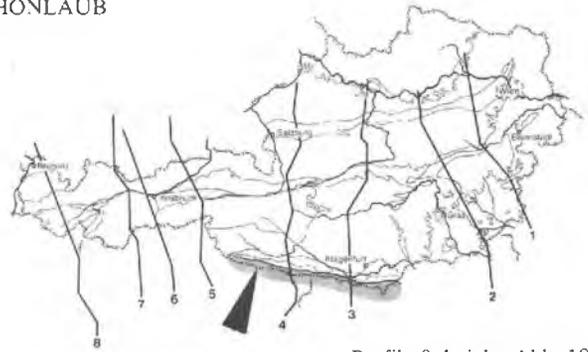


3.11. Die Südalpen (Karnische Alpen – Südkarawanken)

VON FRANZ KARL BAUER und HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit den Abbildungen 119 bis 130



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.11.1. Übersicht

Die Karnischen Alpen und Karawanken bilden im Süden Österreichs den Grenzkamm gegen Italien und Jugoslawien. Beide Gebirge haben vor allem durch ihre reich gegliederten paläozoischen Schichtfolgen an der Basis der südalpinen Trias Berühmtheit erlangt. Zahlreiche, heute als klassisch zu wertende Arbeiten brachten dies früh zum Ausdruck.

Die Karnischen Alpen sind eine 7–8 km breite Gebirgskette, die über eine Strecke von 190 km von Sillian bis Arnoldstein reicht. Während im Westteil der Karnischen Alpen der Landschaftscharakter durch das Nebeneinander von weichen Schiefer- und schroffen Kalkbergen geprägt wird, die bis 2678 m Höhe (Pfannspitze) erreichen, bestimmen im Mittelteil die schroffen und imponierenden Gipfel des Kalkhochgebirges (Hohe Warte, 2780 m) mit besonders hohen Felshängen beiderseits der Plöckenpaß-Straße die Landschaft. Sobald die Kalkberge nach Ost-südosten abschwanken, weichen sie einem al-reichen Gebirge geringerer Höhe, das aber durch Kalkberge aus Devon-, Perm- und Triaskalk besondere Akzente erhält (Roßkofel 2239 m; Trogkofel, 2279 m; Gartnerkofel, 2195 m). Der östlichste Teil schließlich ist vorwiegend begrünt und meist unter 2000 m hoch. Von Tröpolach ostwärts modellieren die Bänderkalkzüge mit Gehängeleisten die steilen Nordhänge zum Gailtal. Im Gebiet nördlich vom Naßfeld gibt es zwei großflächige Gebiete mit Hangbewegungen; diese und die Erosionskraft der Bäche sind Auswirkungen der hier besonders großen Niederschlagsmengen. Die westlichsten Karawanken sind auch morphologisch eine niedrige Fortsetzung der Karnischen Alpen.

Die Südkarawanken sind ein Gebirgsstamm, der südlich Villach beginnt und im Großen Mit-

tagskogel (2143 m) kulminiert. Bei Feistritz weicht er nach Ost-südosten ab und bildet nun einen südlichen Bergzug der Karawanken mit Hochstuhl (2237 m), der Koschuta (2136 m) und der Uschowa (1929 m). Hier findet man Berge, die zwar schroffe, begrünte Südhänge, aber oft eindrucksvolle Steilwände als Nordhänge haben. Weichere Vorberge sind im Norden vorgelagert und grenzen an die Nordkarawanken. Im Sebergauaufbruch stehen Berge nicht höher als 1750 m, aber mit gesteinsbedingten mannigfachen, vorherrschend sanfteren Formen. Darüber erheben sich im Südosten als beherrschendes Kalkmassiv die Steiner Alpen (2558 m).

Eine markante Störungszone (= Periadriatisches Lineament, Alpin-dinarische Naht, Gailtal-linie etc.) trennt das Paläozoikum des Südens von Kristallin, Karbon und permomesozoischem Deckgebirge im Norden (Drauzug, Nordkarawanken). Diese Störung stellt zugleich die Grenze zwischen den Ostalpen und den Südalpen dar (vgl. Kap. 3.10.4.). Weiter im Süden befindet sich das breite Bergland, das aus der auf dem Paläozoikum abgelagerten südalpinen Trias besteht. Durch einen Querbruch abgesetzt (= Gailitzer Furche), folgen östlich Arnoldstein die Westkarawanken als natürliche Fortsetzung der Karnischen Alpen. Wie im Westen bilden hier ebenfalls paläozoische Gesteine den Sockel jüngerer Sedimente, doch sind letztere so weit nach Norden vorgeschoben, daß die ältere Unterlage gegen Osten zu auf einen immer schmälere werdenden Streifen reduziert bzw. von jungtertiären Ablagerungen bedeckt wird. Auf diese Weise endet im Worounitza-Graben zwar der geschlossene Zug des Paläozoikums, jedoch finden sich in der gleichen Position und in fazieller Übereinstimmung gegen Osten weitere kleine

Vorkommen, wie etwa am Nordrand des Mittagkogels, südlich Maria Elend, im Bären-, Boden- und im Loibltal. Es wird angenommen, daß dieses Alt- und Jungpaläozoikum längs E-W verlaufender Flächen (analog der Karawanken-Überschiebung) hochgeschleppt wurde, ursprünglich aber die Basis der Südalpen darstellte.

Der Verlauf des Periadriatischen Lineaments, das über Zell Pfarre und den Meleschniksattel ins Ebriachtal und weiter ins Remschenigtal zieht, bestimmt im Raum Eisenkappel die Zugehörigkeit verschiedener Paläozoikums-Vorkommen zu den Ost- bzw. Südalpen. Eine zusätzliche Untergliederung wird durch den schmalen, E-W streichenden „Granitzug von Eisenkappel“ ermöglicht, der im Remschenigraben südöstlich Eisenkappel von seinen altkristallinen Hüllgesteinen und einer Tonalitlamelle begleitet wird. Er unterteilt das „Eisenkappeler Paläozoikum“ in einen nördlichen und einen südlichen Streifen („Eisenkappel Nord“ bzw. „Eisenkappel Süd“). Während im Norden des Granits eine mehrere 100 m mächtige Diabas-Tuff-Serie unbekanntes Alters („Ebriacher Diabaszug“, Ordoviz?) vorherrscht, gleichen die Verhältnisse im Süden des Granits bemerkenswert gut jenen in den Karnischen Alpen. „Eisenkappel Süd“ kann darüber hinaus unter der Koschuta-Trias mit der reichsten Entwicklung des Paläozoikums in den Karawanken, der „Seeberger Aufbruchzone“ („Seeberger Paläozoikum“) verbunden werden, die sich am Loiblpaß durch die Überspannung von Koschuta- und Steiner Einheit schließt. Alle drei genannten Einheiten, nämlich Eisenkappel-Süd, Koschuta-Trias und Seeberg-Paläozoikum sind südalpine Bauelemente, die in modifizierter Form in den Karnischen Alpen wiederkehren.

Die stellenweise reiche Fossilführung in den Karnischen Alpen und im Seeberger Gebiet hat seit Mitte des vorigen Jahrhunderts weites Interesse unter Paläontologen und Geologen hervorgerufen (K. PETERS, D. STUR, E. SUESS, T. TARAMELLI, G. STACHE, E. TIETZE, F. TELLER, F. FRECH, G. GEYER, E. SCHELLWIEN u. a.). Nach dieser ersten Periode brachten vor allem die Arbeiten von M. GORTANI, P. VINASSA DE REGNY, H. R. VON GAERTNER, F. HERITSCH, E. HABERFELNER, K. METZ und F. KAHLER große Fortschritte in der Kenntnis des Paläozoikums. Sie beschäftigten sich vorwiegend mit Megafossilien

und schufen die Grundlagen der Stratigraphie, sei es in den Flachwasserräumen der zentralen Karnischen Alpen (Ordoviz-Devon), in den Graptolithenschiefer-Profilen, im Jungpaläozoikum des Naßfeld-Gebietes oder in der Umgebung des Seeberg-Passes in den Karawanken.

In der Nachkriegszeit fand die unbefriedigende Stratigraphie, die nur auf einzelnen Fossilfundpunkten basierte, ihre notwendige Ergänzung und Präzisierung durch neue mikropaläontologische Untersuchungsmethoden (Conodonten, Foraminiferen, Ostracoden, Pollen etc.). In enger Verbindung mit gleichzeitig durchgeführten großmaßstäblichen Aufnahmen gelang es, in bisher als fossilfrei geltende Räume einzudringen, fazielle Beziehungen aufzuzeigen und dadurch die Tektonik einer Lösung näherzubringen. Parallel zu diesen Arbeiten wurden auch verschiedene Fossilgruppen an neuen oder bekannten Fundpunkten aufgesammelt, bearbeitet oder revidiert.

Ein wichtiges Ergebnis ist die Erkenntnis, daß dem südalpinen Paläozoikum eine vermittelnde Stellung in der biographischen Entwicklung der Paläotethys zukommt. So zeigen beispielsweise die oberordovizischen Brachiopoden Beziehungen zu Böhmen, nach Südeuropa und nach Nordafrika; der Charakter der silurischen Faunen entspricht der Vorstellung einer einheitlichen Faunenentwicklung in dieser Zeit. Im Unterdevon weisen Trilobiten auf eine Mischung von herzynischen und uralo-tianschanischen Faunenelementen hin. Im Oberkarbon sind in der Brachiopoden- und Fusulinenfauna deutliche osteuropäische Einflüsse bemerkbar, während die Flora Beziehungen zu Westeuropa und zu Asien aufweist. Den hier gezeigten weltweiten Verbindungen stehen auf der anderen Seite freilich auch zahlreiche endemische Formen gegenüber (z. B. Korallen im Jungpaläozoikum).

Nach deutlichen Faziesunterschieden im Perm zwischen Karawanken und Karnischen Alpen einerseits und Drauzug und Kalkalpen andererseits (wobei vor allem die stärker marine Ausbildung im Süden auffällt) ist die Trias jener des Drauzuges und jener der Nördlichen Kalkalpen verwandter, jedoch keineswegs identisch. Vor allem in der Mitteltrias zeigen sich im Süden ausgeprägtere Riffbauten und kräftigerer Vulkanismus.

3.11.2. Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Westkarawanken und des Seeberger Aufbruchs

VON HANS PETER SCHÖNLAUB

3.11.2.1. Die paläozoische Schichtfolge

Hier werden üblicherweise zwei Entwicklungsabschnitte unterschieden, die durch die variszische Orogenese getrennt sind.

3.11.2.1.1. Der Unterbau (Ordovizium – Karbon)

Ordovizium

Die ältesten fossilführenden Schichten gehören in den Karnischen Alpen dem älteren Caradoc an. Auch nach Neuaufsammlungen von Fossilien konnten bisher keine älteren Stufen nachgewiesen werden, obwohl im Liegenden der Fossilhorizonte örtlich mächtige Schiefer auftreten können. H. P. SCHÖNLAUB (1971c) stellte einer feinklastischen „Stillwasserfazies“ eine gröber klastische „Bewegtwaterfazies“ gegenüber. Nach neuen Kartierungsdaten kann letztere besonders in den westlichen Karnischen Alpen stärker untergliedert werden, wo sie mit über 200 m mächtigen Porphyroiden verzahnt („Comelico-Porphyroid“). Altersgleich dürfte zumindest teilweise eine Lydit-Kieselschieferfazies sein, die freilich erst an wenigen Stellen gefunden werden konnte (z. B. Runseck südlich Birnbaum, Lesachtal).

Für die einzelnen Fazies werden häufig Lokalbezeichnungen verwendet. Der sandig-pelitischen *Uggwafazies* steht die *Himmelberger Sandsteinfazies* gegenüber, der in den westlichen Karnischen Alpen die bis 400 m mächtige *Tscharrknollen Fazies* (Psammite, Quarzite, Grauwacken) entspricht. Sie gehört wie andere Klastika zur *Val Vidsende Gruppe*, die insgesamt den lateralen Übergang vom oberordovizischen Comelico-Porphyroid zur Normalentwicklung kennzeichnet. In stark wechselndem Umfang beinhaltet die Val Vidsende Gruppe bis 500 m mächtige Vulkanoklastite („*Roßkar-Konglomerat*“), die im Osten bis zur Mauthner Alm reichen, die *Fleons-Grauwacken* mit Vulkanit-Komponenten, weiters helle Sandsteine, Quarzite und schließlich Bryozoen-schiefer. Die Untergrenze dieses mindestens 600 m mächtigen Schichtstoßes ist bisher nicht bekannt. Die früher ebenfalls ins Ordovizium gestellte Plengefazies hat vermutlich karbonisches Alter.

Eine Annäherung aller Fazies, verbunden mit dem Einsetzen von Karbonatgesteinen (Cystoideenkalken, Tonflaserkalken), vollzieht sich im Ashgill.

