



Geologie der westlichen Karnischen Alpen zwischen Porze und Eisenreich (Österreich / Italien) unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation

Von DIETER HUBICH, JÖRG LOESCHKE & HOLGER REIFF*)

Mit 13 Abbildungen

*Österreich
Italien
Karnische Alpen
Stratigraphie
Fleonsformation
Sedimentologie
Paläogeographie
Tektonik*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 195*

Inhalt

Zusammenfassung	375
Abstract	375
1. Einleitung	376
2. Stratigraphie	376
2.1. Übersicht	376
2.2. Fleonsformation und Roßkar-Konglomerat	381
2.2.1. Sedimentologische Interpretation	383
3. Petrographie der Grauwacken und Konglomerate der Fleonsformation	384
4. Tektonik	385
5. Paläogeographie	387
Dank	387
Literatur	391

Zusammenfassung

An Hand von 8 geologischen Profilen zwischen Porze und Eisenreich (Westliche Karnische Alpen) kann gezeigt werden, daß die Fleonsformation und der Comelico-Porphryoid wahrscheinlich ordovizischen Alters sind. Die Fleonsformation besteht aus schlecht sortierten Grauwacken und Konglomeraten, die sehr viel vulkanischen Detritus enthalten. Sie wurde in einem Fan-Delta abgelagert, das seinen Schutt teils vom Comelico-Porphryoid, teils von basischen Vulkaniten erhielt. Das Liefergebiet der Fleonsformation war durch einen bimodalen Vulkanismus charakterisiert, der im Bereich kontinentaler Kruste gefördert wurde. Als geotektonischer Bildungsraum für die Fleonsformation und den Comelico-Porphryoid kommt ein Dehnungsgebiet in Frage, das Ähnlichkeiten mit einem Back-Arc-Becken oder einem post-kollisionale eingesunkenen Becken gehabt haben könnte.

Geology of the Western Carnic Alps between Porze and Eisenreich (Austria / Italy) with Special Reference to the Fleons Formation

Abstract

With the help of 8 geological sections between Porze and Eisenreich Mts. (Western Carnic Alps) it can be shown that the Fleons Formation and the Comelico Porphyroid are probably of Ordovician age. The Fleons Formation consists of poorly sorted greywackes and conglomerates which contain a great amount of volcanic detritus. It was deposited in a fan delta which received its detritus partly from the Comelico Porphyroid and partly from basic volcanic rocks. The area which yielded the detritus to the Fleons Formation was characterized by bimodal volcanism based on continental crust. The geotectonic regime in which the Comelico Porphyroid and the Fleons Formation were formed may have been similar to a back-arc or to a post-collisional extensional basin.

*) Anschrift der Verfasser: DIETER HUBICH, JÖRG LOESCHKE, HOLGER REIFF, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Deutschland.

1. Einleitung

Die westlichen Karnischen Alpen enthalten schwach metamorphe paläozoische Serien, die nur in Einzelfällen stratigraphisch datiert sind (SCHÖNLAUB, 1979; TOLLMANN, 1985, mit Literatur). Die Altersbeziehungen müssen deshalb aus geologischen Kartierungen und tektonischen Profilen erschlossen werden, um daraus Rückschlüsse auf die stratigraphische und paläogeographische Entwicklung ziehen zu können. Dies gilt besonders für die Val-Visdende-Schichten, die Fleonsformation und den Comelico-Porphyr, deren Alter umstritten ist.

Aus diesem Grunde wurde ein 12 km langer, zusammenhängender Geländestreifen entlang des österreichisch-italienischen Grenzkammes zwischen Porze im E und Eisenreich im W geologisch neu aufgenommen (HUBICH, 1992; REIFF, 1992). Seine Lage ist in Abb. 1 wiedergegeben.

Zuvor waren geologische Kartierungen unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) durchgeführt worden, auf die sich unsere Kartierungen zum Teil stützen konnten (KOLB, 1986; KALDE, 1987; STROINK, 1987; TRESKATIS, 1987; ROPERTZ, 1988; WAGNER, 1988).

Ziel der Arbeit ist zum einen, die geologischen Verhältnisse an Hand einer Karte und 8 Querprofilen darzustellen, und zum anderen, die stratigraphische Stellung der Fleonsformation inklusive des darin eingeschalteten Roßkar-Konglomerates zu klären sowie dessen Geröllbestand petrographisch zu beschreiben. Daraus sollen dann die paläogeographischen Verhältnisse abgeleitet werden.

Das Alter der Fleonsformation wird unterschiedlich diskutiert. Während SCHÖNLAUB (1979) und HINDERER (1992) die Fleonsformation in das obere Ordovizium stellen, wird sie von VAI & COCOZZA (1986) dem Karbon zugeordnet und als altersgleich mit dem Hochwipfelflysch bzw. der Dimon-Serie angesehen.

2. Stratigraphie

2.1. Übersicht

Die stratigraphischen Verhältnisse können am besten an Hand von 8 Profilen abgeleitet werden (Abb. 3a und b), deren Lage auf der geologischen Karte (Abb. 2) eingetragen ist. Für eine erste Übersicht sind die Profile 4

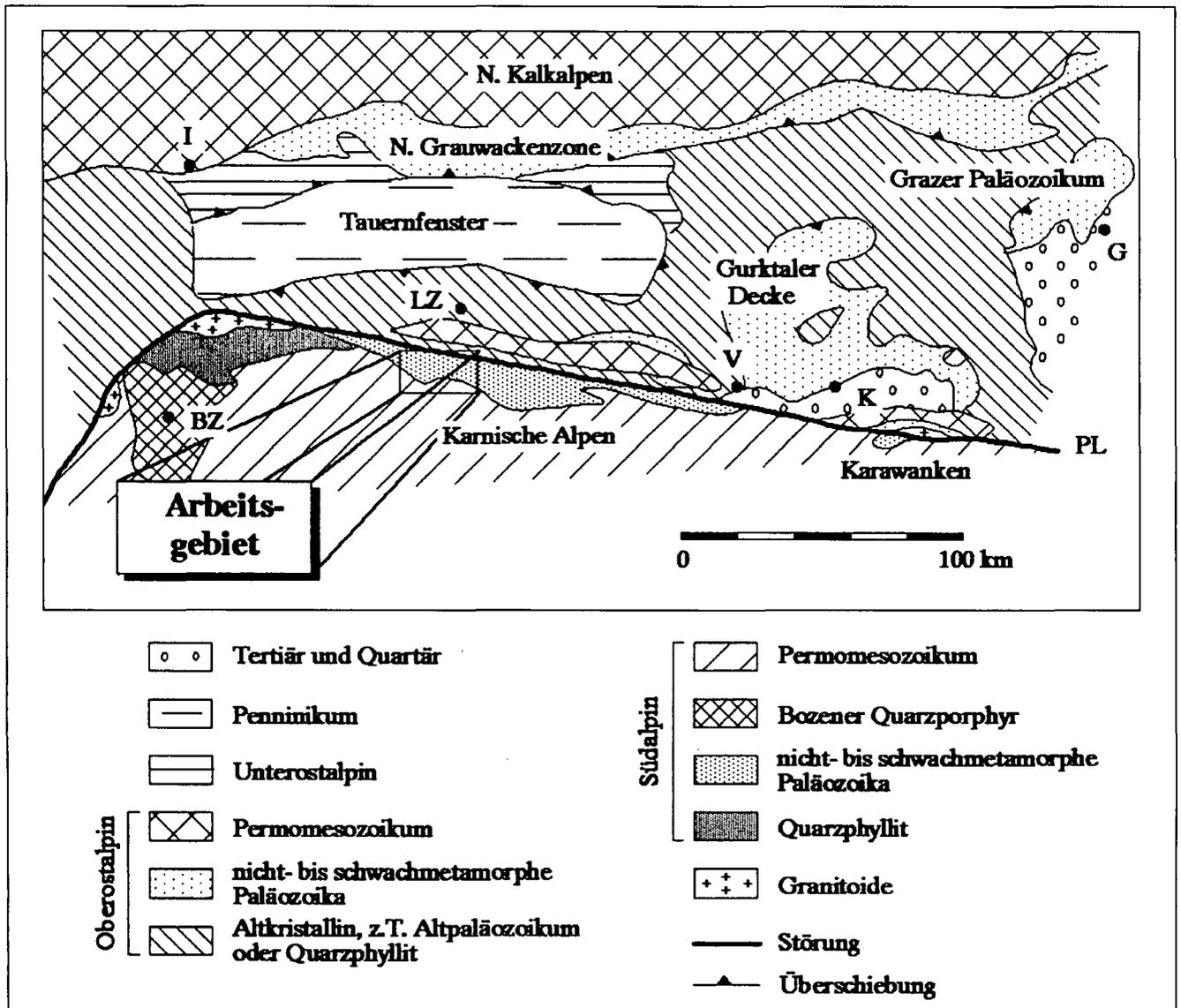


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Ost- und Südalpen mit Lage des Untersuchungsgebietes, vereinfacht nach BÖGEL & SCHMIDT (1976). BZ = Bozen, G = Graz, I = Innsbruck, K = Klagenfurt, LZ = Lienz, V = Villach, PL = Periadriatisches Lineament.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER WESTLICHEN KARNISCHEN ALPEN ZWISCHEN EISENREICH UND PORZE

LEGENDE:

- Andesite des Col Quaterna (Tertiär)
- Grönerer Schichten (Oberperm)
- ? Hochwipflförsch (? Oberkarbon)
- Devonische Klastika
- Karbonate, allgemein (Devon)
- Schwarze Schiefer mit Lyditlagen (Silur)
- Flaserkalke (Silur)
- Quarzite und Phyllite (Oberordovizium)
- Feinklastika der Tscharrknollen-Fazies (Oberordovizium)
- Fleonformation (Oberordovizium)
- Comelico-Porphroid (Oberordovizium)
- Val-Visdende-Schichten (? Ordovizium)
- Schichtgrenze bzw. Störung (gesichert/vermutet)
- Störung (gesichert/vermutet)

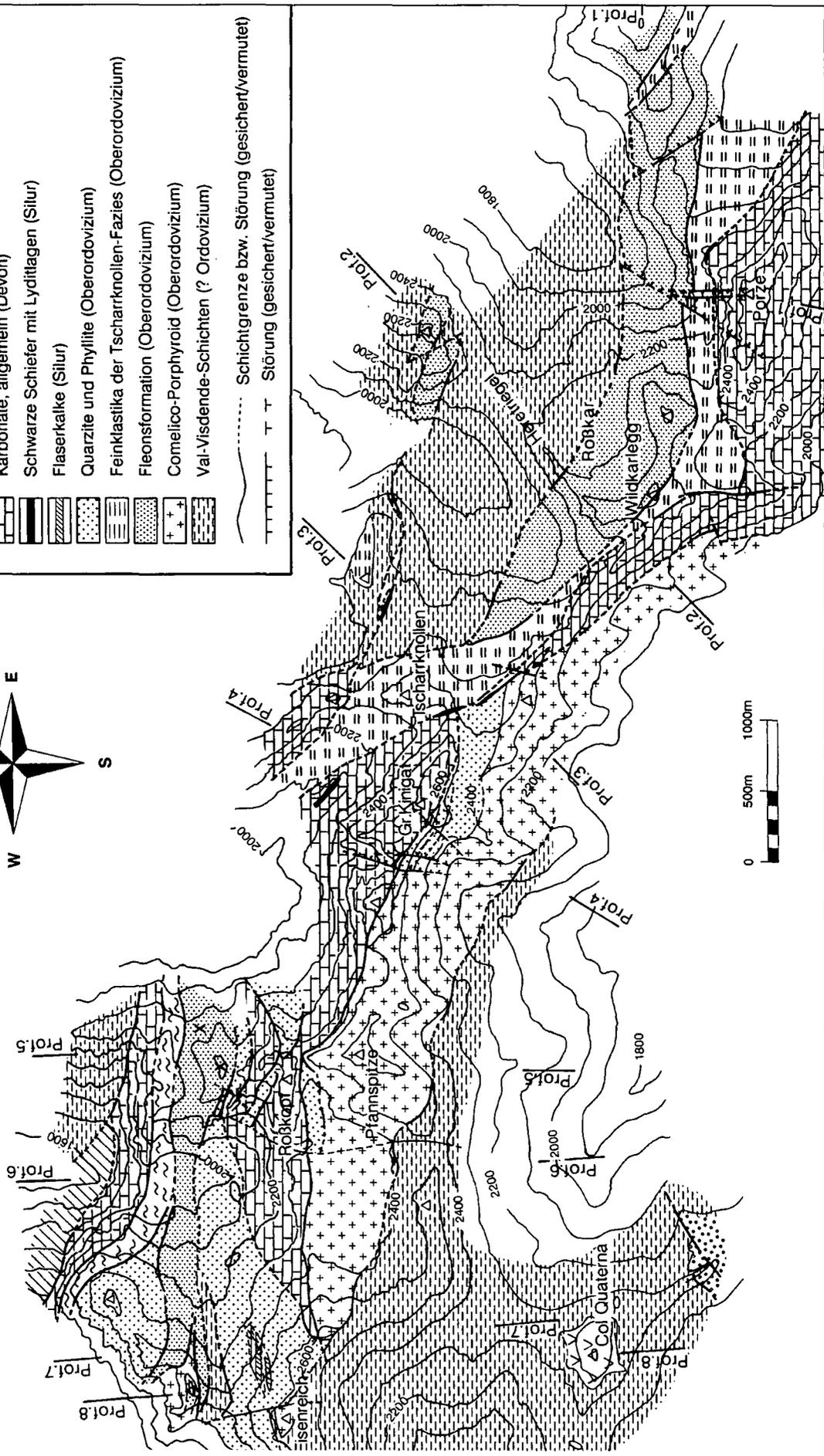
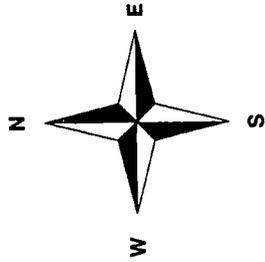


