. Rec. G. S. I. 112, 8, Calcutta 1981 b (in press).
- BHATT, D. K., JOSHI, V. K. & ARORA, R. K.: Conodont Biostratigraphy of the Otoceras bed of Spiti. Jour. Pal. Soc. Ind, 25, 1981 (in press).
- BHATT, D. K. & KUMAR, G.: Discovery of Conodonts in the Cambrian of Spiti, Tethys Himalaya. Curr. Sci, 49, 9, p. 357–358, Bangalore 1980.
- BORDET, P., COLCHEN, M., KRUMMENACHER, D., LE FORT, P., MOUTERDE, R. & REMY, M.: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola. Edit. Centr. Nat. Rech. Sci., p. 1 279, Paris 1971.
- BORDET P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Region du Nyi Shang. – p. 1 – 138, Edit. Cent. Nat. Rech. Sci., Paris 1975.

COLCHEN, M.: Palaeogeographic and Structural Evolution of the Tibetan Area of the Nepal Himalaya (Annapurna Region). – Himal Geol. 5, p. 83 – 103, Delhi 1975.

DIENER, C.: Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya – S. B. Akad. Wiss. Wien, 106, 1, p. 447 – 465, Wien 1895.

DIENER, C.: The Trias of the Himalayas. - Mem. G. S. I. 36, (3), p. 1 - 159, Calcutta 1912.

- EGELER, C. G., BODENHAUSEN, J. W. A., DE BOOY, T. & NIJHUIS, H. J.: On the geology of Central West Nepal a preliminary note. 22th Int. Geol. Congr. India 1964 Pt. 11, p. 101 122, New Delhi 1964.
- FRANK, W., THÖNI, M. & PURTSCHELLER, F.: Geology and Petrography of Kulu South-Lahul Area. Colloqu. Intern. C. N. R. S. no. 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya, p. 147 – 172, Paris 1976.
- FUCHS G.: Zum Bau des Himalaya Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Denkschr. 113, p. 1 211, Wien 1967.
- FUCHS G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. Abh. Geol. B.-A., 32, p. 1 59, Wien 1975.
- FUCHS, G.: The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal Jb. Geol. B.-A. 120 (2), p. 165 217, Wien 1977 a.
- FUCHS, G.: Traverse of Zanskar from the Indus to the Valley of Kashmir a preliminary note. Jb Geol B.-A. 120, (2), p. 219 229, Wien 1977 b.
- FUCHS, G.: On the Geology of Western Ladakh Jb. Geol. B.-A. 122 (2) p. 513 540, Wien 1979.
- FUCHS, G. & GUPTA, V. J.: Palaeozoic Stratigraphy of Kashmir, Kishtwar and Chamba (Panjab Himalayas). Verh. Geol. B.-A. 1971, 1, p. 68 97, Wien 1971.
- GOEL, R. K.: Triassic conodonts from Spiti (Himachal Pradesh) India Jour. Pal. 51, 6, p. 1085 1103, Tulsa 1977.
- GOEL, R. K. & NAIR, N. G. K.: Lower Palaeozoic Sequence in Pin Valley, Spiti. Himal Geol Seminar, New Delhi 1976.
- GOEL, R. K. & NAIR, N. G. K.: The Spiti Ordovician Silurian succession. Jour. Geol. Soc. Ind. 18, 1, p. 47 48, Bangalore 1977.
- GRIESBACH, C. L.: Geological notes. Rec. G. S. I. 22 (3), p. 158 167, Calcutta 1889.
- GRIESBACH, C. L.: Geology of the Central Himalayas. Mem. G. S. I. 23, p. 1 232, Calcutta 1891.
- GUPTA, V. J.: The Stratigraphy of the Muth Quartzite of the Himalayas. Jour. Geol. Soc. Ind. 10, 1, p. 88 94, Bangalore 1969.
- GUPTA, V. J.: Indian Palaeozoic Stratigraphy. 207 pp., Hindustan Publ. Corp., Delhi 1973.
- GUPTA, V. J.: Permo-Triassic Boundary in the Himalaya "Die Stratigraphie der alpinmediterranen Trias", Symposium Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 2, p. 97 – 99, Wien 1974.
- GUPTA, V. J.: Indian Mesozoic Stratigraphy. 265 pp., Hindustan Publ. Corp., Delhi 1975.
- GUPTA, V. J. & JAIN, S. P.: Lower Palaeozoic Fossils from Losar, Spiti Valley. Res. Bull. (N. S.) Panjab Univ., 18 (1 2), p. 5 12, Chandigarh 1967.
- HAYDEN, H. H.: The Geology of Spiti with parts of Bashahr and Rupshu. Mem. G. S. I. 36 (1), p. 1 129, Calcutta 1904.
- HEIM, A. & GANSSER A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. Mem. Soc. Helv. Sci. nat. 73 (1), p. 1 245, Zürich 1939.
- JAEGER, E., BHANDARI, A. K. & BHANOT, V. B.: Rb-Sr Age Determinations on Biotites and Whole Rock Samples from the Mandi and Chor Granites, Himachal Pradesh, India. – Eclogae geol. Helv. 64 (3) p. 521 – 527, Basle 1971.

KANWAR, S. S. & BHANDARI, A. K.: Stratigraphy, Structure and Sedimentation of Part of Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh. – Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976, Misc. Pub. G. S. I. 41 (1), p. 169 – 178, Calcutta 1979.

- KOHLI, G. & SHUKLA, B. N.: in Gen. Rep. 1952, Spiti, Kangra Rec. G. S. I. 86 (1), p. 23 25, Calcutta 1954.
- NOETLING, F.: Beiträge zur Geologie der Salt Range, insbesondere der permischen und triadischen Ablagerungen. N. Jb. Min., Beilagebd. 14, p. 369 – 471, Stuttgart 1901.
- PANDE, I. C. & SAXENA, M. N.: Birth and Development of Himalaya. Publ. Centre of Advanced Study in Geol. Panjab Univ. 4, p. 1 19, Chandigarh 1968.
- PASCOF, E. H.: A Manual of the Geology of India and Burma. Vol. 2, 3rd Ed. (reprint), pp. 485 1343, G. S. l. Calcutta 1975.
REED, F. R. C.: The Cambrian Fossils of Spiti. - Pal Ind. G. S. I. ser. 15, 7 (1), 70 pp., Calcutta 1910.

- REED, F. R. C.: Ordovician and Silurian fossils of the Central Himalayas. Pal. Ind., G. S. I. ser. 15, 7 (2), 168 pp., Calcutta 1912.
- STOLICZKA, F.: Geological Sections across the Himalayan Mountains from Wangtu Bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus, with an account of the formations in Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from that district. – Mem. G. S. I. 5, p 1 – 154, Calcutta 1866.
- SWEET, W. C.: Later Permian and early Triassic conodont faunas, the Permian Triassic Systems and their mutual boundary. A. LOGAN and L. V. HILLS (Eds.) Canad. Soc. Petrol. Geol., spec. Publ. 2, p. 630 646, Alberta 1973.
- UHLIG, V.: The Fauna of the Spiti Shales. Pal. Ind. G. S. L ser. 15, 4 (1), 132 pp, Calcutta 1903, ibid 4 (2), p. 137 to 205, 1910; 4 (3), p. 205 396, 1910.
- WAGER, L. R.: The Lachi series of North Sikkim and the age of the rocks forming Mount Everest. Rec. G. S. L 74 (2), p. 171 188, Calcutta 1939

Manuscript submitted to the Director General, Geol. Surv. India on 11. 2. 80 Manuscript received by the Editors 20. 9. 1981.







3. Daonella-Halobia Limestone 1. Scytho-Anisian 2. Daonella Shales 4. Grey Beds

6 a. Coral Limestone

Quartzite Series
Kioto Limestone



Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich)

Von HANS PETER SCHÖNLAUB*)

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

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

S. 361-423

Eisenerzer Alpen Grauwackenzone Steiermark Altpaläozoikum Jungpaläozoikum Conodonten Tektonik Lagerstätten

Schlüsselwörter

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 101, 131, 132

INHALT

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

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

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

Zusammenfassung

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

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

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

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

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

Reiting-Decke: Diese Einheit wird durch devonische Bänderkalke repräsentiert; im Norden ist außerdem Silur in der Ausbildung von schwarzen Schiefern und bunten Kalken vorhanden. Biostratigraphisch ist Unterdevon an mehreren Stellen, Oberdevon hingegen nur an einem Punkt nachgewiesen. Trotz beträchtlicher Metamorphose sind in der Gesteinsausbildung des Unterdevons Beziehungen zu den anderen Einheiten erkennbar. Die von früheren Bearbeitern vermutete "Riff-Fazies" ist hingegen nicht nachweisbar, auch wenn vereinzelt gröbere Bänke in den Kalkfolgen als organodetritische Kalke gedeutet werden können. Für eine sichere Aussage sind die Kalke jedoch zu stark umkristallisiert (Bänderkalke bis Marmore).