In den Westkarawanken gleicht die Ausbildung des Oberordoviziums dem der östlichen Karnischen Alpen. Im Seeberger Gebiet treten hingegen im Liegenden des Silurs bis 60 m mächtige Tuffe und saure Ignimbrite auf. Diese Verhältnisse erinnern an die westlichen Karnischen Alpen, sodaß vermutet werden könnte, daß der Comelico-Porphyroid und die Ignimbrite von Trögern gleich alt sind.

Am Ende des Ordoviziums sind in den Südalpen in auffallender Übereinstimmung mit anderen Gebieten regressive Tendenzen im Sedimentationsbild festzustellen. H. JAEGER et al. (1975) und H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB (1977) führen sie auf glazio-custatische Meeresspiegelschwankungen und Krustenbewegungen zurück, die ab jüngstem Ordovizium in Erscheinung treten.

Silur

Entgegen älteren Meinungen stellen die Unteren Schichten den Beginn des transgressiven Zyklus im Silur dar. Ihre Stellung an der Basis des Llandovery wurde neuerdings durch Graptolithenfunde fixiert. In der Schalenfazies ist demgegenüber erneute Sedimentation frühestens ab dem mittleren Llandovery nachzuweisen, in extremen Fällen kann sogar Obersilur über Ordoviz liegen.

Das transgressive Silur liegt zwar immer konkordant, stets aber diskonform über Ordovizium. Je nach Intensität der vorangegangenen Vertikalbewegungen treten dazwischen Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf. Auffallende Gegensätze bestehen im Llandovery: So können die Äquivalente dieses Zeitabschnittes auf wenige Dezimeter kondensiert sein oder völlig fehlen; im Cellon-Profil geben beispielsweise kohlige Horizonte über den *Unteren Schichten* Hinweise auf zeitweises Trockenfallen des Sedimentationsraumes. Dem stehen im Nöblinggraben gleichzeitig *Graptolithenschiefer* mit Mächtigkeiten von 50–60 m gegenüber (H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1977)! Daraus folgt, daß in erster Linie tektonische Ereignisse das Bild des Silurs prägen. Geröllhorizonte mit Kristallinkomponenten, Rutschstrukturen und gradierte Bänke geben dieser Vorstellung, die ebenfalls für die Karawanken gilt, auch aus dem sedimentären Bereich recht. Danach ist die *Wolayer Fazies* durch silurische Schichtfolgen im Schwellenbereich charakterisiert; die *Plöckener Fazies* setzt hingegen

normal an der Basis des Silurs ein, ist jedoch innerhalb des Llandovery sehr lückenhaft. Sie wird durch einen bunten Wechsel verschiedener Kalktypen, insbesondere im tieferen Teil gekennzeichnet (Fe-reiche Schiefer und Eisenkalke: *Trilobitenschiefer*, *Aulacopleurenschichten*, *Kokkalk*). Die *Bischofalm-Fazies* stelle die Graptolithenschiefer-Entwicklung dar, die je nach Kalkgehalt Übergänge zur Plöckener Fazies zeigen kann.

Nach H. JAEGER (1968, 1977) kündigt sich im höheren eßi überregional ein Fazieswechsel mit Umschlag der Subsidenz an (z. B. *Cardiola-Niveau*). Er wirkt sich im Ablagerungsmilieu in der Umkehr der Mächtigkeiten zwischen Schalen- und Graptolithenschiefer-Fazies aus.

Der dominierende Fauneninhalt der einzelnen silurischen Schichtglieder spiegelt sich in der Namensgebung wider.

Devon

Kennzeichnendstes Merkmal des Devons ist die Faziesheteropie, die in den Südalpen im zeitgleichen Nebeneinander von Biogenschuttkalken mit Riffknospen, instabilen Flankensedimenten, Resedimenten, bituminösen Kalken, stark kondensierten Cephalopodenkalken und einer vom Silur fortdauernden Schiefer-Lydit-Fazies zum Ausdruck kommt. Dementsprechend gliederte sich der devonische Sedimentationsraum in Flachwasserareale mit zeitweiser Riffbildung von oft großer Mächtigkeit (viele hundert Meter), Lagunen und dazwischen liegende Becken.

Dieser faziellen Aufsplitterung entspricht auch die Änderung des Biotops (vgl. K. BANDEL, 1972, 1974; F. TESSENHORN, 1974, u. a.). In der *Flachwasserfazies* treten vorwiegend Crinoidenschuttkalke mit Korallen, Stromatoporen, Gastropoden, Bivalven, Bryozoen, Brachiopoden und Kalkalgen (Onkolithe und Stromatolithe) auf. Mit der Reduktion der Flachwasserflora und -fauna nehmen in der Übergangsfazies zur Beckenfazies planktonische Elemente zu. In der *Flaserkalkfazies* dominiert schließlich ein pelagisches Faunenspektrum mit Cephalopoden, Tentakuliten, Foraminiferen, Radiolarien und Conodonten. Die Schiefer- und Lyditfazies, auch als *Bischofalmgruppe* bezeichnet, ist in den Karnischen Alpen graptolithenstratigraphisch bis zur *Monograptus hereynicus*-Zone belegt; ob diese Fazies höher reicht und vielleicht mit oberdevonischen Lyditen zu verbinden ist, kann derzeit noch nicht sicher entschieden werden. Fest steht aber, daß auch in den Westkarawanken im Mitteldevon Lydite und Schiefer abgelagert wurden und ein Teil der Seebergschiefer ebenfalls ins Unter- und Mitteldevon gehört (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971; F. TESSENHORN, 1974).

Während in den Karnischen Alpen ab dem späten Frasné ein Faziesausgleich zugunsten einer pelagischen Entwicklung eintritt, die stellenweise bis ins Visé andauern kann, ist in den Karawanken gleichzeitig eine Tendenz zur Heraushebung des Sedimentationsstages festzustellen. Dies betrifft vor allem die Flachwasserräume, in denen im Oberdevon II generell das Riffwachstum endet. Im Beckenbereich werden dagegen im Famenne und vermutlich auch im Tournai lokal weiter Kalk abgelagert; sie wurden aber – wie unten ausgeführt wird – später größtenteils abgetragen und umgelagert (R. SCHULZE, 1968; H. P. SCHÖNLAUB, 1971b, F. TESSENHORN, 1974).

Karbon

Das Präflysch-Stadium des älteren Unterkarbons stellt die Fortführung der pelagischen Sedimentation des Oberdevons dar. Diese Sedimente überschreiten die Grenze Devon/Karbon ohne merkbare Diskontinuität. Während in zahlreichen Karbonatprofilen der Karnischen Alpen das Unterkarbon mit Hilfe meist reicher Conodontenfaunen genau gegliedert werden kann, ist dies derzeit in der Tonschiefer-Lydit-Folge noch nicht möglich.

Für das Karbon im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen ist die Feststellung von Bedeutung, daß zumindest örtlich bis in die *Scalio gnathus anchoralis*-Zone, d. h. bis in die *Pericyclus*-Stufe, kontinuierliche Sedimentation stattfand. Diese Entwicklung wird durch maximal 20 m mächtige Kalke dokumentiert. Die Mehrzahl der Profile endet jedoch früher; in einigen Fällen wird die Frasné/Famenne-Grenze nicht überschritten. Die Frage, ob diese Erscheinung auf Omission, submarine Lösung, Erosion oder subaerischen Abtrag zurückzuführen ist, konnte bisher in den Karnischen Alpen nicht mit Sicherheit beantwortet werden, obwohl bekannt ist, daß an einigen Stellen der *Hochwipselflysch* schwach diskordant den älteren Kalken auflagert und über den Devon-Karbon-Kalken Brekzienhorizonte auftreten können.

Die großen Fortschritte in der Stratigraphie des Unterkarbons, sei es in den Karnischen Alpen, den Karawanken, im Grazer Paläozoikum oder in der Grauwackenzone, berechtigen heute zur Annahme, daß der Umbau des Sedimentationsraums zum Flyschtrogl bereits im mittleren Visé und nicht, wie früher oft vermutet, nach dem Visé erfolgt ist.

Der Prozeß des Umbaus kommt einem orogenen Akt gleich. Er verlief im sedimentären Bereich strukturprägend und bewirkte darüberhinaus eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes. Winkeldiskordanzen, Karstreliefs, Spaltenbildung, Brekzien- und Kalkgeröllhori-

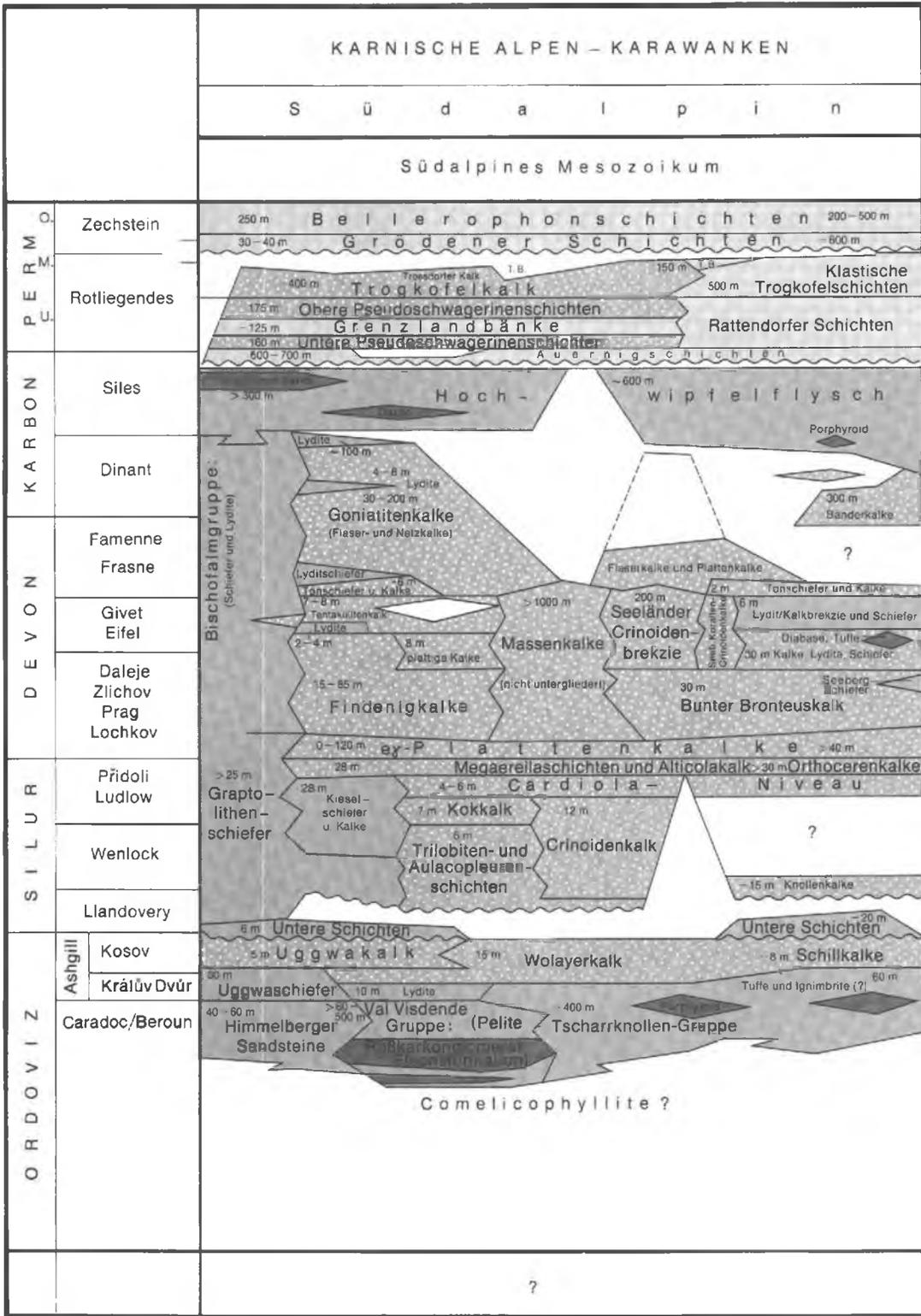


Abb. 119. Das Paläozoikum der Südalpen: Karnische Alpen, Südkarawanken (T. B. Tarviser Brekzie)