Abb. 2. Geologische Karte des Gebietes zwischen Porze und Eisenreich (westlichen Karnische Alpen, Österreich/Italien) vereinfacht nach HUBICH (1992) und REIFF (1992). Weitere im Text genannte, auf Abb. 2 aber nicht verzeichnete Lokalitäten sind den topographischen Karten 1 : 50 000 Nr. 195 und 196 zu entnehmen.

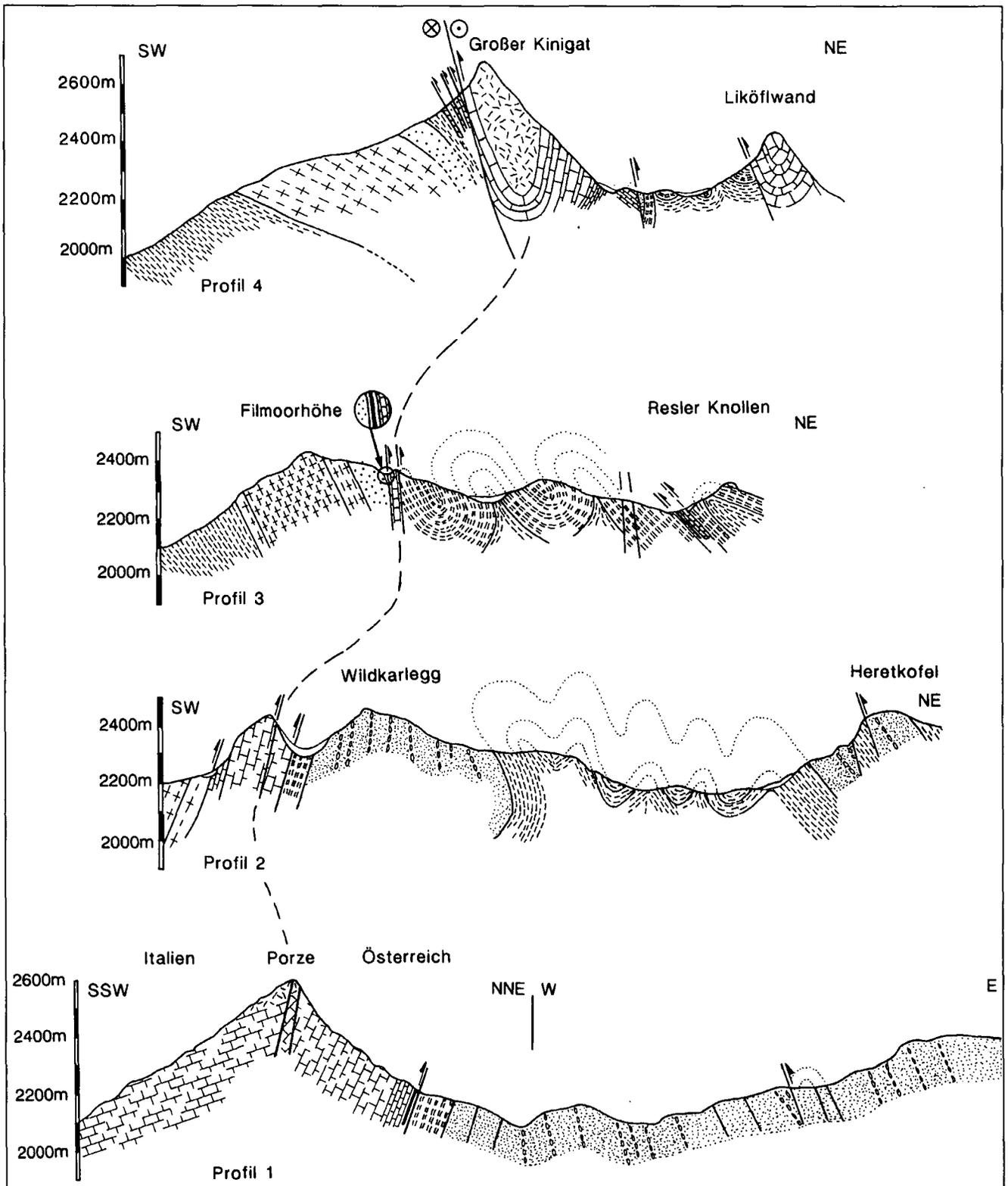


Abb. 3a.
Geologische Profile durch die westlichen Karnischen Alpen zwischen Porze und Großem Kinigat.

(Abb. 3a), 5 und 6 (Abb. 3b) geeignet. Aus diesen Profilen geht hervor, daß in einem Muldenkern, der auch tektonisch aufgeschlitzt sein kann (Profil 5), Karbonate liegen, die an Hand von Korallenfunden am Roßkopf in das Devon gestellt werden können (HUBICH, 1992). Diese Karbonate ziehen in einem Streifen südlich des Obstanser Bodens über Roßkopf und Kinigat bis nördlich der Filmoorhöhe und finden ihre Fortsetzung in dem Gipfel südlich vom Wildkarlegg und in der östlich davon gelegenen Porze (Abb. 2). Es

kann deshalb davon ausgegangen werden, daß die Schichten zwar gefaltet und gestört, aber nicht so total zerrissen sind, daß keine regionalgeologischen Zusammenhänge mehr erkennbar wären.

Unter den Karbonatzügen liegen auf der S-Seite des Großen Kinigat Flaserkalken, dunkle Phyllite und Lydite (Profil 4), die lithologische Ähnlichkeiten mit silurischen Graptolithenschiefnern, Flaserkalken und Lyditen der zentralen Karnischen Alpen haben und deshalb wahrschein-

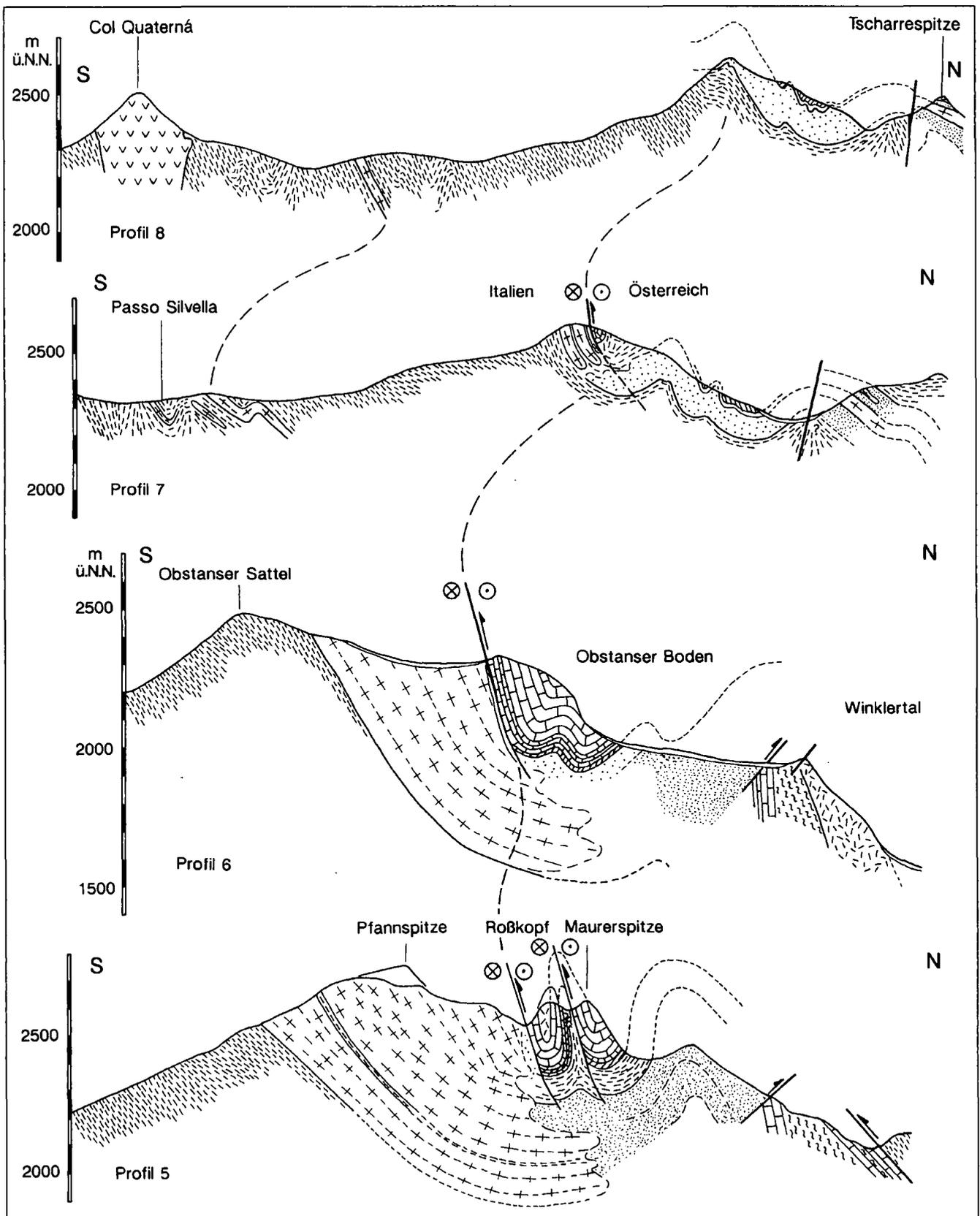
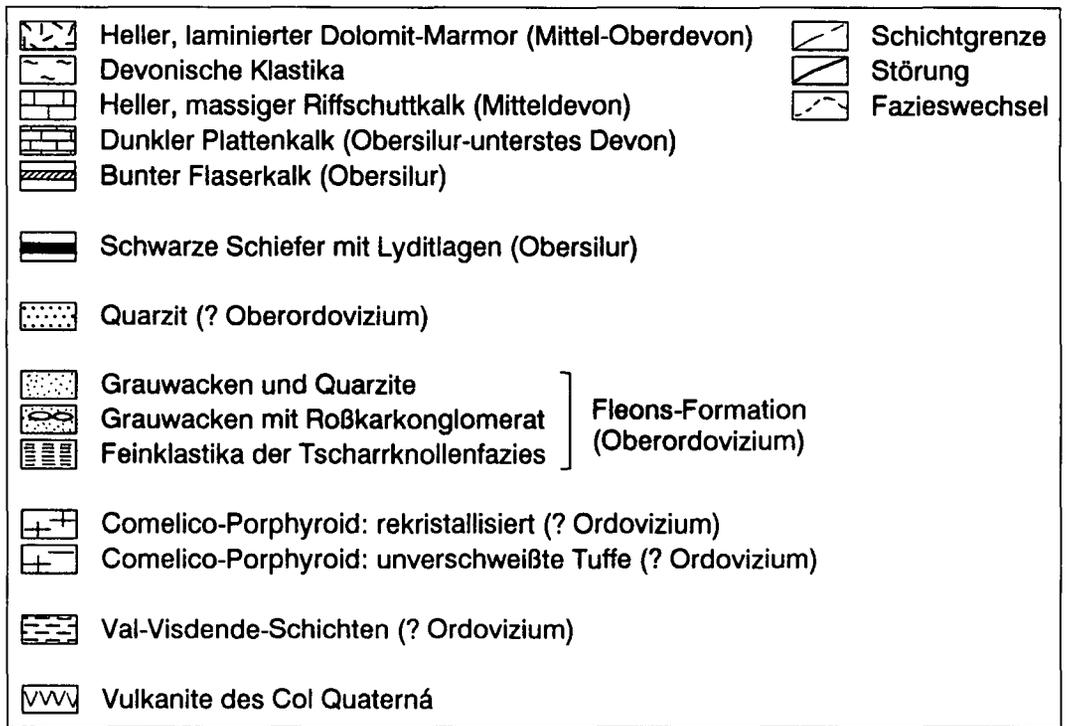