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

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

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

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

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

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

Abstract

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

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

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

During the Silurian several distinct facies occur in different areas: The northernmost part is characterized by crinoid and nautitoid bearing limestones the thickness of which may reach some 50 m. South of the iron-mine this development is followed by black schists with badly preserved graptolites and intercalations of dark limestone beds which pass into a more or less pure limestone horizon of late Ludlovian and Prdolian age. Similarily, in the southern realm the uppermost greenschist beds are succeeded by black schists with limestone intercalations (dark nautiloid bearing impure limestones). Yet, in this area the equivalents of the Přidolian Stage have not been dated by any fossils.

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

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

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

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

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

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

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

Einleitung und geologischer Überblick

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

Die vorliegende Arbeit und die dazugehörige geologische Karte 1 : 25.000 mit einer Profiltafel fassen die Neuuntersuchungen in dem etwa 200 km² großen Gebiet zusammen, die mit den conodontenstratigraphischen Pionierarbeiten von G. FLAJS (ab 1963; Vorarbeiten von O. H. WALLISER 1962 und bereits in den 50-er Jahren unpublizierte Untersuchungen von Prof. W. ZIEGLER, damals Marburg, am Erzberg) begannen und in den folgenden Jahren von einem großen Personenkreis mit verschiedenen wissenschaftlichen Zielrichtungen (Stratigraphie, Tektonik, Lagerstättengenese, Sedimentologie, Geochronologie) intensiv fortgesetzt und erweitert wurden. Die seither erzielten Ergebnisse finden denn auch ihren Niederschlag in etwa 30 einschlägigen Abhandlungen oder geologischen Aufnahmsberichten (siehe Literaturverzeichnis und Erforschungsgeschichte).

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

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

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

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

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

Erforschungsgeschichte

Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen gilt als ein klassisches Gebiet des ostalpinen Paläozoikums. Dies hat seine Gründe in den hier bald nach Beginn der systematischen Erforschung der Geologie Österreichs geglückten Fossilfunden, der Vielfalt der Gesteinsfolgen des Paläozoikums und der scheinbar geringen Metamorphose. Dazu kommt die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätten. Die Umgebung von Eisenerz zählt deshalb zu den am häufigsten untersuchten Gebieten der Ostalpen und es verwundert nicht, daß die hier angetroffenen Gesteine wiederholt mit solchen aus anderen Räumen verglichen wurden, wie z. B. aus den Karnischen Alpen, dem Grazer Paläozoikum oder aus Böhmen.

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

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

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

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

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





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

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

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

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

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



Zeichenerklärung:

Gn = Blasseneckgneiss. — Q. Ph. = Quarz-Phyllit. — Ob. Sil. = Ober-Silur. — U. D. = Unter-Devon. — E. = Eisensteinformation. — W. S. = Werfener Schiefer. — U. M. K. = Unterer Muschelkalk. — Tr. D. = Trias-Dolomit. — Dil. = Diluvium. Abb. 2: Geologischer Schnitt Gößgraben – Pfaffenstein nach M. VACEK 1900: 24. Das Profil gibt VACEKs Vorstellung einer "unconformen" (diskordanten) Auflagerung jüngerer Schichtfolgen auf älteren Gesteinen wieder. In diesem Fall bildet der Blasseneckgneis das älteste Glied, nimmt aber gleichzeitig im Gneis-Grundgebirge die höchste Position ein.

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Im Gegensatz zu den bisherigen wohl begründeten Auffassungen zum Alter der feinschichtigen Grauwackenschiefer sah E. HABERFELNER 1933, 1935, 1937 darin ein Äquivalent der karbonischen Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Während er für das Silur und Devon der Gliederung F. HERITSCHs folgte, nahm er für den Porphyroid eine syntektonische Intrusion im Zuge des variszischen Deckenbaus an. Diese Meinungen wurden vor allem von R. SCHWINNER 1937 kritisiert, der nach regionalen Vergleichen für die feinschichtigen Grauwackenschiefer ein kambroordovizisches Alter vermutete. F. ANGEL 1939 und K. METZ 1951 schlossen aber nicht aus, daß Teile der Schieferfolgen dennoch dem Karbon angehörten.

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

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

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

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

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

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

Die Arbeiten von K. METZ 1940, 1947, 1951, 1953 schufen mit die Grundlagen für eine befriedigende Klärung der großtektonischen Stellung der Grauwackenzone innerhalb des Deckenstapels der Ostalpen. Ihm verdanken wir die Erkenntnis des permotriadischen Alters der Rannachserie als sedimentäre Auflage des Kristallins. Weiters erhielt durch ihn das tektonisch über der Rannachserie liegende Karbon der "Veitscher Decke" den heute üblichen, im Vergleich zu H. P. CORNELIUS 1950 enger gefaßten Begriffsinhalt. Seit A. TOLL- MANN 1959 gehört diese untere Decke der Grauwackenzone zusammen mit der oberen Decke aus Altpaläozoikum ("Norische Decke") zum oberostalpinen Deckenstockwerk der Zentralalpen.

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

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

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

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

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

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

Stratigraphie

Norisches Deckensystem (Abb. 4-6)

Ordoviz

Schichten unter dem Porphyroid (30-35) (Oberordoviz bis Vor-Oberordoviz)

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

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

An der Basis und nahe ihrer Obergrenze schalten sich in die klastische Folge verschiedene Gesteine ein: Im Langteichengraben ein ca. 15 m mächtiger, vorwiegend weißer Glimmermarmor (32), der in konstanter Position bis südwestlich des Hohen Gemeindekogels zu verfolgen ist und stets im Hangenden von maximal 50 m mächtigen "Grünschiefern" (33) auftritt. Nach A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 handelt es sich um verschiedene Typen von Chlorit-Aktinolith-Epidotschiefer, die bevorzugt im tieferen Teil cm- bis kopfgroße Gerölle von Quarz und hellen Orthogneisen (quarzreiche Metagranitoide, Albitgranitgneise) führen. In der Karte wurde dieses Gestein unter der Bezeichnung "Kalwanger Gneiskonglomerat" (35) ausgeschieden. Das östlichste Vorkommen liegt im Magdwiesengraben am Kontakt zum Karbon der Veitscher Decke. In den oberen Partien der Porphyroidunterlage sind unter dem Weg, der parallel zum Klammwaldtunnel der Präbichlbahn westlich von Blumau verläuft, neben braunen feinkristallinen Kalken hellblaugraue, gebänderte Kieselschiefer eingeschaltet. Die gleichen Gesteine sind auch weiter nordöstlich im Bachriß aufgeschlossen, der von Hoheneck in den Ramsaugraben zieht sowie im westlich davon gelegenen Tullgraben. Ihre Position ist immer im Liegenden von Kalken bzw. des Blasseneckporphyroids. G. FLAJS 1967 a rechnet sie mit Vorbehalt zur normalen Schichtfolge unter dem Porphyroid.

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

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

Acodus curvatus BRANSON & BRANSON

Acodus similaris RHODES

Acodus trigonicus (SCHOPF)

"Acontiodus" cf. alveolaris STAUFFER

"Acontiodus" procerus (ETHINGTON)

"Ambalodus" triangularis BRANSON & MEHL

"Amorphognathus" ordovicicus BRANSON & MEHL

Amorphognathus sp.

Belodella erecta (RHODES & DINELY)

"Cordylodus" aculeatus (STAUFFER)

"Cordylodus" delicatus BRANSON & MEHL

"Cordylodus" sp.

"Drepanodus" cavus WEBERS

"Drepanodus" altipes HENNINGSMOEN

Hamarodus sp.

"Hibbardella" cf. diminuta (RHODES)

"Hibbardella" prima (WALLISER)

"Hibbardella" n. sp.

"Keislognathus" gracilis RHODES

Microcoelodus asymmetricus BRANSON & MEHL?

"Oistodus" cf. breviconus

"Oistodus" cf. niger SERPAGLI





"Oistodus" cf. pseudorobustus SERPAGLI "Oistodus" cf. venustus STAUFFER "Oistodus" n. sp. Panderodus compressus (BRANSON & MEHL) Panderodus gracilis (BRANSON & MEHL) Plectodina breviramea (WALLISER) "Scandodus" zermulaensis SERPAGLI?

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

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

Der Blasseneckporphyroid (28, Oberordoviz)

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

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

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

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

Nach H. HEINISCH 1980 tritt der Blasseneckporphyroid im Untersuchungsgebiet in zwei Haupttypen auf. Danach gehört der überwiegende Teil der Porphyroide zwischen dem Finstergraben (Radmer) und dem Polster zum Typus der rekristallisierten und \pm verschieferten Porphyroide, die ein granoblastisches Quarz/Albit-Pflastergefüge mit 0,8 bis 1,2 mm großen Quarz- und Feldspateinsprenglingen zeigen. Das vormetamorphe Ausgangsgestein war vermutlich ein kristallreicher Ignimbrit mit einem Alkalirhyolith-Chemismus ¹).

