

Das Paläozoikum der Karnischen Alpen

(Abb. 10–15)

Von HANS P. SCHÖNLAUB

Einleitung

Im Gebiet des Kartenblattes Kötschach liegen die klassischen Vorkommen des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen. Jungpaläozoikum (im Sinne von Postvariszikum) ist hingegen nur in kleinen Resten vorhanden, seine Hauptverbreitung findet sich im östlich anschließenden Gebiet.

Der auf dem Kartenblatt dargestellte Streifen paläozoischer Gesteine ist ein 19 km langer und bis 7,5 km breiter Ausschnitt aus den insgesamt über eine Strecke von 140 km bei einer maximalen Breite von 13–15 km von Sillian bis nahe Arnoldstein reichenden Karnischen Alpen. Sie bauen den Grenzkamm zwischen Österreich und Italien auf. Der auf italienischem Gebiet liegende Anteil von Paläozoikum ist schmaler als in Österreich. Abgesehen von Devon- bis Unterkarbonkalken im unmittelbaren Grenzgebiet besteht er hauptsächlich aus Karbon und Perm. Im Verband folgt darüber die Entwicklung der südalpinen Trias und jüngerer Gesteine. Die Karte endet allerdings an oder knapp jenseits der Staatsgrenze.

Im Norden trennt die Gailtallinie als Teilstörung des Periadriatischen Lineaments das südalpine Paläozoikum der Karnischen Alpen vom Gailtalkristallin. In den Seitengraben des Lesachtals ist diese Grenze, die zugleich die Südalpen von den Zentralalpen trennt, mehrfach gut abgeschlossen.

Die reich gegliederten, örtlich fossilreichen und häufig vom Oberordoviz bis in das Unterkarbon \pm ungestört durchlaufenden Schichtfolgen sowie die auf engstem Raum zutage tretenden lateralen Faziesübergänge zwischen Flachwasserkarbonaten, pelagischen Kalken und kalkfreien Tiefwasserablagerungen haben die Karnischen Alpen weltweit berühmt gemacht. Dazu kam der Einsatz von mikropaläontologischen Untersuchungsmethoden mit Hilfe von Conodonten, Acritarchen, Foraminiferen und Ostracoden in den vergangenen 25 Jahren, die die Grundlagen der modernen, vielfach abgesicherten Stratigraphie schufen, die früher undenkbar schien. Dies wurde begünstigt durch das Fehlen von sekundärer Dolomitisierung, die nur geringe metamorphe Überprägung in den höheren tektonischen Einheiten und die auffallende Armut an vulkanischen Einschaltungen. Diesen Pluspunkten stehen freilich auch eine Reihe negativer Merkmale gegenüber. Dazu gehören vor allem die intensive alpidische Schuppentektonik im Altpaläozoikum, die eine großmaßstäbige Kartierung erfordert, die metamorphe Überprägung am Nordrand des Gebirges, das unbefriedigend geklärte Alter einzelner Schieferfolgen, die Beschränkung von Makrofossilien auf nicht mehr als etwa 50 Fundpunkte und die nur schleppend erfolgende Revision alter Aufsammlungen bzw. Bearbeitung neu aufgefundenen Fossilien. Erschwerend für geologische Arbeiten ist schließlich auch die Steilheit und letztendlich Unbegehrbarkeit einzelner Abschnitte, wodurch Kenntnislücken wie z. B. in Teilen des Cellon-Kellerwand-Zuges oder des westlich anschließenden Biegegebirges entstehen können.

Erforschungsgeschichte

Die ersten geologischen Beobachtungen in den Karnischen Alpen machte L. v. BUCH (1824), der, von Tirol kommend, durch das Lesachtal reiste und bei Kötschach-Mauthen den Plöckenpaß querte. Im Tal erkannte er Glimmerschiefer, ihm folgten in der Karnischen Kette Tonschiefer und auf den Gipfeln schwarze Kalke. Am Beginn der Straße auf den Plöckenpaß sah er die Moränen, im Valentintal Tonschiefer und darüber dunkle, feinkörnige Kalke im Wechsel mit Tonschiefern und schwarzen Dachschiefern. Er beschreibt die Kellerwand als „ungeheure Wand, viele tausend Fuß hoch, von sonderbaren Anblicken, durch unzählige, wenige Zoll hohe Schichten, von unten bis oben. Der Kalkstein ist dicht, rauchgrau, feinsplittrig, nicht Dolomit und ihm auch nicht ähnlich.“

Beim Überschreiten des Plöckenpasses fand er splittigen Kalk, dann wieder Tonschiefer zusammen mit Grauwacke und Einschaltungen von Kieselschiefer-Brekzien – die heutige Hochwipfel-Formation.

Mit der Gründung der Geologischen Reichsanstalt begann die systematische Erforschung der Karnischen Alpen und Karawanken durch MORLOT, FOETTERLE, PETERS und STUR. Die ersten Begehungen in den zentralen und westlichen Karnischen Alpen unternahm D. STUR (1856), der anfangs sämtliche Gesteine dem Karbon zurechnete.

Die ersten Hinweise auf Altpaläozoikum fanden sich bemerkenswerterweise in den Ostkarawanken und nicht in den fossilreichen Karnischen Alpen (E. SUESS, 1868; E. TIETZE, 1870). F. v. HAUER (1868), aber auch der Italiener T. TARAMELLI (1869) hielten immerhin ein höheres Alter für den von F. v. FOETTERLE zu seinen „Gailtaler Schichten“ gestellten „Unteren Gailtaler Kalk“ (= Bänderkalk am Nordrand der Karnischen Alpen) und für weitere fossilführende Kalke für möglich.

In der Zwischenzeit machte die Aufnahme des Jungpaläozoikums im Naßfeldgebiet größere Fortschritte. Von hier wurden Fusulinen und Pflanzen des Oberkarbons und Perms beschrieben (D. STUR, 1868; F. UNGER, 1869; E. TIETZE, 1870; E. SUESS, 1870; G. STACHE, 1872, 1873).

Durch die Entdeckung von Graptolithen durch G. STACHE (1872, 1873) im Uggwagraben (östliche Karnischen Alpen, Italien) wurde erstmals Altpaläozoikum – Silur – in diesem Gebiet nachgewiesen und eine Parallele zu dem schon 25 Jahre früher erkannten Altpaläozoikum der Salzburger Grauwackenzone hergestellt. Im folgenden Jahr 1874 vermutete er in seiner zur „Unteren Grauwackengruppe“ gestellten Gesteinsgesellschaft eine Vertretung von Ordoviz. Nach der Entdeckung der reichen Fauna am Kokberg (1878) kam er zur Erkenntnis, daß in den Karnischen Alpen Gesteine silurischen Alters weit verbreitet sind und vor allem im Plöcken- und Wolayersee-Gebiet vorkommen (G. STACHE, 1879; 1883; 1884). Im Uggwagraben gelang ihm zu dieser Zeit erstmals mit Fossilien der Nachweis von Ordoviz (Caradoc).

F. FRECH (1887, 1894) gliederte erstmals das Devon um den Wolayersee, wies Mitteldevon nach und beschrieb das Profil des Valentintörls. Er führte den Begriff „Mauthener Schichten“ für die nördlichsten Kalke, Schiefer und Kalktonschiefer ein, die er für Silur oder Kambrium hielt. Nach ihm bildet der Quarzphyllit des Gailtales die Unterlage des Paläozoikums im Liegenden der Mauthener Schichten. Auf der Südseite erwähnt er Kulm, das von den älteren Gesteinen durch gewaltige Brüche getrennt sei. Die Hauptfaltung fand zwischen Unter- und Oberkarbon statt, da aufgrund der Verhältnisse am Naßfeld das Oberkarbon diskordant über der älteren Unterlage liegt.

Die zweite Aufnahmeperiode der Geologischen Reichsanstalt wurde ab dem Jahre 1893 von G. GEYER geprägt. Sie gipfelte in zwei geologischen Karten mit Erläuterungen und zahlreichen neuen Ergebnissen, die für viele Jahre die Grundlage der Geologie der Karnischen Alpen bilden sollten. Im Jahre 1894 beschrieb er erstmals das wichtige Cellonetta-Profil und das Valentintörl-Profil; im darauffolgenden Jahr verglich er die Kalke der Kellerwand mit den nördlich davon gelegenen Bänderkalken am Mooskofel und der Plenge, die er für gleich alt hielt, nämlich Devon. Er stellte vielfache Wiederholungen bestimmter Abfolgen fest, die er aufgrund seiner genauen Geländeaufnahme tektonisch erklärte und nicht für stratigraphische Abfolgen hielt, er erkannte die Aufspaltung und das Auskeilen einzelner Kalkzüge durch Schuppung und sprach von einer überaus komplizierten Geologie in diesem Gebiet. Über diesem Falten- und Schuppengebilde liegen transgressiv Tonschiefer, Sandsteine, Quarzkonglomerate und Fusulinenkalke des Oberkarbons. Diese Beobachtung stammte aus dem westlichen Verbreitungsgebiet des Jungpaläozoikums, also jenem Raum, den auch die Exkursion berühren wird.

G. GEYER unterschied in seinen Karten Schiefer unbestimmten Alters; untersilurische (= Ordoviz) Schiefer, Grauwacken, Sandsteine, Konglomerate und Quarzite, die von F. FRECH für Kulm gehalten worden waren und heute als Hochwipfel-Formation bezeichnet werden; die normalen und die Bänderkalke des Obersilurs (= Silur), devonische Riff-, Clymenien- und Plattenkalke und schließlich die Folge des Jungpaläozoikums.

Auf der Südseite der Kellerwandgruppe fand M. GORTANI (1906) Pflanzen innerhalb von Schiefeln, die von G. GEYER in das Silur gestellt wurden. Da in der Nähe aber silurische Graptolithen gefunden worden waren, ergaben sich große tektonische Probleme in ihrer Stellung zu den liegenden Devonkalken der Hohen Warte. Dieser Gegensatz verschärfte sich durch weitere Pflanzenfunde von G. P. KRAUSE (1906), der die umgebenden Gesteine wieder ins Kulm stellte und nicht in das Oberkarbon wie die italienischen Forscher.

Auf italienischer Seite wurden anfangs nicht zwei altersverschiedene Karbonentwicklungen unterschieden. M. GORTANI (1905) nahm beispielsweise Übergänge zwischen dem fossilereeren und dem fossilreichen Karbon an. In dieses Karbon seien nach Auffassung der italienischen Geologen die altpaläozoischen Antiklinalstrukturen gleichsam eingehüllt. Sie prägten dafür den Begriff der „ellipsoidi“.

Den Bau des Gebirges zwischen dem Plöckenpaß und dem Wolayersee erklärte A. SPITZ (1909) durch die Annahme von Faziesverschiedenheiten. Er ging dabei allerdings von falschen stratigraphischen Vorstellungen aus.

Im Jahre 1927 wurde von H. KÜPPER der völlig überflüssige Sammelbegriff der „Mauthener Schiefer“ aufgestellt; er faßte damit verschiedene Schiefer, Graptolithenschiefer, Trilobitenschiefer und sogar Auernig-schichten zusammen, die andere Forscher mühsam trennten. Andererseits erkannte KÜPPER richtig den intensiven Schuppenbau im Kronhof- und Nöblinggraben.

Auf ebenfalls falscher stratigraphischer Grundlage beschrieb F. SCHWINNER (1925) die Profile am Seekopfsockel und am Valentintörl. Daneben wurden Spekulationen über die Dynamik des orogenen Geschehens in diesem Gebiet aufgestellt, die bei Unkenntnis der Geologie des betrachteten Raumes gewagt erschienen.

Bis zum Jahr 1928 glaubte auch F. HERITSCH an zwei gleich alte Fazies im Karbon. In der Hochwipfel-Formation hielt er eine Vertretung von Namur für möglich. Erst 1929 stellte er das Westende des Karbons am Colendiaul östlich der Oberen Bischofalm fest und unterschied zwei Diskordanzen: Eine ältere zwischen Devon und der Hochwipfel-Formation sowie eine jüngere zwischen der Hochwipfel-Formation und den Naßfeldschichten. Die letztere sei als Ausdruck der Hauptfaltung in den Karnischen Alpen zu werten und demnach der Asturischen Phase gleichzusetzen. Im Naßfeldgebiet weiter im Osten erkannte er aber auch eine intensive alpidische Tektonik, die sich u. a. in einem Deckenbau geäußert habe.

Große Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie des Altpaläozoikums brachten in der Folge die Arbeiten von H. R. v. GAERTNER (1927, 1931 a, b), der die zentralen Karnischen Alpen erstmals großmaßstäbig kartierte, reiche Faunen aufsammlte und daraus einen großräumigen Decken- und Schuppenbau ableitete. F. HERITSCH folgte diesen Vorstellungen weitgehend und übertrug sie nach umfangreichen Vergleichsstudien 1936 auf die gesamten Karnischen Alpen. Mit dem Altpaläozoikum auf österreichischem Gebiet beschäftigten sich weiters E. HABERFELNER, H. SEELMEIER, K. METZ, I. PELTZMANN, A. v. SCHOUPPÉ und M. GORTANI, während das Oberkarbon und Perm von F. KAHLER, K. METZ und F. HERITSCH bearbeitet und gegliedert wurden. Ein umfangreiches Schrifttum gibt darüber Auskunft. Das Hauptarbeitsgebiet dieser „Ersten Grazer Arbeitsgruppe“ lag allerdings östlich des hier behandelten Blattes.

In der Nachkriegszeit setzte verstärkte Forschungstätigkeit von Paläontologen und Geologen in den Karnischen Alpen ein. Die Periode der „Zweiten Grazer Arbeitsgruppe“ wurde von H. FLÜGEL 1953 eingeleitet und dauert bis in die Gegenwart fort. Ebenfalls in den 50er-Jahren wurde auch die Kartierung der Karnischen Alpen durch die Geologische Bundesanstalt wiederaufgenommen, anfangs im Naßfeldgebiet durch S. PREY und ab 1958 durch E. FLÜGEL und W. GRAF auf dem Kartenblatt Kötschach. Die systematische Kartierung durch die Geologische Bundesanstalt begann hier aber erst ab dem Jahre 1970.

In diese Zeit fallen wichtige Neuauftsammlungen von Faunen und Floren, Revisionen älterer Bestimmungen, Erstbeschreibungen, der Beginn conodontenstratigraphischer Arbeiten, Detailkartierungen sowie sedimentologische, mikrofaziale, palökologische und geochemische Untersuchungen, die im folgenden, die Karte Kötschach betreffend, zitiert werden. Laufende Arbeiten sind in dieser Zusammenstellung nicht berücksichtigt.

Flora

E. FLÜGEL & W. GRAF, 1959; H. W. J. v. AMEROM et al., 1984.

Makrofauna

Stromatopora: E. FLÜGEL, 1956, 1958.

Anthozoa: A. v. SCHOUPE, 1954; H. FLÜGEL, 1956; E. FLÜGEL, 1958; H. K. ERBEN et al., 1962; M. G. KODSI, 1971.

Gastropoda: R. B. JHAVERI, 1965.

Bivalvia: J. KRIZ, 1974, 1979.

Cephalopoda: H. FLÜGEL & M. KROPFITSCH-FLÜGEL, 1965; H. RISTEDT, 1968; M. R. HOUSE & J. D. PRICE, 1980; J. D. PRICE (in Druck).

Trilobita: H. K. ERBEN et al., 1962; H. K. ERBEN, 1966, 1969; G. K. B. ALBERTI, 1967; W. HAAS, 1969.

Brachiopoda: A. BOUCOT, 1963; G. PLODOWSKI, 1971, 1973; A. FERRARI & G. B. VAI, 1973.