Abb. 3b.
Geologische Profile durch die westlichen Karnischen Alpen zwischen Roßkopf und Tscharrspitze.

lich in das Silur zu stellen sind. Darunter folgen dann Schiefer, Quarzite, der Comelico-Porphyr und die Val Vidsende Schichten. Das Profil ist zwar etwas gestört, im Prinzip aber noch intakt, so daß der Comelico-Porphyr und die Val Vidsende Schichten höchstwahrscheinlich in

das obere Ordovizium zu stellen sind. Das Profil am Großen Kinigat hat eine sehr große Ähnlichkeit mit Profilen des oberordovizischen Blasseneck-Porphyr und den darüberliegenden Serien der Steirischen Grauwackenzone (SCHÖNLAUB, 1979; LOESCHKE et al., 1990).



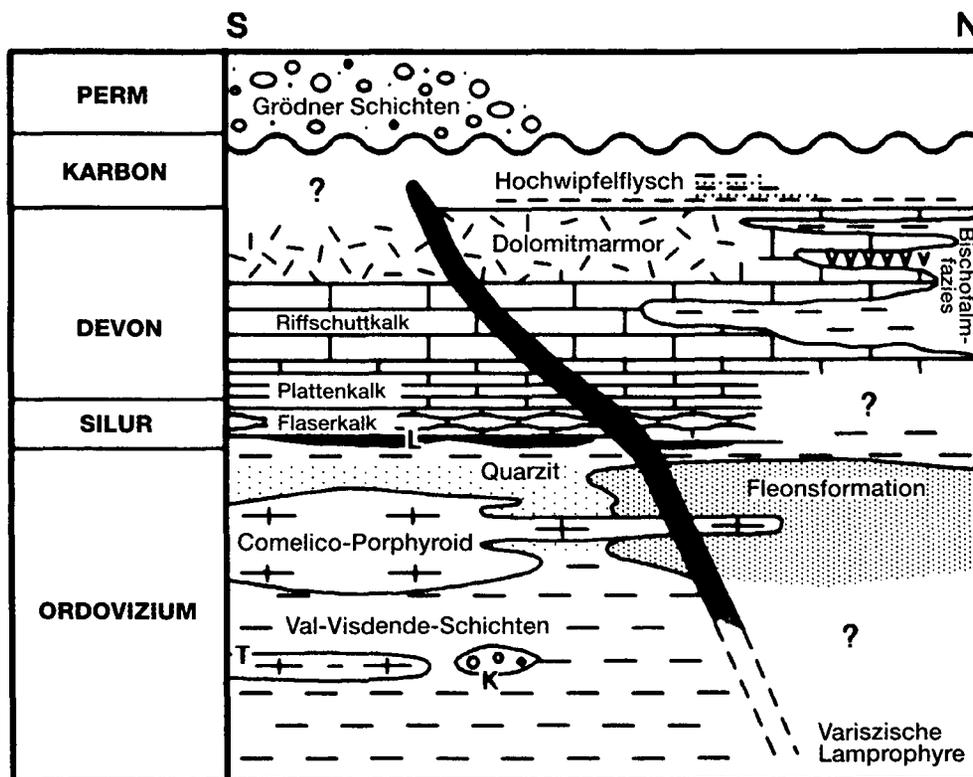
Legende zu den Abbildungen 3a und 3b auf den vorhergehenden Seiten 378/379.

Aus den Profilen 3, 4, 5 und 6 geht außerdem hervor, daß man einen südlichen von einem nördlichen Faziesbereich trennen kann. Im südlichen Faziesbereich tritt der Comelico-Porphryoid auf, im nördlichen dagegen die Fleons-formation. Die fazielle Verzahnung zwischen beiden Abfolgen vollzieht sich unter dem Roßkopf und der Maurerspitze (Profil 5). Auch im Nordteil des Profils 7 und an der Tscharrspitze (Profil 8) ist eine fazielle Verzahnung zwischen beiden Serien zu beobachten.

Die Val-Visdende-Schichten werden am Col Quaterná (Profil 8) von einem vulkanischen Zufuhrschlot durchschlagen. Das Alter dieses Schlotens ist unbekannt. Da

aber Gröden Schichten mit in die vulkanischen Brekzien eingeschlossen sind, muß der Schlot ein post-permisches Alter haben. Wahrscheinlich fand die Bildung des Schlotens im Tertiär im Zusammenhang mit der Entstehung periadriatischer Intrusiva statt. Der Schlot selbst ist mit Laven und Brekzien andesitischer Zusammensetzung gefüllt.

Weitere vulkanische Gänge treten nördlich des Obstanter Sees in dunklen unterdevonischen Plattenkalken auf. Sie ähneln in ihrer Zusammensetzung Lamprophyren (HUBICH, 1992) und haben wahrscheinlich ein oberkarbonisches Alter.



Die stratigraphische Abfolge läßt sich somit aus den tektonischen Profilen ableiten und ist wie folgt zu sehen (Abb. 4):

Die ältesten Schichten stellen die Val-Visdende-Schichten dar. Dies sind Phyllite und Quarzite, die miteinander wechsellagern. Darin eingeschaltet finden sich Konglomerate und Tufflagen. Letztere sind wahrscheinlich die ersten Vorboten der Ignimbritausbrüche des Comelico-

Abb. 4. Übersicht über die stratigraphische Abfolge in den westlichen Karnischen Alpen. K = Konglomerat, T = Tuffe, L = Lydit, Schwarzschiefer. Die Schichtmächtigkeiten sind nicht wirklichkeitsgetreu wiedergegeben, sondern orientieren sich an der stratigraphischen Reichweite.

co-Porphyrroids (HUBICH & LOESCHKE, 1993). Darüber folgt dann im südlichen Faziesbereich der Comelico-Porphyrroid, der sich im nördlichen Faziesbereich mit der Fleonsformation verzahnt. Vorstöße der Ignimbrite des Comelico-Porphyrroids in die Grauwacken-Ablagerungen der Fleonsformation können aus Profil 7 und 8 (Abb. 3b) abgeleitet werden.

Im obersten Ordovizium wird der Comelico-Porphyrroid aufgearbeitet, und es bilden sich Quarzite, die den Comelico-Porphyrroid überlagern (Profil 3 und 4, Abb. 3a). Über den Quarziten folgen graphitische Schiefer, Lydite und Flaserkalke des Silurs. Sie bilden an vielen Stellen im Gelände tektonische Gleithorizonte, an denen sich Aufschiebungen zwischen den kompetenten Karbonaten und den darunterliegenden Serien ausbilden (Profil 1 und 4, Abb. 3a; Profil 5 und 6, Abb. 3b).

Das Devon beginnt mit dunklen Plattenkalken, auf die dann Riffschuttkalke und massige dolomitisierte Marmore folgen. Die massigen Marmore stellen wahrscheinlich ehemalige Riffstotzen dar. Im Devon ist ebenfalls wie im Ordovizium eine Faziesdifferenzierung zwischen nördlichem und südlichem Bereich festzustellen. Im Gebiet nördlich des Obstanser Bodens (Profil 6, Abb. 3b) treten in den devonischen Karbonaten klastische Lagen auf. Es sind dies dunkle Phyllite und orange-beige Quarzite. Daneben sind mehrfach 10 bis 20 cm mächtige, grünlich gefleckte Lagen eingeschaltet, die als Vulkanoklastika oder Vulkanite interpretiert werden können. Zusammen mit den dunklen Phylliten finden sich vereinzelt Lydit-Lagen. Diese Abfolge könnte der Bischofalm-Fazies nach SCHÖNLAUB (1979) entsprechen.

Nördlich anschließend an diese Karbonate folgen im Winklertal (Profil 6, Abb. 3b) Klastika mit Lyditbruchstücken, die man eventuell dem Hochwipfelflysch zuordnen könnte (Abb. 2). Die nördlichen Bereiche wurden allerdings nicht eingehend begangen, so daß diese Aussage zunächst unsicher bleiben muß.

An die Schüttung des Hochwipfelflysches schließt sich die variskische Orogenese an. Mit dem isostatischen Aufstieg des Gebirges ist wahrscheinlich das Eindringen von Lamprophyrgängen verbunden.

Die Grödener Schichten liegen südöstlich des Col Quaterná (Abb. 2) diskordant auf den Val-Visdende-Schichten. Sie beweisen die tiefgreifende Abtragung in den westlichen Karnischen Alpen im Oberkarbon und Unterperm. Ihr genaues Alter ist hier allerdings nicht bekannt.

2.2. Fleonsformation und Roßkarkonglomerat

Von den im Untersuchungsgebiet auftretenden Schichtgliedern soll die Fleonsformation hier besondere Beachtung finden, da ihre stratigraphische Stellung umstritten ist, sie aber in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreitet und deshalb für die Interpretation der paläogeographischen Entwicklung von großer Bedeutung ist.

Als Fleonsformation wird eine klastische Abfolge bezeichnet, die aus Quarziten, Grauwacken mit vulkanischem Detritus und Konglomeraten besteht. Die Abfolge schwankt in ihrer Mächtigkeit sehr stark und kann bis 500 m erreichen. Die größte Verbreitung besitzt die Fleonsformation außer an der Typlokalität der Raudenspitze (Monte Fleons), wo sie von HINDERER (1992) eingehend bearbeitet worden ist, noch am Roßkar und am Tilliacher Joch (Abb. 2). Untersucht wurde vor allem die westliche Seite des Roßkars. Dort ist an dem Hang, der vom Wildkarlegg zum Heretriegel verläuft, eine weitgehend unge-

störte Abfolge von Quarziten, Grauwacken und Konglomeraten aufgeschlossen (Abb. 3a, Profil 2). Diese Abfolge kann in drei Abschnitte gegliedert werden und zwar in eine untere quarzitische Serie an der Basis, eine Grauwacken-Serie in der Mitte, die das Roßkar-Konglomerat enthält, und in eine obere quarzitische Serie. Beide quarzitischen Serien begleiten die Grauwacken-Serie nördlich und südlich des Roßkars in je einem schmalen, E-W-verlaufenden Streifen. Im Bereich des Tscharrknollen (Abb. 2) verzahnen sie sich mit Phylliten und Quarziten (Tscharrknollen-Fazies, SCHÖNLAUB, 1979).

Im Detail sieht die Abfolge folgendermaßen aus (Abb. 5, linkes Profil 1): Die Basis des Profils bilden 140 m mächtige Phyllite der Val-Visdende-Schichten, in denen der Quarzgehalt nach oben allmählich zunimmt. Im mittleren Teil der Val-Visdende-Schichten treten die ersten stärkeren Quarzitänke auf, bei denen eine Schrägschichtung zum Teil noch recht gut erhalten ist. Die Mächtigkeit der Schrägschichtungseinheiten beträgt zwischen 5 und 20 cm. Es handelt sich dabei überwiegend um eine Rippelschichtung. Die gelegentlich auftretenden trogförmigen Gebilde könnten eventuell Channel-Füllungen sein. Sicher läßt sich dies nicht sagen, da aufgrund der Metamorphose und tektonischen Überprägung „Finig-Upward“-Sequenzen nicht mehr zu erkennen sind. Die Abfolge ist gefaltet und liegt teils normal, teils überkippt (Profil 2, Abb. 3a).