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

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

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

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

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

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

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

| Variable | Mittelwert | Standard- abweichung | Minimum | Maximum | Schiefe | | | |
|--------------------------------|------------|-------------------------|---------|---------|---------|--|--|--|
| Haupt- und Nebenelemente | | | | | | | | |
| | Z | Z | 2 | Z | | | | |
| SiO ₂ | 71,19 | 5,39 | 53,05 | 83,98 | - 0,54 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 14,89 | 1,79 | 9,05 | 20,71 | 0,23 | | | |
| ΣFe_2O_3 | 3,41 | 2,03 | 0,41 | 12,38 | 1,21 | | | |
| MnO | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,23 | 1,56 | | | |
| MgO | 1,30 | 1,01 | 0,01 | 6,22 | 1,77 | | | |
| CaO | 1,36 | 1,25 | 0,04 | 7,02 | 1,56 | | | |
| Na ₂ O | 2,64 | 1,30 | 0,01 | 7,52 | 0,30 | | | |
| K ₂ O | 4,28 | 1,85 | 0,41 | 10,74 | 0,59 | | | |
| TiO ₂ | 0,44 | 0,29 | 0,03 | 1,40 | 0,56 | | | |
| P_2O_5 | 0,19 | 0,12 | 0,01 | 0,66 | 0,75 | | | |
| Spurenelemente | e | | | | | | | |
| - | ppm | ppm | ppm | ppm | | | | |
| v | 50 | 36 | 1 | 168 | 0,70 | | | |
| Cr | 30 | 37 | 1 | 226 | 1,92 | | | |
| Ni | 25 | 10 | 2 | 56 | 0,42 | | | |
| Cu | 21 | 9 | 3 | 61 | 1,12 | | | |
| Zn | 46 | 28 | 1 | 262 | 2,44 | | | |
| Ga | 20 | 3 | 6 | 31 | - 0,90 | | | |
| Pb | 23 | 10 | 6 | 85 | 2,58 | | | |
| Rb | 153 | 46 | 37 | 295 | - 0,01 | | | |
| Sr | 130 | 145 | 1 | 932 | 2,37 | | | |
| Y | 47 | 6 | 31 | 67 | 0,13 | | | |
| Zr | 249 | 49 | 45 | 415 | 0,32 | | | |

ТАВ. 1.

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

Polsterquarzit (27, Ashgill)

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

Die Polsterquarzite sind maximal 60 bis 80 m mächtige, graue und graubräunliche, meist sehr kompakte, grob oder undeutlich gebankte Sandsteine mit einem hohen Anteil (85 bis 95%) von überwiegend monokristallinen undulösen Quarzkörnern. An ihrer Basis dominieren Quarzarenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, der obere Teil wird hingegen von feinkörnigen Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm gebildet. Zuoberst gehen sie durch Zunahme des Karbonatgehaltes im Bindemittel (= Kalksandsteine) in einem mehrere Meter breiten Übergangsbereich in die hangenden Cystoideenkalke über. Am Polsterboden kommen neben Sandsteinen auch graue Schiefer vor.

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

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

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

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

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

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

Wie im historischen Teil ausgeführt, wurden in der Vergangenheit einige schlecht erhaltene Brachiopoden- und Bryozoenfunde aus den Polsterquarziten für stratigraphische Aussagen überbewertet. Der Hauptfundpunkt liegt am Knappensteig, und zwar in Höhe 1585 m, wenige Meter östlich der Wegbiegung bzw. östlich des Rückens, der das Polsterkar nach Süden abschließt. Der äußerst schlechte Erhaltungszustand der nur aus stark verwitterten Quarzwacken gewinnbaren limonitischen Abdrücke erlaubt auch nach Neufunden weder artliche noch generische Bestimmungen.

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

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

Cystoideenkalk (26)

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

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

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

Acodus similaris RHODES Acodus trigonius (SCHOPF) "Acontiodus" procerus (ETHINGTON) "Ambalodus" triangularis BRANSON & MEHL Amorphognathus cf. ordovicicus BRANSON & MEHL "Drepanodus" amplissimus SERPAGLI "Keislognathus" cf. simplex ETHINGTON "Ligonodina" delicata (BRANSON & MEHL)? "Oistodus" rhodesi SERPAGLI Panderodus gracilis (BRANSON & MEHL) Panderodus unicostatus (BRANSON & MEHL) Plectodina breviramea (WALLISER) Protopanderodus insculptus (BRANSON & MEHL) Protopanderodus sp. "Scandodus" zermulaensis SERPAGLI Tetraprioniodus cf. superbus (RHODES) Walliserodus debolti (REXROAD)

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

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

Grauwackenschiefer (23, ?Oberordoviz-Silur)

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

Die mächtige Schieferfolge unterscheidet sich von den klastischen Gesteinen unter dem Porphyroid durch ihre Vergesellschaftung mit basischen Vulkanitabkömmlingen (24), dunklen Kalken (21) und Schwarzschiefern (22). In der Reihenfolge ihres Auftretens nehmen die Grüngesteine eine mittlere Position zwischen den Schwarzschiefer-führenden Horizonten ein, die Kalke hingegen finden sich in verschiedenen Niveaus sowohl in Verbindung mit Schwarzschiefern als auch zwischen und über den Grünschiefern. Während die Kalke meist nur geringmächtige Einschaltungen im Meterbereich bis maximal 10 m Mächtigkeit darstellen, bilden die Grüngesteine und örtlich auch die Schwarzschiefer lateral über mehrere Kılometer anhaltende mächtige Züge. So wird der Grüngesteinszug am Kamm zwischen Paarenkogel und Kragelschinken etwa 250 bis 300 m mächtig. Damit vergleichbar ist das Vorkommen im Osten des Reiting am Mitterberg mit dem Grüngesteinszug des Finzenkogels.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

U. d. M.: Regelloses, granoblastisches Plagioklaspflaster (An-Gehalt ehemals um 302) mit rekristallisierten Bereichen aus Albit, Quarz, Calzit und etwas Serizit. Darin liegen idioblastische Einsprenglinge von zum Teil stark zersetzten, chloritisierten, blaßgrünen Hornblenden und großen, intensiv braunen Titaniten.

Klassifikation: Spessartit (Hornblendeporphyrit).

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

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

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

Klassifikation: Hornblendeporphyrit.

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

Makroskopisch: Löchrig verwitternder, blaßgrünlicher Grünschiefer mit dunkelgrünen Flatschen.

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

Klassifikation: Grünschiefer mit ehemaligen Pyroxeneinsprenglingen (= Metabasalt).

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

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

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

Klassifikation: Grünschiefer mit ehemaligen Pyroxeneinsprenglingen (= Metabasalt).

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

Makroskopisch: "Forellenschiefer". Blaßgrünlich, geschiefertes Gestein mit dunklen Flecken.

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

Klassifikation: Chlorit flat schenschiefer.

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

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

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

Klassifikation: Metaglastuff.

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

Silur

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

Neben den schon im vorherigen Kapitel genannten Einschaltungen von Schwarzschiefern in den oberordovizisch (?) bis silurischen Grauwackenschiefern kommen schwarze Kieselschiefer, Alaunschiefer und Lydite mit vereinzelten dunklen Kalklagen auch über ihnen sowie als zeitgleiche Entwicklung vor. Wir finden sie entweder im Liegenden der geschlossenen obersilurischen Kalkfolge (21) oder in einer Wechsellagerung mit verschiedenen Kalken des Silurs (Eisenkalke, Orthocerenkalke). Die erste Entwicklung ist im Norden des Kartenblattes ausgebildet (Größenberg, Sauerbrunngraben, Weiritzgraben, Donnersalpe, Weißenbach, Tullgraben, Große Fölz), aber auch östlich des Reiting, die zweite an der Basis des Wildfelds, bei der Linsalm und auf der Westseite des Reiting.

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

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

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

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

j) Klastische Eisenerzer Schichten des Karbons (dunkle Schiefer und metermächtige Lydite);

i) ca. 20 m graue, dünngebankte Kalke und Kalkschiefer. Die oberste Probe führt *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. und *Antyrodella* sp., die für älteres Oberdevon (Frasne) sprechen;

h) 6 m bräunlich verwitternde, dicht geflaserte Netzkalke;

g) ca. 30 m blaugraue, dünngebankte Plattenkalke, die vermutlich älteres Devon (Lochkov) vertreten;

f) ca. 20 m hellgrau-grau gefleckte und teilweise dunkelbraune, aber auch rötliche Flaserkalke, häufig mit linsigem Gefüge. Selten führen sie Orthoceren. Zwischengeschaltet sind dunkle Schiefer und tonreichere Partien. Durch die Verwitterung erhält die Oberfläche ein charakteristisches "löchriges" Aussehen. Die Kalke werden mit Vorbehalt dem Obersilur (Přidoli) zugewiesen.

e) ca. 20 m braun verwitternde Eisenkalke und helle Flaserkalke, im Wechsel mit schwarzen Schieferlagen und Schiefern;

d) 12 m Kieselschiefer und Kalke, wie oben;

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

b) ca. 35 m helle Bänderkalke und Flaserkalke, die nach oben in Kieselschiefer übergehen;

a) Grüngesteinszug im Bereich des Steiges.