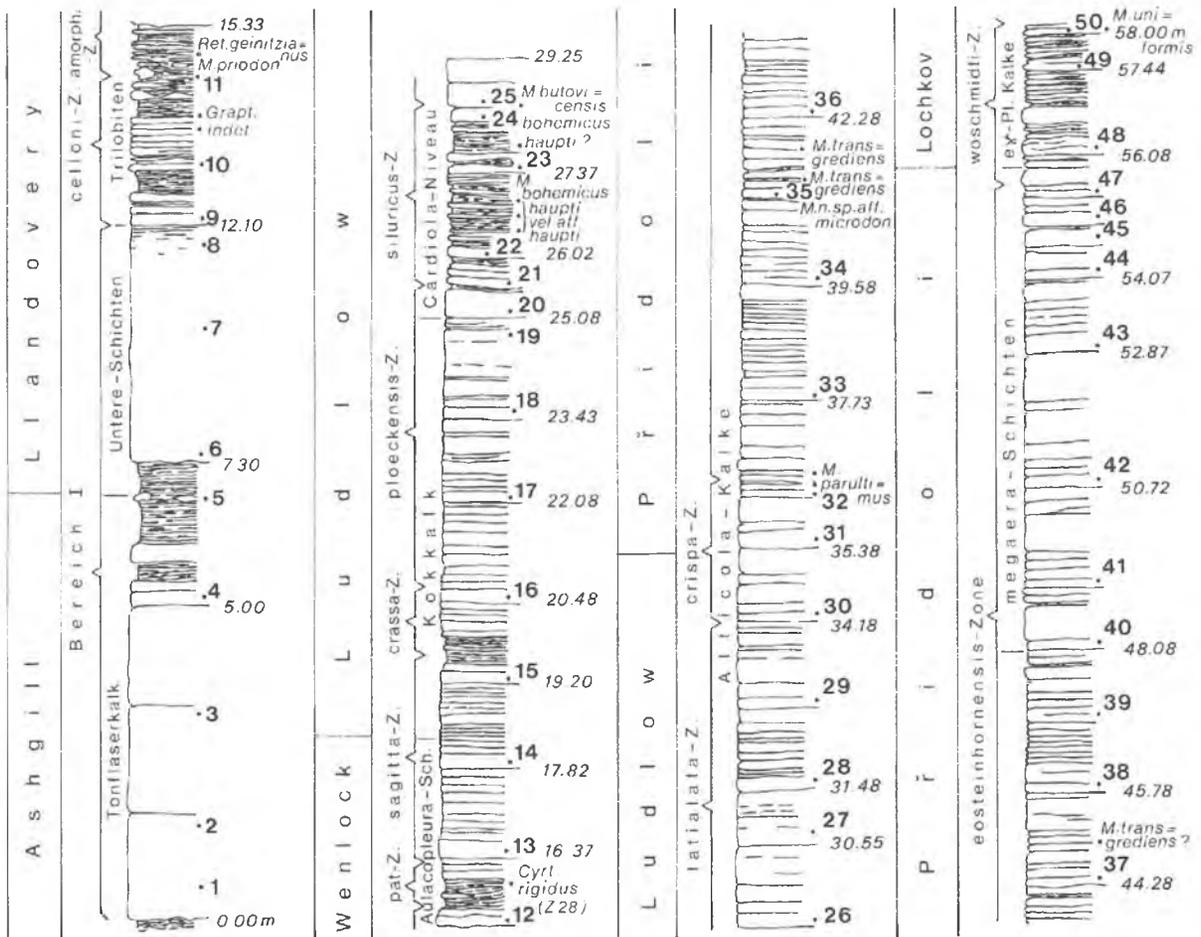


Abb. 120. Das klassische Profil des Silurs der Karnischen Alpen (Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß). Nach O. H. WALLISER (1964), ergänzt durch H. JAEGER (1975). Nummern 1–50 sind Angaben zur Conodontenbeprobung (vom Verfasser umgezeichnet)

zonte bezeugen dieses Ereignis. Im Unterkarbon III β , sicher aber vor den transgressiv auflagernden Kalken der Paragnathodus nodosus-Zone ist der Umbau abgeschlossen. Im Anschluß, d. h. entweder noch im jüngsten Visé oder an der Wende zum Namur, setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem Hinterland und der „Karnischen Geosynklinale“ (= Karnische Alpen + Karawanken) in den Südalpen Flyschsedimentation ein („Hochwipfelflysch“).

Der Schwierigkeit der stratigraphischen Einordnung der weit verbreiteten „Schiefer“ der Karnischen Alpen Rechnung tragend, schlugen F. KAHLER & K. METZ, 1955 den Begriff „Hochwipfelschichten“ vor. Sie verstanden darunter sämtliche feinklastischen Gesteine, von denen heute aber sichere ordovizische, silurische und devonische Anteile vom eigentlichen Hochwipfelkarbon unterschieden werden können.

Vielfach werden auch Vulkanite (Dazite etc.) dem karbonen Hochwipfelflysch zugeordnet. Biostratigraphische Fixpunkte innerhalb des Hochwipfelflysches lieferten palynologische Daten (F. FRANCAVILLA, 1966); sie geben einen zeitlichen Umfang von Namur B bis Westfal B an. Neben Sporen treten vereinzelt Pflanzenreste und Spurenfossilien auf (P. G. KRAUSE, 1906; F. TESSENHORN, 1971).

Nach F. TESSENHORN ist der karbonen Flysch der Karawanken besonders zu Beginn der Absenkung stark gegliedert. Übersteilung der Flanken, Instabilitäten und Bodenunruhen lösen zu dieser Zeit Rutschsedimente und Turbidite aus. Daneben charakterisieren häufige Einschaltungen von Fluxoturbiditen, konglomeratischen Grobturbiditen, Geröllströmen etc. das Sedimentationsbild der Auslösephase. Ihr folgt schließlich der mindestens 600 m mächtige „klassische

Flysch“ mit der bekannten Wechselfolge von Grauwacken, Siltsteinen, Lyditen und Tonschiefern sowie typischen Sedimentstrukturen und Spurenfossilien (*Dictyodora* etc.).

Die Schüttung der Turbidite ist meist longitudinal nach Westen, zuweilen aber auch nach Osten ausgerichtet. Dieses Bild deutet auf einen Trog mit Ost-West-Achse, in den Turbidite fächerförmig einfließen und sich longitudinal einpendelten.

Das Material der Flyschsedimente ist größtenteils untergrundbezogen. Daneben finden sich in den Karnischen Alpen und in den Karawanken Hinweise auf schwach- bis mesometamorphe Liefergebiete. Letztere sind nach W. SCHNABEL (1976) besonders in der jüngeren Hochwipfel-flysch-Zeit intensiv abgetragen worden.

3.11.2.1.2. Der Oberbau (Oberkarbon, Perm)

Jüngeres Oberkarbon

Die transgressive Auflage des postvariszischen Deckgebirges über dem gefalteten und verschuppten Unterbau ist in den Südalpen seit langem bekannt (vgl. F. TESSENHOHN, 1968; A. FENNINGER et al., 1976). Die Transgression der Auernigsschichten erfolgte ab dem Kasimov (älteres Stefan; K. L. GAURI, 1965; W. REMY, 1969; F. FRANCAVILLA, 1974) durch Geröllströme, die lokale und an Brüche gebundene Senken auffüllten. Die anschließende Normalsedimentation griff über diese Randbildungen des Karbonbekkens hinweg (A. FENNINGER et al., 1976).

Die maximal 700 m mächtigen Auernigsschichten werden nach ihrem Anteil an Karbonateinschaltungen nach Vorschlägen von F. HERITSCH et al., 1934, in folgende fünf Schichtgruppen untergliedert:

Obere kalkarme Schichtgruppe
 Obere kalkreiche Schichtgruppe
 Mittlere kalkarme Schichtgruppe
 Untere kalkreiche Schichtgruppe (Nölbling- und/oder Watschiger Gruppe)
 Untere kalkarme Schichtgruppe (Waidegger- und Waschbühel-Gruppe).

Während die Hauptverbreitung der tieferen Gruppen westlich des Naßfeldpasses liegt, sind die höheren Gruppen am Naßfeld detailliert untersucht worden. Aufgrund fazieller Unterschiede in beiden Räumen ist es derzeit jedoch nicht möglich, eine befriedigende Parallelisierung zwischen beiden Vorkommen durchzuführen.

Mit den Karbonatgesteinen in unregelmäßigem Wechsel treten in verschiedener Mächtigkeit in den Auernigsschichten klastische Gesteine auf, die alle Übergänge von Tonschiefern bis zu Konglomeraten zeigen. Das Sedimentationsgeschehen läßt jedoch kein zyklisches Verhalten erken-

nen. Ein charakteristisches Schichtglied der Auernigsschichten sind die bis 30 m mächtigen Quarzkonglomerat-Einschaltungen, deren mehr oder weniger monomikter Geröllbestand auf stete Reifung längs einer Küste hinweist. Sedimentstrukturen erlauben derzeit noch keine exakten Aussagen über Schüttungsrichtungen. Immerhin kann aber aufgrund von Schwermineralen und Quarzgeröllen auf saure magmatische Ausgangsgesteine geschlossen werden, die aus einem durch die variszische Orogenese geschaffenen Liefergebiet stammen, das sich von dem des Hochwipfel-flysch erheblich unterscheidet. Erste Untersuchungen von A. FENNINGER & K. STATTEGGER (1977) weisen zwar auf den schwach metamorphen, ordovizischen Sockel der westlichen Karnischen Alpen als Schuttlieferant hin, doch kommen dafür sicher auch größere Areale des variszischen Kristallins im Norden in Frage.

Dem lithologischen Wechsel folgend, kommt es in den *Auernigsschichten* zu einer mehrfachen Wiederholung von marinen Faunen und Landpflanzen. Dieser nahezu weltweit bekannte Rhythmus wird als Auernigsrhythmus bezeichnet, der u. a. als Ausdruck verschieden großer Transportkraft des Wassers, der Anlieferung vom Land her und der Umlagerung längs einer Küste, verbunden mit der biogen gesteuerten Bildung von Kalkbänken, verstanden wird (vgl. F. KAHLER, 1955; A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1972).

Kennzeichnende Faunen- und Florenelemente des jüngsten Karbons sind Algen, Fusulinen und andere Foraminiferen, Sphinctozoen, Korallen, Conulaten, Bivalven, Gastropoden, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten sowie Echinodermaten. Terrestrische Florenelemente treten teilweise gehäuft in feinklastischen Gesteinen auf.

Perm

Äquivalente des Perms treten in den Karnischen Alpen und in den Karawanken im Verband mit südalpiner Trias oder von ihr tektonisch getrennt auf. In der Umgebung des Naßfelds erreichen sie eine maximale Mächtigkeit von 1200 m; hier bauen sie markante Kalkmassive auf (Troglkofel, Zweikofel etc.) oder formen entsprechend ihrer Lithologie sanftere Kuppen. Im Seeberger Aufbruch überwiegen die klastischen Schichtglieder des Perms; die Hauptvorkommen von Troglkofelkalk und Tarviser Brekzie sind hier dem Gipfel der Koschuta im Südosten vorgelagert.

Die *Rattendorfer Schichten* (F. HERITSCH et al., 1934) des älteren Unterperms (Assel-Stufe) umfassen klastische und karbonatische Gesteine. Nach ihrer lithologischen Ausbildung und den

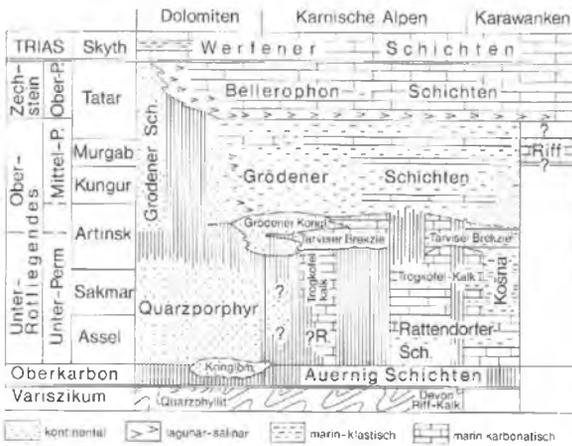


Abb. 121. Die Gliederung des Perms in den Dolomiten, den Karnischen Alpen und in den Karawanken (nach W. BUGSICH, 1978, Ausschnitt)

charakteristischen Fusulinen können sie in die *Unteren Pseudoschwagerinenschichten* (mit *Pseudoschwagerina alpina* F. & G. KAHLER), *Grenzlandbänke* (mit *Pseudoschwagerina confinii* F. & G. KAHLER) und in die *Zellia*-führenden *Oberen Pseudoschwagerinenschichten* untergliedert werden. Ihnen kommt die Bedeutung von „formations“ zu.

Die bis 160 m mächtigen Unteren Pseudoschwagerinenschichten, die auch in den Karawanken (Koschuta-Basis) durch Fusulinen nachgewiesen sind, kennzeichnen aufgrund ihrer litho- und biofaziellen Merkmale zyklische Abfolgen mit transgressiven und regressiven Tendenzen (Klastika, Kalke). Sie stellen Ablagerungen im küstennahen, bathymetrisch gegliederten Innenschelfbereich dar. Nach diesem Sedimentationsverhalten unterscheiden sie sich von den Auernigschichten, die wohl lithologische Ähnlichkeiten mit den Unteren Pseudoschwagerinenschichten aufweisen, jedoch einen noch stärkeren Festlandseinfluß erkennen lassen und daher eine andere paläogeographische Situation widerspiegeln. Wie im jüngsten Karbon geben die Schwerminerale in den Klastika Hinweise auf saure Intrusiva und schwach metamorphe Komplexe im Hinterland. Letztere treten nach oben zu stärker in Erscheinung.