Der oberste Teil der Val-Visdende-Schichten besteht aus einer etwa 80 m mächtigen Wechselfolge aus Quarziten, Metasiltiten und Phylliten. Die laminierten, feinklastischen Gesteine werden in zunehmendem Maße von quarzreicheren Sedimenten mit teilweise noch erhaltener Schrägschichtung abgelöst.

Ab 350 m treten die Phyllit-Lagen sehr zurück, und es überwiegen feinlaminierte, grüne Quarzite, die den unteren Teil der Fleonsformation bilden (untere quarzitische Serie). Wie in den Val-Visdende-Schichten kann auch hier eine Rippelschichtung erkannt werden.

Der mittlere Teil der Fleonsformation beginnt ab 410 m mit Lagen violetter bis grüner Schiefer, die mit Grauwacken wechsellagern. Weiter zum Hangenden folgt bis zu einer Profilhöhe von 635 m ein steter Wechsel von bunten Schiefeln über Grauwacken zu Konglomeraten und wieder zurück zu Grauwacken und Schiefeln. Die zunächst völlig regellos erscheinende Abfolge läßt sich bei genauer Betrachtung in Zyklen einteilen, die zusammengefaßt wiederum drei Großzyklen ergeben.

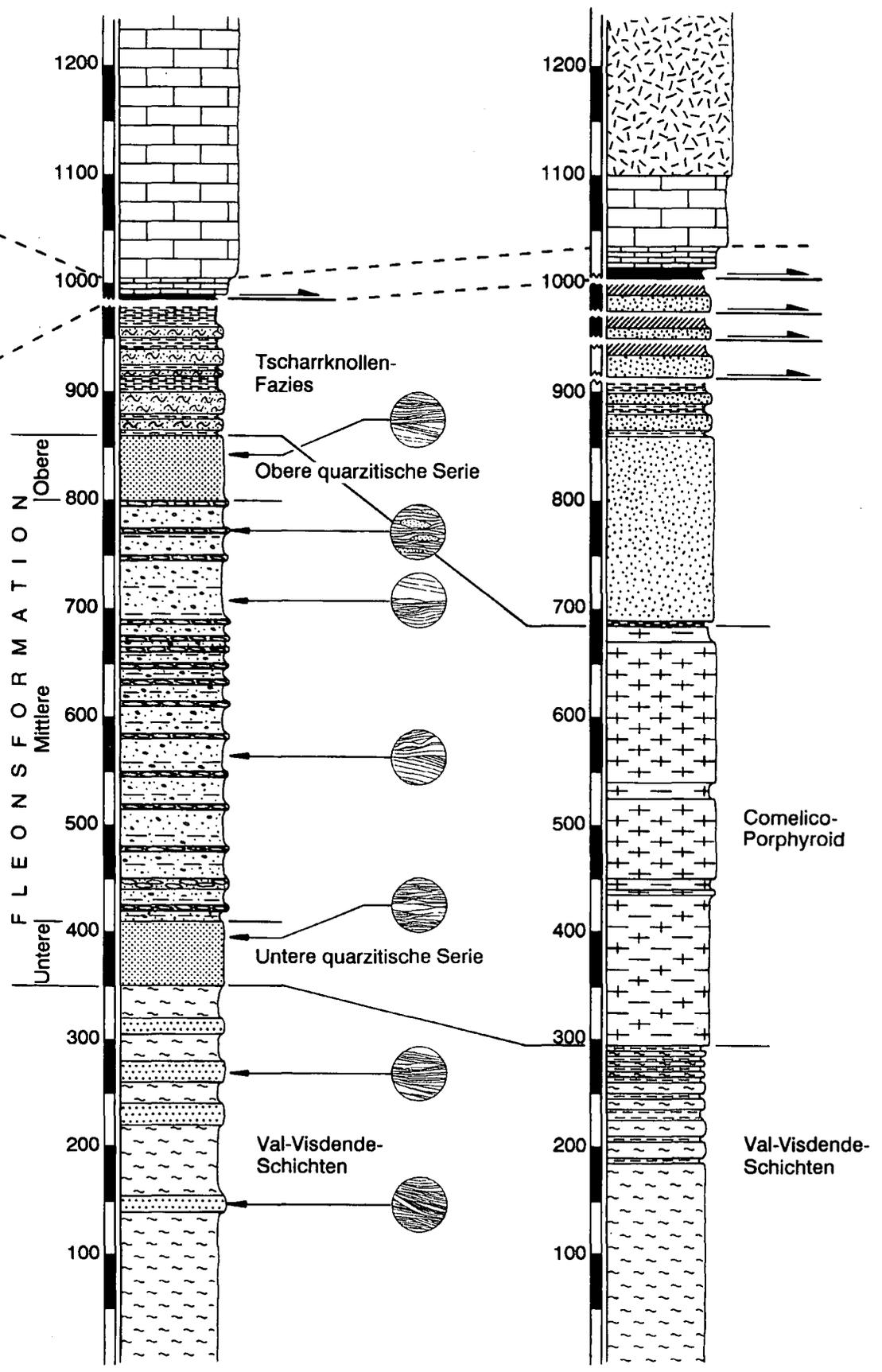
Der untere Zyklus umfaßt ca. 15 m. Hier sind abwechselnd bunte Schiefer und Grauwacken vorhanden. Der zweite Zyklus wird bis zu einer Profilhöhe von 635 m durch einen 8-maligen Wechsel von Schieferlagen über Grauwacken zu Konglomeraten und zurück zu Grauwacken und Schiefeln gebildet. Die Konglomerate bilden dabei morphologisch deutlich hervortretende Bänke. Die Gerölle liegen in einer feinkörnigen Matrix aus Grauwackenmaterial. Sie sind tektonisch stark geplättet (Abb. 6). An Sedimentstrukturen sind trogförmige Schrägschichtungen und turbiditische Abfolgen zu beobachten. Ab 635 m beginnt der obere Zyklus. Hier lassen sich nur noch erschwert eindeutige Wechsel in der zyklischen Sedimentation von Schiefeln über Grauwacken zu Konglomeraten erkennen. Die Abfolgen sind unvollständig, was auf tektonische Zerschering, aber auch auf Resedimentationsvorgänge zurückgeführt werden kann.

Der Abschluß der Fleonsformation wird zwischen 800 und 860 m durch eine obere quarzitische Serie gebildet.

(1) Wildkarlegg - Heretriegel

(2) Gr. Kinigat

Devon
 Silur
 Ordovizium



Nördlicher Faziesbereich

Südlicher Faziesbereich

Abb. 5.
Zwei stratigraphische Säulenprofile aus dem Gebiet des Roßkars (Wildkarlegg/Heretriegel) und des Großen Kinigat nach REIFF (1992).

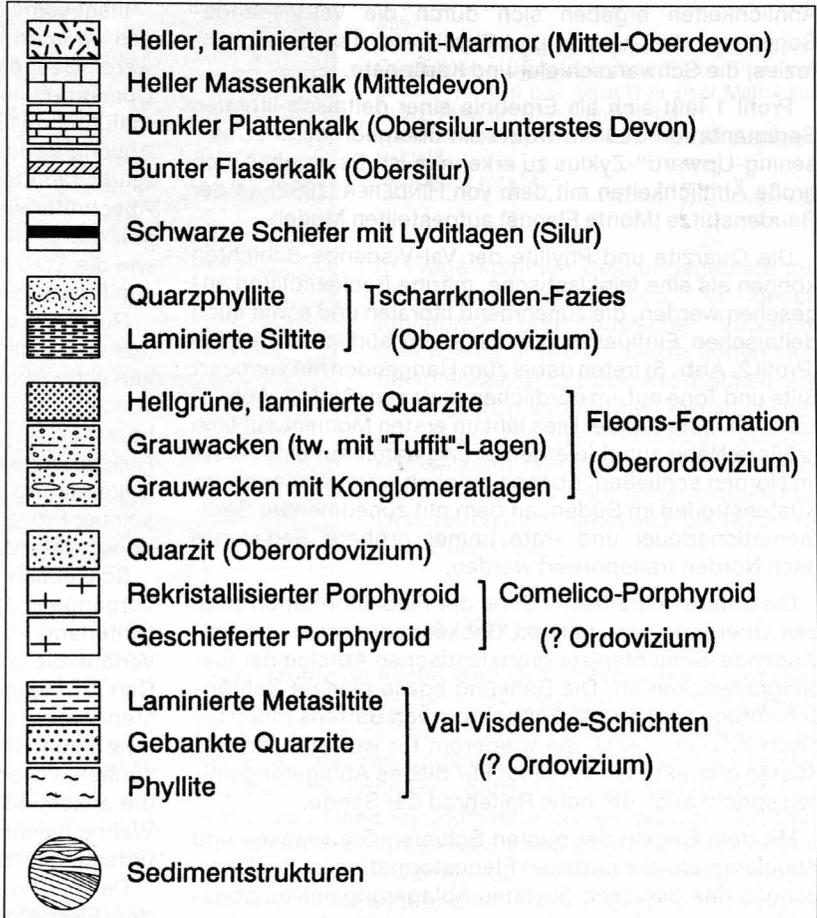
Legende zu Abb. 5.

Darüber folgen Phyllite und Quarzite, die den Val-Visdende-Schichten gleichen, aber jünger als diese sind und als Tscharrknollen-Fazies bezeichnet werden können.

Ab 950 m wird der Einfluß der tektonischen Bewegungsbahn an der Basis der Karbonate in Form von Falten und Scherzonen deutlich. Die Bewegungsbahn selbst verläuft in den auf die Phyllite und Quarzite der Tscharrknollenfazies folgenden silurischen Lyditen und Schwarzschiefern. Diese sind tektonisch stark zerschert und bilden einen Kataklasit, in dem einzelne Lyditbruchstücke in total zerscherten Schwarzschiefern liegen.

Auf Abb. 5 ist noch ein zweites Profil wiedergegeben, das von der Südseite des Großen Kinigat stammt (Abb. 2). Es entspricht dem tektonischen Profil 4 der Abb. 3a. Auch hier wird die Basis von Phylliten der Val-Visdende-Schichten gebildet. Darüber folgt dann eine Wechsellagerung zwischen Phylliten und Metasiltit-Lagen. Dikere Quarzitbänke fehlen. Der südliche Faziesbereich unterscheidet sich somit deutlich vom nördlichen Faziesbereich des Profils 1. Der darüberliegende Comelico-Porphyröid läßt sich in unverschweißte und rekristallisierte Anteile untergliedern (HEINISCH, 1981; HUBICH & LOESCHKE, 1993). Er erreicht eine Mächtigkeit von etwa 400 m und wird als altersgleich mit der Fleonsformation betrachtet. Bei 690 m Profilhöhe beginnt dann eine Quarzitfolge, die 170 m mächtig ist. Sie stellt das Aufarbeitungsprodukt des darunterliegenden Comelico-Porphyröids dar und ähnelt dem Polster-Quarzit der Steirischen Grauwackenzone (SCHÖNLAUB, 1979). Die Quarzite sind hier wesentlich mächtiger als die obere quarzitishe Serie des Profils 1. Der Grund dafür liegt wahrscheinlich darin, daß der Quarzschutt direkt vom Comelico-Porphyröid stammt, der in Profil 1 fehlt. Über den Quarziten liegen der Tscharrknollenfazies vergleichbare Phyllite und Quarzite.

Der Abschluß der Folge ist nicht genau stratigraphisch aufzugliedern, da ab 915 m Profilhöhe drei von Störungen ge-



trennte Quarzit-Flaserkalk-Abfolgen übereinanderliegen. Bei 1000 m Profilhöhe verläuft eine markante tektonische Bewegungsbahn in zerscherten silurischen Schwarzschiefern und Lyditen, die auch in Profil 1 zu erkennen ist. Im Hangenden folgen ebenfalls wie in Profil 1 dunkle Plattenkalke und massige Riffschuttkalke. Diesen folgt nach ca. 70 m der massige Dolomit-Marmor, der den Gipfel des Großen Kinigat bildet.