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

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

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

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

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

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

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

Östliche Rinne: Das Profil verläuft an der östlichen Rinnenflanke südlich des Hocheller. Die oberste Kalkprobe¹) stammt aus den oben unter k) beschriebenen Tentakulitenkalken im Liegenden der Eisenerzer Schichten. Sie enthält eine schlecht erhaltene Conodontenfauna mit stark deformierten, vorwiegend bruchstückhaften Elementen. Es wurden bestimmt: *Palmatolepis glabra prima*, *P. marginifera* ssp., *P. gl. petinata*, *P. perlobata* ssp., *Polygnathus nodocostatus* ssp., *Icriodus* sp. (Pr. 80/109). Alter: Die Conodonten zeigen ein doIIbeta-doIIIalpha-Alter für die höchsten Partien der Kalke an. Dieses Alter konnte am Top der gleichen Kalke in der mittleren Rinne bisher nicht nachgewiesen werden (Probe 77/79 führte keine stratigraphisch verwertbare Fauna). Es gelang hier aber der Nachweis von Unterdevon in Probe 77/80, etwa 15 m unter der Obergrenze der Kalke.

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

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

h) 12 m schwarze gebankte Lydite und Kieselschiefer;

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

¹) Fälschlicherweise als Brekzie in der Karte ausgewiesen.

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

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

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

d) 3 m schwarze Alaunschiefer;

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

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

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

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

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

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

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

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

4. Noch ältere Karbonatbildungen des Silurs, nämlich aus der amorphognathoides-Zone des Grenzbereichs Llandovery/Wenlock wurden auf der Nordseite des Größenbergs gefunden. Das Kalkvorkommen liegt in einer Höhe von ca. 1340 m über dem Steig, der von der neuen Forststraße zur Ofneralm im Norden abzweigt und auf der Nordseite um den Gipfel des Größenbergs führt (Koordinaten: 941350–5265030). Die flach Nord-fallenden Crinoiden-führenden Flaserbänderkalke (ss 120/25 N) liegen am Steig unmittelbar über glimmerführenden Sandsteinen (Äquivalente der Polsterquarzite) an der Basis des durch einen Porphyroidkeil zweigeteilten silurodevonischen Gipfelaufbaus des Größenbergs. Die Conodontenprobe F 23 lieferte eine verhältnismäßig reiche Fauna mit dem Apparat von *Pterospathodus amorphognathoides* WALLISER. Alle Elemente zeigen Spuren beträchtlicher mechanischer und thermischer Einwirkung. Die Farbskala reicht von einer grauen und körnigen Oberfläche bis zu hellgrau und rekristallisierter Oberfläche (CAI 6–7). Die Hauptmasse der Kalke um den Gipfel besteht allerdings aus rötlichen unterdevonischen Tentakulitenkalken und Knollenkalken. Wie im Nordwesten, so werden sie auch auf der Ostseite in der Umgebung der verfallenen Hütte (bei "g" von "Größenberg") von grauen bis dunkelgrauen, vorwiegend plattigen Kalken unterlagert, die dem Obersilur zuzurechnen sind. Bisher konnte freilich nur der Conodonten-Apparat von *Ozarkodina e. excavata* gefunden werden (Pr. F 20, F 21).

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

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

Devon (17, 18, 19, 20)

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

Unterdevon

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

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

390

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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


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

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

Innerhalb der vorwiegend hellgrauen bis weißen, stärkstens umkristallisierten Bänderkalke bis Kalkmarmore der Reitingdecke finden sich örtlich hellrosa gefärbte Partien mit Anklängen an die Polsterkalke bzw. die unterdevonischen "Sauberger Kalke" am Erzberg. Dazu zählen – soweit alpinistisch leicht erreichbar – die obersten Kalke der Aignermauer im Gößgraben, die Gipfelplatte des Gößeck, die Ostflanke der Vordernberger Mauer unter dem Fahnenköpfl, die Kalke auf der Südseite des Krumpensees und die Gipfelkalke des Eisenerzer Reichensteins. Im Kammbereich und an der Nordflanke des Linseck, am Höchstein, Stadelstein und Schwarzenstein sind hingegen die Bänderkalke durch Übergänge mit den rötlichen Kalkschiefern des Unterdevons verbunden.

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

Schiefereinschaltungen im Unterdevon

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

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

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

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

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

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

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

Mitteldevon

In den Eisenerzer Alpen ist dieser Zeitabschnitt mit Ausnahme einer Probe vom Erzberg, nämlich der mittlerweile abgebauten Kalkschuppe auf Etage "Dreikönig" (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 199) nirgends sicher conodontenstratigraphisch nachgewiesen. Es kann aber vermutet werden, daß in den massigen Bänderkalken der Reitingdecke, so z. B. im Gipfelbereich des Linseck, am Höchstein, Stadelstein und Schwarzenstein (Hackriedel) mitteldevonische Kalke zur Ausbildung kommen.

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

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

Oberdevon

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

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

Karbon

Die Kalkbrekzie des Unterkarbons (16)

In dem von der Karte bedeckten Untersuchungsgebiet konnten an mehreren Stellen bis maximal 10 m mächtige kalkige Resedimente zwischen den obersten Devonkalken und den hangenden klastischen Eisenerzer Schichten festgestellt werden. Es sind dies mehrere Vorkommen am Erzberg, an der Forststraße auf die Donnersalpe und im Sattel südlich der Hohlsteinmauer, auf der Südseite der Ramsau an der von Galleiten nach Westen führenden mittleren Forststraße, beiderseits des Sattels zwischen Auf der Stang und Hohe Lins (Details siehe bei H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 207–208), in der Rinne östlich der Linsalm und schließlich südlich des Gößgrabens nahe dem Ende der neu angelegten Forststraße in den obersten Jassinggraben. Die Kalkbrekzie lagert mit einem Relief den Devonkalken auf. Sie besteht aus hellgrauen und dunkelgrauen, häufig spätigen Kalkgeröllen mit Komponentengrößen bis 15 cm. Die Gerölle sind meistens geplättet, dicht gepackt und infolge der Metamorphose innig verzahnt. In der Umgebung von Eisenerz sind einzelne Gerölle zuweilen durch einen mmdicken, hellbräunlichen Lösungssaum getrennt.

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

| ~ ~ | | , , | | | | | | | | | | |
|------------------|------------|-----------------------------|----------------------------|------|-------|--------|------|---------------|------------|--|----------------------|-------------------------|
| SILES | Serpukhov | | | | Er | zberg | | | | Tulleck-Donnersalpe GrössenbgSauerbrunng. | Poister Rotschütt | Wildfeld Süd Linsalm |
| DINANT | | nodosus | | | | | | | | | | Arnikariedel |
| | Visé | bilineatus | | | | •₽ | •2 | | | 2 | | |
| | | (beckmanni) | | | | ? | 2 | | | | | |
| | Tournai | anchoralis | | | | 200 | | ? | | | | |
| | | isosticha / crenulata | | | | | | بە | 6 4 | | | |
| | | sandbergi | | | | ? | | 2 | é 4 | | | |
| | | duplicata | | | | ėφ | | éω | | | | |
| | | sulcata | | | | | | ? ⊜ io | 6 4 | 1 | | |
| OBERDEVON | Famenne | costatus / praesulcata | | | | | •2 | • 0 | 94 | | | |
| | | styriacus | | | | | | | . . | | | |
| | | velifer . | | | | | | | | | | |
| | | marginitera | | | | ~ | | | . ⊅⊜ | | | |
| | | rhomboidea | | | | 40 | | | | | - | · • |
| | | crepida | | | | 2 | | | | | | |
| | Frasne | P. triangularis | | | | • | | | ?* | | 1 | |
| | | gigas | | | | 2 | 6,13 | | | i | | |
| | | A.triangularis | | | | | | | | | | |
| | | asymmetricus | | ? | | | | € vo | | | 1 | |
| | | hermanni - Cristatus | | - U. | | Ŧ₽ | | | | · · | | • |
| | | varcus | | | | | | | | | | |
| MITTEL- DEVON | Givet | Aneonsis | | | | | | | | | . | |
| | Eifel | kockelianus | 1. Sec. 1. Sec. 1. | | | | | 2 | 2 | 2 | 1 | |
| | | australis | | | | | | ÷ | ÷ 0 | | ļ | |
| | | costatus costatus | - | | | | | 2 | ? | | 1 | |
| UNTERDEVON | | patulus | | | | 10 | | | | | | |
| | Daleje | serotinus | | +- | | ? - | - | ŝ | +2 | | | • |
| | | laticostatus | | | | | 5 | e e | | - | | • . |
| | Zlichov | aronbergi | | - Lo | ? | ÷. | 완 | 5 | Ţ | | | • |
| | | dehiscens | + | . +3 | +0 | 4-04 | < | +8 | Ť, | • | | • |
| | Prag | kindlei/pireneae | 2 | | sch | in sch | | | Ę | | 2 | - |
| | | sulcatus | i ta | Ξ | rit . | e E | | | ŭ | | | 1 |
| | Löchkov | pesavis | +9 19 19 | - | - | ą | | | | • | | |
| | | delta | | 2 | > | 3 | | | | | | |
| | | eurekaensis | | | | | | | | | | 1 |
| | | woschmidti | 2 | | | | | | | | | |
| SILUR C I O | - | eosteinhornensis | 2 | | | | | | | | | 1 · · · |
| | Přidoli | crispa | i i | | | | | | | | | |
| | Ludlow | snajdri/latialata | н е | | | | | | | | | |
| | | ploeckensis | a d | | | | | | | | | |
| | | crassa | ū | | | | | | | - | - | |
| | | sagitta | | | | | | | | • | | 1 |
| | Wenlock | patule amorohognathoides | | | | | | | | | | |
| | Llandovery | celloni | | | | | | | | • | | • |
| | | staurognathoides | | | | | | | | 1 | • | |
| | | discreta / deflecta | | | | | | | | | | |
| | | simplex | | | | | | | | | | - |
| риоды | Ashgill | ordovícicus | Hell + Rosina Eva 18 | | | | | | | • | • | |
| | | nunarhut | | | | | | | | | | |
| | Caradoc | supervus | | | | | | | | | | |
| | | 1 | | | | | | | | .] | | |