Graptolithina: H. FLÜGEL, 1953; H. JAEGER, 1968, 1969, 1975; H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1970, 1977; H. W. FLÜGEL et al., 1977.

Mikrofauna

Conodonta: O. H. WALLISER, 1957, 1964; K. J. MÜLLER, 1956, 1959, 1969; H. FLÜGEL et al. 1959; H. P. SCHÖNLAUB, 1969a,b, 1971, 1974, 1980; C. MANARA & G. B. VAI, 1970; I. GEDIK, 1974; F. EBNER, 1970, 1973a,b; P. LEDITZKY, 1973; M. C. PERRI & C. SPALLETTA, 1981a,b; B. GÖDDERTZ, 1982.

Foraminifera: W. LANGER, 1969; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1971; F. EBNER 1973c.

Ostracoda: K. BANDEL & G. BECKER, 1975.

Dacryoconarida: G. K. B. ALBERTI, 1985 (in Druck).

Acritarcha: F. MARTIN, 1978.

Sedimentologie, Mikrofazies, Profilabfolge, Palökologie, Paläogeographie, Geochemie

A. PAPP, 1962; G. B. VAI, 1965, 1967, 1973; H. FLÜGEL, 1965; G. DEROO et al., 1967; K. BANDEL, 1969, 1972, 1974; F. TIETZ, 1976; G. B. VAI, 1980; S. POHLER, 1982; C. SPALLETTA & G. B. VAI, 1984.

Angewandte Conodontenstratigraphie

C. CANTELLI et al., 1965, 1968; G. FLAJS & P. PÖLSLER, 1965; P. PÖLSLER, 1967; H. P. SCHÖNLAUB, 1969a, 1970, 1980; C. SPALLETTA et al., 1983.

Geologische Karten

G. B. VAI, 1963; H. P. SCHÖNLAUB, 1969a; F. EBNER, 1973; P. LEDITZKY, 1973; B. GÖDDERTZ, 1982; S. POHLER, 1982.

Stratigraphischer Überblick

Die ältesten fossilführenden Schichten der Karnischen Alpen haben ein oberordovizisches Alter. Über die Unterlage dieser Gesteine ist nichts gesichertes bekannt. Vermutlich älter als Oberordoviz sind verschiedene klastische Folgen in den westlichen Karnischen Alpen (ÖK 196, 195), über deren stratigraphischen Umfang mangels Fossildaten aber keine Angaben gemacht werden können. Im Gegensatz zu den reichen Fossilvorkommen auf dem Gebiet des Kartenblattes 197 Kötschach kennen wir aus dem schwach metamorphen Altpaläozoikum nur etwa 10 Vorkommen von Fossilien. Sie gehören dem Oberordoviz, Silur und Devon an.

Im Untersuchungsgebiet lieferten die ältesten biostratigraphisch erfaßten Gesteine den Nachweis der Caradoc-Stufe des Ordoviz. Sie sind von ihrer ursprünglichen Auflage abgesichert und liegen häufig mit tektonischem Kontakt auf jüngeren Gesteinen, in der Regel auf der Hochwipfel-Formation.

ORDOVIZ

a) Uggwa-Fazies

Diese Fazies, deren typische Ausbildung im Uggwa-graben im italienischen Teil der östlichen Karnischen Alpen liegt, besteht aus fossilreichen sandigen Schiefern, die bis 100 m mächtig werden und als Uggwa-Schiefer bezeichnet werden. Darüber folgt der stets 5–6 m mächtige Uggwa-Kalk in Form eines biomikritischen Tonflaserkalks. Zwischen beiden schalten sich gelegentlich, so etwa am Hohen Trieb, bis 40 m mächtige Quarzite ein. Den Hauptanteil der ordovizischen Fauna stellen Bryozoen und Brachiopoden, seltener sind Trilobiten, Cystoideen, Gastropoden und Hyolithen. Der Uggwa-Kalk führt reichlich Conodonten.

Die Hauptvorkommen der Gesteine der Uggwa-Fazies liegen im Plöckengebiet, am Rauchkofel, auf der Mauthener Alm, bei der Bischofalm und örtlich im Kronhof- und Nöblinggraben.

b) Himmelberg-Fazies

Diese zweite Hauptfazies des Ordoviz besteht aus gröberklastischen Gesteinen wie Grauwacken, Quarziten und sandigen Schiefern, die vom 15–20 m mächtigen Cystoideen-führenden Wolayer Kalk überlagert werden. In beiden Gesteinen sind Makrofossilien relativ selten.

Der Wolayer Kalk führt hingegen reichlich Conodonten, die die Altersgleichheit mit dem Uggwa-Kalk bezeugen. Außerdem sind beide Fazies durch Übergänge verbunden.

Die Hauptverbreitung der Gesteine der Himmelberg-Fazies liegt in der Umgebung des Wolayer Sees, weiters nördlich der Unteren Valentinalm, bei der verfallenen Oberen Himmelberger Alm sowie zwischen Frondell- und Unterer Bischofalm im Kronhofgraben.

c) Bischofalm-Fazies

Die dritte Fazies des Ordoviz ist gleichfalls klastisch ausgebildet. Ihre im Talschluß des Nöblinggrabens ausgebildeten, dunkelgrauen Quarzite bilden die Basis der im Silur folgenden Graptolithenschieferentwicklung. Sie werden zur Bezeichnung der Bischofalm-Quarzite zusammengefaßt. Ihr Altersumfang ließ sich bisher nur nach oben durch die auflagernden basalen silurischen Graptolithenschiefer der Zone 16 mit *Akidograptus acuminatus* (NICHOLSON), gefunden und bestimmt von H. JAEGER (Berlin), festlegen. Die Untergrenze der Quarzite dürfte entweder ein Ashgill- oder ein Caradoc-Alter haben.

d) Fleons-Fazies

Die in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreitete Fleons-Fazies reicht auf dem Kartenblatt Kötschach in westöstlicher Richtung von der Kreuzleitenhöhe und dem Kreuzleitenjoch über die Nordseite des Mooskofels bis an die Nordostseite der Mauthener Alm. Sie gleicht der Uggwa-Fazies mit der Ergänzung, daß die Bryozoen-führenden Schiefer unter dem Uggwa-Kalk mit Grauwacken wechsellagern, die meistens stark vulkanogen beeinflusst sind. Von Osten nach Westen nimmt dabei der vulkanogene Anteil ständig zu; am westlichen Kartenrand sind in der Umgebung des Giramondopasses nur mehr Grauwacken ausgebildet.

Nach Dünnschliffuntersuchungen von Prof. Dr. J. LOESCHKE (Univ. Tübingen) besteht der Kamm zwischen Kreuzleitenjoch und Lahnerjoch (außerhalb der Karte)

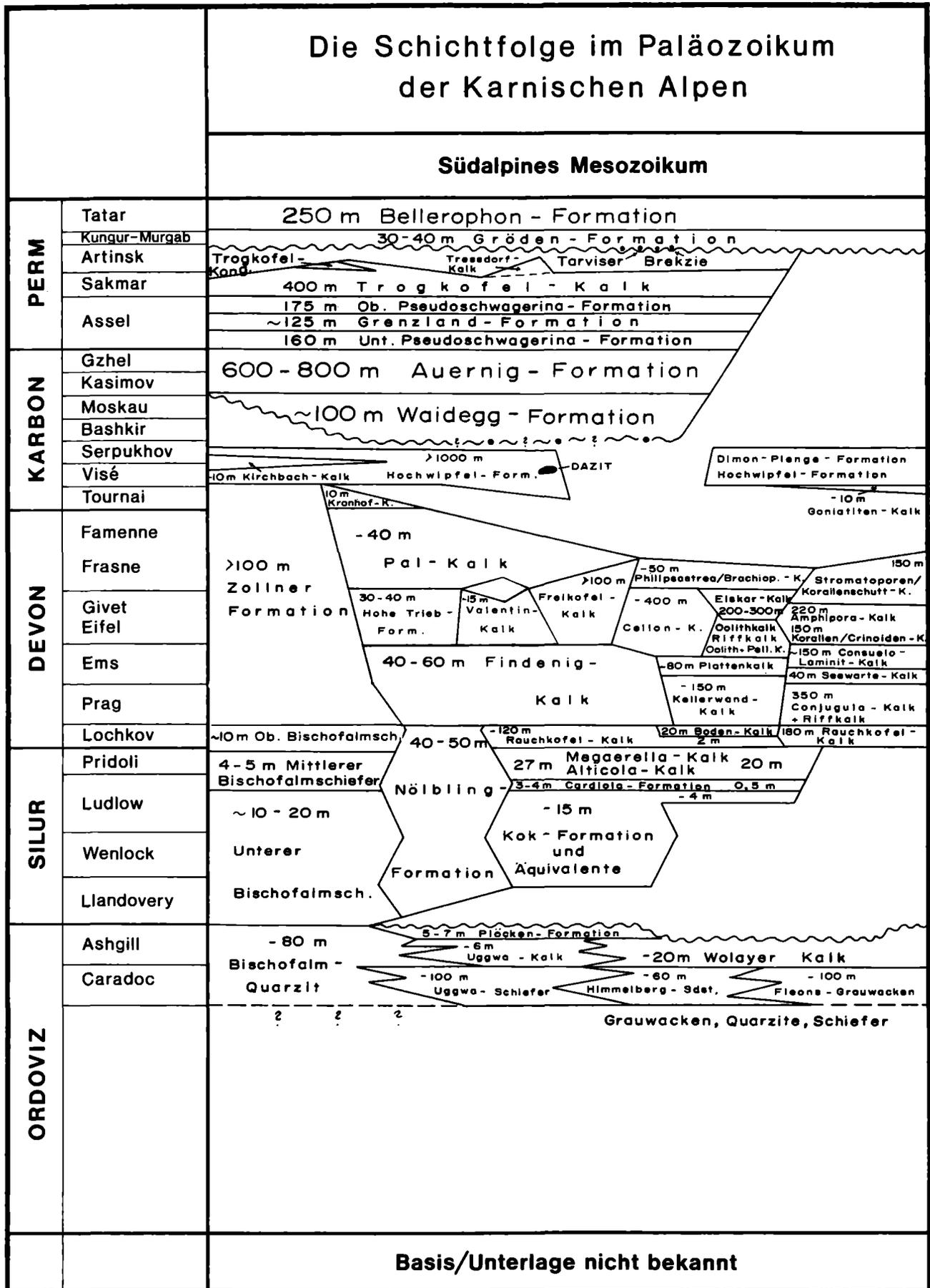


Abb. 10: Die Schichtfolge des Paläozoikums der Karnischen Alpen. Die jüngsten Gesteine in den Karnischen Alpen haben auf Blatt Kötschach ein Oberkarbon-Alter (Kasimov-Stufe nach der russischen Gliederung). Mit ihnen beginnt die Auernig-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe).

aus grünlichen und grauen, groben Grauwacken, die stark pigmentiert und chloritisch sind, viel Quarz und viele Gesteinsreste führen (vor allem basische Vulkanite, Spillite, helle Vulkanitreste, Chlorit-Serizit-Quarzite, siltige Tonschiefer und Siltschiefer), aber auch Kristallgesteine mit Granat, Chlorit und Quarz aufgearbeitet haben, die in derselben Art auch in den Ebriacher Grauwacken bei Eisenkappel vorkommen.

Der Diabaslagergang (Spilit) am Giramondopaß mit Albit, Chlorit, Karbonat und chloritisiertem Biotit sowie leukoxenisiertem Ti-Magnetit gehört vermutlich zur Fleons-Fazies. Er steht in Verbindung mit Grauwacken vom Fleonstypus und stark deformiertem, tuffitischem, basaltischem Material.

Innerhalb der grünen Quarzite, die die Basis des Oberordoviz-Silur-Profiles an der Ost- und Westflanke des Runseck bilden, tritt eine Lage von Rhyolithen auf mit großen Quarz- und Albitphänokristallen, die gemeinsam mit aufgeblähten Biotit-Paketen in einer Grundmasse aus Quarz und Feldspat liegen. Da Lapilli fehlen, vermutet J. LOESCHKE Kristalltuffe oder Laven.

An der Nordoststecke des Mooskofels liegt unter dem Uggwa-Kalk eine etwa 150 m mächtige Folge von Bryozoen-schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Grauwacken. Nach J. LOESCHKE nimmt der Feldspatgehalt von unten nach oben ab und der Quarzgehalt zu. Unten sind demnach überwiegend Grauwacken, oben öfters Sandsteine und Quarzite. Besonders auffallend ist die Führung von Vulkanitresten in den untersten Rinnenaufschlüssen in einer Höhe von etwa 1260-1280 m. Diese Gesteine sind das Aufarbeitungsprodukt eines älteren vor-Ashgill/Caradoc-Vulkanismus, der wahrscheinlich in der tiefsten Probe (Dünnschliff Nr. 74/394) vertreten ist. Es ist ein Spilit mit zersetzten Feldspäten, Pyroxen, Chlorit, Leukoxen, Epidot und Karbonat in einem intersertalen Gefüge. Eine Entscheidung zwischen Lava und Lagergang ist nicht möglich.

Die gleichen Grauwacken finden sich in östlicher Fortsetzung auf der Mauthener Alm. Auch hier wechselagern sie mit Bryozoen-führenden Schiefern, die sowohl beim Mauthener Almhaus als auch im Bereich der Bergstation der Materialeiseilbahn relativ häufig sind. Westlich des Gipfels der Mauthener Alm treten in der Fleons-Fazies konglomeratische Lagen auf (vgl. Karte), die ebenfalls viele Vulkanitreste führen (J. LOESCHKE). Dort fand sich (Dünnschliff Nr. 74/398) als Gesteinsrest eines größeren Gerölls ein Quarz-Epidot-Gestein, wahrscheinlich eines Epidosits aus dem Spilitzug. Daneben treten auch helle Vulkanitreste auf. Nach J. LOESCHKE kommen solche Gesteine selten auch als metasomatische Produkte in den spilitischen Pillowlaven von Ebriach bei Eisenkappel vor.

Nach Vergleichen mit der Uggwa-Fazies wird für die Fleons-Fazies gleichfalls oberordovizisches Alter angenommen. Eine Hauptstütze findet diese Vermutung im zahlreichen Vorkommen von oberordovizischen Bryozoen im Liegenden der conodontenführenden Uggwa-Kalk des jüngeren Ordoviz.

* * * * *

Die oberordovizische Makro- und Mikrofauna zeigt deutliche Beziehungen zu Böhmen, aber auch nach Sardinien, der Montagne Noire und Nordafrika. Zahlreiche Taxa treten in diesen Räumen gemeinsam auf.

Biostratigraphisch wichtig sind vor allem die Brachiopoden vom Hohen Trieb und der Cellon-Alm, die auf

eine Vertretung von älterem Caradoc verweisen, die Conodonten in den Uggwa-Kalken mit einer zeitlichen Fixierung im Grenzbereich Caradoc/Ashgill (oder im älteren Ashgill) und schließlich das Vorkommen von Vertretern der Hirnantia-Faunengemeinschaft im Hangenden des Uggwa-Kalkes (Hoher Trieb, Cellon, Uggwa), die jüngstes Ordoviz, d. h. die Hirnantia-Stufe belegen. Ältere Berichte über ordovizische Graptolithen sind hingegen Fehlmeldungen.