2.2.1. Sedimentologische Interpretation

Obwohl beide Profile der Abb. 5 räumlich voneinander getrennt in verschiedenen Faziesbereichen aufgenommen wurden, lassen sich doch deutliche Analogien feststellen.

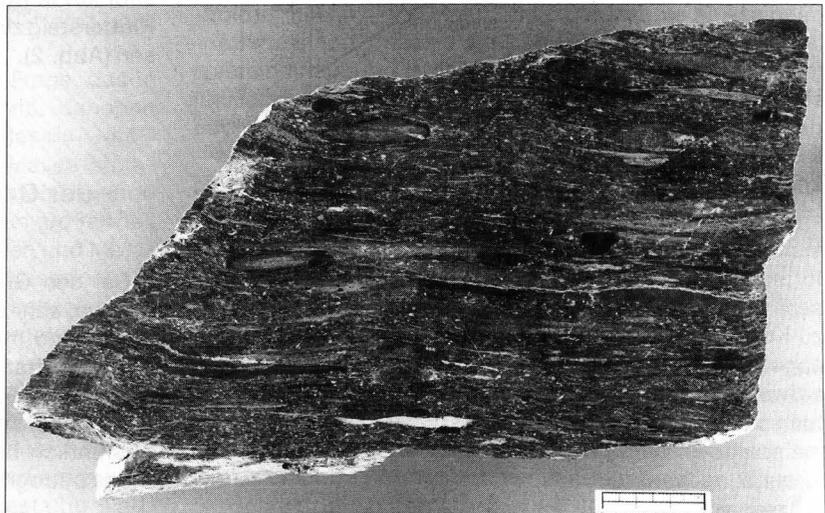


Abb. 6.
Anschliff des Roßkarkonglomerates.
Tektonisch stark geplättete Gerölle liegen lose gepackt in einer Matrix aus Grauwacken-Material.
Lokalität: Roßkar, Kamm südlich des Wildkarleggs.
Maßstab 3 cm.

Ähnlichkeiten ergeben sich durch die Val-Visdende-Schichten, die Quarzite und Phyllite der Tscharrknollenfazies, die Schwarzschiefer und Karbonate.

Profil 1 läßt sich als Ergebnis einer deltaischo-litoralen Sedimentation deuten, wobei ein übergeordneter „Coarsening-Upward“-Zyklus zu erkennen ist. Es ergeben sich große Ähnlichkeiten mit dem von HINDERER (1992) an der Raudenspitze (Monte Fleons) aufgestellten Modell.

Die Quarzite und Phyllite der Val-Visdende-Schichten können als eine feinklastische, marine Beckenfüllung angesehen werden, die zunehmend litoralen und somit auch deltaischoen Einflüssen unterliegt. Im südlichen Bereich (Profil 2, Abb. 5) treten dabei zum Hangenden hin vermehrt Silte und Tone auf, im nördlichen dagegen (Profil 1, Abb. 5) ziemlich reine Sande. Dies läßt im ersten Moment auf eine größere Nähe zum Liefergebiet und damit auf eine Küste im Norden schließen. Ebenso möglich wäre aber auch ein Küstenstreifen im Süden, an dem mit zunehmender Sedimentationsdauer und -rate immer größere Sedimente nach Norden transportiert werden.

Die untere quarzitische Serie der Fleonsformation zeigt den Übergang von marinen Beckensedimenten der Val-Visdende-Schichten zur grobklastischen Abfolge der Fleonsgrauwacken an. Die Bankung sowie planare Schrägschichtung sind für den Faziesraum von Barrensanden typisch (SELLEY, 1978), die wiederum für wellendominierte Küsten charakteristisch sind. Für dieses Ablagerungsmilieu spricht auch der hohe Reifegrad der Sande.

Mit dem Beginn der bunten Schiefer, Grauwacken und Konglomerate der mittleren Fleonsformation ist der Übergang in das deltaischo-fluviatile Ablagerungsmilieu abgeschlossen. Hierfür sprechen ganz eindeutig die massigen Schrägschichtungssequenzen und das „Coarsening-Upward“ der einzelnen Zyklen (HINDERER, 1992). Die Wechselfolge von Grauwacken, Konglomeraten und Tonen deutet dabei auf einen in sich geschlossenen lobaten Sedimentkörper, wie er für miteinander verflochtene Flußsysteme mit konstanter Schüttungsenergie typisch ist (PETTIJOHN et al., 1987). Deltas dieser Art, sogenannte Fandeltas, werden durch ständige Verlagerung der Flußarme aufgebaut. Der unreife, sehr grobe Detritus läßt auf ein sehr hohes Relief im Hinterland schließen. Ob dieses Hinterland im N oder S der Küste gelegen hat, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Die vorhandenen Sedimentstrukturen sind dafür nicht aussagekräftig genug.

In die Grauwackenfolge der Fleonsformation sind anfangs feinkörnige Turbidite eingelagert, die für distale Verhältnisse an einem Delta sprechen. Die einzelnen Turbiditlagen sind auf kleinräumige Suspensionsströme am Rande des Deltas zurückzuführen. In Verbindung mit dem raschen Vorbau von Fandeltas kommt es zur Übersteilung des Deltaabhangs und demzufolge zum Abgleiten von Turbiditen, die sich am Fuß des gerade aktiven Deltabereichs ablagerern (SELLEY, 1978).

Im weiteren Verlauf der Grauwackenfolge entwickelt sich das eigentliche Fandelta. In seiner Entwicklung ist bei fortschreitendem Vorbau ein häufiger Wechsel von „Coarsening-Upward“-Zyklen (von Tonen über Grauwacken bis zu Konglomeraten) festzustellen, die am oberen Ende oft abgeschnitten sind, d. h. einen Aufarbeitungshorizont aufweisen. Ursache dafür ist eine Verlagerung des Schüttungszentrums (SELLEY, 1978; READING, 1986). Ein nicht mehr aktiver Deltabereich kann durch Kompaktion und Absenkung wieder zunehmend unter den Einfluß mariner Prozesse geraten.

Insgesamt kann von einem Groß-Zyklus ausgegangen werden, einer übergeordneten „Coarsening-Upward“-Sequenz. Die Konglomeratlagen können als Channel-Füllungen, im distalen Bereich aber auch als geröllführende Schlammströme interpretiert werden. Den Abschluß bilden dann jeweils die für eine Übergußschichtung charakteristischen Feinklastika. Diese quarzitischen Abschnitte weisen auf die Auffassung des Deltabereichs hin, der eine marine Aufarbeitung der Deltaplattform sowie die Etablierung eines litoralen Faziesmusters in Form von Barrensanden folgt.

Gesteuert wird die Sedimentation zudem von der Masse des abzulagernden Materials. In Gebieten, die durch vulkanische Aktivitäten geprägt sind, werden durch heftige vulkanische Explosionen große Mengen an leicht erodierbarem Lockermaterial geliefert. Der in Bereichen mit hoher Reliefenergie rasch abtransportierte Schutt spielt bei der Deltabildung eine wichtige Rolle (KUENZLI et al., 1979). Ein solcher Prozeß ist für die Fleonsformation angesichts des hohen Anteils von vulkanischem Detritus anzunehmen.

Schließlich kommt es – vermutlich durch tektonische Vorgänge in Zusammenhang mit dem vulkanisch aktiven Hinterland – zu einem Umgestaltungsereignis, in dessen Verlauf die allmähliche Aufgabe des Deltas stattfindet. Den Übergang vom fluviatil-deltaischo beeinflussten Küstenbereich zum erneuten Meeresbecken stellt dabei die obere quarzitische Serie (Profil 1, Abb. 5) dar. Es kommt zunächst wieder vermehrt zur Bildung von reinen Sanden, die anschließend von Silten und Tonen abgelöst werden. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei ebenfalls wie in der unteren quarzitischen Serie um Barrensande.

Der bei Profil 2 (Abb. 5) anstelle der Grauwackenfolge der Fleonsformation auftretende Comelico-Porphyrroid stellt eine Abfolge dazitischer bis rhyodazitischer Tuffe dar, die nach HEINISCH (1981) den Charakter von Ignimbriten hat. Da diese in Entfernungen bis zu 100 km von der Eruptionsstelle abgelagert werden können (CAS & WRIGHT, 1987, S. 228), könnte der Porphyroid außerhalb des von Grauwacken und Konglomeraten der Fleonsformation gebildeten Fandeltas gefördert worden sein. Er lieferte aber zusammen mit anderen Vulkaniten des Hinterlandes vulkanischen Schutt für die Bildung des Fandeltas.

Durch anhaltende Absenkung bildet sich danach ein euzinisches Becken, in dem die dem Silur zugeordneten Schwarzschiefer entstehen. Das Meeresbecken wird später durch den von den devonischen Riffen stammenden distalen Riffschutt aufgefüllt. Diese Zwischenriff-Fazies läßt sich durch die Ausdünnung der Riffschuttfahnen und submarine Rutschungen in Karbonaten am sogenannten Klettersteig zwischen Großem Kinigat und Porze nachweisen (Abb. 2).

3. Petrographie der Grauwacken und Konglomerate der Fleonsformation

Bei den Grauwacken der Fleonsformation handelt es sich um sehr schlecht sortierte, heterogen zusammengesetzte und matrixreiche Gesteine, die einen ganz ähnlichen qualitativen und quantitativen Mineralbestand wie die Grauwacken der Fleonsformation an der Typlokalität der Raudenspitze führen. Da diese von HINDERER (1992) ausführlich beschrieben wurden, soll hier nur eine ganz kurze petrographische Übersicht folgen.

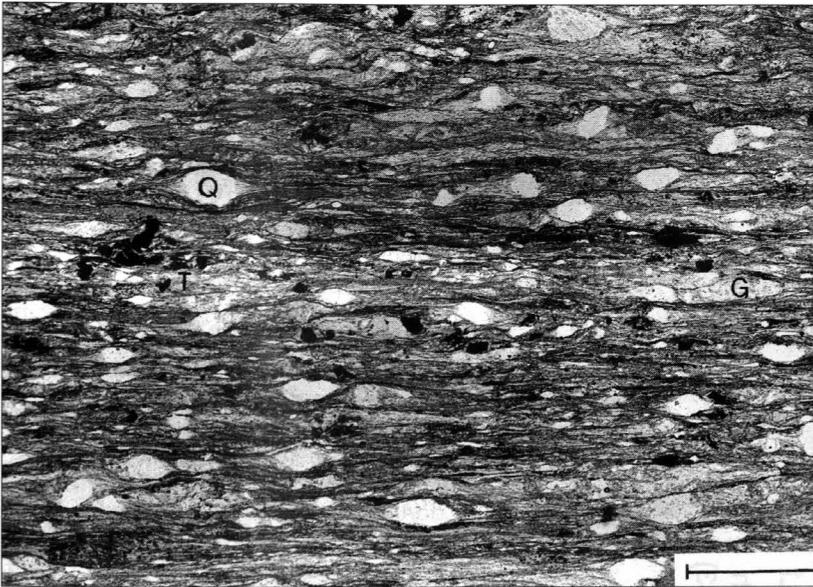


Abb. 7.
Dünnschliff-Photographie einer Fleonsgrauwacke. Große Quarze (Q), Gesteinsreste (G) und Titanomagnetit (T) liegen lose gepackt in einer Matrix aus Quarz, Feldspat, Chlorit und Serizit.
Lokalität: Roßkar, Kamm südlich des Wildkarleggs, Hellfeld.
Maßstab: 1 mm.

In Frage kommen Dehnungsgebiete mit bimodalem Vulkanismus, in denen Ignimbrite und basische Vulkanite gleichzeitig auftreten. Diese finden sich beispielsweise in Back-Arc-Becken wie in der „Basin and Range“-Provinz Nordamerikas. Die geochemische Zusammensetzung des Comelico-Porphyröids würde dazu passen. Eine eingehende Diskussion dazu findet sich bei HUBICH & LOESCHKE (1993).