Abb. 6: Conodontennachweis in der oberordovizisch-karbonischen Schichtfolge im Kartengebiet an ausgewählten Profilen (nach H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980, ergänzt nach der vorhandenen Literatur und neuen Conodontenfunden). In der Kolonne vom Erzberg bedeuten Kreuze den Nachweis der entsprechenden Zone mit Leitconodonten, Punkte hingegen den indirekten Nachweis aufgrund der Komponentenanalyse in der Kalkbrekzie. Für das Restgebiet wird durch Punkte der Nachweis der entsprechenden Zone ausgedrückt; Linien und ? zeigen den wahrscheinlichen und möglichen Altersumfang an, es fehlen aber Zonenconodonten. Conodonten des Unterkarbons konnten allerdings nur am Erzberg und in den Vorkommen westlich Eisenerz sowie südlich der Ramsau gefunden werden. Von allen übrigen Fundpunkten der Brekzie liegen *Palmatolepis*-Bruchstücke vor (Oberdevon), von der von der Metamorphose besonders stark betroffenen Lokalität im oberen Jassinggraben Polygnathenreste. Wir halten dennoch alle Resedimente für Aufarbeitungsprodukte des Unterkarbons.

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

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

Eisenerzer Schichten (14, 15)

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

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

Die in der Vergangenheit wiederholt in diesen Schiefern beschriebenen Porphyroide bzw. Abkömmlinge von diesen konnten bisher nicht eindeutig als solche bewiesen werden (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980 : 196). Insbesondere am Erzberg wird weiterhin die Vermutung aufrecht erhalten, daß die in den tieferen Eisenerzer Schichten eingelagerten geringmächtigen grünen und violetten Schiefer vulkanischer Abkunft sein könnten. Diese Feststellungen gelten auch für die kaum 2 m mächtigen Grüngesteine in den basalen Eisenerzer Schichten südlich des Stangsattels und an der mittleren Forststraße am Lackenriedel westlich Eisenerz (1100 m), die beide im Hangenden der unterkarbonen Kalkbrekzie liegen. Mögliche karbonische Porphyroide treten weiters nördlich und westlich der Hohen Lins auf sowie am Grat gegen den Gipfel des Reichenstein. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse und der starken Verwitterung des Gesteins kann freilich nicht entschieden werden, ob diese Vorkommen als Gänge zu deuten sind.

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

Perm

Präbichlkonglomerat (13) und Präbichlschichten (12)

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

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

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

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

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

Das Gebiet Polster – Leobner Hütte – Handlalm ist der "locus classicus" der Präbichlschichten. Nach D. SOMMER 1972 liegt zuunterst ein 20 bis 25 m mächtiges Kalkkonglomerat, das insbesondere an der Leobner Hütte vererzte Gerölle (Ankerit, Siderit) führt. Darüber folgt eine über 20 m mächtige Wechselfolge von Quarzkonglomeratlinsen (mit hellen Kieselschieferkomponenten) und violetten Tonschiefern, die in eine mindestens 50 m mächtige Sandstein- und Tonschieferfolge überleitet. Der Übergang in die hangenden Werfener Schichten erfolgt graduell.

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

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

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

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

Veitscher Decke (37, 38)

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

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

In der lithologischen Charakterisierung folgen wir K. METZ 1938, 1940, der diese Folge im größeren Rahmen ausführlich beschrieb und sich mit den offenen Fragen der Stratigraphie wiederholt auseinandersetzte. Sieht man von Einzelheiten der Hangendgrenze gegen das Altpaläozoikum ab (A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978), können wir zu diesen Ausführungen derzeit keine Ergänzungen bringen. Nach K. METZ sind die örtlich über 200 m mächtigen, meist gut gebankten bis plattigen metamorphen Kalke graublau, feinkristallin und lokal von feinstem Quarz durchsetzt. Im Randbereich weisen sie dünnblättrige, kräftig graphitisch pigmentierte Lagen und Häute auf, die die plattigen Kalkbänke trennen. Ein von K. METZ 1940 : 175–177 und früher bereits von F. HERITSCH 1911 : 103 und W. HAMMER 1924 : 10 als besonders markant bezeichneter weißer grobkristalliner Marmorzug im oberen Teil der Veitscher Decke wird von Grünschiefern begleitet. Dieser Zug quert den Teichengraben bei der Höllkeusche und zieht von hier nach Südosten über den Niederen Gemeindekogel und die Riedlerwand in den Magdwiesengraben. Nach unseren Aufnahmen setzt er sich bis in die Gegend nördlich von Mautern fort. Mit K. METZ fassen wir beide Gesteine als Karbon auf.

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

Das Fenster von Mautern (39)

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

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

Wie oben erwähnt, wurden die Gesteine, die den Mauterner Berg aufbauen, von K. METZ stets zur Gruppe der "höher metamorphen Grauwackenschiefer" gerechnet. Nach unserer Auffassung aber zeigen sie in bezug auf die Lithologie und ihre tektonische Position eine auffallende Übereinstimmung mit dem nur etwa 10 km entfernten Vorkommen von Quarziten im Sulzbachgraben nördlich Wald am Schoberpaß. In einem Fensteraufbruch unter dem Karbonzug sind hier ebenfalls hellgrünliche, allerdings gut gebankte Quarzite entwickelt, die untergeordnet von dünnblättrigen Schiefern und serizitreichen Lagen begleitet werden (K. METZ 1940: 167–168, 1947: 93, L. HAUSER 1940: 225). Sie werden heute allgemein als Äquivalente des zentralalpinen Skyth angesehen (A. TOLLMANN 1963, 1977). Es lag daher nahe, beide Vorkommen zu parallelisieren und sie zusammen mit den plattigen Quarziten in der Flietzenschlucht nördlich Gaishorn als mittelostalpine Permotrias-Unterlage zu deuten, die geschuppt unter dem Karbon der Grauwackenzone auftaucht (im Bereich der Talklagerstätte Mautern kann es infolge Stauchung allerdings auch zu einer leichten Überkippung im Grenzbereich kommen; die wahren Verhältnisse mit Ostfallen der Kalke zeigen sich jedoch in der nordwestlichen Fortsetzung zwischen Magdwiesengraben und dem Jagdhaus Ranhalter). Der Hauptunterschied gegenüber den zwei oben genannten Fensteraufbrüchen liegt in der wahrscheinlichen Beteiligung von Rannachserie am Fensterinhalt von Mautern.

Die Jungablagerungen

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

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

Metamorphose und Tektonik

Die Schiefer und Kalkmassen in diesem Abschnitt der Grauwackenzone sind als schwach metamorphe Gesteine zu klassifizieren, die hauptsächlich in Form von Bänderkalken und Schiefern mit phyllitischem Habitus auftreten. Letztere sind vor allem südlich der Linie Wildfeld-Präbichl in den tieferen Einheiten verbreitet. Soweit Makrofossilien noch erhalten sind, liegen sie entweder bruchstückhaft vor oder sie sind stärkstens deformiert. Dies gilt mit wenigen Ausnahmen auch für die überlieferten Conodontenfaunen (siehe unten, vgl. G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976: 284–287, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980: 201–203).