Die Ordoviz/Silur-Grenze wird heute entgegen der Meinung von H. JAEGER et al. (1975) im Hangenden der Lage mit der Hirnantia-Fauna gezogen, d. h. an der Oberkante der früher als „Untere Schichten“ bezeichneten Regressionsfolge der Plöcken-Formation des Cellonetta-Profiles und äquivalenter Abfolgen. Maßgebend dafür waren die internationale Festlegung des Alters dieser Faunengemeinschaft sowie das Vorkommen von hochordovizischen Trilobiten und Ostracoden im Cellonprofil; Conodonten scheinen hierfür weniger geeignet. In jenen Profilen, die der Schalenfazies und nicht der Graptolithenfazies angehören, ist über diesem Horizont eine Sedimentationslücke unterschiedlicher Dauer anzunehmen. Lediglich in der Bischofalm-Fazies erfolgt kontinuierliche Sedimentation über die Ordoviz/Silur-Grenze hinweg.

Literatur: H. JAEGER, V. HAVLICEK & H. P. SCHÖNLAUB (1975); H. P. SCHÖNLAUB (1971 a,b,c); G. B. VAI (1971); O. H. WALLISER (1964).

SILUR

In der Entwicklung des Silurs der Karnischen Alpen werden vier Fazies unterschieden:

- Plöcken-Fazies
- Wolayer Fazies
- Bischofalm-Fazies
- Findenig-(Lodin-)Fazies

Während die Plöcken- und Findenig-Fazies aus der oberordovizischen Uggwa- und Fleons-Fazies hervorgehen, folgen die Wolayer und Bischofalm-Fazies auf die klastische Entwicklung der Himmelberg-Fazies bzw. des Bischofalm-Quarzits. Allen Entwicklungen gemeinsam ist ihre transgressive Tendenz zu Beginn des Silurs. Dieser Trend kehrt sich im Obersilur (Pridoli) zu regressiven Verhältnissen um.

Entsprechend der Topographie der oberordovizischen Ablagerungen und/oder unterschiedlicher Subsidenzverhältnisse am Beginn des Silurs treten in den zentralen Karnischen Alpen mit Ausnahme der Profile in der Bischofalm-Fazies Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf. So etwa folgt im Typusprofil der Plöcken-Fazies, dem Cellonprofil, Ober-Llandoverly über dem jüngsten Ordoviz, wogegen in der Wolayer Fazies erneute Sedimentbedeckung erst in der sagitta-Conodontenzone des Obersilurs (Ludlow) erfolgt; am Seekopfsockel fehlt über dem Ordoviz nahezu das gesamte Silur!

a) Plöcken-Fazies

Das typische Profil dieser Fazies ist die etwa 60 m mächtige Folge im unteren Abschnitt der Cellonetta-Lawinnenrinne auf der Ostseite des Cellon. Es gliedert sich in

- | | |
|--------------------|-------|
| | Oben |
| Megaerella-Kalk | |
| Alticola-Kalk | |
| Cardiola-Formation | |
| Kok-Formation | |
| | Unten |



Abb. 11: Die Ostflanke des Cellon am Plöckenpaß vom Anstieg zum Kleinen Pal aus. Knapp über der Kriegsstellung (Maschinengewehr-Nase) führt der Weg vom Paß zum Cellonalm. Er quert die Lawinnenrinne, in der vom Weg bis 1 cm darüber (Fotomaßstab) die 60 m mächtige Silurfolge aufgeschlossen ist. Der restliche Teil des Profils bis zum Gipfel besteht aus verschiedenen Kalken des Devons in Vorriff-Fazies.

ludlows. Mehrere Niveaus mit Leitgraptolithen präzisieren das Alter einzelner Teilbereiche.

Die im Hangenden folgende, dunkelgraue bis schwarze, stets 3–4 m mächtige *Cardiola*-Formation besteht aus dunklen, \pm tonreichen Kalken und zwischen-geschalteten Mergel- und Schieferlagen. Letztere liefern zahlreiche Graptolithen. *Cardioloaceen*, aber auch Nautiloideen, Trilobiten und andere Bivalven sind auf die Kalke beschränkt. Sie führen außerdem reichlich Conodonten, die der *Polygnathoides siluricus*-Zone angehören. Die *Cardiola*-Formation hat ein Oberludlow-Alter.

Mit deutlichem Farbwechsel überlagern die etwa 27 m mächtigen *Alticola*- und *Megaerella*-Kalke die *Cardiola*-Formation. Beide lassen sich auf Grund ihrer lithologischen Ähnlichkeit kaum trennen. Es sind stets graue bis rötliche, geflammte, dichte Orthocerenkalke mit Lagen größerer Brachiopoden- und Crinoiden-führender Partien. Letztere kennzeichnen die *Megaerella*-Kalke. Conodonten sind im unteren Teil zwar vorhanden, aber nicht sehr häufig, Graptolithen treten in ein-

Die regelmäßig zwischen 13 und 15 m mächtige *Kok*-Formation ist mit Ausnahme des unteren Teils hauptsächlich kalkig entwickelt. Die Kalke fallen im Gelände durch ihre bräunliche Anwitterung auf, was ihnen die Bezeichnung „Eisenkalke“ gab. Der schiefrige Basisteil wurde von H. R. v. GAERTNER (1931) als „Trilobiten- und *Aulacopleurenschichten*“ bezeichnet, denen heute die Bedeutung im Sinne eines „members“ zukommt.

Die Kalke der *Kok*-Formation sind sehr fossilreich. Vor allem finden sich Nautiloideen, weiters Trilobiten, Bivalven, Brachiopoden, Graptolithen und eine reiche Mikrofauna (Conodonten, Foraminiferen, Acritarchen). In westlicher Richtung wird die *Kok*-Formation von grauen Crinoiden-Brachiopoden-Kalken vertreten. Sie finden sich, gut aufgeschlossen, an der Basis der Hohen Warte südwestlich des Valentintörls.

Chronostratigraphisch reicht die *Kok*-Formation von der *celloni*-Conodontenzone des Ober-Llandovery bis an die Basis der *siluricus*-Conodontenzone des Ober-

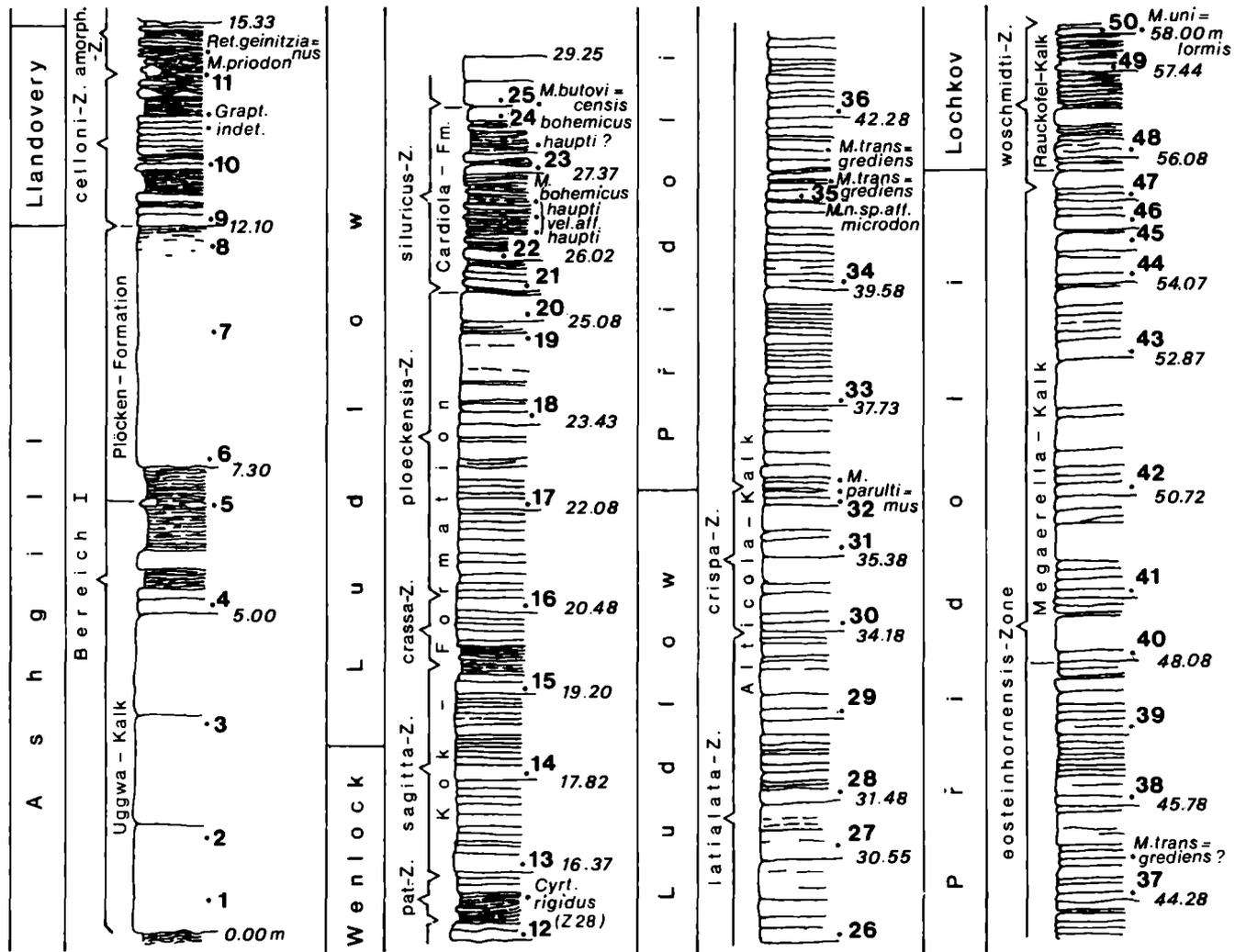


Abb. 12: Die Schichtfolge im Silur der Cellonetta-Lawenrinne.

zelenen Horizonten in zwischengeschalteten Schieferlagen auf. Etwa 8 m über der Basis der Alticola-Kalke liegt aufgrund von Graptolithen und Conodonten (*M. parultimus*, Letztaufreten von *O. crispa*) die Ludlow/Pridoli-Grenze.

b) Wolayer Fazies

In dieser Entwicklung fehlt Untersilur. Über dem oberordovizischen Wolayer Kalk folgen die höchsten Äquivalente der Kok-Formation in Form von grauen, spätigen Nautiloideen- und Trilobitenkalen, weiters die etwa 0,5 m dicke Vertretung der Cardiola-Formation und zuoberst dunkle, knollige Kalke, die den Alticola- und Megaerella-Kalke entsprechen. Das gesamte Silur ist im Extremfall auf wenige Meter reduziert. Typische Profile in dieser Entwicklung finden sich am Rauchkofelboden, am Valentintörl und am Seekopfsockel.

c) Bischofalm-Fazies

Die Bischofalm-Fazies ist die Graptolithenschieferentwicklung im Silur und älteren Unterdevon der Karnischen Alpen. In der extremen Ausbildung ist sie kalkfrei. Neben dünnblättrigen Kieselschiefern, dem Hauptgestein, sind in dieser Fazies bankige Lydite, schwarze Alaunschiefer und im oberen Teil grünlich-graue Tonschiefer verbreitet. Dazu kommen im älteren Llandovery dünne quarzitisches Lagen, die ein Andauern

der sandigen Sedimentation über die Ordoviz/Silur-Grenze anzeigen. Hauptverbreitungsgebiete dieser Fazies sind der Bischofalmgraben und seine südöstliche Fortsetzung am Collendiaul; einem nördlichen Zug gehören die Vorkommen bei der Dellacher Alm und im Nöblinggraben an. Daneben gibt es eine Reihe weiterer, kleinerer Vorkommen.

Nach den umfangreichen graptolithenstratigraphischen Untersuchungen von H. JAEGER (seit 1965) gelang der Nachweis nahezu aller Zonengraptolithen des Silurs (und der Lochkov-Stufe des Unterdevons). Von besonderem Interesse sind die Vorkommen in der Umgebung des Zollner Sees und beim Wasserfall nördlich der Dr. Steinwender-Hütte, da hier die ältesten Zonenfossilien des Silurs der Karnischen Alpen gefunden werden konnten.

In der Pridoli-Stufe des Obersilurs treten an Stelle der schwarzen Graptolithengesteine graugrüne Schiefer, die mitunter Konkretionen und unreine Kieselkalkknollen führen. Sie erreichen einige Meter Mächtigkeit, enthalten aber kaum Graptolithen. H. JAEGER sieht darin eine kurzfristige Auflockerung des euxinischen, sauerstoffarmen Schwarzschiefermilieus.

d) Findenlg-Fazies

Diese Entwicklung vermittelt zwischen der von Kalke dominierten Plöcken- bzw. Wolayer Fazies und der Bi-

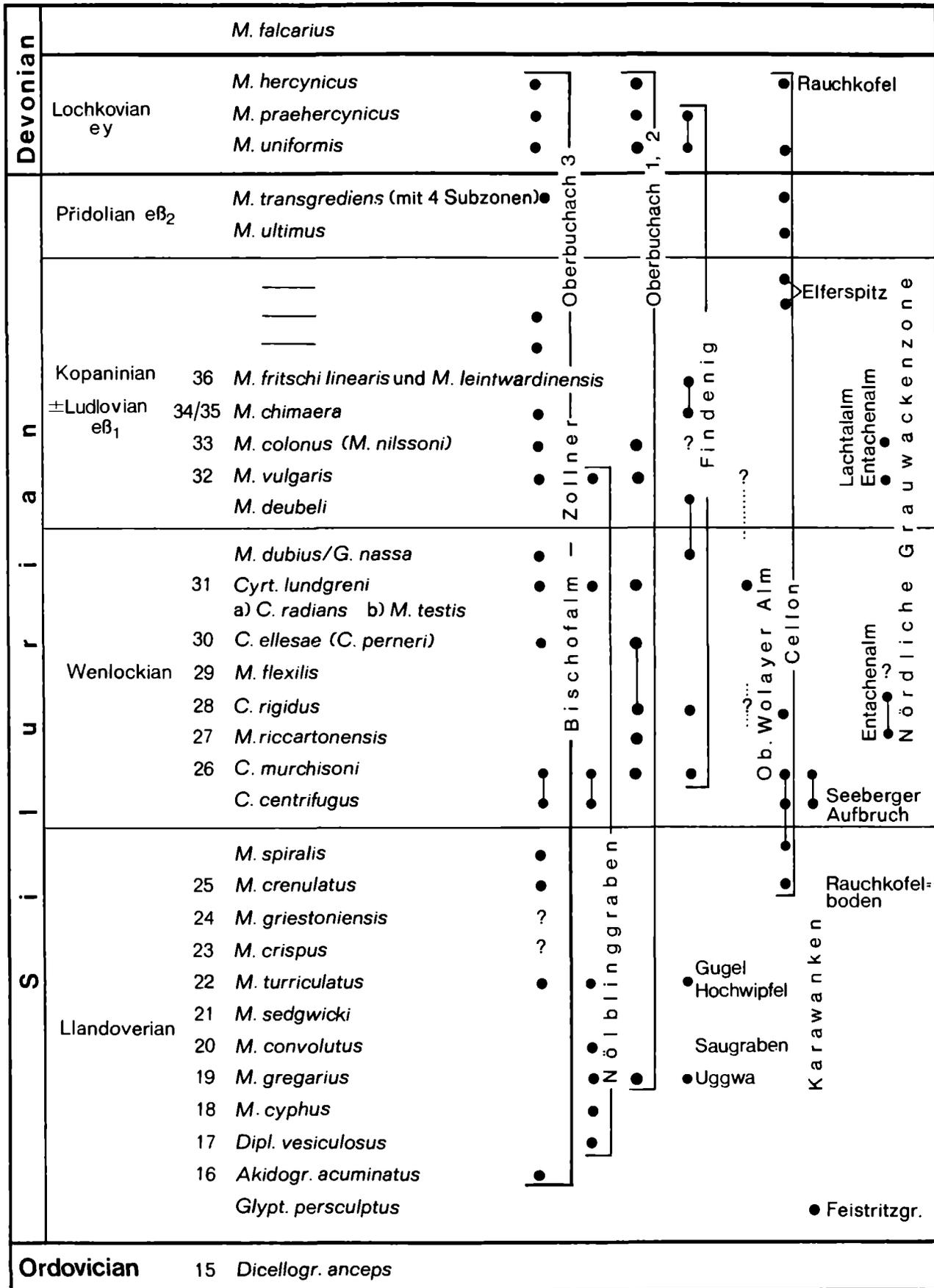


Abb. 13: Alter und Verbreitung von Graptolithen in Österreich, im besonderen in den Karnischen Alpen (H. JAEGER, ergänzt nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