Die Grenzlandbänke, bisher aus dem österreichischen Anteil der Südalpen nur aus den Karnischen Alpen durch Fossilien belegt, sind eine klastische Entwicklung und werden maximal 125 m mächtig. Sie können als rekurrente Fazies der kalkarmen Schichtgruppen der Auernigschichten aufgefaßt werden und deuten wie diese einen hochenergetischen Ablagerungsraum mit wechselnden Strömungsverhältnissen in Küsten-

nähe an. Die Transportrichtung pendelt zwischen Nord-Süd bzw. Süd-Nord, ein Umstand, der auf eine Ost-West verlaufende Küstenlinie schließen läßt.

Für die Grenzlandbänke sind vor allem konglomeratische, linsig struierte Einlagerungen innerhalb feinklastischerer Partien charakteristisch; Kalkbänke treten hingegen stark zurück. Während im tieferen Anteil noch das gleiche Liefergebiet wie in den Unteren Pseudoschwagerinenschichten schütten dürfte, tritt nach oben zu ein Einfluß von sauren Eruptiva hinzu (G. F. TIETZ, 1975). Dieser Wechsel geht offenbar einher mit der nun von Nord nach Süd gerichteten Schüttung klastischer Gesteine.

In den bis 175 m mächtigen Oberen Pseudoschwagerinenschichten überwiegen Kalke, nur im basalen Teil treten grobklastische Einschaltungen auf. Die Dominanz von generell vielfältigeren und artenreicheren Faunen und Floren im Vergleich zu den tieferen Schichten spricht für einen gut durchlichteten Ablagerungsraum am stetig absinkenden Außenschelf. Regelmäßig wiederkehrende Organismen-Assoziationen könnten hierbei eine laterale ökologische Zonierung andeuten, die der Verschiebung der Küstenlinie entsprechen könnte.

Die *Trogkofelkalke* (= karbonatische Trogkofelschichten) gehen aus den gebankten Oberen Pseudoschwagerinenschichten hervor. Es handelt sich um maximal 400 m mächtige, massige und meist helle Kalke mit Brachiopoden, Korallen und Algen. Mikrofaziell können Tubiphyten-Biomikrite, Tubiphyten-Bryozoen-Intrabiomikrite und Biosparite mit Dasycladaceen unterschieden werden, die sich in wechselnder Menge am Aufbau der als Schelfrand-Riffe gedeuteten Karbonate beteiligen. Dieser Fazies ist am Außenschelf eine Plattform-Entwicklung mit gebankten Kalken, Einschaltungen von Sandsteinen und Quarzkonglomeraten benachbart, die z. T. über das Wachstum der „Trogkofel-Riffe“ andauern kann.

Der Karbonatentwicklung gegenüberstehend, werden mit wahrscheinlich größerer Ausdehnung im küstennahen Innenschelfbereich abgelagerte „*Klastische Trogkofelschichten*“ beschrieben, die bis 500 m mächtig werden. Ihre Verbreitung ist bisher nur in Slowenien sicher nachgewiesen, doch mehren sich Anzeichen, daß diese Entwicklung über den Wurzenpaß bis in den Raum des Naßfelds ausgreifen könnte.

Im Mittelperm tritt in dieser Entwicklung eine Zäsur ein. Sie wird durch synsedimentäre Bruchtektonik eingeleitet, die im Zusammenhang mit der Saalischen Phase an der Wende Unter-/Mittelperm steht und die permische Karbonatplattform zerlegt. Als Folge submarinen Abtrags und

subaerischer Erosion kommt es örtlich zur Bildung von Brekzien und Konglomeraten („Tarviser Brekzie“), die vorwiegend aus Lokalschutt zusammengesetzt sind.

Die *Tarviser Brekzie* geht im Hangenden meist unscharf in die *Grödener Schichten* über. Dieses durch seine intensive Rotfärbung auffallende Schichtglied erreicht in den Karnischen Alpen und Westkarawanken eine Mächtigkeit von 30–60 m. Es besteht hier zu 50–70% aus karbonatreichen Ton-Silten mit Dolomitlagen und Dolomitknollen, wogegen sandige Einlagerungen stark zurücktreten. Neuerdings konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß – auch bei Annahme einer diachronen Basis – die Hauptmasse dieser Sedimente einem marinen Ablagerungsmilieu entspricht (W. BUGGISCH, 1978).

Wie W. BUGGISCH et al. (1976) zeigen konnten, transgredierte das Perm-Meer mit den Grödener Schichten – lokal mit der Tarviser Brekzie an der Basis – in den Südalpen im Anschluß an die Saalische Phase. Während die Grödener Schichten in den westlichen Karnischen Alpen diskordant auf variszisch geprägte Phyllite übergreifen, liegen sie im Osten zumeist über Unterperm. Erst im jüngeren Mittelperm war die Transgression bis nahe an die Etschlinie fortgeschritten; vorher wurden hier „terrestrische Grödener Schichten“ abgelagert.

Die bis 250 m mächtigen *Bellerophonschichten* folgen im Oberperm den Grödener Schichten. Sie beginnen mit einem Wechsel von Evaporiten (Rauhwacken) und bituminösen Dolomiten, die nach ihrer Fossilführung zeitweise eine freie Verbindung zum Meer anzeigen. Darauf folgt eine restriktive Phase mit ostracoden- und radiolarienführenden Feinschlammkalken. Zuerst schließlich folgen schillführende Dolomite, deren organischer Inhalt wieder auf eine freie Verbindung mit dem offenen Meer hinweist. Diese Verhältnisse vermitteln zwischen der Evaporit-Entwicklung im Südtiroler Küstengebiet und einem vollmarinen Milieu, das im jüngsten Perm von Südosten her erst bis in die Savefalten vordringen war.

3.11.2.2. Der geologische Bau

In den Südalpen ist wiederholt versucht worden, den unterschiedlichen tektonischen Baustil zwischen dem paläozoischen Sockel und seiner mesozoischen Überlagerung aufzulösen. Diesem Bemühen waren insofern Grenzen gesetzt, als vielerorts ausreichende stratigraphische Grundlagen fehlten und tektonische Gliederungen deshalb nicht in Einzelheiten gehen konnten. Während in den Karnischen Alpen M. GORTANI (1922, 1926, 1957) die Tektonik in Form von

Brachyantiklinalen („ellipsoid“) erklärte, stellten H. R. v. GAERTNER (1931) und F. HERITSCH (1936) dieser Auffassung einen nordvergenten Deckenbau entgegen. Heute sind die Fronten zwar nicht mehr so extrem, doch bestimmen sie noch immer die Grundidee mancher tektonischer Analysen (z. B. im Plöckentunnel, vgl. P. PÖLSLER, 1967; C. CANTELLI et al., 1965, 1968).

Analogien zu den Karnischen Alpen sah F. HERITSCH in den Karawanken, betonte allerdings, daß hier alpidischen Bewegungen größere Bedeutung als in den Karnischen Alpen beizumessen sei und die variszischen Diskordanzen durch die nordvergente Tektonik der Steiner Alpen (Südkarawanken) überall verwischt seien.

Ein weiteres Problem aller Lösungsversuche liegt darin, daß in der Vergangenheit die Verhältnisse in gut durchgearbeiteten Räumen, wie z. B. in den zentralen Karnischen Alpen, überbewertet wurden und auf größere Gebiete übertragen wurden. Heute ist klar, daß erst durch weitere Fortschritte der Stratigraphie in Räumen mit klastischer Sedimentation und nach Abschluß einer detaillierten Kartierung die Tektonik und die paläogeographischen Zusammenhänge einer Klärung näher geführt werden können.

In gleicher Weise, wie gegen Westen (= Leisachtal) eine Zunahme der Metamorphose festzustellen ist, haben auch die tektonisch tiefsten Einheiten eine starke Umkristallisation erfahren. Sie äußert sich in meist sterilen Bänderkalken sowie Schiefem mit phyllitischem Habitus und verstärkt sich generell mit Annäherung an das Periadriatische Lineament.

Im Deckenkonzept von H. R. v. GAERTNER und F. HERITSCH kommt dem Hochwipfelflysch die Bedeutung eines Deckenscheiders zu. Diese Vorstellung kann heute nur mehr bedingt aufrecht erhalten werden, da durch das verschiedene Alter der Schieferentwicklung in den Karnischen Alpen örtlich die Möglichkeit von ursprünglichen Verbänden und damit eine Reduktion der angenommenen neun Decken angedeutet wird. Darüber hinaus ist die Gültigkeit eines derartigen Deckenschemas in den Karnischen Alpen grundsätzlich in Frage zu stellen; ein Problem, das sich aus der Erkenntnis und mechanischen Auflösung des „Zentralkarnischen Bogens“ gerade in jenem Gebiet ergibt, in dem die Deckengliederung zuerst entwickelt wurde.

Eine tektonische Gliederung des westlichen Gebirges ist mangels Spezialaufnahmen und bei fast völligem Fehlen von stratigraphischen Daten nicht ausreichend gesichert. Wie Übersichten älterer Bearbeiter gezeigt haben, dominiert im Westen des Wolayertales und des Giramondo-Passes eine Schieferfazies, zu der auch vulkano-

klastische Gesteine treten. Der etwa 30 m mächtige „Silurkalk“ G. GEYERs von Winnebach stellt die Fortsetzung der Karnischen Alpen über das Pustertal nach Westen dar und steht im Süden des Periadriatischen Lineaments mit den Pustertaler- und Brixener Quarzphylliten in Verbindung. Der Altersumfang dieser Komplexe ist weiterhin ungeklärt.

Bei Winnebach fehlt das Gailtaler Kristallin, so daß hier die Karnischen Alpen – nur durch das Periadriatische Lineament getrennt – an den Drauzug grenzen.

Von Sillian nach Osten weitet sich der Bau der Karnischen Alpen. Dies kommt in einem Divergieren des Generalstreichens zwischen den Kalkzügen und dem Nordrand des Gebirges zum Ausdruck. Erst im Schiefergebiet zwischen Tiliach und der Bordaglia-Störung läuft das Streichen dem Nordrand parallel. Zusätzlich schalten sich im Lesachtal Gailtalkristallin, Tonalit-Lamellen und Permtrias-Schollen in der Grenzzone zwischen den Karnischen Alpen und dem Drauzug ein.

H. SCHMIDT (1930) versuchte, die Stratigraphie und Tektonik südlich des Lesachtals durch Verfolgung einzelner „Gesteinsstreifen“ zu erfassen. Dies gelang in dem Maße, als keine tektonischen Komplikationen auftraten. So läßt sich ein südlicher „Pfannspitz-Streifen“ mit Oberordoviz (Quarzite, Porphyroide, Arkosen, Grauwacken etc.) abtrennen, der im Süden der Porze, des Wildkarlecks, der Pfannspitze und des Eisenreich über den Helm nach Westen streicht. Die zur Val Visdende Gruppe gehörende Gesteinsgesellschaft steht im Hangenden im Verband mit silurischen Schwarzschiefern und devonischen Kalken („Königswand- oder Hauptkalkstreifen“), die den Grenzkamm Porze-Königswand-Eisenreich bilden und faziell der Entwicklung um den Plöckenpaß nahestehen. Im Norden dieses Streifens tritt vermutlich stärkere Schuppung auf, die zur Annahme führt, im Kalkzug der Liköflwand und ihrer Fortsetzung über die Gatterspitze nach Westen ein tektonisch stark gestörtes Äquivalent der südlichen Folge zu sehen. Der „Eisenreich-Streifen“ mit der erwähnten Tscharrknollen-Fazies könnte hierbei das normale Liegende bilden. An die Liköflwand schließen nach Norden die Schuppenzone des Purpurriegels an (nach H. SCHMIDT Spezialfalten); ebenso der Schieferzug des „Hocheck-Streifens“ mit dünnen Kalk- und Quarziteinlagerungen sowie der gleichfalls aus Schiefen bestehende „Börsing-Streifen“.

Die Randzone gegen das Lesachtal wird von dunklen, fast schwarzen, phyllitischen Schiefen unbekanntes Alters aufgebaut, die mit sandigen, kalkigen und serizitischen Lagen wechseln und steil nach Süden einfallen. Sie grenzen – im See-

bachgraben bei Untertilliach gut aufgeschlossen – an 180 m mächtige Tonalitmylonit-Lamellen, die ihrerseits vom nördlichen Gailtalkristallin (staurolithführende Paragneise, Granatglimmerschiefer etc.) durch eine Mylonitzone getrennt werden.