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

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

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

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

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

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

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



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



Das Fenster von Mautern

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

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

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

Nach den Ausführungen im stratigraphischen Teil parallelisieren wir Teile des Fensterinhalts einerseits mit der Rannachserie im Süden des Liesingtales, die, mit dem Rannachkonglomerat an der Basis, dem variszisch konsolidierten Seckauer Kristallin sedimentär auflagert (S. SCHARBERT 1981) und die in höheren Partien ebenfalls helle Quarzite vom Typ des Skyth-Quarzits führt (z. B. im Mittelteil des Rannachgrabens bei der Abzweigung zur Bürgeralm), andererseits mit dem kaum 10 km westlich gelegenen Vorkommen von Quarziten im Sulzbachgraben nördlich Wald. Dieser Fensteraufbruch innerhalb der Veitscher Decke nimmt eine vergleichbare Position zum Fenster vom Mautern ein. Da beide Vorkommen vom geschlossenen südlichen Hauptverbreitungsgebiet der Rannachserie nur durch einen etwa 1 km breiten Streifen karbonischer Gesteine getrennt sind (vgl. K. METZ 1940 : Taf. 3), ist ein auch heute noch bestehender und nur durch die Bruchlinie im Palten-Liesingtal gestörter Zusammenhang der drei Vorkommen denkbar. Unter dieser Annahme wäre eine ursprünglich relativ flache Überschiebungsbahn der Veitscher Decke über die mittelostalpine permoskythische Unterlage zu erwarten. Mit Ausnahme der Grenze zwischen dem Permoskyth und dem mächtigen Karbonkalkzug der Aschbergeralm ist dies nicht der Fall. Wir vermuten daher, daß die meisten Grenzen wohl ehemaligen Überschiebungsbahnen entsprechen, diese aber durch jüngere Bewegungen und Brüche überprägt wurden. So schilderte K. METZ 1949 : 149 die tektonischen Verhältnisse im Kontaktbereich der Talklagerstätte von Mautern zu ihren Nebengesteinen wie folgt: "... zeigen die Aufschlüsse des Kontaktes beider Gruppen (= Serizitgesteine unseres Permoskyth und dem Karbon) alle Spuren stärkster mechanischer Beanspruchung: örtliche Verschuppung beider Gesteinsserien, Verschmierung der Graphitschiefer, Feinfältelung und Auflinsung." Dies ist genau jenes Bild, das wir an einer so bedeutsamen großtektonischen Bewegungsfläche erwarten dürfen!

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

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

Die Veitscher Decke

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

Wie K. METZ 1950 ausführte, ist das durchschnittliche Flächenstreichen ("Regelstreichen") im Karbon W 20° N, das Fallen 35° nach Nordosten. Im Karbon unterschied er drei Faltenachsen und dazugehörende Runzelungen (Linearen) in den Schiefern. Die älteste Achse fällt flach nach NW und dominiert im ganzen Raum des Palten-Liesingtales. Ihr kommt daher eine regional-tektonische Bedeutung zu. Die Richtung der zweiten Achse B₂ zwischen N 25 bis 40° E und einem Einfallen zwischen 25 und 35° in diese Richtung sei das Ergebnis einer jüngeren Einengung, die quer zur Richtung des älteren Bauplans und damit zu B₁ erfolgte und ältere Strukturen umprägte und verstellte. Im Zuge dieser Tektonik sollte auch die dritte Faltenachse (B₃) entstanden sein, die nach Norden zeigt. Örtlich ist

sie stets mit B₂ verbunden, was K. METZ durch eine kontinuierliche Folge von Faltungsund Zerscherungsvorgängen der Schiefer im Verlaufe der Einengungsphase erklärte.

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

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

Die Zeiritzkampl-Decke

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

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

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

In Richtung gegen das Liesingtal verschmälert sich die Zeiritzkampl-Decke, um schließlich knapp vor Erreichen des Talbodens zu enden. Wir erklären dies durch diskordante Auflage der höheren Decken, insbesondere der Reiting-Decke, über den tieferen Einheiten und dem flexurartigen Abbiegen und Zerbrechen der Reiting-Decke an der Palten-Liesingtal-Störung. Zwei Schuppen, die "Kienbergspitzen-Schuppe" und die "Auf der Schön-Schuppe" hätten dabei Teile der Wildfeld- und der Zeiritzkampl-Decke überfahren.

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

Die Wildfeld-Decke

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

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

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

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

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

Die Reiting-Decke

Im Untersuchungsgebiet bildet die Reiting-Decke das höchste tektonische Element, dessen Verband mit den tieferen Einheiten noch erhalten ist. Der Schichtumfang in dieser Decke reicht von Silur, das im Norden vereinzelt vorhanden ist (z. B. auf der Westseite des Hackriedel oder der Nordseite des Reichenstein), über Unterdevon (vgl. Stratigraphischen Teil, S. XXX) bis zu dem an einer Stelle nachgewiesenen Oberdevon am Hackriedel nordwestlich der Schafferalm, das sogar mit karbonischen Eisenerzer Schichten in Verbindung steht. Die vorherrschenden Gesteine sind jedoch fossilarme Bänderkalke und Marmore, die bisher nur wenige stratigraphische Anhaltspunkte lieferten. Tonreiche Kalkfolgen, die für das Devon in der tieferen Wildfeld-Decke charakteristisch sind, treten demgegenüber stark in den Hintergrund. Sie wurden vor allem im nordwestlichen Verbreitungsgebiet der Reiting-Decke beobachtet.

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

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

Die Schuppenzone

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

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

In struktureller Hinsicht handelt es sich um einen in kleinräumige, eng gepreßte Schuppen aufgelösten Bereich, wobei einzelne Schichtglieder zu dünnen Lamellen ausgewalzt sind, die sich mehrmals wiederholen können. Wenn auch vereinzelt die normale stratigraphische Reihenfolge des Altpaläozoikums gewahrt sein kann, so sind doch im Aufschlußbereich vor allem die bildsamen silurischen Schwarzschiefer mit Kalkeinlagerungen intensiv verfaltet, gestört und am Kontakt mit den hangenden Kalken mit diesen verschuppt. Beispielhaft für diese Tektonik sind die Gebiete westlich und südlich von Eisenerz, deren Baustil bereits in der Vergangenheit höchst unterschiedlich gedeutet wurde (vgl. G. HIESS-LEITNER 1929, E. HABERFELNER 1935, G. FLAJS 1967 a). Unsere, auf moderner stratigraphischer Grundlage beruhende tektonische Auflösung ist in der beigeschlossenen Profiltafel wiedergegeben.

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

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

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

Die Nordzone

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

Die Schichtfolge in der Nordzone reicht vom Oberordoviz bis in das Karbon. Leitgestein ist der über 1000 m mächtige Blasseneckporphyroid, der stets über einer klastischen Schieferentwicklung mit vereinzelter Einschaltung von Kalklinsen folgt. Die Auflage auf dem Porphyroid bilden lokal die Polsterquarzite und die Cystoideenkalke des jüngsten Ordoviz; wo diese fehlen. liegen verschiedene, geringmächtige Silurkalke direkt auf dem Porphyroid bzw. dem Ubergangsporphyroid (vgl. S. 380 ff.). Im Devon schließlich folgen plattige Kalke, Kalkschiefer, organodetritische Kalke und bunte Flaserkalke (Sauberger Kalke, Polsterkalke), die am Polster und am Erzberg ausführlich beschrieben und gegliedert wurden (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1980). Sie werden am Erzberg von wenige Meter mächtigen kalkigen Resedimenten des Unterkarbons an der Basis der karbonischen klastischen Eisenerzer Schichten diskonform überlagert. Die Lagerung in der Nordzone ist infolge der Zerlegung in kleinere Teilblöcke unterschiedlich. Der Westteil im Tullgraben und bei Hohenegg gehört unseres Erachtens zum Westflügel der alpidisch geformten unsymmetrischen Erzbergmulde und streicht dementsprechend etwa in NW-SE-Richtung bei mittelsteilem bis steilem Einfallen nach Nordosten. Am Erzberg ist das Altpaläozoikum gemeinsam mit den Präbichlschichten (Werfener Schichten) in der "Leitenrücken-Tieffalte" um eine Achse verformt, die nach den Untersuchungen von A. KERN 1927 und der gefügekundlichen Analyse von W. FRITSCH 1960 mit 15 bis maximal 30° nach Norden bis Nordnordosten abtaucht. Der Ostflügel der unsymmetrischen Hauptmulde steht steil bis überkippt, im Westflügel herrscht hingegen flachere Lagerung.

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

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

Zusammenfassung und Alter der Tektonik

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

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

Ausgangspunkt für die folgende Diskussion ist die berühmte Winkeldiskordanz zwischen dem steilgestellten Unterdevon (ss 115/70 NE) und dem transgressiven, mit etwa 20° nach NNE einfallenden Präbichlschichten am Knappensteig, wenige Meter südwestlich der Leobner Hütte (Abb. 8). Die Bedeutung dieser Stelle für die Tektonik wurde erstmals von K. OESTREICH 1900 erkannt; später befaßten sich u. a. K. A. REDLICH 1923: 239, E. SPENGLER 1926: 136, 137, D. SOMMER 1972: 121 und G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976: 283 mit dieser klassischen Lokalität. Sie ist das beste Indiz für die Existenz und Wirkung von variszischen Bewegungen im steirischen Teil der Grauwackenzone.

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

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

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

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



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

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





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

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

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

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

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

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

Die Lagerstätten des Kartengebietes (Zusammenfassung)

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

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

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

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

Als Hauptmineral tritt am Erzberg Siderit, Ankerit und ein eisenhältiger Dolomit auf; Begleitminerale sind sehr untergeordnet Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz und Zinnober. Außerdem findet sich Hämatit und bisweilen Magnetit. Oxidationsformen sind Limonit, Eisenocker und Malachit. Aus dem Eisernen Hut stammen die berühmten Stufen von Eisenblüte und der gebänderte Erzbergit mit Aragonit und Kalzitlagen. Der durchschnittliche Fe-Gehalt der Erze beträgt 32% Fe und 2% Mn.