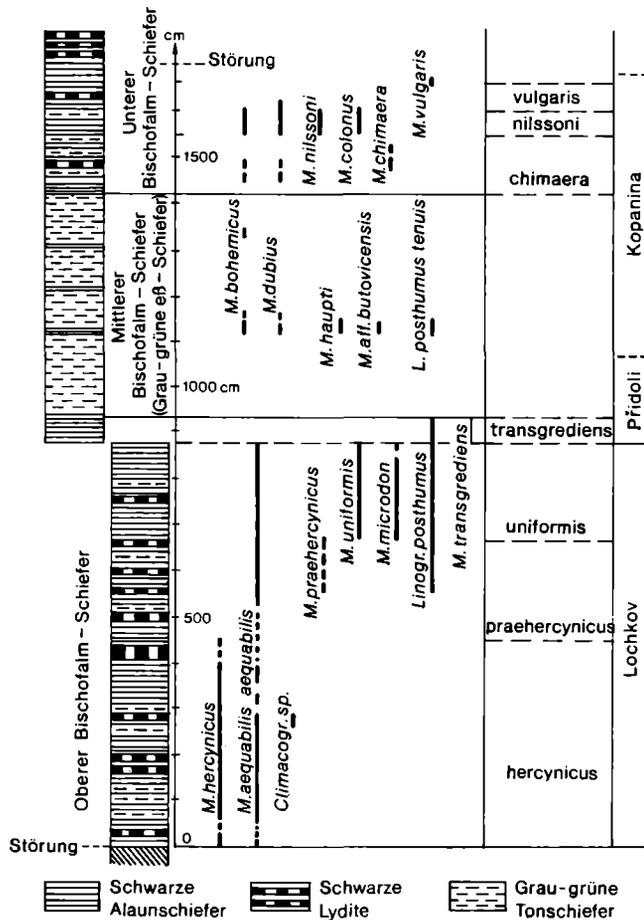


Abb. 14: Das Typusprofil für den silurisch-unterdevonischen Teil der Bischofalm-Fazies im Graben zwischen der Unteren und Oberen Bischofalm („Graptolithengraben“). Nach H. JAEGER in H. W. FLÜGEL et al. (1977), verändert.

schofalm-Fazies. Sie ist eine Mischfazies, deren Gesteinsfolge als Nöbling-Formation bezeichnet wird. Sie kommt vor allem im Wenlock und Obersilur zur Ausbildung und setzt in die Lochkov-Stufe des Unterdevons fort. Mehr oder weniger regelmäßig wechseln darin schwarze Mergelschiefer, Alaunschiefer und dunkle plattige Kalke ab; Kieselschiefer und Lydite treten dagegen bevorzugt im tieferen Teil auf.

Hauptgebiete dieser Fazies sind neben dem typischen Vorkommen auf der Nordseite des Findenig (ÖK 198) die Vorkommen im Nöblinggraben, die im Westen über die Dellacher Alm in den Kronhofgraben ziehen; ihre östliche Fortsetzung liegt außerhalb des Kartenblattes an der Gundersheimer Almstraße oberhalb von Oberbuchach. Ein weiteres größeres Vorkommen liegt auf der Nordseite des Rauchkofels.

Literatur: H. W. FLÜGEL (1965); H. R. v. GAERTNER (1931); H. JAEGER (1968, 1975); H. JAEGER & P. PÖLSLER (1968); H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB (1970, 1977, 1980); H. W. FLÜGEL et al. (1977); J. KRIZ (1979); H. P. SCHÖNLAUB (1970); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); O. H. WALLISER (1964).

DEVON

Die fazielle Entwicklung des Devons reicht von Flachwasserkarbonaten über pelagische Schwellenkalke zu hochpelagischen, karbonatfreien Tiefwasserablagerungen. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten, der vertikal

wie lateral rasche Wechsel verschiedener Litho- und Biotope ist als Ausdruck eines sehr mobilen, sich im Ungleichgewicht befindlichen Meeresbodens im Prä-flyschstadium zu werten. Die rasch wechselnden Sedimentationsverhältnisse und die daraus resultierenden Gesteinstypen lassen sich naturgemäß nicht immer scharf abgrenzen. In der pelagischen Fazies gibt es daher häufig fließende Übergänge zwischen einzelnen Formationen, die auf der Karte durch Signaturen deutlich getrennt sind.

a) Riff- bzw. Flachwasserfazies

Flachwasserkarbonate mit lokalen Riffbildungen liegen in den Devonkalken der westlichen Kellerwand im Profil der Hohen Warte und Seewarte vor. Sie folgen auf die Bildungen der Wolayer Fazies des Silurs bzw. der klastischen Himmelberg-Fazies des Ordoviz, die hier allerdings starke Anklänge an die Uggwa-Fazies aufweist. Das insgesamt etwa 1100 m mächtige Profil gliedert sich vom Hangenden ins Liegende in folgende Abschnitte (K. BANDEL, 1969; S. POHLER, 1982):

Riffkalk mit Stromatoporen und Korallen am Gipfel der Hohen Warte (Mt. Coglians) und den Südabstürzen, mindestens 150 m mächtig; Givet-Frasne

Gebankter Birdseye-Amphiporen-Brachiopoden-Kalk, mindestens 220 m mächtig; Eifel.

Stromatoporen-Korallen-Crinoidenschuttkalk, etwa 150 m mächtig; Ems-Eifel.

Gebankter Laminitkalk, etwa 150 m mächtig, im Wechsel mit bräunlichen Dolomiten; u. a. mit *Karpinskia consuelo*; Ems-Stufe.

Seewarte- oder Hercynellenkalk, etwa 40 m mächtig; mit reichen Vorkommen von Gastropoden, Bivalven, Bryozoen und Einzelkorallen; Ems-Stufe.

Riffkalke des Prags, etwa 40–60 m mächtig.

Heller Crinoidenschuttkalk mit *Karpinskia conjugula* und anderem reichem Fossiltschutt, etwa 300 m mächtig; Prag.

Rauchkofel-Kalk, etwa 180 m mächtig, in der Ausbildung von Crinoidenschuttkalken mit zwischengeschalteten, schwarzen, bituminösen Kalken; Lochkov.

Die Äquivalente des Frasne und Famenne (?) sind zwar im Verband mit dem Mitteldevon, jedoch bisher hinsichtlich ihres stratigraphischen Umfangs, Fauneninhalts und Mikrofazies nicht im Detail untersucht. Den Profilschluß bilden wenige Meter mächtige Cephalopodenkalke des Unterkarbons.

Den oben genannten zentralen Flachwasserablagerungen entsprechen im selben Zug wenige km östlich im Profil von der Oberen Valentinalm über das Eiskar zum Kollinkofel zuunterst die hier durch Schuttbänke unterteilten Rauchkofel-Kalke. Darüber folgt der Kellerwand-Kalk, der die hellen Crinoidenschuttkalke und den Riffkalk des Prags vertritt. Die im oberen Teil des Kellerwand-Kalkes dunkelgrau geflaserten Plattenkalke im Wechsel mit Schuttbrekzien sind stratigraphische Äquivalente des Seewarte-Kalkes. Den gebankten Laminitkalken entspricht der untere Teil des Cellon-Kalkes, der aus massigen, gradierten, fossilreichen Oolith- und Pelletkalken besteht. Darüber folgen massige Riffkalke der Eifel-Stufe und erneut plattige, sehr fossilreiche Oolithkalke. Sie sind wahrscheinlich altersgleich mit den gebankten Birdseye-Amphiporen-Brachiopoden-Kalken der Hohen Warte.

Als Eiskar-Kalk wird ein vorwiegend massiger, hellgrauer, teilweise oolithischer Crinoidenschuttkalk bezeichnet, nahe dessen Untergrenze ein Horizont mit reichlicher Stringocephalen-Führung auftritt. Am Kollinkofel sind darin im oberen Teil Riffkalke ausgebildet. Die gesamte Folge wird mit den Gipfelkalken des Jüngeren Mitteldevons der Hohen Warte parallelisiert. Darüber folgen *Philipsastrea*-Kalke und Brachiopodenkalke des Frasne.

b) Übergangsfazies

Nach Osten in Richtung Cellon-Plöckenpaß-Pal treten die organodetritischen Einschaltungen zugunsten pelagischer Kalke immer stärker in den Hintergrund. Lediglich der Cellon-Kalk ist hier als massiger, fossilreicher Korallen-Stromatoporen-Kalk ausgebildet, der zudem reichlich Lagen von umgelagerten Kalktrümmern in Form von Lithoklasten führt. Dieses als Freikofel-Kalk bezeichnete Schichtglied reicht östlich des Plöckenpasses vom jüngeren Unterdevon bis in das Frasne.

Die unter dem Freikofel-Kalk liegenden Kellerwand- und Rauchkofel-Kalke führen ebenfalls meist gradierte Schuttkalkbänke, doch ist ihre Häufigkeit und Mächtigkeit im Vergleich zum Vorkommen in der Kellerwand deutlich reduziert. Erstere sind gelblich-bräunliche, tentakulitenführende Plattenkalke, während der Rauchkofel-Kalk als schwarzer, laminiertes Plattenkalk deutlich abgrenzbar ist.

Die kurz dargestellten Verhältnisse im Cellon-Kellerwand-Zug bezeugen ein mehrmaliges Wandern der devonischen Riffkomplexe in Raum und Zeit zwischen dem Gebiet des heutigen Wolayer Sees im Westen und dem Kollinkofel im Osten; daran schloß nach Osten der Vorriff-Bereich an, der zu den Ablagerungen des offenen Meeres überleitete. Dieser Raum wird durch tonreiche Kalkabsätze und Flaserkalke charakterisiert, die im Devon meist nur Mächtigkeiten zwischen 60 und 100 m erreichen und in dem allodapische, organodetritische Einschaltungen zwar regelmäßig auftreten, jedoch in ihrer Fossilführung und Mächtigkeit nur untergeordnet im jüngeren Unterdevon und im älteren Mitteldevon in Erscheinung traten.

Die Verteilung von Flachwasser- und Tiefwasserarealen stimmt im Devon in auffallender Weise mit den Verhältnissen im Silur und Oberordoviz überein (Gesetz der Konstanz der Fazies).

c) Rauchkofel-Fazies

Das Verbreitungsgebiet der Rauchkofel-Fazies i. e. S. sind die Rauchkofel-Böden, der Valentintörl-Kopf und der Seekopfsockel. Die Ablagerungen des Devons schließen hier lückenlos an die silurischen Gesteine der Wolayer Fazies an.

In erweiterter Fassung werden zur Rauchkofel-Fazies allerdings auch devonische Ablagerungen gerechnet, die über dem Silur in Plöcken-Fazies liegen. Dazu gehören die Südostecke und Nordseite des Rauchkofels und die östlich des Valentingrabens verbreiteten Devonabfolgen mit Ausnahme der Gesteine im Devon der Bischofalm-Fazies.

Im Gebiet der Rauchkofelböden werden die schwarzen Rauchkofel-Kalke nur 1–2 m mächtig. Sie gehören dem älteren Lochkov an. Darüber folgt der als Bodenkalk bezeichnete, helle Orthoceren-führende Flaserkalk des Oberlochkovs. Im Prag schließen daran auffallend rot gefärbte, tonreiche Tentakuliten-Flaserkalke an, die sogenannten Findenig-Kalke, die ihrerseits in 10–15 m

mächtige, rötlichgraue Goniatitenkalke (= Valentin-Kalk) des Mitteldevons übergehen. Im Oberdevon folgen schließlich die lithologisch ähnlichen Pal-Kalke.

In der Rauchkofel-Fazies s. l. werden die Rauchkofel-Kalke bis 120 m mächtig. Die dunkelgrauen, laminierten Plattenkalke vertreten das gesamte Lochkov. In der Prag- und Ems-Stufe folgen darüber graue Crinoiden- und Tentakulitenkalke von 80–120 m Mächtigkeit, die ebenfalls als Kellerwand-Kalk bezeichnet werden. Während am Rauchkofel im Mitteldevon fossilreiche, hellgraue, grobgebauete Korallen- und Stromatoporenkalke (= Cellon-Kalk) verbreitet sind, treten östlich des Valentingrabens auch im Mitteldevon Flaser- und Plattenkalke mit Tonlagen und einem Schwarzschiefer-Lydit-Horizont im Obereifel auf. Dieses Schichtglied wird als Hohe Trieb-Formation bezeichnet. Lokal kommen darin geringmächtige Cellon-Kalke zur Ausbildung. Auch hier bilden die Pal-Kalke mit einem tonreichen Abschnitt im Frasne den Abschluß der Schichtfolge. Lokal kann allerdings die Sedimentation über die Devon/Karbon-Grenze bis in das Unterkarbon fort dauern. Die den Pal-Kalken ähnlichen Kronhof-Kalke vertreten die Tournai- und die ältere Visé-Stufe.

d) Bischofalm-Fazies

Im Gebiet um die Bischofalm und dem hinteren Kronhofgraben, aber auch am Collendiaul setzt die Graptolithenschieferentwicklung über die Silur/Devon-Grenze bis an das Ende der Lochkov-Stufe fort (= Obere Bischofalm-Schiefer). Mit der *Monograptus hercynicus*-Zone endet in den Karnischen Alpen generell die Graptolithenschiefer-Entwicklung. An ihre Stelle tritt im jüngeren Unterdevon, Mitteldevon und Oberdevon eine Entwicklung von hellen, gebänderten Hornsteinen, hellen Radiolariten, Lyditen und kieseligen Schiefen, deren Mächtigkeit mindestens 100 m beträgt. Diese Gesteinsgesellschaft wird als Zollner Formation bezeichnet. Nach Conodontenfunden (H. P. LEDITZKY, U. HERZOG, H. P. SCHÖNLAUB) sind darin Mittel- und verschiedene Abschnitte des Oberdevons aber auch von Unterkarbon nachgewiesen. Innerhalb des jüngeren Unterkarbons (Visé-Stufe) gehen die kieseligen Sedimente in klastische Folgen über.

Die „Dellachalm-Schiefer“ bilden im mittleren Unterdevon einen graugrünen Schieferhorizont, der lokal in der Rauchkofel-Fazies zur Entwicklung kommt und sich zwischen Graptolithenschiefer und Tentakulitenkalke (Findenig-Kalk) zwischenschaltet.

e) Fazies der Bänderkalke

In Annäherung an die Gailtallinie treten verschiedene Bänderkalke auf. So in der Mauthener Klamm der „Ederkalk“, der als grauer Bänderkalk erscheint; Teilbereiche dieses Kalkes sind im Vergleich mit den unterdevonischen Flaserkalken als wahrscheinliches Unterdevon (Prag-Ems) anzusehen. Die höchsten Partien sind hingegen nach Conodontenfunden in das Unterkarbon zu stellen, wie Proben in der Valentinklamm und bei Würmlach beweisen.