Der oben erwähnte südliche Kalk-Schieferkomplex setzt nach Osten fort. Hier verzahnen die Tscharrknollen-Quarzite mit bis 400 m mächtigen Tuffkonglomeraten im Roßkar, die nach A. ZANFERRARI (mdl. Mitt.) geplättete Gerölle von Quarziten, grünen Peliten, Diabasen, Diabas-Porphyriten und roten Hornsteinen führen. Am nördlichen Heretkofel folgt nach einer Störung ein zweiter Zug ähnlicher konglomeratischer Bildungen, die quarzitischer Schiefen der Fleons-Formation und grünen Peliten zwischengeschaltet sind. Daran schließt eine eintönige Schieferfolge gegen den Hohen Börsing an, deren Lagerung gegen Norden zu allmählich in ein Südfallen wechselt.

Östlich von Val Visdende erscheinen in vermutlich analoger Position wie im westlichen Zug von der Porze zur Königswand erneut mächtige Kalke, zu denen die Hartkarspitze, Torkarspitze, Hochalpelspitze, Mt. Peralba (Hochweißstein), Mt. Avanza, Mt. Navagiust und die Kreuzleitenhöhe zählen. Letztere ist durch eine Schollenreihe mit dem Devonkalk der Wadecken an der Westflanke des Wolayer Tales in Verbindung. Wenn auch im einzelnen Faltung und Schuppung eine örtlich komplizierte Detailtektonik deutlich machen, scheinen dennoch im großen Rahmen die Verbandsverhältnisse gewahrt: So wurde von allen bisherigen Bearbeitern der Raudenspitzensteinwandzug mit seinen mehr oder weniger stark laminierten Fleons-Grauwacken (R. PELLIZZER & L. TOMADIN, 1962; G. C. CARLONI, 1971) dem Ordovizium zugeordnet und auf die Ähnlichkeit einzelner Lagen mit dem Caradoc des Uggwagrabens hingewiesen (F. HERITSCH, 1936, u. a.). Ihnen sind im Süden die erwähnten Kalke vorgelagert, die an ihrer nördlichen Basis häufig mit Kieselschiefern beginnen (Mt. Peralba, Ciadenis, Hochalpeljoch etc.) und hangend in fleischrote, gebänderte Flaser- und Netzkalke überleiten; am Mt. Avanza fand M. GORTANI 1924 in grauen Partien verkieselte Korallen des Unterdevons.

Das Alter der südlich verbreiteten Schiefer im Tal von Avanza ist weiterhin ungeklärt. Während sie P. VINASSA DE REGNY (1913) und M. GORTANI (1921a) ins Oberkarbon stellten, vermuteten F. HERITSCH (1936), R. SELLI (1963) und G. C. CARLONI (1971) ordovizisches Alter. Uns scheint eine normale Auflage auf das Devon wahrscheinlicher, zumal auch die Lithologie Übereinstimmung mit einer Schieferentwicklung

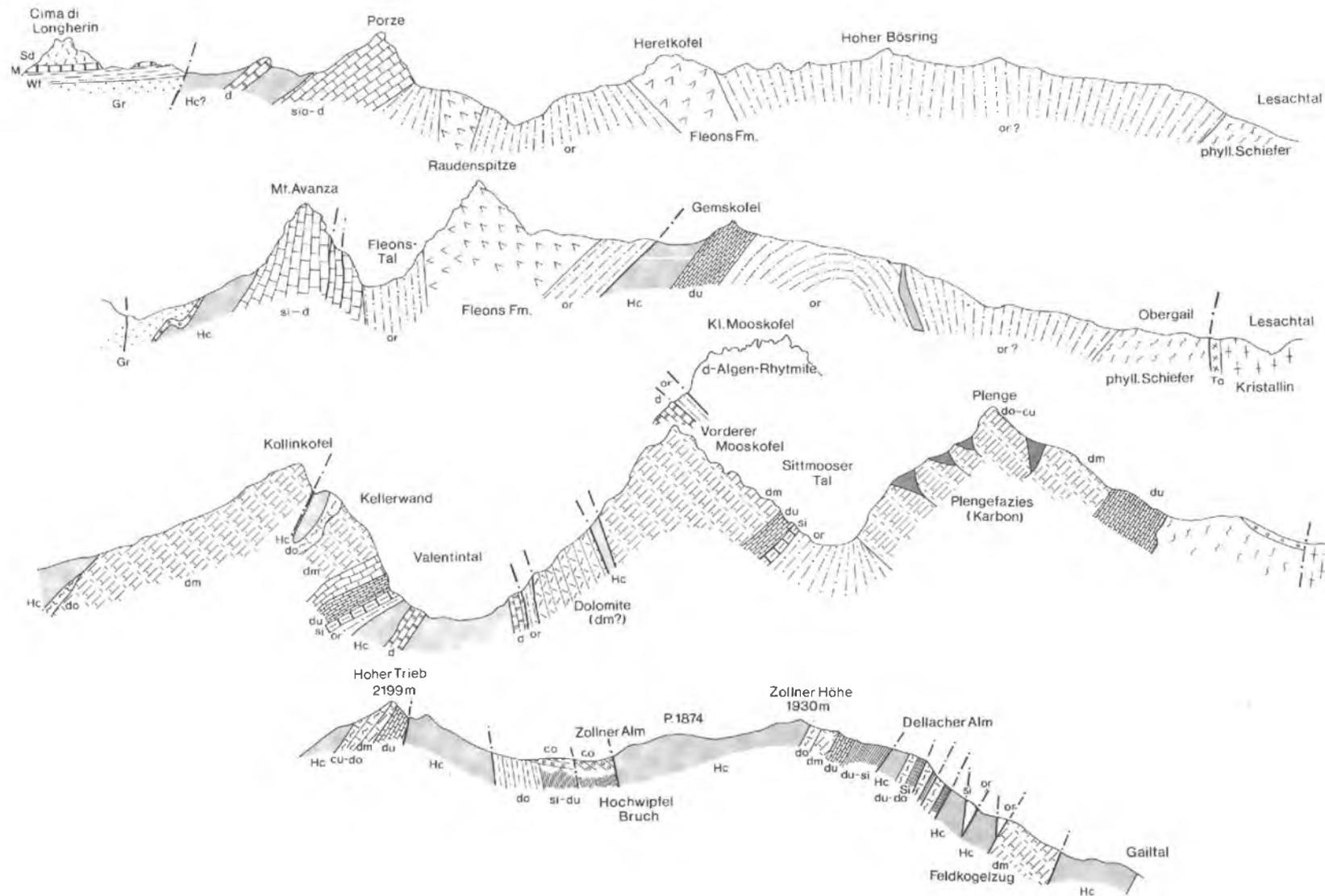


Abb. 122. Profilserie durch die westlichen und zentralen Karnischen Alpen nach F. HERITSCH, 1936, H. R. v. GAERTNER, 1931 und Aufnahmen des Verfassers (Valentintal, Mooskofel, Plenge sowie das Profil Hoher Trieb – Zollner Höhe – Gailtal); *or* Ordoviz, *si* Silur, *sia* Obersilur, *d* Devon, *du* Unterdevon, *dm* Mitteldevon, *do* Oberdevon, *cu* Unterkarbon, *co* Oberkarbon, *Hc* Hochwipfelkarbon, *Gr* Grödener Schichten, *Wf* Werfener Schichten, *M* Muschelkalk, *Sd* Schlerndolomit, *To* Tonalit

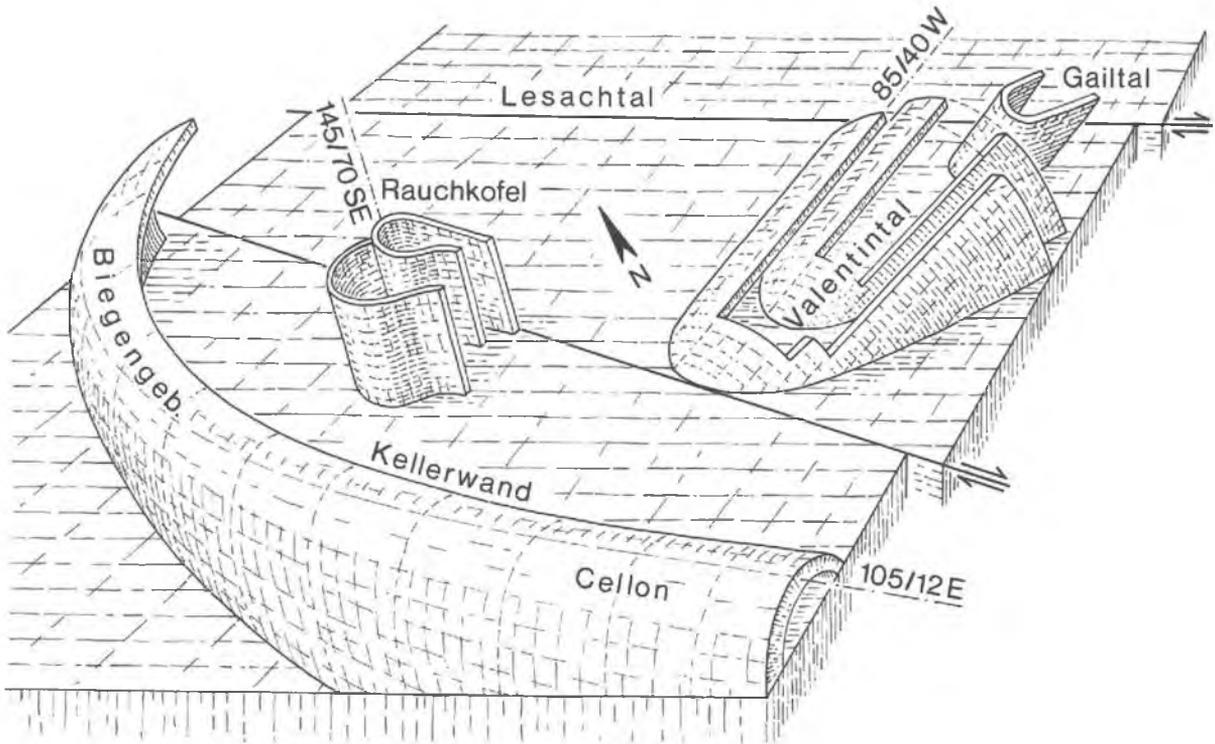


Abb. 123. Die Tektonik des „Zentralkarnischen Bogens“ als Ausdruck von Lateralbewegungen längs der Gailtallinie (stark schematisiert unter Hervorhebung der tektonischen Hauptstrukturen)

zeigt, die zwischen dem charakteristischen Hochwipffelysch und der Dimonfazies vermitteln dürfte (= Plengeserie älterer Autoren).

Die WNW-streichenden Fleons-Grauwacken der Steinwand, des Edigon, der Raudenspitze und der Hochspitze grenzen im Norden tektonisch an Gesteine, die bereits von F. HERITSCH (1936) für Hochwipffelkarbon gehalten wurden. Sie bilden hier die Flanken eines Gewölbes, in dessen Kern schwach metamorphe, silurische und devonische Kalke in Plöckener und Rauchkofel-Fazies erscheinen. Dieser Zug setzt mit flachen, Ost-West streichenden Achsen bei den Schulterknöpfen ein und streicht über Sonnstein – Gemskofel – Mittagkofel bis zur Ostflanke des Stallonkofels, an der Caradoc-Sandsteine im Kern einer Antiklinale tektonisch mächtigen, gebänderten Flachwasserkalken in der westlichen Fortsetzung der Plenge aufruchen. Wie H. P. SCHÖNLAUB (1973d) zeigen konnte, folgen über den Gesteinen des Caradoc Lydite, Ashgill-Tonflaserkalke, Untere Schichten und eine Kiesel-schiefer/Kalk-Wechselfolge, die vermutlich an der Grenze zum Devon in eine Schieferentwicklung überleitet. Die Schwierigkeit, diese Schiefer am Kamm Säbelspitze – Stallonkofel – Nostra Alm zu gliedern und räumlich abzugrenzen, liegt darin, daß im Hangenden unterkarbonischer

Kalke und Lydite auf der Plenge – und demnach auch in ihrer südwestlichen Fortsetzung – eine ähnliche, jedoch karbonische Schieferfolge auftritt, die zwischen der Nostra Alm und dem Stallonkofel mit den oben erwähnten ordovizischen Schiefen in Kontakt tritt.

Zwischen dem Kristallin des Lesachtals und den oben beschriebenen Kalken und Schiefen des Zuges Schulterknöpfe – Stallonkofel treten mannigfaltige Gesteine auf, so die von A. ZANFERRARI (1976) bekannt gemachte, 4–60 m mächtige und vom Obergailtal bis zum Wolayer-tal reichende Permoskyth-Synklinale, die tonaliti-sche Lesachtal-Masse (F. P. SASSI & A. ZANFERRARI, 1973), die im Osten im Niedergailtal endet, und ein mehrere 100 m mächtiger Kom-plex dunkler Schiefer mit Tuffeinschaltungen, geringmächtigen Kalken und schwarzen Lyditen (H. P. SCHÖNLAUB, 1973d).