Die Grauwicken enthalten monokristallinen Quarz (öfters mit Korrosionsbuchten), Alkalifeldspat, Plagioklas, klastischen Muscovit, viele Gesteinsreste (basische, intermediäre und saure Vulkanite, Quarzite, Siltsteine, Lydite, Granitoide) und Schwerminerale (Titanomagnetit, Leukoxen, Rutil, Zirkon, Epidot, Titanit, Turmalin, Apatit). Der Anteil der Matrix liegt bei über 15 %. Sie besteht aus einem feinen Filz aus Quarz, Chlorit, Feldspat, Serizit und Erz. Die Gesteine sind als lithische Grauwicken zu bezeichnen.

Auffallend ist der Reichtum einerseits an monokristallinem Quarz und andererseits an basischen Vulkanitfragmenten, Chlorit und Titanomagnetit (Abb. 7). Zählt man den modalen Mineralbestand nach der GAZZI-DICKINSON-Methode aus (DICKINSON & SUCZEK, 1979; DICKINSON et al., 1983), so liegen die Fleonsgrauwicken aufgrund ihres hohen Anteils an Gesteinsfragmenten im Feld der Liefergebiete von Inselbögen, aktiven Kontinenträndern und Kollisionssorogenen (Abb. 8). Die Grauwicken des Roßkars sind in diesen Diagrammen in ihrer Zusammensetzung derjenigen der Raudenspitze außerordentlich ähnlich.

Die Gerölle des Roßkarkonglomerates bestehen aus basischen, intermediären und sauren Vulkaniten, Jaspis, Quarziten und Sandsteinen. Die Matrix ist chlorit- und erzreich und entspricht der Matrix der Grauwicken (Abb. 9).

Die in die Fleonsgrauwicken eingelagerten, violetten und grünen Schiefer sind wahrscheinlich zum großen Teil Tuffe oder Tuffite, da sie zahlreiche, stark geplättete Lapilli führen.

Als Herkunftsgebiet kommt ein Gebiet in Frage, das in großer Menge saure und basische Vulkanite, daneben aber auch klastische Sedimente führte. Die Jaspis-Gerölle könnten aus Zwickelfüllungen von Pillowlaven stammen. Der unter den Vulkaniten und Sedimenten liegende plutonische und metamorphe Sockel war zum großen Teil noch nicht freigelegt, da Gerölle von Plutoniten und Metamorphiten nur untergeordnet auftreten. Dies spricht für ein von einem bimodalen Vulkanismus beherrschtes Dehnungsgebiet. Da der Comelico-Porphyröid und die Fleonsgrauwicken als altersgleich angesehen werden, könnte der saure vulkanische Detritus der Fleonsgrauwicken aus dem Comelico-Porphyröid stammen.

Vergleiche mit ähnlichen rezenten, geotektonischen Bildungsräumen sind immer problematisch, da die rezenten geotektonischen Bildungsräume sehr vielgestaltig sind.

4. Tektonik

Der großtektonische Bau des Untersuchungsgebietes ist durch die 8 Profile in Abb. 3a und b wiedergegeben. Ergänzend hierzu findet sich in Abb. 10 eine tektonische Karte, auf der die Lagerung der Schichtflächen (in den Phylliten der Schieferungsflächen), der Verlauf von Faltenachsen, Linearen und Störungen eingetragen ist. Daraus kann ein großräumiger, ziemlich steil stehender Faltenbau abgeleitet werden, der im W des Untersuchungsgebietes südvergent und im E teils süd- teils nordvergent ist. Die Faltenachsen streichen im wesentlichen WNW-ESE und tauchen nach ESE ab. In den Abb. 11 und 12 sind Schichtflächen, Schieferungsflächen, Faltenachsen und Lineare zweier Krenulationsschieferungen in stereographischen Projektionen wiedergegeben, die den Faltenbau ebenfalls zeigen.

Eine zeitliche Gliederung der Deformationsphasen kann nur unter Vorbehalt getroffen werden. Wegen des geringen Anteils an permo-mesozoischem Deckgebirge und fehlender tertiärer Sedimente im Untersuchungsgebiet kann die zeitliche Einordnung nur durch Vergleiche mit allgemein aus den Südalpen bekannten Deformationsphasen erfolgen.

Die erste Deformation ist die S_1 -Schieferung, die schichtparallel angelegt ist und durch Auflastdruck der überlagernden Gesteine entstand (D_1).

Aus den WNW-ESE-streichenden Faltenachsen läßt sich eine nachfolgende NNE-SSW-gerichtete Einengung (D_{2a}) ableiten. In den inkompetenten Schichtgliedern, den Phylliten und Porphyroiden, ist eine Fältelung der S_1 -Schieferung im cm- bis dm-Bereich weit verbreitet. Die Lineare dieser Krenulationsschieferung (CC in Abb. 11 und 12, „Crenulation Cleavage“) verlaufen parallel zu den Achsen des großräumigen Faltenbaus und weitgehend parallel zum Streichen der Schicht- und Schieferungsflächen. Diese Krenulationsschieferung wurde daher zusammen mit dem großräumigen Faltenbau angelegt (D_{2b}).

Gleichzeitig mit der D_{2a} -Faltung kam es zur Anlage einer S_2 -Schieferung, die steilere Einfallswerte als die S_1 -Schieferung aufweist. Reagieren die gefältelten Gesteine spröde, kann es zur Ausbildung von Knickfalten kommen. In diesem Fall kann deutlich zwischen S_1 - und S_2 -Schieferung unterschieden werden.

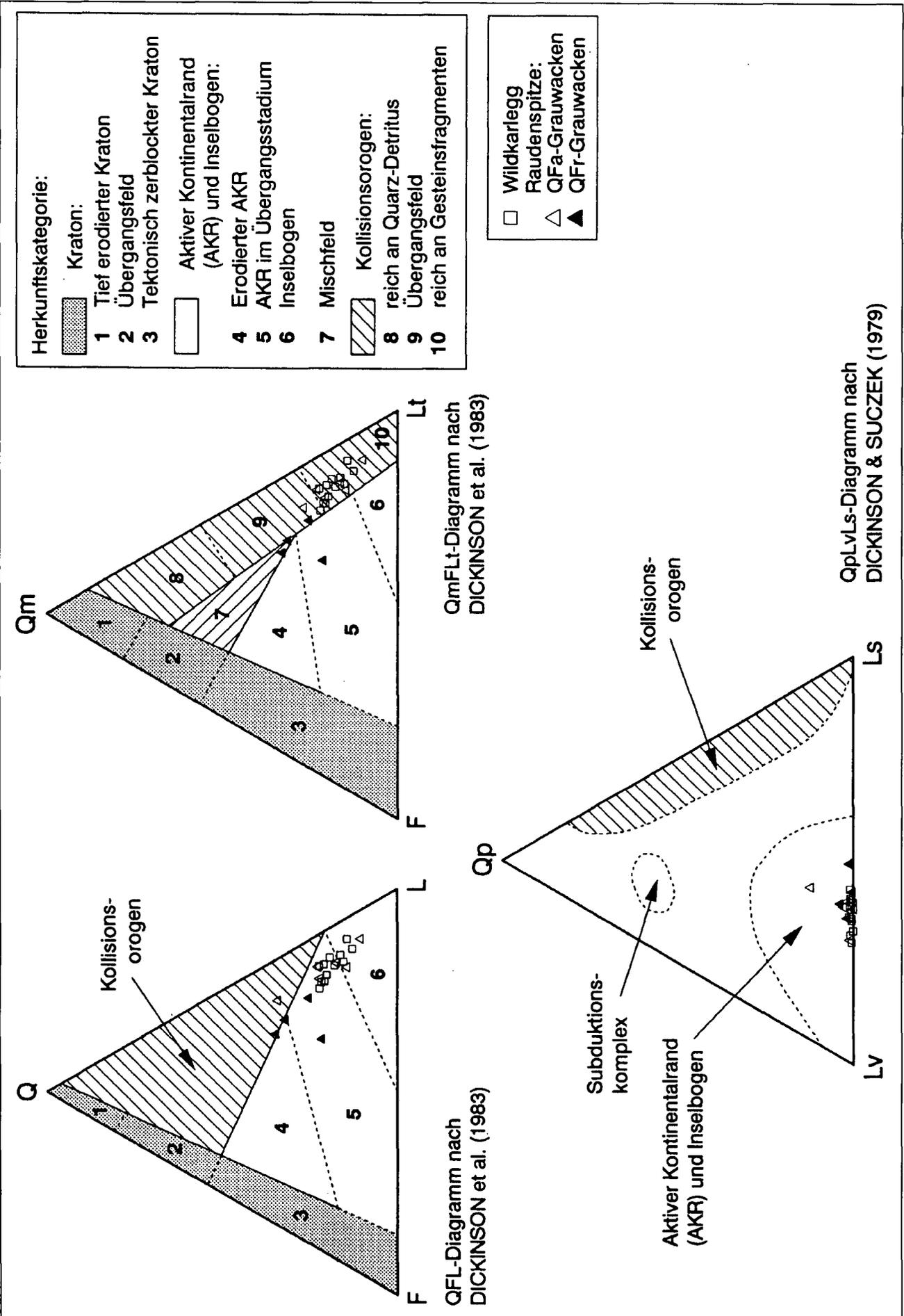
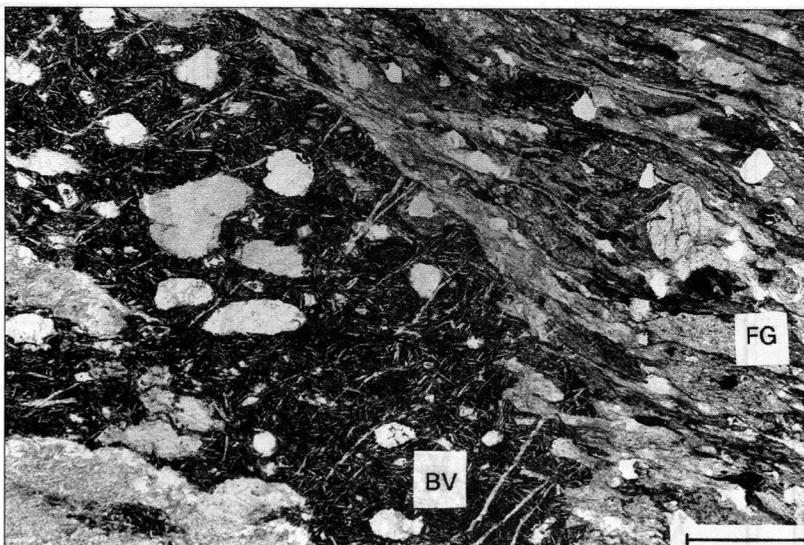


Abb. 8. Modaler Mineralbestand der Feilonggrauwacken vom Wildkarlegg/Roßkar (offene Quadrate) in Konzentrationsdreiecken nach DICKINSON & SUCZEK (1979) und DICKINSON et al. (1983). Qm = monokristalliner Quarz, Qp = polykristalliner Quarz, Q = Qm + Qp, F = Feldspäte, Lv = vulkanische Gesteinsreste, L = Lv + Ls, Lt = L + Qp. Zum Vergleich sind Modal-Analysen von Feilonggrauwacken der Raudenspitze (offene und geschlossene Dreiecke) nach HINDERER (1992) mit eingezeichnet.

Abb. 9.
Dünnschliff-Photographie eines basischen Vulkanit-Gerölls (BV) aus dem Roßkarkonglomerat, das in einer Matrix aus Fleonsgrauwacke (FG) liegt.
Lokalität: Roßkar, Kamm südlich des Wildkarleggs, Hellfeld.
Maßstab: 2 mm.



Untergeordnet tritt eine weitere Krenulationsschieferung (D_3) auf, die an der Verbiegung der Achsen der D_2 -Krenulationsschieferung zu erkennen ist (Abb. 11, 12). Die Achsen der D_3 -Krenulationsschieferung streichen NNE–SSW bis NNW–SSE und tauchen nach NNE bzw. NNW, manchmal auch nach WSW ab. In der tektonischen Karte der Abb. 10 ist gelegentlich ein gegensätzliches Einfallen unter Beibehaltung der WNW–ESE-verlaufenden Streichrichtung der Lineare der D_2 -Krenulationsschieferung zu beobachten. Dies spiegelt die Verfaltung der D_2 -Krenulationsschieferung wider. Die bisher genannten Deformationsphasen sind wahrscheinlich alle variskischen Alters.