Der Plenge-Kalk ist ein meist hellgrauer, im Wechsel mit hellbräunlichen Lagen stehender Plattenkalk, der die Nordseite der Plenge aufbaut. Lithologisch gleicht er weitgehend den Gamskofel-Kalken, die eine ± regelmäßig wechselnde Abfolge von gut gebankten, hellgrauen Kalken, Dolomiten, Algenlaminiten und Amphiporenkalken bilden. In den höchsten Partien der Kalke der Plenge ist durch Conodonten Unterkarbon sicher

nachgewiesen; die Ausbildung des Oberdevons blieb hingegen bisher unklar.

Der Feldkogel-Kalk ist ein Sammelbegriff einer mehrere 100 m mächtigen Wechselfolge von dunklen Amphiporenkalke und hellgrauen Dolomitbänken, die am Gipfel des Polinik besonders auffallen und über den Kronhof-, Nöbling- und Fuchsgraben nach Osten über den Straniger Graben hinaus fortsetzen. Der Gesteinsbestand in diesem Zug ist sehr konstant, darüberhinaus ist er ein ausgezeichnete Leithorizont in stratigraphisch-tektonischer Hinsicht, der über das Kartenblatt und die Nachbarblätter bis nach Thörl an die Ostgrenze der Karnischen Alpen verfolgt werden kann. Seine Grenzen sind stets tektonischer Art.

An den Südhängen des Mooskofels oberhalb der Unteren Valentinalm treten lichtgraue, zuckerkörnige Dolomite auf, die hier erstmals als Mooskofel-Dolomit benannt werden. Vermutlich stehen sie in einem noch nicht geklärten Zusammenhang mit den Feldkogel-Kalke.

Literatur: K. BANDEL (1969, 1972, 1974); F. EBNER (1973 a,b,c); H. W. FLÜGEL et al. (1977); H. R. v. GAERTNER (1931); H. JAEGER (1968, 1975); S. POHLER (1982); P. PÖLSLER (1967, 1969); H. P. SCHÖNLAUB (1969 a,b, 1971, 1981, 1983); H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS (1975); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); G. B. VAI (1963, 1967, 1971).

KARBON

a) Kronhof-Kalk

In den Karnischen Alpen wurde Unterkarbon erstmals durch H. R. v. GAERTNER (1931) nachgewiesen. Nach den von ihm auf der Grünen Schneid zwischen Cellongipfel und Kollinkofel gefundenen Goniatiten stufte er die obersten Kalke des Cellonprofils in das älteste Unterkarbon ein. Nach H. W. FLÜGEL et al. (1959) sind in der Fauna Oberdevon- und Unterkarbon-Elemente vertreten. K. J. MÜLLER (1959) und I. GEDIK (1974) wiesen durch Neuaufsammlungen von Cephalopoden, Trilobiten und Conodonten eine durchgehende kalkige Sedimentation bis in die Pericyclus-Stufe, d. h. bis in das jüngste Tournai der belgischen Gliederung nach (*Scalio-gnathus anchoralis*-Conodontenzone). Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt im Normalfall 1–2 m, an einigen Stellen wurden jedoch auch bis zu 10 m mächtige Kalke des Unterkarbons gefunden. Es sind stets gut gebankte, graue bis leicht rötliche Flaserkalke, die sich von den bunten Pal-Kalke des jüngsten Oberdevons kaum unterscheiden. Sie werden hier Kronhof-Kalke genannt. Neben dem Vorkommen auf der Grünen Schneid und der italienischen Seite des Plöckenpasses kennt man sie mittlerweile von der Südseite der Hohen Warte, vom Elferspitz, dem Kronhofgraben und von mehreren Punkten südlich der Bischofalm. Außerhalb des Kartenblattes wurden sie am Mt. Zermula, am Roßkofel und im Uggwatal gefunden.

Weit häufiger treten an der Devon/Karbon-Grenze allerdings Schichtlücken auf. Im Extremfall liegt die unterkarbonische Hochwipfel-Formation direkt auf den Kalke des älteren Oberdevons. An anderen Stellen wiederum fehlt der unterste Teil des Kronhof-Kalkes, so daß jüngstes Tournai mit einer Lücke konkordant dem jüngsten Oberdevon auflagert. Im Grenzbereich weisen dabei Resedimente, wie Kalkbrekzien und Mischfaunen auf Abtragung und Umlagerung während des Sedimentationsstillstandes hin. Diese Verhältnisse sind freilich nicht auf die Karnischen Alpen beschränkt.

b) Kirchbach-Kalk

Aus dem Stollen der Transalpinen Ölleitung durch die Karnischen Alpen wurden 1967 erstmals Kalke des Grenzbereiches Visé/Namur bekanntgemacht (P. PÖLSLER, 1967). An zwei Stellen sind hier bis zu 10 m mächtige Kalke und Kalkknollen der klastischen Hochwipfel-Formation offenbar sedimentär eingeschaltet. Häufiger sind derartige Kalke am Hochwipfel anzutreffen (H. P. SCHÖNLAUB, 1981, 1983). Die hier Kirchbach-Kalke genannten Vorkommen sind tonreiche, hellgraue, dichte, Crinoiden-führende Knollenkalke, die linsenförmig auftreten und seitlich in Siltschiefer übergehen. Darüber und darunter folgt die bekannte Gesteinsgesellschaft der Hochwipfel-Formation. Das Zurücktreten von gröberklastischen Partien deutet dabei ein zeitweises Nachlassen der Sandschüttung an, das aber offensichtlich nur von sehr kurzer Dauer.

Die Kirchbach-Kalke führen stets eine sehr charakteristische Conodontenfauna, u. a . mit

Paragnathodus nodosus
Paragnathodus monodosus (selten)
Paragnathodus multinodosus (selten)
Gnathodus b. bilineatus
Gnathodus c. commutatus
Gnathodus homopunctatus
Gnathodus girtyi
Mestognathus beckmanni
Spathognathodus campbelli

Nach E. GROESSENS (1975), A. C. HIGGINS (1975, 1981), A. C. HIGGINS & J. BOUCKAERT (1968), A. C. HIGGINS & C. H. T. WAGNER-GENTIS (1982), I. METCALFE (1981) u. a. ist diese Assoziation kennzeichnend für den Zeitraum vom jüngsten Visé (Bolland-Stufe) bis in das älteste Namur (Pendle-Stufe). Nach der russischen Karbongliederung entspricht dies einem Alter im Grenzbereich Visé/Sepukhov.

Literatur: K. BANDEL (1972); F. EBNER (1973 a,b); H. FLÜGEL et al. (1959); F. FRANCAVILLA (1966); H. R. v. GAERTNER (1931); I. GEDIK (1974); F. HERITSCH (1936); G. HUNGER (1984); P. PÖLSLER (1967, 1969); W. SCHNABEL (1976); H. P. SCHÖNLAUB (1969 a,b, 1971, 1981, 1983); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); C. SPALLETTA et al. (1980); G. B. VAI (1963, 1975, 1976).

c) Zollner Formation

In der Bischofalm-Fazies ist Unterkarbon gleichfalls conodontenstratigraphisch nachgewiesen, so wahrscheinlich in den Lyditen zwischen Oberer Spielbodenalm und Elferspitz, sicher aber auf der Hochfläche des Collendiaul, wo an verschiedenen Punkten unterkarbonische Conodonten aus Lyditen und Radiolariten der Zollner Formation herausgelöst werden konnten (U. HERZOG).

Darüberhinaus kommt es an der Basis der Hochwipfel-Formation wiederholt zum Auftreten von mehrere Meter mächtigen schwarzen Lyditen (Hoher Trieb, Findenig, Elferspitz, Kronhof- und Nöblinggraben, Südseite der Hohen Warte und andere Punkte).

d) Hochwipfel-Formation

Die über 1000 m mächtige klastische Gesteinsfolge besteht aus einem Wechsel von Sandsteinen, Grauwacken und blaugrauen Siltschiefern, wobei der Anteil und die Mächtigkeit dieser Gesteine stark variieren kann. So ist insbesondere nördlich des Feldkogelzuges eine auffallende Mächtigkeitszunahme der Sandstein- und

Grauwackenbänke im Vergleich zum südlich gelegenen Raum zu beobachten, was sich im Auftreten von bis zu 6 m dicken Bänken zeigt. Sie führen an der Basis häufig Pflanzenreste.

Im Normalfall, d. h. im Hangenden der Devon- bis Unterkarbonkalke werden die Sandsteine und Grauwackenlagen kaum über einen halben Meter mächtig. Die zwischengeschalteten Siltschiefer sind blaugrau, scharfkantig, meistens fein laminiert und führen reichlich Streuglimmer. Sedimentstrukturen wie jede Art von Sohlmarken sind äußerst selten. Eine Ausnahme bildet auf österreichischer Seite das Vorkommen der Hochwipfel-Formation zwischen Valentintörl und Wolayer See, wo Schrägschichtung, Gradierung, convolute bedding und Sohlmarken auffallen. Andere Kennzeichen typischer Flyschablagerungen, z. B. Bioturbation und Ichnofossilien, fehlen auch hier.

In der Hochwipfel-Formation kommt es neben dem Auftreten von Sandstein-reicheren Partien zur Zwischenschaltung von Lyditbrekzien bis Lyditkonglomeraten. Ein mächtiger Zug solcher Konglomerate mit Lydit-, Quarzit- und Gneisgeröllen findet sich z. B. südöstlich der Enzianhütte auf der Mauthener Alm. Viel häufiger aber sind Lyditbrekzien. Ihre Hauptverbreitung liegt beiderseits des Kammes zwischen Köderhöhe und den Köderköpfen mit Mächtigkeiten zwischen 50 und 100 m. Die überwiegend gut gerundeten Komponenten sind in erster Linie schwarze, graue und grünliche Lydite bis Hornsteine, seltener Kieselschiefer und Quarzite, die Durchmesser bis 20 cm erreichen. Geröllanalysen fehlen bisher.

Meist über den Lyditbrekzien liegen eine Reihe von Pflanzenfundpunkten. Dies trifft auf das Vorkommen südlich der Hohen Warte bei der Marinelli-Hütte (H. W. J. v. AMEROM et al., 1984) ebenso zu wie für die Fundpunkte am Hohen Trieb (Mt. Skarnitz) und auf der Köderhöhe, die eine Flora der Visé-Stufe geliefert haben (H. W. J. v. AMEROM & H. P. SCHÖNLAUB, in Vorb.: *Calamites radiatus* (BRONGNIART), *Stigmaria ficoides* BRONGNIART).

Neben dem Auftreten von Pflanzen sind für die Alterseinstufung der Hochwipfel-Formation Kalkgerölle von Bedeutung, die im basalen Teil der Formation am Großen Pal auftreten (I. GEDIK, 1974; K. BANDEL, 1972), weiters am Rauchkofel-Boden, östlich des Valentintörls und – außerhalb des Kartenblattes – am Hochwipfel. Nach Conodontenfunden haben die Brekzien ein Bildungsalter in post-Tournai-Zeit.

Wie W. SCHNABEL (1976) zeigen konnte, ist innerhalb der Hochwipfel-Formation ein deutlicher vertikaler Wechsel in der Zusammensetzung der Schwermineralassoziation festzustellen. An der Basis fällt die Chromspinellführung auf, im Mittelteil nimmt die Granatführung zu, die schließlich im oberen Teil dominiert. Daneben tritt vor allem im Unter- und Mittelabschnitt die Zirkon-Turmalin-Rutil-Apatit-Gruppe auf.

Das Alter der Hochwipfel-Formation kann heute relativ genau angegeben werden. Sowohl die unmittelbare Unterlage als auch die Basis der transgressiv auflagernden Waidegg-Formation ist biostratigraphisch gut erfaßt. Dazu kommen Fossilbelege innerhalb der Hochwipfel-Formation, die aus Kalkgeröllen stammen, von eingelagerten Floren und schließlich vom oben erwähnten Kirchbach-Kalk.

Der im Grenzbereich Visé-Namur bzw. im jüngsten Visé entstandene Kirchbach-Kalk teilt die Hochwipfel-Formation in zwei Abschnitte, nämlich einen älteren Ab-

schnitt mit Visé-Alter und in einen Abschnitt danach. Der ältere Teil folgt im Anschluß an die Kalke der Pericyclus-Stufe, d. h. er hat ein post-*Scaliognathus anchoralis*-Alter. In ihm kommt es zum Auftreten der oft reichen Floren, die allesamt dem Visé zuzurechnen sind.

Nach dem Kirchbach-Kalk wurde im jüngsten Visé oder im ältesten Namur der höhere Abschnitt der Hochwipfel-Formation gebildet. Diese zweite Periode war extrem kurz, da die transgressiv auflagernde, basale Waidegg-Formation ebenfalls ein Serpukhov-Alter haben dürfte (siehe unten).

Innerhalb der Hochwipfel-Formation kommt es an mehreren Stellen zum Auftreten saurer bis intermediärer Ganggesteine und ihres Tuffgefolges. Diese Vorkommen von Dazit liegen westlich des Wolayer Sees, bei der Oberen Wolayer Alm, am Ausgang des Angerbachtales, am Kronhoftörl, östlich der Oberen Bischofalm und an der Ostflanke des inneren Nöblinggrabens. Altersmäßig sind sie zwischen Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation einzuordnen, da sie örtlich in den Basispartien der postvariszischen Auflage bereits aufgearbeitet sind (z. B. bei der Waidegger Alm auf dem östlich anschließenden Kartenblatt).

e) Plenge-Formation

Im Gipfelbereich der Plenge, am Kamm zwischen Kreuzleitenjoch und Nostra Alm tritt eine Schieferfolge auf, die von den Gesteinen der Hochwipfel-Formation deutlich abweicht. Sie besteht in der Hauptsache aus grünlichen Tonschiefern, weiters Quarzsandsteinen, Grauwacken mit kleinen Gesteinsresten und viel detritischem Bindemittel sowie vulkanogenen Einlagerungen (J. LOESCHKE).

Im Graben südlich des Stallonkofels zum Wolayer Graben fand sich in einer Höhe von 1790 m ein sehr feinkörniger heller Vulkanit (devitrifiziertes Glas) mit kleinen Quarzeinsprenglingen und wenig Plagioklas. Wahrscheinlich handelt es sich um eine rhyolithische Glasasche (73/No 131).

Ein sehr grober Vulkanit tritt zwischen den Bänderkalken der Weiden- und Kanzlwände oberhalb der Hubertuskapelle im Wolayer Tal auf; er hat seine östliche Fortsetzung zwischen Grubenspitz und Plenge-Gipfel. U. d. M. handelt es sich wahrscheinlich um einen Kristalltuff mit Quarz und Albit, die in einer serizitischen Grundmasse liegen. Auch Chlorit-Pseudomorphosen nach einem dunklen Mineral (Augit?) sind vorhanden. Darin treten Titanit- und Zirkonkörnchen auf (J. LOESCHKE).

Am Kamm der Plenge kommt es zu mehrfachen Einschaltungen ähnlicher Vulkanite in die Schiefer-Grauwacken-Folge. Ein mächtiger Zug tritt wandbildend im mittleren Teil in Erscheinung.

In der Beteiligung von vulkanischem Material zeigt die Plenge-Formation Beziehungen zur Dimon-Fazies auf italienischem Gebiet, die dort im obersten Teil der Hochwipfel-Formation auftritt. Da sie stets im Hangenden der unterkarbonischen Kalke der Plenge folgt und zwischen den Weidenwänden und der Säbelspitze mit hellen Lyditen in Verbindung steht, vermuten wir ein karbonisches Alter. Eine vermittelnde Stellung zwischen Plenge- und Hochwipfel-Formation nimmt u. E. die Schiefer-Quarzit-Lydit-Entwicklung am Mahderkopf westlich des Rauchkofels ein, in der ebenfalls dm-dicke Lagen rhyolithischer Kristalltuffe gefunden wurden (Probe Ra6, Dünnschliff Nr. 72/661).