Die Bordaglia-Störung gehört zu einer Serie von Querstörungen, die die Karnischen Alpen mit SW-NE-Orientierung durchsetzen. Sie ist, wie schon F. FRECH und R. SCHWINNER erkannt haben, ein Ausläufer der Val Sugana-Linie. Durch Einbeziehung von Mesozoikum in die Tektonik (Bordaglia-Keil) ist ihr alpidisches Alter erwiesen. Auf österreichischer Seite teilt sie

sich in zwei Äste, die am Giraondo-Paß nach ENE umbiegen und beiderseits der Wadecken-Kalke in das Schulterbachtal bzw. über die Südwest-Flanke der Plenge in das hintere Sittmoosertal und die Mauthner Alm ins Gailtal streichen. Die nördliche Linie stellt zugleich die östliche Fortsetzung jener Störung dar, die den Raudenspitzen-Steinwand-Zug (Ordoviz) gegen die nördlichen Schiefer und Kalke abgrenzt und am Kreuzleitjoch (= P. 2082 südlich der Säbelspitze) die vom Westen heranreichenden Fleons-Grauwacken amputiert; im Osten erscheinen die gleichen Gesteine erst wieder am Nordfuß des Mooskofels und im Nordwesten der Mauthner Alm im Verband mit Bryozoen-schiefern und unter Ashgill-Tonflaserkalken (H. P. SCHÖNLAUB, 1977).

Das klassische Gebiet des südalpinen Paläozoikums erstreckt sich zwischen dem Biegengebirge im Westen und dem Kronhofgraben im Osten. Hier liegen zugleich die höchsten Gipfel der Karnischen Alpen (Hohe Warte 2780 m, Kollinkofel 2742 m, Seekopf 2554 m, Rauchkofel 2460 m, Gamskofel 2526 m, Mooskofel 2359 m, Plenge 2372 m, Cellon 2238 m, Polinik 2331 m, Köderhöhe 2228 m, Blaustein 2194 m).

Die eindrucksvolle geologische Landschaft resultiert aus der Vormacht der Karbonatentwicklung, die auf (heute) engem Raum durch verschiedene Fazies repräsentiert wird, kontinuierlichen und zugleich litho- wie biofazial gut gliederbaren Profilen, örtlich reicher Fossilführung und letztlich auch einer komplizierten Groß- und Detailtektonik, die das Ergebnis einer Aufprägung alpidischer Tektonik auf einen variszischen Faltenbau ist.

Das Biegengebirge setzt westlich der Oberen Wolayeralm mit NNE-SSW-Streichen ein, das gegen Osten zu allmählich in eine E-W-Richtung wechselt, die den markanten Cellon-Kellerwand-Zug beherrscht, um von hier über Kleiner Pal – Freikofel – Großer Pal – Piz Timau in eine ESE-Richtung umzuschwenken. Abgesehen von einzelnen Quer- und Längsbrüchen ist sowohl vertikale als auch laterale Kontinuität gegeben, die in durchgehenden Schichtfolgen vom Ordoviz bis in das Oberkarbon (auf italienischem Gebiet bis ins Mesozoikum) zum Ausdruck kommt und zugleich einen auffallenden Fazieswechsel von Flachwassersedimenten im Westen in Bereiche des tieferen Wassers im Osten zeigt. Wie bereits bei H. R. v. GAERTNER (1931) angedeutet wird – und östlich des Plöckenpasses augenscheinlich ist – bildet der oben erwähnte Zug des Grenzkammes im Osten ein zumeist nordvergentes Gewölbe mit 12° nach Osten geneigten Achsen (Abb. 123), dessen Nord- und Südschenkel faziell voneinander erheblich abweichen. Zum

Nordschenkel gehören Teile des Seekopf-Sokkel-Profils, des Valentintörls, die Basisschichtfolge der Kellerwand an der Oberen Valentinalm, die Schichtfolge unter der Cellonalm und die Nordprofile des Kleiner Pal – Freikofel – Großer Pal – Piz Timau Zuges. Ihr wesentlicher Unterschied zum Südflügel des Sattels ist die stark reduzierte Schichtfolge.

Der Nordflügel hängt unter der normalen Auflage von Hochwipfelflysch („Angertalmulde“) im Norden mit faziell gleichen Gesteinen zusammen, die eine weitere Antiklinalstruktur mit vorwiegend steiler Achsenebene und wechselnd geneigten Achsen bilden und vom Rauchkofel über Untere Valentinalm, Heldenfriedhof an der Plöckenstraße, Elferspitz nach Osten in den Kronhofgraben verfolgt werden können. Sie grenzen an eine sehr markante, E-W verlaufende Bewegungszone (vgl. R. SELLI, 1963), die das Gamskofel- und Mooskofel-Devon im Süden abschneidet, den Graben südlich der Himmelberger Alm nachzeichnet und über das Spielbodentörl und die Würmlacher Alm nach Osten bis über den Nöblinggraben beobachtet werden kann. Diese Störung trennt zwei grundverschiedene Baupläne im Norden und im Süden: während in der Umgebung des Plöckenpasses und weiter gegen Osten ein nordvergenter Faltenbau mit flachen Achsen die Tektonik bestimmt, ist der Nordbereich durch einen Deckenbau mit mindestens vier Einheiten (H. P. SCHÖNLAUB, 1977) charakterisiert, der zusätzlich um steile Achsen verformt ist und eine Großfalte bzw. Schlinge beschreibt, deren Schenkel nahezu parallel zueinander stehen.

Die steilachsige Tektonik ist nicht allein auf die Flanken des Valentintales beschränkt, sondern tritt in offensichtlich analoger Weise auch im Rauchkofel und im Westteil des Biegengebirges in Erscheinung, das an seinem nordöstlichen Ende in nahezu NE-SW-Richtung streicht. Hier ist jedoch nicht der vollständige Bogen erhalten wie im Valentintal, sondern nur Teile davon. Der Grund mag in den genannten Störungen liegen, wie z. B. der Bordaglia-Störung und der Störung am Südrand des Gamskofels zum Spielbodentörl, die diese Strukturen abschneiden bzw. versetzen. Dem gleichen Bauplan könnten u. a. die Aufschiebung des Gamskofels auf den Mooskofel, jene des Mooskofels auf die Kalke der Mauthner Alm und vielleicht auch die Überschiebung der höheren Polinikschuppe auf die tiefere zugeordnet werden.

Das oben kurz skizzierte tektonische Bild dieses Teils der Karnischen Alpen wird als „Zentralkarnischer Bogen“ bezeichnet. Er beinhaltet neben alpidisch geprägten Strukturen, zu denen Brüche, Aufschiebungen, Ost-West-Bewegungs-

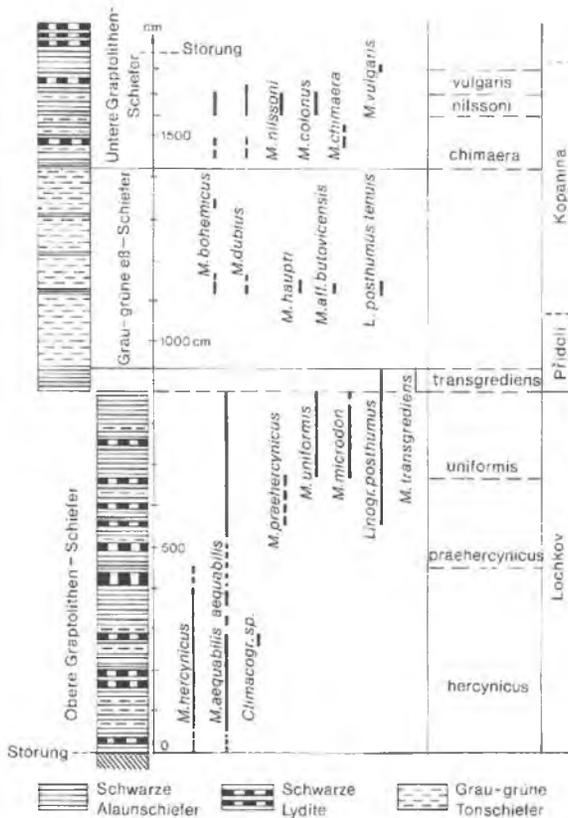


Abb. 124. Das inverse Graptolithenschiefer-Hauptprofil nördlich der Oberen Bischofalm südlich von Mauthen (umgezeichnet nach H. JAEGER, in H. W. FLÜGEL et al., 1977)

zonen und die „Schlingentektonik“ gehören, ältere variszische Strukturen, die hauptsächlich im südlichen Sattel-Mulden-Bau erhalten sind. Den Anteil alpidischer Tektonik werten wir vor allem deswegen besonders hoch, da eine genetische Beziehung dieser Strukturen sowohl mit der alpidisch angelegten Bordaglia-Störung als auch mit der Rechts-Seitenverschiebung entlang des Periadriatischen Lineaments auf der Hand liegt. Dieser Zusammenhang erklärt – bei aller Kompliziertheit der Detailtektonik – die vorgefundenen Verhältnisse wesentlich zwangloser als ältere starre Deckengliederungen, die der komplexen Tektonik dieses Raumes in keiner Weise gerecht werden können.

Das Gebiet im Osten des Kronhofgrabens ist bisher erst an wenigen Stellen eingehend erforscht, so in der Umgebung des Hohen Trieb (H. P. SCHÖNLAUB, 1969a), des Findenig (P. PÖLSLER, 1969a) und zwischen Dellacher Alm und dem Zollner Plateau (H. P. LEDITZKY, 1974). Dazu kommen Detailstudien an ausgewählten Profilen der Graptolithenschiefer-Fazies im Bischofalm- und Nöblinggraben sowie Aufnahmen im Post-Varisikum, die vor allem in

der Umgebung der Straniger und Waidegger Alm in den letzten Jahren durchgeführt wurden (A. FENNINGER et al., 1971, 1976; H. JAEGER in H. W. FLÜGEL et al., 1977; H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1977).

Im Gegensatz zu den zentralen Karnischen Alpen überwiegt in diesem Segment eine Schieferentwicklung (meist handelt es sich um den karbonen Hochwipfelflysch). Die Kalke repräsentieren zumeist die Üggwa-Fazies im Oberordoviz, die Plöckener Fazies im Silur und die Flaserkalkfazies des Devons und Unterkarbons. Daneben kommen nahe dem Nordrand der Karnischen Alpen auch dolomitische Gesteine und Algen-Laminite vor, die die Fortsetzung der oberen Polinikschuppe darstellen und nach Osten bis über den Feldkogel hinaus reichen („Feldkogelzug“). Der südlichere Cellon-Kellerwand-Zug setzt hingegen jenseits der Staatsgrenze in südöstlicher Richtung in den kompliziert gebauten Mt. Zermula fort, der am Südrand des Paläozoikums einen markanten Eckpfeiler bildet.

Der hier behandelte Raum ist in erster Linie durch starke Schuppung gekennzeichnet. Dieser Baustil tritt u. a. am Zollner in Erscheinung und wird dadurch begünstigt, daß im Silur und Unterdevon häufig hochteilbewegliche Kieselschiefer oder Kalk-/Kieselschiefer-Wechselagerungen auftreten. Faltenbilder, wie die von H. P. SCHÖNLAUB (1969a) in der Umgebung der Bischofalm beschriebenen, sind dagegen als Ausnahmen anzusehen.

Die Ablagerungen des Hochwipfelflysch erreichen um die Köderhöhe die größte Verbreitung. Sie übersetzen den Kronhofgraben und bilden im Osten die normale Überlagerung des in drei Schuppen zerlegten Altpaläozoikums um den Hohen Trieb. Die Abtrennung dieser charakteristischen Flyschsedimente von offensichtlich gleich alten Klastika, die aus einer silurisch-devonen Kieselschiefer-Entwicklung hervorgehen, bereitet besonders am Colendiaul noch Schwierigkeiten (H. P. LEDITZKY, 1974).

Auf der dem Colendiaul nach Norden vorgelegten Hochfläche treten neue Elemente in den Bau des Gebirges ein, nämlich die Auernigschichten und Äquivalente des Perms. Die Transgression folgt im Oberkarbon zunächst durch Brüche angelegten lokalen Senken, die mit Geröllströmen aufgefüllt wurden, bevor die Normalsedimentation weiter ausgriff (A. FENNINGER et al., 1976). Hinweise auf die Intensität der variszischen Deformation finden sich daneben in der Beobachtung, daß die Auernigschichten auf engem Raum über verschiedenen alte Schichtglieder vom Silur bis zum Hochwipfelflysch transgredieren.