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

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

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

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

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

Am Fuß des Reiting zwischen Dirnsdorf und Kammern ist in einem Tagbau eine Brauneisenlagerstätte aufgeschlossen. Die Brauneisensteine liegen in Taschen des Devonkalks in Lagern von 10 bis 15 m Mächtigkeit und großer örtlicher Verbreitung. Allein im Jahr 1948 wurden 59 t Ocker und 287 t Brauneisenerz abgebaut. Analysen weisen u. a. 252 Fe, 25,52 SiO₂ und 22,52 Al₂O₃ Gehalte aus.

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

Das Kieslager mit den Hauptmineralien Pyrit, Magnetkies und Kupferkies liegt konkordant in den steil N-fallenden metamorphen Grünschiefern nahe der Basis des Norischen Deckensystems im Hangenden des Kalwanger Gneiskonglomerats. In den höchsten Teufen waren abbauwürdige Kupferkiese, Derbkiese und Imprägnationserze. Die Förderung betrug bis 1000 t pro Monat.

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

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

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

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

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

Bemerkungen zur Geochemie des Untersuchungsgebietes

Im Rahmen des Geochemieprojekts "Regionale Wolfram-Molybdänprospektion in Österreich" (Kurztitel) und des bundesweiten Projekts "Geochemische Bestandsaufnahme des Bundesgebietes" (Projektleiter Dr. F. Thalmann, Eisenerz) wurde in den Jahren 1978 bis 1980 u. a. die Grauwackenzone zwischen Admont und Tragöß mittels geochemischer Beprobung von Bachsedimenten untersucht. Die geochemische Analytik wurde auf 13 Elemente der Siebfeinfraktionsproben durchgeführt. Zusätzlich wurden Schwermineralkonzentrationsproben gezogen und die Gehalte der Elemente W, Mo und Ti ermittelt. Die Darstellung der Analysenkarten auf den einzelnen Kartenblättern der Ö. K. 1: 50.000 erfolgte mittels Trendlinien bzw. Punktsymbolen nach geostatistischer Klasseneinteilung. Wenn auch der IV. Teil des Endberichts mit der geologischen Interpretation und der zusammenfassenden Darstellung zum Zeitpunkt der Drucklegung dieser Arbeit noch nicht zur Verfügung stand, erscheint es schon jetzt höchst reizvoll, die bisherigen umfangreichen Analysendaten aus unserem Untersuchungsgebiet mit der vorliegenden neuen geologischen Karte zu vergleichen. Wir versuchen dies für den Nordabschnitt der Karte, der auf Blatt 101, Eisenerz, fällt und fassen den Südabschnitt der Karte mit ihren Anteilen auf den Blättern 131, Kalwang, und 132, Trofaiach, zusammen.

Ö. K. 101, Eisenerz:

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

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

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

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

Ausblick

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

Dank

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

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

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

Literatur

AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 237–304, Wien 1931.

ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (obersteirische Grauwackenzone). – Jb. Geol. R.-A., 68, 29–62, Wien 1919.

ASCHER, E.: Über ein neues Vorkommen von Werfener Schiefer in der Grauwackenzone der Ostalpen (Reiting, Obersteiermark). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 402–407, Wien 1908.

BECKF, F.: Referat über FOULLON: Über die Grauwacke von Eisenerz. – N. Jahrb. Min., II, 86, Stuttgart 1887.

ANGEL, F.: Unser Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 75, 227–321, Graz 1939.

ANKER, M. J.: Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgsverhältnisse der Steiermark. – 885, Graz 1835.

- BERAN, A.: Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 22, 250–265, Wien 1975.
- BERAN, A.: Die Kluftankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. Min. Deposita, **12**, 90–95, München 1977.
- BERAN, A.: Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 26, 217–233, Wien 1979.
- BERAN, A. & THALMANN, F.: Der Bergbau Radmer-Buchegg ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 25, 287–303, Wien 1978.
- CLAR, E.: Geologische Karte der Gruppe des Eisenerzer Reichenstein 1:25.000 mit 11 Profilen und Erläuterung. Archiv der Geol. B.-A., A 03772-R, Eisenerz 1948.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 11-35, Wien 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl., Abt. I, **159**, 281–290, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **42/43**, 1–234, Wien 1952.
- CZERMAK, F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauberger Kalkes. – Jb. Geol. B.-A., **81,** 97–110, Wien 1931.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 77–88, Wien 1978.
- FERRO, F. v.: Die k. k. Innerberger Hauptgewerkschaft. Tunners Jahrbuch f. d. Berg- u. Hüttenmann, III.-IV., 1847.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964, 368–378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 157–218, Wien 1967 (1967 a).
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Einstufung des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz. Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., **1967**, 127–132, Wien 1967 (1967 b).
- FLAJS, G.: Aufnahmsbericht 1973 auf den Blättern 100 (Hieflau) und 101 (Eisenerz). Verh. Geol. B.-A., **1974**/4, A35–A37, Wien 1974.

FLAJS, G., FLÜGEL, H. & HASLER, ST.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. KL, **1963**, 125–127, Wien 1963.

- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 245–254, Wien 1973.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich) – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 257–303, Wien 1976.
- FOULLON, H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der "Blasseneck-Gneis". Verh. Geol. R.-A., 1886, 83–88, Wien 1886.
- FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. Berg- u. Hüttenm. Mh., 105, 225–231, Wien 1960.
- HABERFELNER, E.: Geologische Aufnahmen in der Umgebung des Eisenerzer Erzberges. Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, 70, 63–64, Wien 1933.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. Mitt. Abt. Bergb. Landes-Mus., Joanneum, 2, 1-32, Graz 1935.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, 85/6, 226–240, Berlin 1937.
- HABERFELNER, E. & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. Verh. Geol. B.-A., 1932, 81–89, Wien 1932.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. Archiv Lagerstättenforschung **4**, 3–36, Leoben 1966.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. Geol. B.-A., 74, 1–34, Wien 1924.

HAUER, F. v.: Versteinerungen von Dienten in Salzburg. - Haidingers Ber., 1, X, Wien 1847.

- HAUER, F. v.: Die Eisensteinlagerstätten der steirischen Eisenindustriegesellschaft bei Eisenerz. Jb. Geol. R.-A., 22, 27–34, Wien 1872.
- HAUER, F. v., FOETTERLE, F. & LIDL, F. v.: Umgebungen von Altenmarkt, Eisenerz und Bruck, 1: 144.000. Geol. Specialkarte des Königreiches Illyrien und des Herzogthumes Steyermark. Wien 1852.

- HAUER, F. v. & FOETTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. VIII + 222 S., Wien 1855.
- HAUSER, A. L.: Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe P. 1996 bei Wald (Obersteiermark). Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1, 221–236, Wien 1940.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Diss. Fak. Geowissenschaften Univ. München, 253 S., München 1980.
- HERITSCH, F.: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **42**, 170–224, Graz 1905.
- HERITSCH, F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 44, 20–33, Graz 1907.
- HERITSCH, F.: Zur Genesis des Spateisenlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark. Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 396–401, Wien 1908.
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, **118**, 115–135, Wien 1909.
- HERITSCH, F.: Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 47, 102–107, Graz 1910.
- HERITSCH, F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **48**, 3–238, Graz 1911.
- HERITSCH, F.: Geologie der Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 57, 1–224, Geologische Kte. der Steiermark 1: 300.000, Graz 1921.
- HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. Verh. Geol. B.-A., 1927, 66–68, Wien 1927 (1927 a).
- HERITSCH, F.: Eine Koralle aus der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. Verh. Geol. B.-A., **1927**, 66–68, Wien 1927 (1927 b).
- HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Saubrunnengraben bei Eisenerz. Verh. Geol. B.-A., **1931**, 230–235, Wien 1931 (1931 a).
- HERITSCH, F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. Jb. Geol. B.-A., 81, 11–142, Wien 1931 (1931 b).
- HERITSCH, F.: Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz. Verh. Geol. B.-A., 1932, 103–108, Wien 1932.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Bd. I, 681 S., Borntraeger Verl., Berlin 1943.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. Jb. Geol. B.-A., 79, 203–240, Wien 1929.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jb. Geol. B.-A., 81, 49–80, Wien 1931.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., **1969**, 173–177, Wien 1969.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – In: Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15). – Jahresbericht **1979**, H. 1, 20–27, Montanuniversität Leoben, Leoben 1980.

JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H.: Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 262–266, Wien 1922.

JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H.: Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. In: Bergbaue Steiermarks (Hrsg. K. A. REDLICH), S. 94–98. – Verl. F. Deuticke, Wien-Leipzig 1923.

JUVANCIC, H. & KIRNBAUER, F.: Wert und Wesen des Steirischen Erzberges. – Montan-Rdsch. 1971, 25–46, Wien 1971.

- KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926. Berg- und hüttenm. Mh., **75**, 23–29, 49–55, Wien 1927.
- KERN, A.: Raumform und Raumlage der Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Payerbach bis Liezen. Unveröff. Diss. Montan. Hochschule Leoben, 113 S., 72 Beil., Leoben 1942.
- KOBER, F.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl., **121**, 425–459, Wien 1912.
- LIDL, F. v.: Mitteilung über die geognostischen Verhältnisse von Kallwang in Steiermark. Jb. Geol. R.-A., 4, 429, Wien 1853.

- MCCRACKEN, A. D. & BARNES, C.R.: Conodont Biostratigraphy and Paleoecology of the Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Quebec, with special reference to Late Ordovician – Early Silurian Chronostratigraphy and the Systemic Boundary. – Part 2 of Geological Survey of Canada, Bulletin **329**, 51–134, Ottawa 1981.
- METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. Zbl. Miner. Geol. Paläont., **1937**, Abt. B, 315–328, Stuttgart 1937.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. Jb. Geol. B.-A., 87, 165–193, Wien 1938.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch., **1940** (Jb. Geol B.-A.), 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. Verh. Geol. B.-A., **1945**, 91–103, Wien 1947.
- METZ, K.: Die Geologie der Talklagerstätte von Mautern im Liesingtale. Berg- u. hüttenm. Mh., 94, 149–157, Wien 1949.
- METZ, K.: Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mauterner Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone, – Berg- u. hüttenm. Mh., **95**, 191–201, Wien 1950.
- METZ, K.: Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenm. Mh., **96**, 86–94, Wien 1951.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1–84, Wien 1953.
- METZ, K.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1: 50.000, Oberzeiring-Kalwang. Geol. B.-A., Wien 1967.
- METZ, K.: Vorbericht über die Talklagerstätten des Liesingtales. Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42** (Themenheft Steirische Rohstoffreserven, Bd. 2), 87–94, Graz 1981.
- METZ, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F.: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen-Niedere Tauern-Eisenerzer Alpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 213–259, Wien 1980.
- MILLER, A., HAUENFELS, v.: Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet. - Berg- und hüttenm. Jb. XIII, 213–245, Wien 1864.

OESTREICH, K.: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. - Jb. Geol. R.-A., 49, 165-212, Wien 1900.

- PANTZ, V. I. R. v. & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S, Wien 1814.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.), 218–264.– Springer Verl., Wien-New York 1980.
- POTY, E.: Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. Meded. Rijks Geol. Dienst, **32–1**, 53–55, Haarlem 1980.
- REDLICH, K. A.: Der Eisensteinbergbau der Umgebung von Payerbach-Reichenau (Niederösterreich). Berg- u. hüttenm. Jb., 8, 30 S, Wien 1907.
- REDLICH, K. A.: Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. Verh. Geol. R.-A., 1908, 339–341, Wien 1908.
- REDLICH, K. A.: Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. Z. prakt. Geol., 21, 406-419, Berlin 1913.
- REDLICH, K. A.: Der steirische Erzberg, eine montangeologische Studie. Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 1–62, Wien 1916.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. Mitt. Geol. Ges. Wien, **15** (1922), 207–262, 267–312, Wien 1923.
- REDLICH, K. A. & PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstättengenesis des Steirischen Erzberges. Jb. Geol. B.-A., **80**, 231–260, Wien 1930.
- SCHARBERT, S.: Polsterprofil. In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). 33–36, Geol. B.-A., Wien 1977.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 173–188, Wien 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone (Eisenerz-Polster, Radmer) (Blatt 100, 101). Verh. Geol. B.-A., **1974**, A106–A107, Wien 1974.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1975 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. Verh. Geol. B.-A., **1976**, A136–A138, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Übersichtsaufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1977, A114–A116, Wien 1977 (1977 a).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal. In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 13–24. – Geol. B.-A., Wien 1977 (1977 b).

SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen und Revisionen im Paläozoikum auf Blatt 101, Eisen erz. – Verh. Geol. B.-A., in Druck.

SCHÖNLAUB, H. P.: Die Nördliche Grauwackenzone. In: Das Paläozoikum in Österreich, 76–97. – Abh. Geol. B.-A., 33, Wien 1979.

SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone. In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.), 265–289. – Springer Verl, Wien-New York 1980.

SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Blatt 131, Kalwang, 132, Trofaiach, Geologische Aufnahme. – Verh. Geol. B.-A., 1975, A89–A90, Wien 1975 (1975 a).

SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Blatt 101, Eisenerz, Geologische Aufnahme. – Verh. Geol. B.-A., 1975, A75–A76, Wien 1975 (1975 b).

SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Bericht 1977 über Aufnahmen des Altpaläozoikums auf Blatt 101, Eisenerz und Blatt 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1978, A91–A92, Wien 1979.

SCHÖNLAUB, H. P., FLAJS, G. & THALMANN, F.: Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 169–229, Wien 1980.

SCHOUPPÉ, A. v.: Geologische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 5, 396–405, Wien 1854.

SCHOUPPÉ, A. v.: Archaeocyathacea in einer Caradocfauna der Grauwackenzone der Ostalpen. – N. Jb. Mineral. Geol. Pal. (Abh.) (B), 91, 193–232, Stuttgart 1950.

SCHWINNER, R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dtsch. geol. Ges., 81, 110-120, Berlin 1929.

SCHWINNER, R.: Variscisches und alpines Gebirgssystem. – Geol. Rdsch., 24, 144–159, Berlin 1933.

SCHWINNER, R.: Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? - Verh. Geol. B.-A., 1939, 235-241, Wien 1937.

SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwakkenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 119–122, Wien 1972.

SPENGLER, E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. – Jb. Geol. St.-A., 70 (1920), 235–254, Wien 1921.

SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H. P. CORNELIUS). – Verh. Geol. B.-A., 1926, 127–143, Wien 1926.

SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien 1926.

STACHE, G.: Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1879**, 216–223, Wien 1879.

- STACHE, G.: Über die Silurbildung der Ostalpen, mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. Z. dtsch. geol. Ges., **36**, 277–378, Berlin 1884.
- STATTEGGER, K.: Sedimentgeologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich) – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 333–363, Wien 1980.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. Verh. Geol. B.-A., **1982**, 107–121, Wien 1982.

STEINER-WISCHENBART, J.: Erzberg-Literatur (1564–1919). – Montan-Z., 26, 135–140, 160–165, Graz 1919.

STINY, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., 1931, 220–230, Wien 1931.

STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Bruck a. d. Mur-Leoben. – Geol. B.-A., Wien 1933.

STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. - Jb. Geol. R.-A., **15**, 267-277, Wien 1865 (1865 a).

STUR, D.: Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. Haberfelner. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 260–261, Wien 1865 (1865 b).

STUR, D.: Weitere Petrefacten gesammelt von Herrn J. Haberfelner. - Jb. Geol. R.-A., 15, 261, Wien 1865 (1865 c).

STUR, D.: Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 16, 137–138, Wien 1866.

STUR, D.: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthums Steyermark. - 654 S., Graz 1871.

STUR, D.: Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **33**, 189–206, Wien 1883.

TENCHOV, Y. G.: Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174, Wien 1980.

- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. Mitt. Österr. Geol. Ges., **66–67** (E. CLAR-Festschr.), 245–263, Wien 1975.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, 479–489, Wien 1979.

- THALMANN, F. et al.: Regionale Wolfram-Molybdänprospektion in Österreich Geochemie 1980. Endbericht zu den Projekten T-C4a/1980, T-C4a/1981, S-C2a/1980, S-C2b/1980, K-C6/1980. Teil I-III, 1783 S, VÖEST-ALPINE AG, Eisenerz 1981.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **10**, 3–62, Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. - VIII + 256 S., Verl Deuticke, Wien 1963.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – XIV + 766 S., Verl. Deuticke, Wien 1977.

- TOULA, F.: Beitrag zur Kenntnis der "Grauwackenzone" der nördlichen Alpen. Verh. Geol. R.-A., **1877**, 240–244, Wien 1877.
- VACEK, M.: Über den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur. Verh. Geol. R.-A., 1886, 71–83, Wien 1886.

VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg, - Jb. Geol. R.-A., 50, 23-32, Wien 1900.

VACEK, M.: Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. - Verh. Geol. R.-A., 1906, 203-240, Wien 1906.

VACEK, M. & SEDLACZEK, E.: Der steirische Erzberg. - Exk.-Führer IX. Int. Geologenkongreß, 27 S., Wien 1903.

WALLISER, O. H.: Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. – Intern. Arbeitstagung Silur-Devon, Bonn-Bruxelles 1960, Symposiumsband, 281–287, Stuttgart (Schweizerbart) 1962.

WEINSCHENK, E.: Über einige Graphitlagerstätten. - Z. prakt. Geologie, 8, 1900, 36-41, Berlin 1900.

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

Geologische Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25000 Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1981





Neu aufgenommen von H.P. SCHÖNLAUB 1973-1980, unter teilweiser Verwendung der Karten von K.METZ 1940 (Karbon zwischen Dobersbach u.Teichengraben), E.CLAR 1948 (unpubliziert) und G.FLAJS 1967



Zeichnung: E.FREIBERGER