Literatur: K. BANDEL (1972); F. EBNER (1973 a,b); H. FLÜGEL et al. (1959); F. FRANCAVILLA (1966); H. R. v. GAERTNER (1931); I. GEDIK (1974); F. HERITSCH (1936); G. HUNGER (1984); P. PÖLSLER (1967, 1969); W. SCHNABEL (1976); H. P. SCHÖNLAUB (1969 a,b, 1971, 1981, 1983); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); C. SPALLETTA et al. (1980); G. B. VAI (1963, 1975, 1976).

ALTERSUNSICHERE GESTEINE

a) Meerbach-Formation

Im Meerbachwald westlich der Ortschaft Nostra treten im Grenzbereich zur Gailtallinie schwarze, teilweise phyllitische, linsig und stengelig zerscherte, schwarze Schiefer auf, die größtenteils Ultramylonite sind, weiters Grauwacken und vereinzelt bis 1 m dicke Grünschieferlagen. U. d. M. handelt es sich um gebänderte Lagen grüner, basaltischer Aschentuffe-Tuffite mit viel Serizit und Chloritlagen. Vorkommen solcher Gesteine liegen im unteren Meerbachgraben, an der Forststraße von Nostra in den Meerbachwald und im Wolayergraben. Mangels Fossilien können keine Angaben über das Alter der mehr als 100 m mächtigen Gesteinszone gemacht werden.

b) Nostra-Formation

Mit fließendem Übergang folgt über den Gesteinen der Meerbach-Formation die Nostra-Formation. Sie besteht hauptsächlich aus grauen und grünlichen, häufig durch Siltlagen gebänderten Tonschiefern, phyllitischen Tonschiefern, Quarzphylliten und Grauwacken mit Vulkanitresten wie z. B. geplätteten ehemaligen Glasfetzen, konglomeratischen Grauwacken (mit Spilitresten, karbonatischem Sandstein und hellen Vulkanitresten), weiters Lagen von Keratophyrtuff, Serizitquarziten, mehreren Horizonten von über 5 m mächtigen schwarzen Lyditen und 2–3 m mächtigen Bänderkalklagen, die vereinzelt Stromatoporen führen. Im Hangenden erfolgt anscheinend ein kontinuierlicher Übergang in die Plenge-Formation.

Nach den Dünnschliffbefunden von J. LOESCHKE gleichen die in der Nostra-Formation auftretenden Grauwacken zwar jenen der ordovizischen Fleons-Fazies, doch spricht ihre Position und die Verbindung mit den erwähnten Lyditen und Kalken u. E. eher für eine Einstufung in das Silur oder Devon.

POSTVARISISCHE AUFLAGE

Waldegg- und Auernig-Formation

Auf der Verebnungsfläche des Collendiaul im Südosten des Kartenblattes liegen kleinräumige Erosionsrelikte der transgressiven post-variszischen Sedimentfolgen. Die Transgressionskontakte mit der älteren Unterlage sind an mehreren Stellen hervorragend aufgeschlossen.

Die Basisbildungen stellen entweder Lyditbrekzien bis Lyditkonglomerate dar oder – wenn diese fehlen – erfolgt die Auflage mit einer Winkeldiskordanz direkt auf dem älteren Untergrund. Dies ist hier immer die Gesteinsgesellschaft der Bischofalm-Fazies, d. h. entweder der ordovizische Bischofalm-Quarzit, die silurisch unterdevonischen Bischofalm-Schiefer oder die devonisch-unterkarbonische Zollner Formation.

Am Ausfluß des Zollner Sees, im Bereich des Wasserfalls, bilden die silurischen Bischofalm-Schiefer eine Antiklinalstruktur. An der Südseite fallen die dm-gebanten schwarzen Lydite mit 42° nach Südwesten ein, am Scheitel unter den transgressiv auflagernden Lyditbrekzien und Geröllschiefern wechselt die Lagerung zwischen 90/08 S und 20/20S, während auf der Nordseite die Kieselschiefer bei teilweise wechselnder Einfallrichtung infolge Schuppung überwiegend mittelsteil bis steil nach Norden einfallen. Das kleine isolierte Vorkommen dieser Transgressionsfolge erklärt sich durch die grabenartige Absenkung zweier Störungsflächen, die eine im Bereich des Gerinnes, die andere wenige Meter nördlich der Hauptstörung.

Die Transgressionssequenz am Wasserfall gliedert sich von oben nach unten:

1. 3 – 4 m Sandige, graue Schiefer und zuoberst hellgraue Sandsteine. Die glimmerreichen Basisschiefer sind reich an Pflanzenhäckseln, jedoch fanden sich bisher ausschließlich Stämmchen von Calamiten und keine Blätter.
2. 2,80 m Graue, kompakte Sandsteine mit Pflanzen, die in einer Lage 0,3 m über der Basis gehäuft auftreten.
3. 0,3 m Graue, horizontal geschichtete Silt-schiefer.
4. 1,45 m Graue, unreine, bituminöse Algen- und Crinoidenschuttkalke mit eingestreuten Phosphoritknollen und -geröll. Selten kommen hier Gastropoden und Brachiopoden vor.
5. 0,35 m Übergangsbereich mit Wechsellagerung von grauen Mergeln mit Fossil-schutt und 2–3 cm dicken Fossil-schuttkalklinsen sowie dunklen Silt-schiefern, die wie die Kalke eckige Lyditbrocken bis mehrere cm Größe einlagern.
6. 2,10 m Graue, geschieferte Feinsandsteine bis Sandsteine mit lagenweise eingestreutem Fossil-schutt, vor allem Crinoiden und Schalenbruch. Vereinzelt Gerölllagen oder arenitische, deutlich gradierte Partien, die 3–4 cm dick sind.
7. 0,3– 0,4 m Stark geschieferte Geröllschieferlage mit gerundeten, bis 5 cm Durchmesser großen Geröllern von hellen und dunklen Lyditen und Schiefern. Lagerung s_g 80/2S.
8. 1,80 m Dunkelgraue Tonschiefer mit boudinierten, 3–4 cm dicken Siltsteinlagen, die oberflächlich ein linsig-welliges Relief bilden. Die Grenze zu den unterlagernden Geröllschiefern ist scharf. In den Schiefern sind Crinoidenreste und Bellerophontiden (und andere Gastropoden) relativ häufig.
9. 19,50 m Unten dicht gepackte Lyditbrekzie, die obere Hälfte hingegen Geröll-schiefer mit Komponenten bis 0,5 m Durchmesser, eingelagert in graue Silt-schiefer bis sandige Schiefer vom Typus der Waidegg-Schiefer. Komponenten: Helle und dunkle Lydite, Hornsteine, schwarze Kieselschiefer, Quarzite, Sandsteine und

Schiefer. Schlechte Rundung, selten gut gerundete Gerölle.

Lagerung: s₁ 115/80N an der Basis. Fauna: Tiefste Fauna im obersten Teil der griffeligen Schiefer ohne Geröllführung mit vereinzelt Crinoiden.

Die Gerölllagen reichen örtlich bis an die Unterkante der folgenden Schicht. Lateral können sie aber auch fehlen. Das gesamte Paket ist stark geschiefert, wodurch es in der Überlagerung zur Transversalschieferung mit s₂ 80/55N kommt.

Ähnliche Verhältnisse, wenn auch nicht immer so anschaulich, finden sich an einer Anzahl weiterer Punkte am Collendiaul-Plateau.

- 1) Südwestlich des Zollner Sees nahe der Staatsgrenze liegen wenige Meter nördlich der unten erwähnten drei Kalkplatten am Mostrand auffallende Rundhöcker von Lyditbrekzien mit kinderkopfgroßen Geröllen. Das Nachbargestein sind Hornsteine und Radiolarite der devonisch–unterkarbonischen Zollner Formation.
- 2) Der nördliche wie der südliche Weg vom Zollnersee nach Westen quert Lyditkonglomerate. Sie bilden die Unterlage der hier verbreiteten sandigen Schiefer, ohne daß jedoch der direkte Kontakt mit der Unterlage aufgeschlossen ist.
- 3) Am Westrand der großen Gletschereiswanne südlich der Dr. Steinwender-Hütte liegen kleine Vorkommen von Lyditbrekzien, aber auch unreine tonige Kalke und Schiefer der Zollner-Formation auf. Von hier beschrieb F. KAHLER (1983, p. 11) die bisher ältesten Fusuliniden des karnischen Karbons, die ein Alter des Oberen Miatchkovo haben, d. h. nach der russischen Karbongliederung dem oberen Mittelkarbon angehören.
- 4) Eine über 10 m mächtige Härtlingsrippe von Lyditbrekzien bis -konglomeraten findet sich am östlichen Rand des Moores, wenige Meter südöstlich der Zollner Alm.
- 5) Knapp unter der Westkante des Collendiaul-Plateaus gegen den Bischofalmgraben liegen Lyditbrekzien an der Basis von graubraunen, fossilführenden Schiefen über silurischen Graptolithenschiefen; im Gegensatz zu diesen lagern die Transgressionskonglomerate flach und deutlich sichtbar diskordant den älteren Gesteinen auf.
- 6) Am Nordrand des Zollner Sees und an der nördlichen Grabenflanke von der Zollner Alm gegen den Nöblinggraben liegen zwei Vorkommen von Transgressionsbildungen in verkehrter Lagerung bzw. in einer Position, die eine Überschiebung durch den nördlichen Rahmen vermuten läßt. Die Wiederbelebung der älteren vertikalen Brüche und ihre Umgestaltung zu steilen Bewegungsbahnen ist ein häufiges Erscheinungsbild am Rande der postvariszischen Ablagerungen in den Karnischen Alpen. Im Gegensatz zur internen Deckentektonik im Karbon und Perm kommt ihnen jedoch nicht die Bedeutung von Deckenbahnen zu.

Neben den Vorkommen von Transgressionskonglomeraten, die die Transgression im Anschluß an die variszische Hauptphase einleiten, ist am Collendiaul seit langem ein Vorkommen bekannt (entdeckt von E. HABERFELNER ca. 1933), in dem die diskordante Auflage-

rung von mittelsteil geneigten, nach Osten einfallenden, sandigen Basisschiefern über steil gestellten, fast vertikalen, hellen, gebankten Givet-Lyditen der Zollner Formation ohne Zwischenschaltung von Aufarbeitungsprodukten erfolgt. Die basalen Deckschichten greifen am Kontakt in ein materialbedingt cm-tief zerhacktes und zerbrochenes Kleinrelief des Untergrundes ein (vgl. A. FENNINGER et al., 1976).

Vergleichbare Verhältnisse wie hier am Collendiaul finden sich an zahlreichen Stellen im Raum der Straniger Alm, etwa 10 km östlich des Zollner Sees. Auch dort liegt das Deckgebirge sowohl mit als auch ohne Einschaltung von Brekzien bzw. Geröllschiefen mit einer Erosions- oder Winkeldiskordanz auf der älteren Unterlage. Wie am Collendiaul ist die Zusammensetzung der Transgressionskonglomerate stets untergrundbezogen.

Die wenige Meter mächtigen Transgressionsbildungen, die zur Waidegg-Formation zusammengefaßt werden, gehen hangend in sandig-siltige Schiefer über. Südwestlich des Zollner Sees folgt darüber eine, nach P. LEDITZKY (1973) bis 6,5 m mächtige, in sich zerbrochene Kalkplatte, die aus mehreren Teilbänken besteht, die sehr fossilreich sind (F. HERITSCH et al., 1934; W. HOMANN, 1972; P. LEDITZKY, 1973; F. KAHLER, 1983). Neben zahlreichen Algen, großen Crinoidenresten, Trilobiten, Korallen, sandschaligen Kleinforaminiferen, Gastropoden, Brachiopoden, Sphinctozoa, Fischzähnen und einigen Conodonten sind vor allem Fusuliniden wichtig, die nach F. KAHLER eine „typische *Protitricites*-Fauna“ ist, Leitfossil somit für das unterste Kasimov A₁. Diese Kalke schließen damit ohne große zeitliche Lücke an die Fusuliniden-führenden Kalke des oberen Miatchkovo am Karrand an.

Nach Neufunden von Trilobiten (*Linguaphillipsia, Cummingella austriaca*) an einem durch den Neubau der Straße geschaffenen Fundpunkt südlich der Zollner Alm vermutet neuerdings Prof. G. HAHN (Marburg) gleiches Alter von Teilen der Waidegg-Formation mit jenen Schichten der Nötsch-Formation (= Karbon von Nötsch), die die gleichen Arten beinhalten (G. HAHN, in Vorber.). Sollte diese Vermutung zutreffen, beginnt die Karbontransgression in den Karnischen Alpen wesentlich früher als bisher angenommen (Serpukhov-Stufe?). Dementsprechend älter wäre auch die variszische Hauptprägung der Karnischen Alpen erfolgt und der zeitliche Abstand zu den vorangegangenen Sedimenten der Hochwipfel-Formation auf ein Minimum reduziert. Literatur: A. FENNINGER et al. (1976); F. HERITSCH et al. (1934); F. HERITSCH (1936); F. KAHLER (1983); W. HOMANN (1972); P. LEDITZKY (1973).

Tektonik

Der heutige tektonische Bau der Karnischen Alpen ist das Ergebnis einer variszischen und – in viel stärkerem Maße – alpidischen Tektonik. Im Folgenden geben wir einen Überblick über die tektonische Gliederung und den Verformungsstil, ohne jedoch auf eine Detailanalyse des Flächen- und Achsengefüges einzugehen, die einer späteren Arbeit vorbehalten bleibt. Dazu kommt, daß die Frage der Baugeschichte des zentralen Teils der Karnischen Alpen nicht isoliert gesehen werden kann und darf, sondern nur unter Berücksichtigung der Tektonik der Nachbarblätter zu sinnvollen Ergebnissen führt.

In älteren tektonischen Konzepten, basierend auf den Untersuchungen von H. R. v. GAERTNER (1931) und F. HERITSCH (1936) wurde für die Karnischen Alpen ein Deckenbau erkannt, und dabei insgesamt 9 Decken unterschieden. Nach diesen Vorstellungen kam der Hochwipfel-Formation die Bedeutung eines Deckenscheiders zu. Aufgrund der transgressiven, im Vergleich zur Unterlage geringer deformierten postvariszischen Auflage wurde die Intensität der variszischen Tektonik wesentlich stärker eingeschätzt als die alpidische Tektonik, die sich lediglich in einer Bruch- und allenfalls Schuppentektonik geäußert haben sollte.

Der italienische Forscher M. GORTANI erklärte die Tektonik des Altpaläozoikums in Form von Brachyantiklinalen („ellissoidi“) mit wechselndem Achsengefälle, wogegen auf österreichischem Gebiet ein nordvergenter, variszischer Deckenbau den vorgefundenen Verhältnissen eher gerecht zu werden schien. Kaum Berücksichtigung fand damals der Bau des Deckgebirges, der wesentlich komplizierter ist als früher angenommen worden war; ebensowenig war die Beziehung der Interntektonik der Karnischen Alpen zu Bewegungen längs der Gailtallinie bekannt, und schließlich fehlte eine systematische Kartenaufnahme für das gesamte Alt- und Jungpaläozoikum mit entsprechend abgesicherten Fossildaten, die als Grundlage für eine befriedigende Auflösung der Tektonik aber unerlässlich sind.