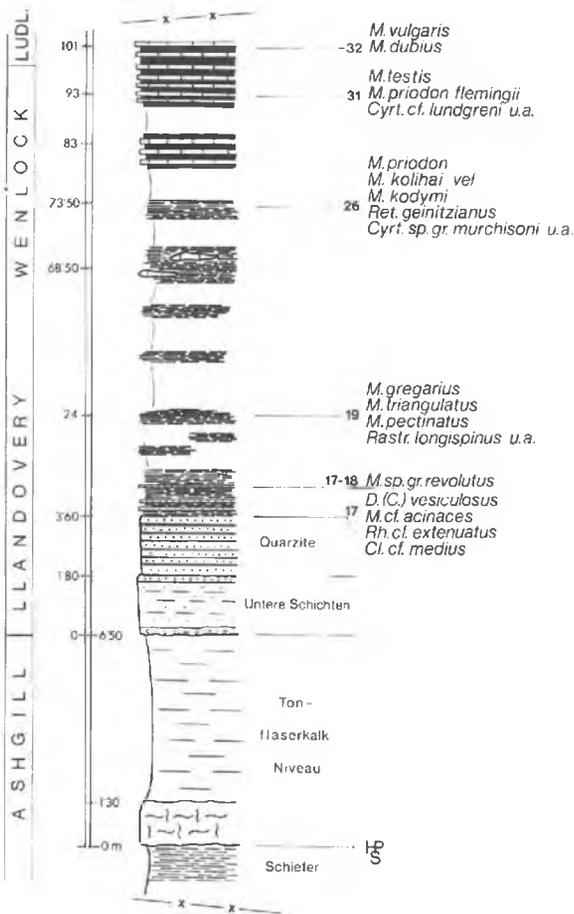


Abb. 125. Das Ordoviz/Silur-Profil im Nöblinggraben südlich von Dellach im Gailtal (nach H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1978)

In der Umgebung des Naßfelds ist Altpaläozoikum einerseits im Süden im Devon-Schuttkalk des Roßkofels vertreten, andererseits im Norden, wo die Hänge zum Gailtal von Schiefen des Hochwipfelkarbons und – ab Rattendorf gegen Osten – von altpaläozoischen Bänderkalken aufgebaut werden. Das Hochwipfelkarbon stellt hier die Fortsetzung der Entwicklung am locus classicus dar; freilich fehlen Detailuntersuchungen und eine dringend notwendige Kartenaufnahme, so daß vorläufig noch keine Aussagen über die Beziehung dieser Schieferfazies zu den an den West- und Südhängen des Hochwipfel seit langer Zeit bekannten Vorkommen von Graptolithenschiefen silurischen Alters möglich sind. Quer zum Verlauf des Südkammes des Hochwipfel streicht der „Hochwipfelbruch“ F. FRECHS, der Altpaläozoikum im Norden von Oberkarbon und Perm im Süden trennt. Zwischen dieser Störung und dem Roßkofel werden die Karnischen Alpen im Gebiet des Naßfelds von oberkarbonen

Schichten aufgebaut, auf denen permische und sogar triadische Sedimente (Gartnerkofel, Zielkofel) als Erosionsreste lagern. Dieses Deckgebirge ist in alpidischer Zeit meist von steil stehenden und vertikalen Verstellungen erfaßt und disloziert worden. Ebenso treten beträchtliche Steilstellungen und Faltungen auf, ja sogar Deckenbau (Umgebung der Straniger Alm, F. HERITSCH et al., 1934; F. HERITSCH, 1936). Diese junge Tektonik ist demnach auch die Ursache dafür, daß die mitteldevonischen Riffschuttkalke des Roßkofels, der Trogkofel (Perm) und die Mitteltrias des Gartnerkofels sich in ähnlicher Höhe gegenüberstehen; berücksichtigt man ferner die heute erkennbaren topographischen Unterschiede der Transgressionsbasis, wird das Ausmaß alpidischer Tektonik in noch größerem Umfang deutlich.

Nach F. HERITSCH (1936) gehört die Trias des Gartnerkofels zur nordbewegten Koschuta-Einheit, die im Süden mit Schlerndolomit, im Norden aber mit Perm älteren Schichten tektonisch aufliegt. Die Schubfläche setzt sich bis an den Fuß der Reppwand fort und schwenkt von hier um den Gartnerkofel nach Südosten, wo sie südlich des Poludnig und des Gaisrückens wieder in die Trias im Norden des Pontebbaner Tales mündet. Nach S. PREY existiert jedoch die von F. HERITSCH angenommene Schubfläche nicht.

Der Nordrand der östlichen Karnischen Alpen wird bis in Gipfelnähe von Bänderkalken aufgebaut, in die sich Züge von phyllitischen Schiefen und Hochwipfelkarbon einschalten (z. B. Garnitzenklamm, Eggeralm). Am Poludnig folgt darüber eine Devonfolge aus Schiefen und Kalken, die am Gipfelgrat von invers gelagerten Devonkalken überschoben werden. Nach W. SKALA (1969) könnte dieser Baustil als liegende Synklinale gedeutet werden, in der die Liegend- und Hangendschenkel aber faziell unterschiedlich entwickelt sind.

Der an den Poludnig im Osten anschließende Raum ist von besonders intensiver Schuppung betroffen, so am Schönwipfel oder an der Nordseite des Osternig. Beispielsweise unterschied H. AUERBAUER (1971) am Osternig eine Liegendeinheit, in der Hochwipfelkarbon und verschiedene Devonkalke mehrfach verschuppt sind; längs einer flach nach Südwesten einfallenden Überschiebungsbahn folgt darüber eine höhere Decke mit Kalken gleichen Alters, in der normal und invers gelagerte Anteile auf einen im Detail recht komplizierten Verformungsstil hinweisen.

Dieser Schuppenbau prägt auch das Ostende der Karnischen Alpen. Hier sind, bis zum Grenzkamm reichend, eine Reihe mehr oder weniger mächtige, zumeist aus Devonkalken be-

Profile durch Gartnerkofel und Trogkofel (Karnische Alpen) von S. Prey 1963

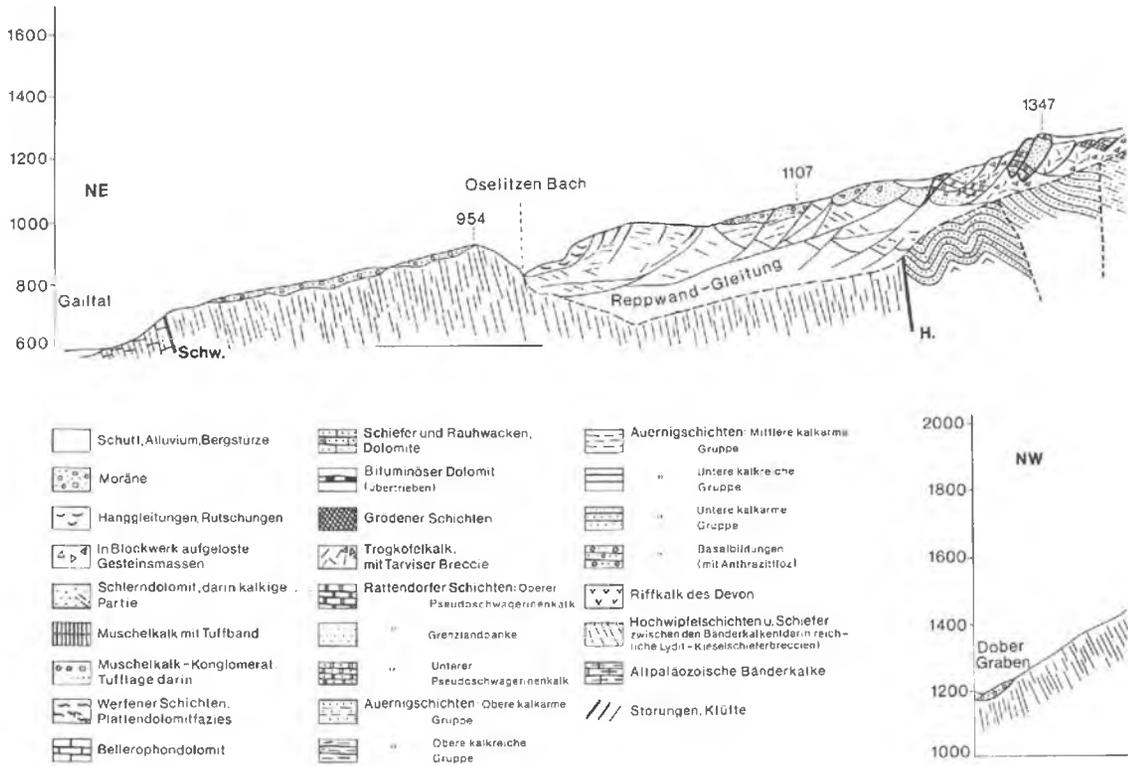
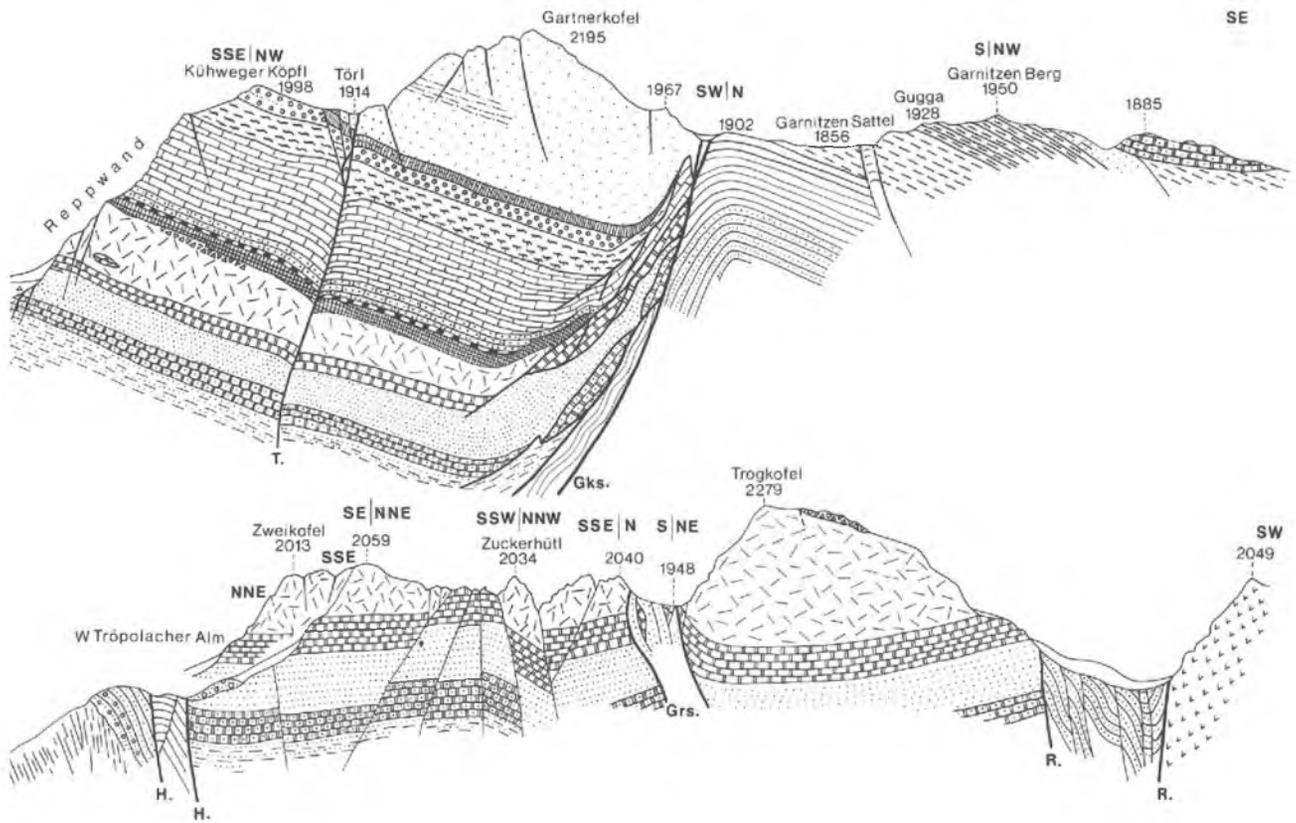


Abb. 126. Profile durch Gartnerkofel und Trogkofel (Karnische Alpen) von S. PREY, 1963

stehende Schuppen einer Schiefer-Lydit-Sandstein-Entwicklung eingelagert, die nach Neuuntersuchungen bei Achomitz, Stossau und Pessendellach bereits im Famenne beginnt. Gleichfalls von den Verhältnissen im Westen abweichend, treten in der Umgebung von Thörl häufig Malchitgänge auf; sie finden sich vorwiegend im Hochwipfelkarbon, vereinzelt aber auch in oberdevonischen Flaserkalken (Stossau) oder Bänderkalken (Dreulach, Achomitz).