Stellenweise können nach N bzw. S gerichtete Aufschiebungen beobachtet werden (Abb. 3a und b), die etwa parallel zu den großen Faltenachsen streichen (D_4). Ob diese variskischen oder alpidischen Alters sind, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Die Aufschiebungsbahnen könnten auch mehrfach benutzt worden sein.

NNE–SSW-verlaufende Abschiebungen (D_5), die die Aufschiebungen versetzen, treten am Kleinen und Großen Kinigat (Abb. 10) auf. Sie bilden dort kleine Horste und Gräben und haben wahrscheinlich ein alpidisches Alter.

Die WNW–ESE- und NNE–SSW-verlaufenden Störungen werden auch von horizontalen Bewegungen benutzt, was sich an Faserkristalliten feststellen läßt. Dabei zeigen die WNW–ESE-verlaufenden Störungen einen rechtsseitigen und die NNE–SSW-verlaufenden Störungen einen linksseitigen Versatz (D_6) (Abb. 10; Abb. 3b: Profil 5, 6, 7). Diese horizontalen Bewegungen sind mit Sicherheit alpidischen Alters und zeigen die junge Zergleitung des Gebirges an (RATSCHBACHER et al., 1991).

5. Paläogeographie

Aus der geologischen Karte (Abb. 2), den geologischen und stratigraphischen Profilen (Abb. 3 und 5) kann man manche Anhaltspunkte für die paläogeographischen Verhältnisse im oberen Ordovizium und im Devon ableiten, die aber keinen Anspruch auf absolute Richtigkeit erheben. Über das Silur läßt sich nichts sagen, weil es nur an manchen Stellen in Form völlig zerscherter Schwarzschiefer und Lydite auftritt.

Aus den geologischen Profilen der Abb. 3 geht hervor, daß man im oberen Ordovizium von einer Faziesdifferenzierung ausgehen kann. Im S des Untersuchungsgebietes wurde der Comelico-Porphyr in einem flachmarinen Becken abgelagert. Nördlich davor bildete sich das Delta der Fleonsformation, das auch vom Comelico-Porphyr mit Schutt beliefert wurde (Abb. 13). Im Hinterland dieses

Deltas war ein bimodaler Vulkanismus aktiv, so daß basischer und saurer Vulkanitschutt angeliefert werden konnte. Das Delta der Fleonsformation verzahnte sich seitlich mit Phylliten und Quarziten der Tscharrknollen-Fazies. Die Ablagerung fand in einem geotektonischen Raum statt, der durch Dehnung gekennzeichnet war. Dieser Raum war eventuell einem Back-Arc-Becken oder einem post-kollisionalen Dehnungsgebiet vergleichbar.

Zur Zeit des Devons setzte sich die Fazies-Differenzierung fort. Im W des Untersuchungsgebietes läßt sich zeigen, daß die Riffe im S lagen und im N stattdessen ein Becken lag, das mit Tonen und Sanden verfüllt wurde, mit denen der Riffschutt sich verzahnte. Die Dehnungsbewegungen waren demnach auch während des Devons aktiv.

Die stratigraphische Entwicklung zeigt eine große Ähnlichkeit mit der Entwicklung in der Steirischen Grauwackenzone. Das Paläozoikum der Karnischen Alpen und der Grauwackenzone haben deshalb wahrscheinlich in naher Nachbarschaft gelegen. Die Befunde unterstützen in dieser Hinsicht die paläogeographische Rekonstruktion von SCHÖNLAUB (1979, S. 101).

Auch fügen sich die Ergebnisse aus den Karnischen Alpen gut in die Modellvorstellung über die geotektonische Entwicklung im Altpaläozoikum der Ostalpen von LOESCHKE & HEINISCH (im Druck) ein.

Dank

Wir danken Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) und Herrn Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien) sehr herzlich für die Einführung in die Geologie der Karnischen Alpen.

Herrn Dr. H.P. SCHÖNLAUB sei auch für die Zurverfügungstellung von Dünnschliffen gedankt. Herr Dipl. Geol. M. HINDERER, Herr Dr. L. RATSCHBACHER und Herr Dr. W. RICKEN (Tübingen) berieten uns in tektonischen und sedimentologischen Fragen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen durch eine Sachbeihilfe. Für diese Hilfe sei ebenfalls herzlich gedankt.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER WESTLICHEN KARNISCHEN ALPEN ZWISCHEN EISENREICH UND PORZE

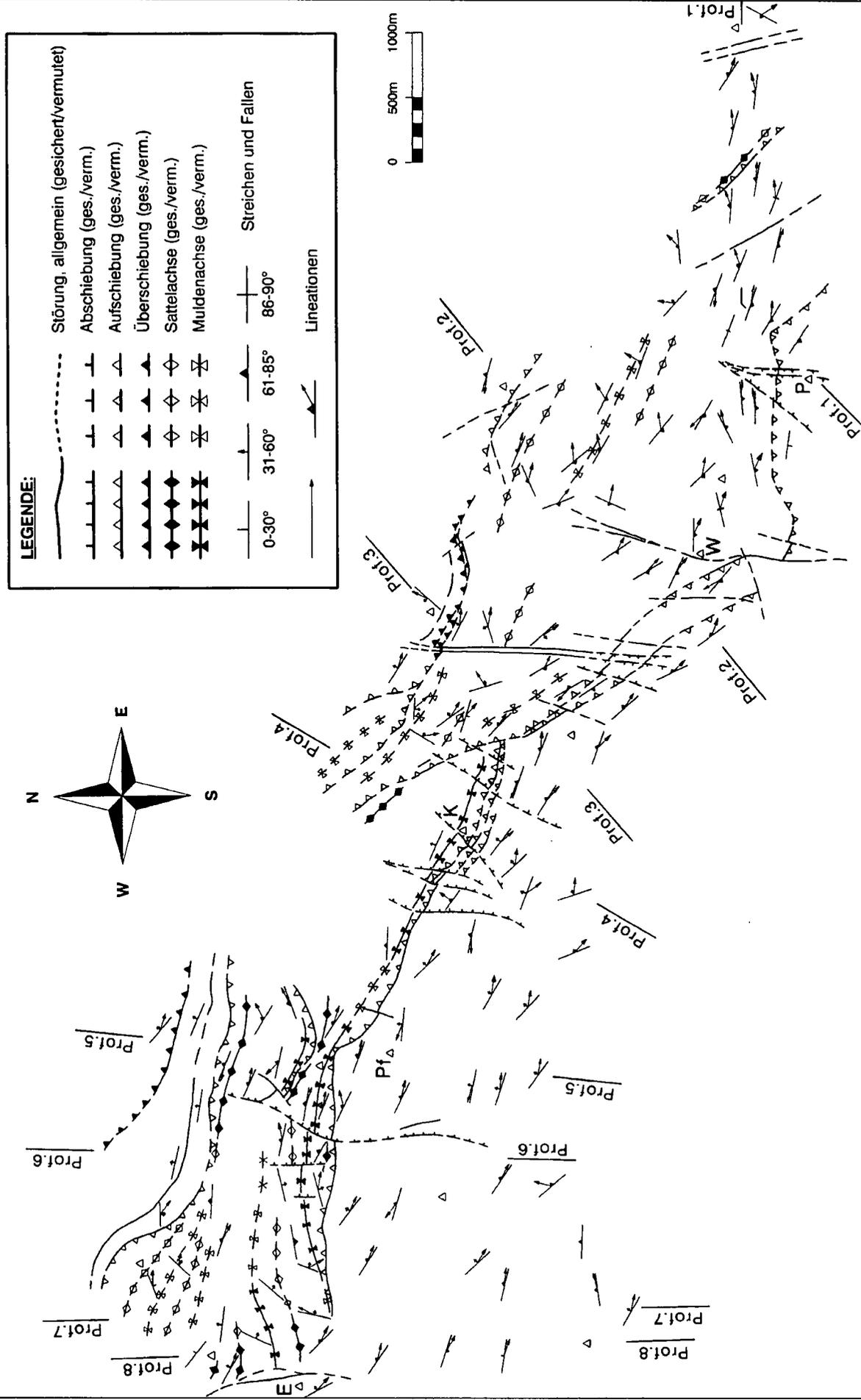
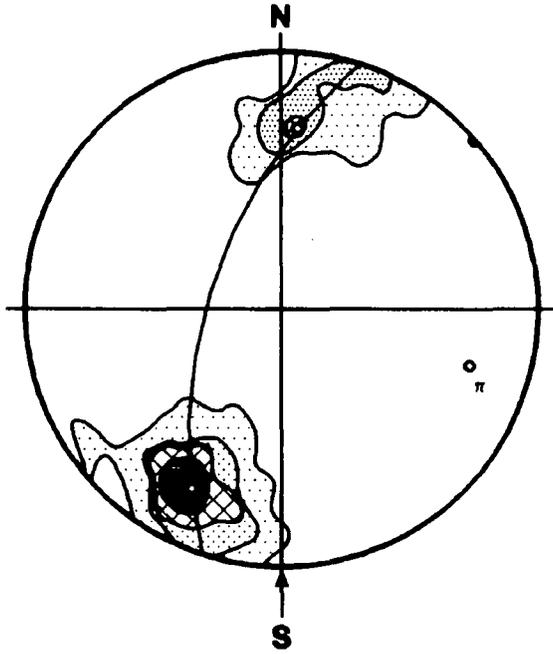


Abb. 10. Tektonische Karte des Gebietes zwischen Porze und Eisenreich (westliche Karnische Alpen) nach HUBICH (1992) und REIFF (1992). Lokaltäten: E = Eisenreich, Pf = Pfannspitze, K = Großer Kinigat, W = Wildkarlegg, P = Porze.

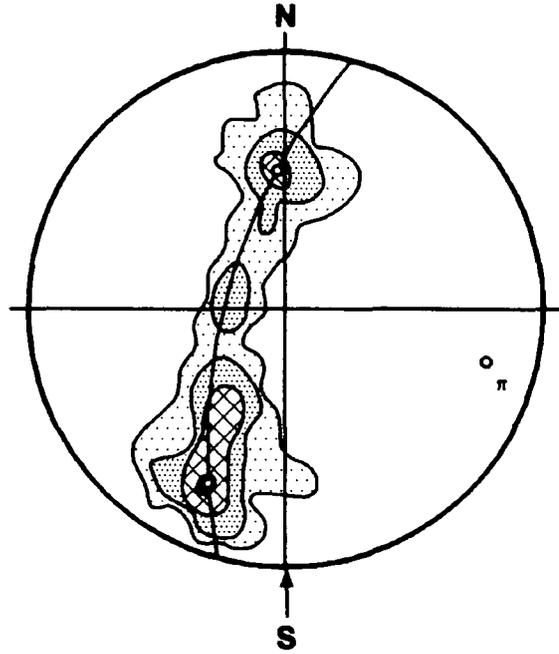
A. Schichtflächen des Rosskopfes



Obere Klassengrenzen in %
97 Flächen $\pi = 108/23$



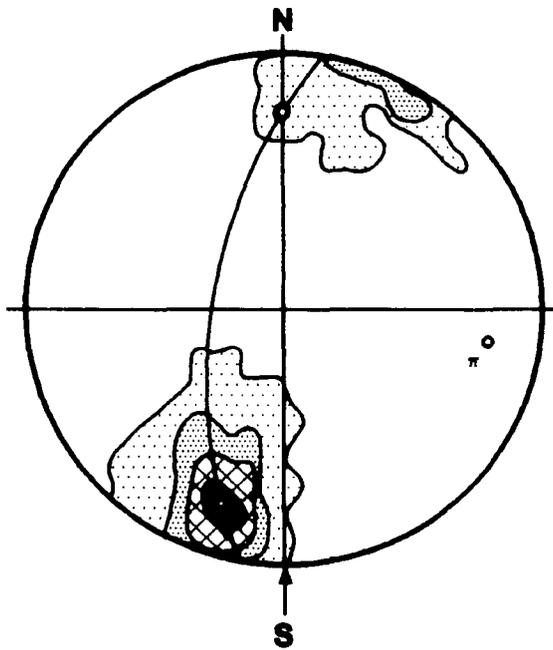
B. Schichtflächen an der Eishöhle



Obere Klassengrenzen in %
111 Flächen $\pi = 108/19$



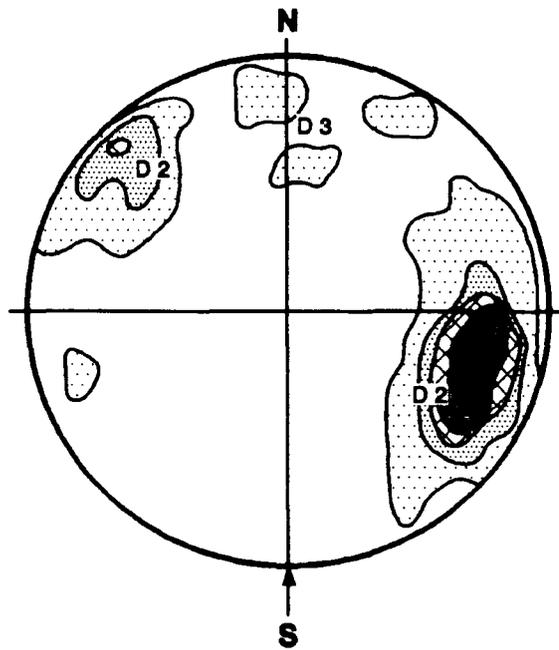
C. Schieferungsflächen am Passo Silvella