In den Karnischen Alpen existiert ein Deckenbau, daneben ist aber noch der ursprüngliche Faltenbau teilweise erhalten geblieben. Beide Verformungselemente sind von einer intensiven Bruch- und Schuppentektonik betroffen worden, die sich örtlich bis in den Kleinbereich von wenigen Metern auswirkte. Die zeitliche Einordnung dieser mehrphasigen Tektonik ist überaus schwierig: Eine Vorstellung über diese Problematik gibt am besten der Blick auf das Deckgebirge, das

- 1) selbst von einem großräumigen alpidischen Deckenbau erfaßt wurde,
- 2) dessen Ränder ihrerseits tektonisch überprägt sind, das
- 3) ebenfalls von Schuppung betroffen ist und das
- 4) im Naßfeldgebiet Höhenverstellungen der Transgressionsbasis von fast 1500 m zwischen dem Karbon im Oselitzengraben und jenem am Gipfel des Roßkofels aufweist!

Diesen Schwierigkeiten der zeitlichen Zuordnung der tektonischen Ereignisse stehen auf der anderen Seite einige klare tektonische Leitlinien gegenüber, dazu kommen eine Vielzahl gut abgesicherter, neuer stratigraphischer und fazieller Daten, die die Grundlage für neue Überlegungen zur Tektonik dieses Raumes bilden. In diese Vorstellungen sind Lateralbewegungen längs der Gailtallinie miteinzubeziehen, die heute unumstritten sind. Dies soll an mehreren Beispielen kurz erläutert werden:

- 1) In den nordvergent deformierten Karnischen Alpen ist in den höchsten tektonischen Einheiten örtlich ein Sattel- und Muldenbau erhalten, so etwa im Kellerwand – Cellon – Pal – Piz Timau-Zug oder am Hohen Trieb und der Bischofalm. Nord- und Südschenkel können aber faziell stark unterschiedlich entwickelt sein, eine Tatsache, die heute nach der erkannten, auf kürzeste Distanz wechselnden Fazies nicht überrascht. Dieser in Resten noch erhaltene Faltenbau hat zweifellos variszisches Alter. Nach den Ausführungen über das mögliche Alter der Transgressionsbasis des postvariszischen Karbons kommt hierfür in erster Linie die sudetische Phase in Frage.
- 2) Auf italienischem Gebiet ist der Zug vom Mt. Zermula zum Roßkofel nach Fossildaten invers gelagert. Lokal liegen darauf postvariszische Transgressions-

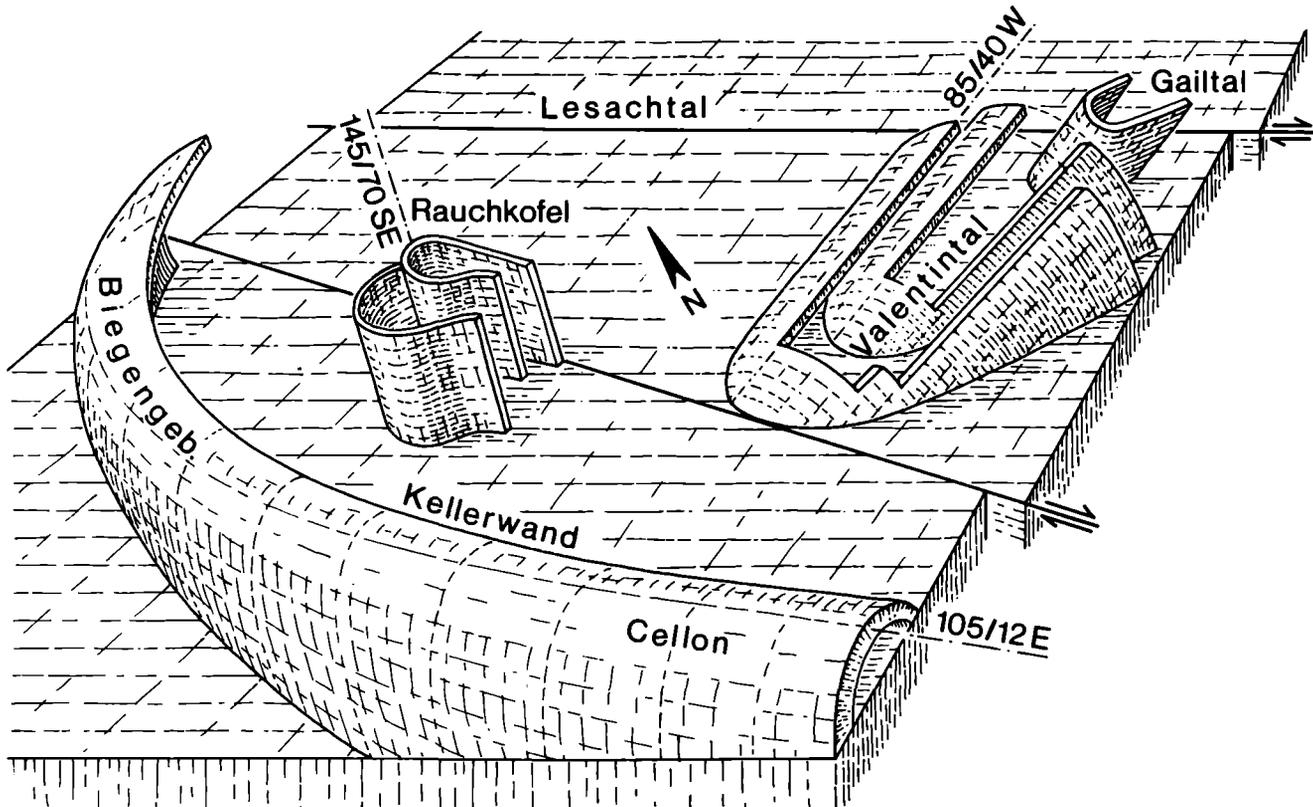


Abb. 15: Mechanisches Modell des Zentralkarnischen Bogens (H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

schichten, die eindeutig die Intensität einer älteren Tektonik beweisen.

- 3) Als das tektonische Leitelement für die Karnischen Alpen gilt der Feldkogelzug, der mit seiner charakteristischen Lithologie vom Mooskofel über eine Entfernung von 60 km bis an das Ostende der Karnischen Alpen bei Thörl verfolgt werden kann. Die Verformung dieses Leitgesteins ist ein Spiegelbild für die Gesamttektonik der Karnischen Alpen.
- 4) Der Zentralkarnische Bogen ist eine flexurartige Verbiegung des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen mit steilachsiger Tektonik, die durch die Einbeziehung von Perm und Trias klarerweise alpidisch sein muß (H. P. SCHÖNLAUB, 1979).
- 5) Die nördlichen Gesteinszonen in den Karnischen Alpen stoßen mehrfach spitzwinkelig an die Gailtallinie, von der sie abgeschnitten werden. Nach wenigen Kilometern Unterbrechung können sie erneut erscheinen. Da keine begründeten Argumente für die Existenz und Wirksamkeit der Gailtallinie in variszischer Zeit vorhanden sind, kann der tektonische Zugschnitt des Nordrahmens der Karnischen Alpen nur während der alpidischen Tektogenese erfolgt sein.
- 6) Die Fleons-Fazies mit ihrer charakteristischen Gesteinsgesellschaft des Ordoviz verbindet tektonisch isolierte Einheiten, obwohl diese im Silur und Devon faziell sehr unterschiedlich entwickelt sein können. So etwa gehören das Biegengebirge, der Gamskofel, Mooskofel und die oberste Einheit der Mauthener Alm zu ein und derselben tektonischen Zone.

Die tektonische Gliederung

- 1) Im Untersuchungsgebiet bildet die Ederdecke die tiefste tektonische Einheit. Ihre Verbreitung ist auf die Mauthener Klamm und den Nordrand des Gebirges bis östlich von Würmlach beschränkt. Sie besteht aus meist grauen Bänderkalken, die nach Conodontenfunden in den höchsten Partien oberhalb von Würmlach und am Römerweg in der Mauthener Klamm bis in das Unterkarbon (Obertournai) reichen. Wir vermuten daher, daß die im Hangenden folgende Hochwipfel-Formation ursprünglich im stratigraphischen Verband zu den Kalken stand. Die Gesteine der Ederdecke lagern steil, sie sind in der Mauthener Klamm um eine steil nach Nordwesten abtauchende Achse verfaltet. Schuppung tritt am Ausgang der Mauthener Klamm im Nahbereich zur Gailtallinie auf. Die nördlichsten Bänderkalke sind auch in ihrer metamorphen Ausbildung klar als unterdevonische Findenigkalke abzutrennen, die von der Hauptmasse des Ederkalkes getrennt sind.
- 2) Über der Ederdecke folgt die in zwei Schuppen zerlegte Mauthener Alm-Decke. Auf der Nordseite besteht sie aus einer zweifachen Wiederholung von Unter- bis teilweise oberdevonischen Kalken in Rauchkofel-Fazies s. I. An der Ostseite der Mauthener Alm ist sie allerdings nur in kleinen Resten und Schuppen erhalten, da sie hier von der höheren Einheit (Cellon-Kellerwand-Decke) größtenteils überfahren wurde. Am Polinik trennt ein schmaler Streifen von Hochwipfel-Formation die Mauthener Alm-Decke von der darüber folgenden Feldkogeldecke. Wie die darunterliegende Ederdecke ist auch die Mauthener Alm-Decke in den Zentralkarnischen Bogen miteinbezogen.

- 3) Die Feldkogeldecke folgt über der Mauthener Alm-Decke. Durch die Zwischenschaltung von Ordoviz in Himmelberg-Fazies ist sie am Polinik zweigeteilt. Sie besteht aus dem dunklen Feldkogel-Amphiporen-Kalk und Birdseye-Dolomiten des Unter- bis Mitteldevons, die eine sehr charakteristische, meist im Meterbereich wechselnde Abfolge zeigen, die durch die gesamten Karnischen Alpen bis an deren Ostende gleich bleibt. Während östlich des Polinik der Feldkogelzug stets tektonisch begrenzt ist und die daran angrenzenden Gesteine der Hochwipfel-Formation bzw. die im Süden benachbarten Kalke intensivst durchbewegt bzw. verschuppt sind, kann bei der Himmelberger Alm und der Unteren Valentinalm begründet vermutet werden, daß sowohl der Mooskofel-Dolomit wie auch der ordovizische Wolayer Kalk und der Himmelberg-Sandstein die ursprüngliche stratigraphische Basis des Devons darstellen. Über die Ausbildung des Silurs lassen sich derzeit aber keine sicheren Angaben machen.
- 4) Während östlich des Valentingrabens die Rauchkofel-Schuppen-Decke die in eine Vielzahl von Schuppen zerlegte nächst höhere tektonische Einheit bildet, folgt auf der Mauthener Alm die durch die Fleons-Fazies plombierte Cellon-Kellerwand-Decke. Um die in diesem Raum überaus komplizierte Tektonik aufzulösen, ist es notwendig, den Zentralkarnischen Bogen in seine Ausgangsposition zu bringen. Dabei zeigt sich, daß das Biegengebirge westlich des Wolayersees, die Plenge, der Mahder- und Judenkopf, Gamskofel und der Mooskofel die ursprünglich westliche Fortsetzung des Cellon-Kellerwand-Zuges bildeten, also Teile dieser höchsten tektonischen Einheit sind. Faziell handelt es sich um verschiedene Flachwasserkarbonate des Silurs und Devons mit einer ordovizischen Basis, die, wie am Cellon ersichtlich, nach Norden in pelagische Folgen überleiteten. Infolge von West-Ost gerichteten Teilbewegungen, die der Zentralkarnische Bogen ausführte, sind die primären Zusammenhänge verloren gegangen bzw. lokal, wie an der Ostseite des Mooskofels oder zwischen Gams- und Mooskofel kam es zu Überschiebungen.

Der Rauchkofel ist gleichsam die „Drehscheibe“ des Zentralkarnischen Bogens, die hier eine zweifache Wiederholung von Ordoviz- bis Devonabfolgen bewirkt hat und die zusätzlich zwei ursprünglich getrennte Fazies (Uggwa/Himmelberg-Fazies im Ordoviz bzw. Plöcken/Wolayer Fazies im Silur) in engste Nachbarschaft gebracht hat.

- 5) Im Raum zwischen Mauthener Alm und Mooskofel fehlt also ein breiter Streifen jener Ablagerungen, die im Osten zwischen der Feldkogeldecke und der Cellon-Kellerwand-Decke liegen. Es sind die hier zu höheren tektonischen Einheiten (Rauchkofel-Schuppen-Decke, Bischofalm-Schuppen-Decke) umgestalteten, ehemals nördlich des Cellon-Kellerwand-Zuges beheimateten pelagischen Ablagerungen, die variszisch zu einem Faltengebirge geformt wurden, heute aber infolge späterer nordvergenger Bewegungen in Schuppendecken zerlegt sind.

Diese tektonischen Ereignisse teilen wir auf die variszische und alpidische Orogenesen gleichermaßen auf, da das postvariszische Deckgebirge diesem Schuppengebilde aufliegt, andererseits aber selbst von einer kompressiven Tektonik mit Deckenbau und Schuppung betroffen ist.

- ⑥ Im Norden der Plenge folgt ein nach Osten zu auskeilender Schieferstreifen, der hier als „Nordzone“ ausgedehnt wurde. Seine tektonische Beziehung zum hier vorgelegten Bauschema kann u. E. erst nach Beendigung der Aufnahmearbeiten auf den westlichen Kartenblättern befriedigend geklärt werden.