Obere Klassengrenzen in %
74 Flächen $\pi = 088/20$



D. b-Lineare (Krenulationsschieferung)

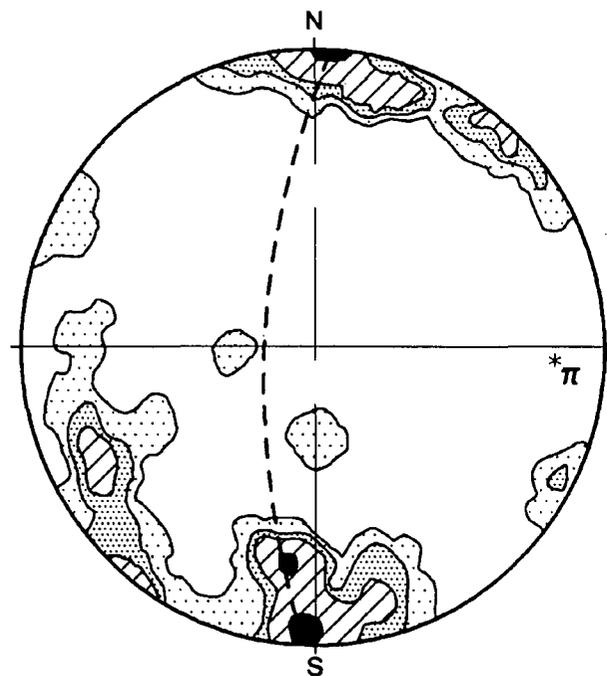


Obere Klassengrenzen in %
138 Lineare



Abb. 11. Stereographische Projektionen für Schichtflächen aus devonischen Kalken des Rosskopfes und der Eishöhle (A, B), für Schieferungsflächen aus Phylliten der Val-Visdende-Schichten am Passo Silvella (C) und für die D₂- und D₃-Krenulationsschieferung aus dem Gebiet um die Pfannspitze (D).

A. Schichtflächen der Fleons-Grauwacken

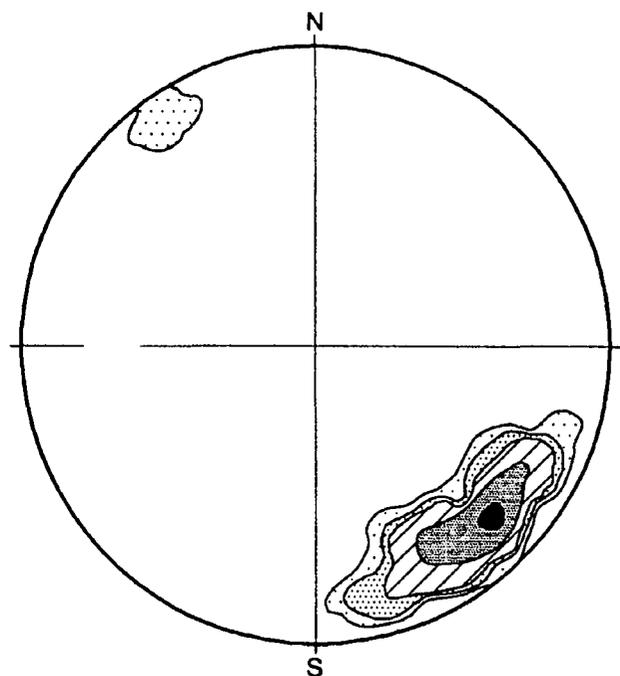


Obere Klassengrenzen in %
204 Werte

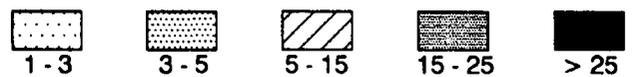
$\pi = 93/12$



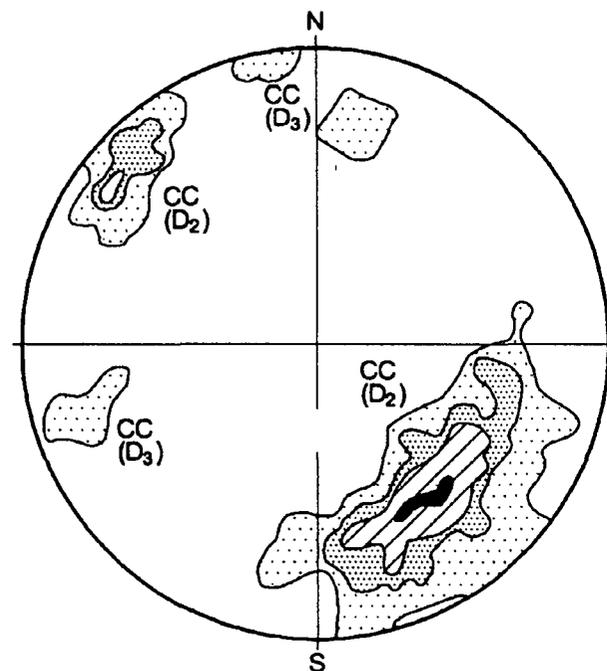
B. Faltenachsen



Obere Klassengrenzen in %
95 Werte



C. b-Lineationen

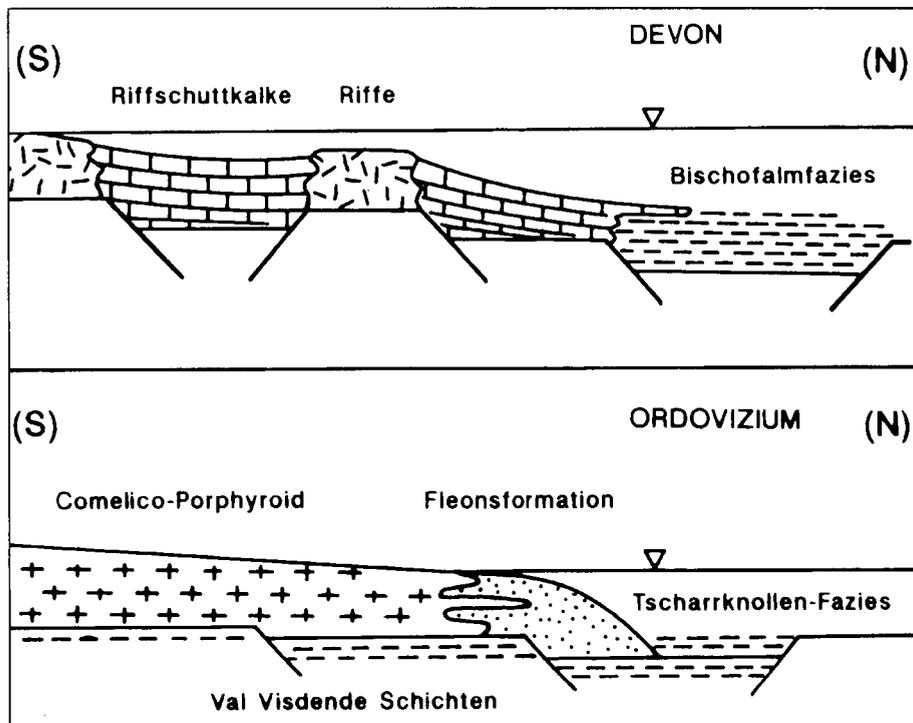


Obere Klassengrenzen in %
107 Werte



Abb. 12. Stereographische Projektionen für Schichtflächen aus den Fleonsgrauwacken (A), Faltenachsen (B) und D_2 - und D_3 -Krenulationschieferungen (C) aus dem Gebiet Porze/Wildkarlegg.

Abb. 13.
Zwei schematische Faziesprofile für die Entwicklung im oberen Ordovizium und Devon in den westlichen Karnischen Alpen.



Literatur

- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Ott-Verlag) 1976.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic successions. Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. – 582 S., London (Allen and Unwin) 1987.
- DICKINSON, W.R., BEARD, I.S., BRAKENRIDGE, G.R. et al.: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 222–235, Boulder 1983.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone composition. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109, Wien 1981.
- HINDERER, M.: Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie und Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 335–379, Wien 1992.
- HUBICH, D.: Petrographie und Geochemie der Vulkanite und Klastika am Obstanser See (Westliche Karnische Alpen/Österreich/Italien). – 76 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1992.
- HUBICH, D. & LOESCHKE, J.: Der Comelico-Porphyrroid der westlichen Karnischen Alpen (Österreich/Italien): Stratigraphie, Petrographie, Geochemie und Zirkonmorphologie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 351–374, Wien 1993.
- KALDE, C.: Geologische Kartierung im Gailtal, Kartenblatt ÖK 50/195, Karnische Alpen, Österreich. – 49 S., Unveröff. Dipl. Kartierung, Techn. Hochsch. Aachen 1987.
- KOLB, Th.: Das Paläozoikum zwischen Filmoorhöhe und Tilliacher Joch der Karnischen Alpen, Österreich. – 52 S., Unveröff. Dipl. Kartierung, Techn. Hochsch. Aachen 1986.
- KUENZI, W.D., HORST, O.H. & MCGHEE, R.: Effect of volcanic activity on fluvial-deltaic sedimentation in a modern arc-trench gap, southwestern Guatemala. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 827–838, Boulder 1979.
- LOESCHKE, J., KRETZSCHMAR, Th., LANGER, V. & STRECK, M.: Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 345–363, Wien 1990.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H.: Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its palaeotectonic significance. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): The pre-Mesozoic geology in the Alps, Heidelberg (Springer Verlag) (im Druck).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and sandstones. – 2. Aufl., 553 S., New York (Springer Verlag) 1987.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, G. & MERLE, O.: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington D.C. 1991.
- READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary environments and facies. – 614 S., Oxford (Blackwell) 1986.
- REIFF, H.: Stratigraphie, Petrographie und Geochemie der Fleons-Formation zwischen Großem Kinigat und Porze (Westliche Karnische Alpen, Osttirol, Österreich). – 144 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1992.
- ROPERTZ, B.: Geologische Kartierung des Raumes zwischen Grenzbachtal und R. Cavallino der westlichen Karnischen Alpen, Italien. – 117 S., Unveröff. Dipl. Kartierung Techn. Hochsch. Aachen 1988.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 1–124, Wien 1979.
- SELLEY, R.C.: Ancient sedimentary environments. – 287 S., London (Chapman & Hall) 1978.
- STROINK, L.: Das Paläozoikum zwischen Filmoorhöhe und Kleiner Kinigat, Karnische Alpen, Österreich. – 59 S., Unveröff. Dipl. Kartierung, Techn. Hochsch. Aachen 1987.
- TOLLMANN, A.: Der südalpine Anteil Österreichs. – In: TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich II, 240–300, Wien (Deuticke) 1985.
- TRESKATIS, Chr.: Geologische Kartierung im südtiroler Anteil der westlichen Karnischen Alpen (nordöstlich Sexten-Moos, Italien). – 46 S., Unveröff. Dipl. Kartierung Techn. Hochsch. Aachen 1987.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – *Bull. Soc. geol. France*, **8**, 95–114, Paris 1986.
- WAGNER, R.: Das Paläozoikum zwischen Eisenreich und Hollbrucker Spitz, Karnische Alpen, Österreich. – 54 S., Unveröff. Dipl. Kartierung Techn. Hochsch. Aachen 1988.