Literatur

- ALBERTI, G. K. B.: Neue oberilurische sowie unter- und mittel-devonische Trilobiten aus Marokko, Deutschland und einigen anderen europäischen Gebieten. – *Senck. leth.*, **48**, 481–509, Frankfurt 1967.
- ALBERTI, G. K. B.: Zur Tentakulitenführung im Unter- und Mitteldevon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (in Druck).
- AMEROM, VAN, H. W. J., FLAJS, G. & HUNGER, G.: Die „Flora der Marinelli-Hütte“ (mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **37-3**, 1–41, Heerlen 1984.
- BANDEL, K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 197–234, Wien 1969.
- BANDEL, K.: Paläökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – *Palaeontographica*, **141**, Abt. A, 1–117, Stuttgart 1972.
- BANDEL, K.: Deep-water limestones from the Devonian–Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **1974/1**, 93–115, Oxford 1974.
- BANDEL, K. & BECKER, G.: Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senck. leth.*, **56**, 1–83, Frankfurt 1975.
- BOUCOT, A. J.: The Eospiriferidae. – *Palaeontology*, **5**, 682–711, London 1963.
- BUCH, L. v.: Über die Karnischen Alpen. – *Leonhards Miner. Taschenb.*, **18**, 2. Abt., 396–437, Frankfurt/Main 1824.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota I-Dalla progressiva O alla progressiva 1000 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **84**, 27–36, Roma 1965.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota II-Dalla progressiva 1000 alla progressiva 2920 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **87**, 183–193, Roma 1968.
- DEROO, G., GAUTHIER, J. & SCHMERBER, G.: Etudes d'environnements carbonates a propos du Devonien des Alpes Carniques. – In: OSWALD, D. H. (Ed.), *Internat. Symp. Devonian System*, **II**, 307–323, Calgary (Alberta Soc. Petrol. Geol.) 1967.
- EBNER, F.: Das Paläozoikum des Eiferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 155–193, Wien 1973a.
- EBNER, F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereichs am Eiferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **33**, 36–49, Graz 1973b.
- EBNER, F.: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **34**, 3–24, Graz 1973c.
- ERBEN, H. K.: Über die Tropicocoryphinae (Tril.) – *Liefg. 1*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **125**, 170–211, Stuttgart 1966.
- ERBEN, H. K.: Faunenprovinzielle Beziehungen zwischen unterdevonischen Trilobiten der Karnischen Alpen und Zentralasiens. – *Carinthia II*, **27**, Sh., 17–18, Klagenfurt 1969.
- ERBEN, H. K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O. H.: Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – *2. Intern. Silur/Devon-Symposium*, 71–79, Stuttgart 1962.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H. P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G.: Zu den Basisbildungen der Auernigsschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 243–255, Wien 1976.
- FERRARI, A. & VAI, G. B.: Revision of the Famennian Rhynchonellid Genus *Plectorhynchella*. – *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2a, **39**, 1971, 163–220, Bologna 1973.
- FLAJS, G. & PÖLSLER, P.: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipeline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). – *Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1965**, 305–308, Wien 1965.
- FLÜGEL, E.: Revision der devonischen Hydrozoen der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **66**, 41–60, Klagenfurt 1956.
- FLÜGEL, E.: Eine mitteldevonische Korallen-Stromatoporen-Fauna vom Plöcken-Paß (Kleiner Pal-Westflanke, Karnische Alpen). – *Carinthia II*, **68**, 49–61, Klagenfurt 1958.
- FLÜGEL, E. & GRAF, W.: Aufnahmen 1958 auf Kartenblatt Köttschach (197). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1959**, A 17–A19, Wien 1959.
- FLÜGEL, E. & GRAF, W.: Ein neuer Fund von *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTH.) ZEILLER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **69**, 41–42, Klagenfurt 1959.
- FLÜGEL, H.: Neue Graptolithen aus dem Gollandium der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **63**, 22–26, Klagenfurt 1953.
- FLÜGEL, H.: Revision der ostalpinen Heliolitina. – *Mitt. Museum Bergb., Geol., Techn.*, **17**, 55–101, Graz 1956.
- FLÜGEL, H.: Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – *Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1965**, 289–297, Wien 1965.
- FLÜGEL, H., GRAF, W. & ZIEGLER, W.: Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1959**, 153–167, Stuttgart 1959.
- FLÜGEL, H. W. & KROPFITSCH-FLÜGEL, M.: ammonioidea palaeozoica. – *Cat. Foss. Austriae*, **Vle1**, 31 S., Wien 1965.
- FLÜGEL, H. W., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H. P. & VAI, G. B.: Carnic Alps. In: *The Silurian-Devonian Boundary*. – *IUGS Series A*, No. **5**, 126–142, Stuttgart 1977.
- FRANKAVILLA, F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. – *Giorn. Geol.*, (2), **33**–1965, 493–526, Bologna 1966.
- FRECH, F.: Über das Devon der Ostalpen nebst Bemerkungen über das Silur und einem paläontologischen Anhang. – *Zt. Dt. Geol. Ges.*, **43**, 659–737, Berlin 1887.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Verl. Max Niemeyer) 1894.
- FRITZ, A.: Beitrag zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der Karnischen Alpen [Kärnten]. – *Carinthia II*, **166/86**, 175–196, Klagenfurt 1976.
- GAERTNER, H. R. von: Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Karnischen Alpen. – *Mitt. Naturw. Ver. Steiermark*, **63**, 111–118, Graz 1927.
- GAERTNER, H. R. von: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **102**, 113–199, Wien 1931.
- GAERTNER, H. R. von: Silurische und tiefunterdevonische Trilobiten und Brachiopoden aus den Zentralkarnischen Alpen. – *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **51**, 188–252, Berlin 1931.
- GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Abh. Geol. B.-A.*, **31**, 43 S., Wien 1974.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der palaeozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1894**, 102–119, Wien 1894.
- GEYER, G.: Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1895**, 60–90, Wien 1895.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Ob. Drauburg und Mauthen mit Erläuterungen. – 85 S., Geol. R.-A., Wien 1901.
- GÖDDERTZ, B.: Zur Geologie und Conodontenstratigraphie der Rauchkofelböden und des Rauchkofel in den Zentralen Karnischen Alpen. – *Unveröff. Dipl.-Arb.*, Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 88 S., Bonn 1982.
- GORTANI, M.: Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – *Boll. Soc. geol. Ital.*, **25**, 257–276, Roma 1906.

- GROESSENS, E.: Hypotheses concernant l'Evolution de Conodontes utiles à la Biostratigraphie du Dinantien. – Intern. Symp. on Namur 1974, Publ. no. 16, 16 S., Bruxelles 1975.
- HAAS, W.: Trilobiten aus dem Silur der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, 27. Sh., S. 23, Klagenfurt 1969.
- HAUER, F. von: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. – *Jb. Geol. R.-A.*, 18, 1–44, Wien 1868.
- HERITSCH, F.: Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 137, 303–338, Wien 1928.
- HERITSCH, F.: Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 138, 413–423, Wien 1929.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz, Graz 1936.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. In: HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 26 (1933), 163–180, Wien 1934.
- HIGGINS, A. C.: Conodont zonation of the late Viséan–early Westphalian strata of the south and central Pennines of northern England. – *Bull. Geol. Surv. Great Britain*, 53, 90 S., London 1975.
- HIGGINS, A. C.: The distribution of conodonts in relation to the palaeogeography of late Viséan–Namurian time. – In (NEALE & BRASIER, Eds.): *Microfossils from recent and fossil shelf seas*. – 37–51, Chichester (Ellis Horwood) 1981.
- HIGGINS, A. C. & BOUCKAERT, J.: Conodont Stratigraphy and Palaeontology of the Namurian of Belgium. – *Mém. Expl. Cartes Géol. et Minières de la Belgique*, 1968, 10, 64 S., Bruxelles 1968.
- HIGGINS, A. C. & WAGNER-GENTIS, C. H. T.: Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. – *Palaeontology*, 25, 313–350, London 1982.
- HOMANN, W.: Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer-Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – *Senck. leth.*, 53, 135–313, Frankfurt 1972.
- HOUSE, M. R. & PRICE, J. D.: Devonian ammonoid faunas of the Carnic Alps. In: *Field Trip A - Carnic Alps*, 14–15. – *Abh. Geol. B.-A.*, 35, Wien 1980.
- HUNGER, G.: Zur Geologie des Hochwipfelflysches zwischen Collina und dem Plöckenpaß in den Zentralen Karnischen Alpen. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn*, 67 S., Bonn 1984.
- JAEGER, H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, 1968, 155–159, Wien 1968.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, 1969, 173–177, Wien 1969.
- JAEGER, H.: Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). – *Carinthia II*, 165/85, 111–126, Klagenfurt 1975.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P.: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1968, 149–155, 1 Abb., Wien 1968.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie/Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1970, 85–90, Wien 1970.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Ordoviz/Silur-Profil im Nöblinggraben (Karnische Alpen, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1977, 349–359, Wien 1977.
- JAEGER, H., HAVLÍČEK, V. & SCHÖNLAUB, H. P.: Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 271–289, Wien 1975.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Carinthia II*, 170/90, 403–444, Klagenfurt 1980.
- JHAVERI, R. B.: Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – *Palaeontographica Abt. A*, 133, 146–176, Stuttgart 1969.
- KAHLER, F.: Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – *Carinthia II*, 41. Sh., 107 S., Klagenfurt 1983.
- KODSI, M. G.: Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, 576–607, Wien 1971.
- KRAUSE, P. G.: Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1906, 64–68, Wien 1906.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Revision der altpaläozoischen Sorosphaeren (Foram.). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1971, 171–180, Stuttgart 1971.
- KRIZ, J.: New genera of Cardiolidae (Bivalvia) from the Silurian of the Carnic Alps. – *Vest. Ustred. Ustav Geol.*, 49, 171–176, Prague 1974.
- KRIZ, J.: Silurian Cardiolidae (Bivalvia). – *Sbornik geol. ved. (J. Geol. Sciences), Paleontologie*, 22, Prague 1979.
- KÜPPER, H.: Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. – *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beilagenbd.* 57, Abt. B, 43–86, Stuttgart 1927.
- LEDITZKY, H. P.: Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Carinthia II*, 163/83, 169–177, Klagenfurt 1973.
- LANGER, W.: Foraminiferen aus dem Alt-Paläozoikum der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, 159/79, 34–60, Klagenfurt 1969.
- MANARA, C. & VAI, G. B.: La Sezione e i conodonti del Costone Sud del M. Rauchkofel (Paleozoico, Alpi Carniche). – *Giorn. Geologia Ann. del Mus. Geol. di Bologna*, 36 (1968), 441–514, Bologna 1970.
- MANZONI, M.: Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – *Giorn. Geol.*, 33-1965, 461–488, Bologna 1966.
- MANZONI, M.: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua. – *Giorn. Geol.*, 34-1966, 641–684, Bologna 1966.
- MARTIN, F.: Sur quelques Acritarches Llandoveriens de Cellon (Alpes Carniques Centrales, Autriche). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1978, 35–42, Wien 1978.
- MÜLLER, K. J.: Die Gattung *Palmatolepis*. – *Abh. senck. naturf. Ges.*, 494, 1–70, Frankfurt 1956.
- MÜLLER, K. J.: Nachweis der Pericyclus-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1959, 90–94, Stuttgart 1959.
- MÜLLER, K. J.: Bürstenbildung bei Conodonten. – *Paläont. Z.*, 43, 64–71, Stuttgart 1969.
- METCALFE, I.: Conodont zonation and correlation of the Dinantian and early Namurian strata of the Craven Lowlands of northern England. – *Inst. Geol. Sciences, Rept.* 80/10, 70 S., London 1980.
- PAPP, A.: Beobachtungen am Profil des Seekopfssockels am Wolayersee in den zentralen Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, 152/72, 79–90, 3 Abb., Klagenfurt 1962.
- PERRI, M. C. & SPALLETTA, C.: Conodonti e biozonatura del Frasniano (Devoniano sup.) di Pramasio, Alpi Carniche. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 19/1980, 281–310, Modena 1980.
- PERRI, M. C. & SPALLETTA, C.: *Ancyrodella pramosica* n. sp. from the Lower Frasnian of the Carnic Alps. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 20/1981, 93–98, Modena 1981.
- PŁODOWSKI, G.: Glattschalige Atrypacea aus den Zentralkarnischen Alpen und aus Böhmen. – *Senck. leth.*, 52, 285–313, Frankfurt 1971.
- PŁODOWSKI, G.: Rhynchonellacea aus den Zentralkarnischen Alpen. – *Senck. leth.*, 54, 65–103, Frankfurt 1973.
- POHLER, S.: Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – *Unveröff. Di-*

- plomarb., Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 134 S., Bonn 1982.
- PÖLSLER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest-Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – *Carinthia II*, 157/77, 37–58, Klagenfurt 1967.
- PÖLSLER, P.: Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 355–398, Wien 1969a.
- PÖLSLER, P.: Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 399–440, Wien 1969b.
- RISTEDT, H.: Zur Revision der Orthoceratidae. – *Abh. math.-naturw. Kl., Akad. Wiss.*, 1968, 213–287, Mainz 1968.
- SCHNABEL, W.: Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 191–206, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 265–320, Wien 1969a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 321–354, Wien 1969b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 306–315, Wien 1970.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Problematik der Conodonten-Chronologie an der Wende Ordoviz/Silur mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Llandovery. – *Geologica et Palaeontologica*, 5, 35–57, Marburg 1971a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Palaeo-Environmental Studies at the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. – *Mem. B.R.G.M.*, 73, 367–376, Paris 1971b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, 122, 97–111, Hannover 1971c.
- SCHÖNLAUB, H. P.: New Data on the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. – In: *Third Intern. Symp. Ordov. System, Program & Abstracts*, S. 11, Columbus, Ohio (The Ohio State University) 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 S., Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Carnic Alps. Field trip A. – *Guidebook Second European Conodont Symposium*. – *Abh. Geol. B.-A.*, 35, 5–57, Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1978 über Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1979, A154–A155, Wien 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1980, A131–A134, Wien 1983.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Devonian Conodonts from section Oberbuchach II in the Carnic Alps (Austria). – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (in Druck).
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Carinthia II*, 165/85, 83–96, Klagenfurt 1975.
- SCHOUPPE, A.: Korallen und Stromatoporen aus dem ef der Karnischen Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 99, 379–450, Stuttgart 1954.
- SCHWINNER, R.: Profile durch die Schuppenzone des Wolaier Gebietes. – In: *Geologie der Karnischen Alpen* (von F. HERITSCH & R. SCHWINNER). – *Jb. Geol. B.-A.*, 75, 249–270, Wien 1925.
- SPALLETTA, C., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 20, 243–265, Bologna 1980.
- SPALLETTA, C., PERRI, M. C. & VAI, G. B.: Pattern of conodont reworking in the Upper Devonian of the Alps: palaeoenvironmental and palaeotectonic implications. – *Lethaia*, 16, 51–66, Oslo 1983.
- SPALLETTA, C. & VAI, G. B.: Upper Devonian Intraclast Parabreccias interpreted as seismites. – *Marine Geology*, 55, 133–144, Amsterdam 1984.
- SPITZ, A.: Geologische Studien in den zentralkarnischen Alpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 2, 278–334, Wien 1909.
- STACHE, G.: Entdeckung von Graptolithenschiefer in den Südalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1872, 234–235, Wien 1872.
- STACHE, G.: Der Graptolithenschiefer am Osternig-Berge in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailthaler Gebirges und für die Gliederung der paläozoischen Schichtreihe der Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 23, 175–248, Wien 1873.
- STACHE, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 24, 135–272, Wien 1874.
- STACHE, G.: Über die Verbreitung silurischer Schichten in den Ostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1879, 216–223, Wien 1879.
- STACHE, G.: Aus dem Westabschnitt der Karnischen Hauptkette. – Die Silurformation des Wolayer Gebirges und des Peralba-Silvella-Rückens. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1883, 210–216, Wien 1883.
- STACHE, G.: Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, 36, 277–378, Berlin 1884.
- STUR, D.: Fossile Pflanzenreste aus dem Schiefergebirge von Tergove in Croatien. – *Jb. Geol. R.-A.*, 18, 131–138, Wien 1886.
- SUOSS, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Alpen. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 57, 230–277, 763–806, Wien 1868.
- SUOSS, E.: Über ein Vorkommen von Fusulinen in den Alpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1870, 4–5, Wien 1870.
- TARAMELLI, T.: Osservazione stratigraphiche sulle valli del Degano e della Vinadia in Carnia. – *Ann. R. Istituto tecnico di Udine*, II, Udine 1869.
- TIETZ, G. F.: Petrographische und geochemische Untersuchungen an einer kondensierten Kalkbank des unteren Silurs der Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 207–242, Wien 1976.
- TIETZE, E.: Beiträge zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärntens. – *Jb. Geol. R.-A.*, 20, 259–272, Wien 1870.
- UNGER, F.: Anthrazitlager in Kärnten. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, 60, 18 S., Wien 1869.
- VAI, G. B.: Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche). – *Giorn. Geol.* (2), 30, 137–198, Bologna 1963.
- VAI, G. B.: Il problema del limite Siluriano-Devoniano e di risultati di tre Convegni Internazionali. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84 (n. 4), 192–212, Roma 1965.
- VAI, G. B.: Le Dévonien inférieur biohermal des Alpes Carniques Centrales. – *Colloque sur le Dévonien inférieur* (Rennes 1964), paru 1967. – *Mem. B.R.G.M.*, 33, 285–300, Paris 1967.
- VAI, G. B.: Formazione del paleozoico antico. – In: *Note illustrative F 4c-13 „Monte Cavallino-Ampezzo“*. – *Serv. Geol. d'Italia*, 108 S., Roma 1971.
- VAI, G. B.: Distribution of *Karpinskia* in the Lower Devonian of Mount Coglians (Carnic Alps). – *Trudy III Me. Simp. Silura/Devona*, 2, 75–79, russisch, Leningrad 1973.
- VAI, G. B.: Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13/1 (1974), 7–37, Bologna 1976.
- VAI, G. B.: Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – *Lethaia*, 13, 79–91, Oslo 1980.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 85, 28–52, Wiesbaden 1957.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 41, 106 S., Wiesbaden 1964.