Im Raum östlich der Gailitzer Furche sind in einem nur wenige Kilometer breiten Streifen alt- und jungpaläozoische Gesteine als direkte Fortsetzung der Karnischen Alpen anzusehen. Sie reichen in einem zusammenhängenden Zug bis an den Nordrand des Mittagkogels. Ähnlich den Gegebenheiten im westlichen Gebirge dominieren in den nördlichen Schuppen der Westkarawanken Bänderkalke, grobkristalline Kalke und Schiefer mit phyllitischem Habitus. Sie sind in der Regel fossilifer; Altersangaben basieren da-

her meist nur auf lithostratigraphischen Vergleichen mit den Schichtfolgen in den Karnischen Alpen (z. B. Tonflaserkalke des Ashgill, Kokkalk, Grenze Silur/Devon, Unterdevon-Kalkschiefer, Lydite, Hochwipfelflysch etc.). Auch der Baustil gleicht weitgehend dem der östlichen Karnischen Alpen. So können im Profil des Kokragrabens südlich Pöckau (S. 444) mindestens sieben Devonkalkschuppen unterschieden werden, die durch Schiefer und Sandsteine des Hochwipfelkarbons getrennt sind. Wie das benachbarte Straßenprofil zum Wurzenpaß zeigt, scheinen diese Schuppen eher eng begrenzt zu sein, da hier über einem tieferen Kalkzug mit Obersilur, Devon und Hochwipfelflysch (Straßenauflauf von Pkt. 790 zu Gh. Mauthner) nur eine synklinal verfaltete Schichtfolge auftritt. Während der Muldenkern aus charakteristischem Karbonflysch besteht und der Nordschenkel in der Umgebung des Gh. Mauthner die bekannten unterdevonischen Kalkschiefer führt, baut den Südschenkel



eine Folge aus kieseligen Schiefen, Lyditen und Eisenkalklinsen auf, in denen durch Conodonten ein Ludlow-Alder nachgewiesen werden konnte.

Östlich des Wurzenpasses greifen die permotriadischen Anteile der Südalpen über den Grenzkamm nach Norden vor und bedingen ein allmähliches Auskeilen der zusammenhängenden variszischen Schichtfolgen im Worounitza-Graben. Profile im Korpitsch-, Feistritz- und Goritschacher Graben (S. 445) zeigen aufgerichtete, teilweise überkippte, nordvergente, intensiv verschuppte Schichtfolgen mit Ordoviz- bis Karbonelementen. Oberordoviz liegt dabei in Schiefer- und Kalkausbildung (Ashgill-Tonflaserkalk) vor, Silur in Karbonat- und in einer Schwarzschiefer/Kalkentwicklung, während das Unterdevon meist in der charakteristischen Tentakulitenfazies auftritt und im allgemeinen die wandbildenden, markanten Kalkrippen aufbaut. Abweichend von der Normalentwicklung in den Südalpen, ist im Korpitschgraben im Mitteldevon und Frasn eine

bis 25 m mächtige Lydit-Mergelschiefer-Fazies ausgebildet, die – anscheinend noch im älteren Famenne – in den klastischen Hochwipfelflysch überleitet (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1971f, 1973c). Ein sehr auffallendes Merkmal dieser Entwicklung stellen in den Westkarawanken die Einschaltungen mehrerer Meter mächtiger Grauwackenbänke innerhalb feinklastischer Anteile dar.

Im Gebiet des Boden- und Loibltales spielen Bellerophonolomite und Grödener Schichten auf einer lückenhaften Basis aus Hochwipfel- und Auernigschichten eine gewisse Rolle. Obere Pseudoschwagerinenkalk sind südwestlich Zell Pfarre nachgewiesen. Südsüdöstlich vom Eselsattel (östlich vom Loiblital) gibt es in Grödener Schichten eingegliederte Blöcke von oberkarbonen Fusulinenkalken (S. PREY, in Druck).

Das Paläozoikum der Ostkarawanken tritt in zwei Ost-West streichenden, von Triasgesteinen umrahmten Vorkommen auf, nämlich in der

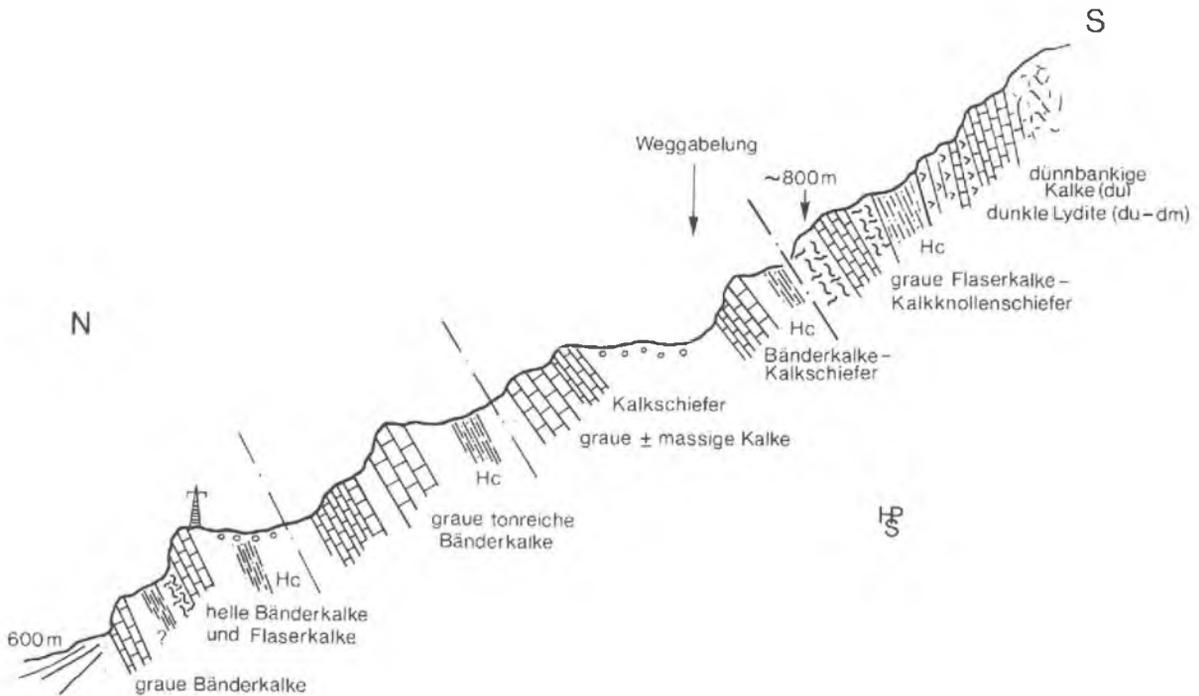


Abb. 127. Nord-Süd Profilskizze an der Westflanke des Kokragrabens südlich Pöckau bei Arnoldstein mit Schuppenbau aus Devonkalken und Hochwipfelkarbon (Hc), weitere Legende siehe Abb. 122

durch den Granit von Eisenkappel zweigeteilten „Eisenkappeler Aufbruchzone“ im Norden und der „Seeberger Aufbruchzone“ im Süden. Der tektonischen Anlage des heutigen Gebirges in Ost-West verlaufenden Zonen entspricht die Gliederung der altpaläozoischen Sedimentationströge in etwa Ost-West streichende Faziesbereiche. Während der Hauptteil des Eisenkappeler Paläozoikums im Norden des Granits liegt, der hier das Periadriatische Lineament markiert, läßt sich die erst seit 1966 bekannte Folge von „Eisenkappel Süd“ gut mit dem „Seeberger Paläozoikum“ in Verbindung bringen, das seit Mitte des vorigen Jahrhunderts durch die örtlich reiche Fossilführung berühmt ist.

Im Vergleich zum Eisenkappeler Paläozoikum, das einen steilen nordvergenten Schuppen- und Faltenbau abbildet, lassen sich im Seeberger Aufbruch zwei alpidisch geprägte Bereiche mit unterschiedlichem Deformationsstil erkennen (F. KUPSCH et al., 1971; J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1974). Danach stellt der nördliche „Trögener Faltungsbereich“ eine 2–3 km breite Steilstellungszone mit Großsätteln und Großmulden aus Oberordoviz- bis Karbonflysch-Anteilen dar. Ihr steht im Süden ein nordvergender Schuppen- und Deckenbau gegenüber („Seeberger Deckensattel“), der Überschiebungsweiten bis 5 km aufweist. Die Sattelachse dieses Gewöl-

bes streicht auf österreichischem Gebiet vom Seebergpaß in WSW-ENE-Richtung und schwenkt in der östlichen Fortsetzung in eine E-W-Richtung.

Nach J. ROLSER & F. TESSENSOHN (1974) zeigt dieser Bau folgende Gliederung:

1. **Riffkalk-Einheit:** Sie bildet die höchste, in mehrere Teilschuppen zerlegte Einheit und formt einen Sattel, dessen Kern in Riff-Fazies entwickelt ist. Im Norden und Süden schließen jeweils Flaserkalkzonen an. Zur Riffkalk-Einheit zählen so bekannte Vorkommen wie Grintoutz, Storschitz, Pasterk und Rapold.
2. **Bänderkalk-Einheit:** Sie wird hauptsächlich aus Devon- und Unterkarbonkalken in einer schwach metamorphen Ausbildung aufgebaut und ist wie die Riffkalk-Einheit lokal stark zerissen und lamelliert.
3. **Basis-Einheit:** Die tiefste tektonische Einheit des Seeberger Raumes ist durch die Erosion der darüberliegenden Bänderkalk-Einheit in Form eines tektonischen Fensters freigelegt, in dem zuoberst oberkarbone Molasse zum Vorschein kommt. Das Seebergfenster erweist sich daher als alpidisch angelegt.

Für die Synthese des Baues der Ostkarawanken sind darüberhinaus weitere Strukturelemente von Bedeutung, die zusammen ein außerordentlich kompliziertes Strukturmuster dieses Gebie-

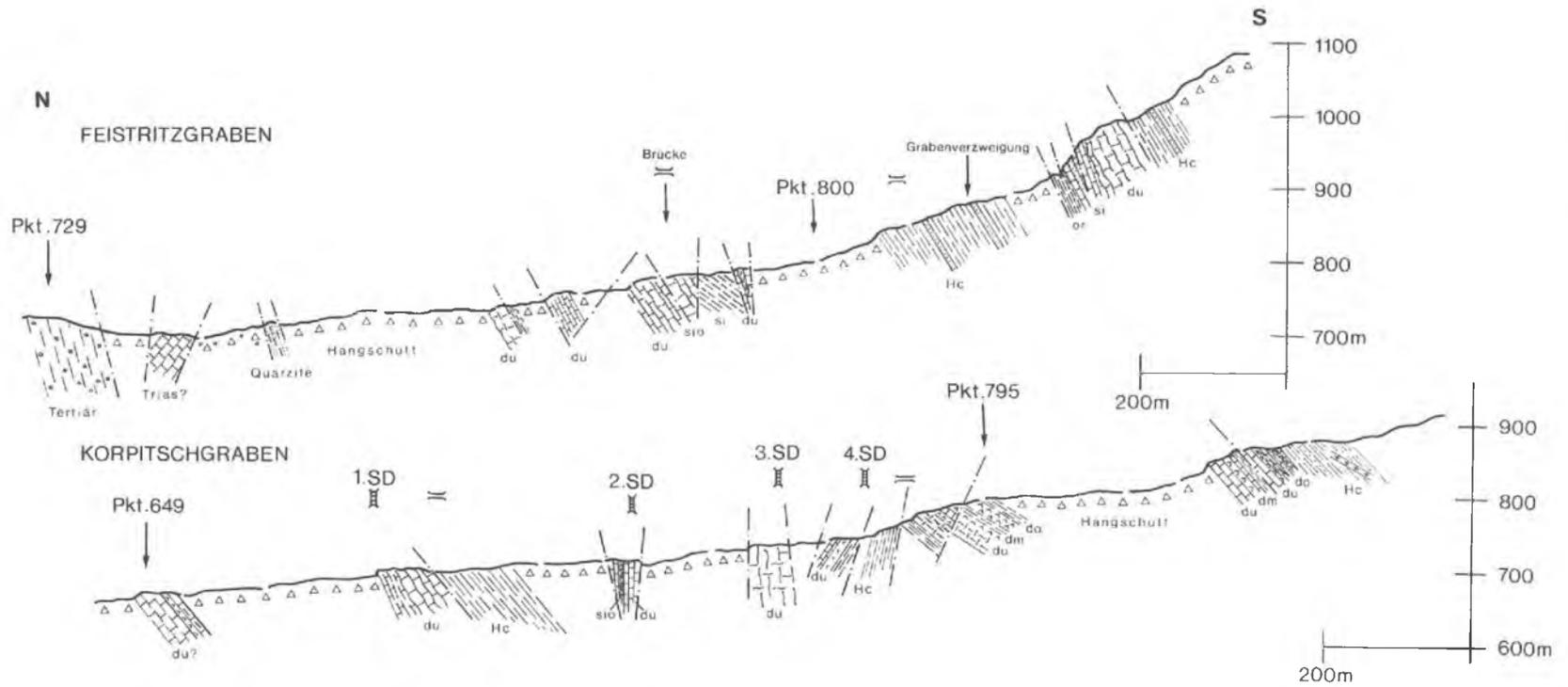


Abb. 128. Nord-Süd Profile durch das Altpaläozoikum im Feistritz- und Korpitschgraben in den Westkarawanken südlich Villach (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1971f, ergänzt; SD Dammeinbauten), weitere Legende Abb. 122

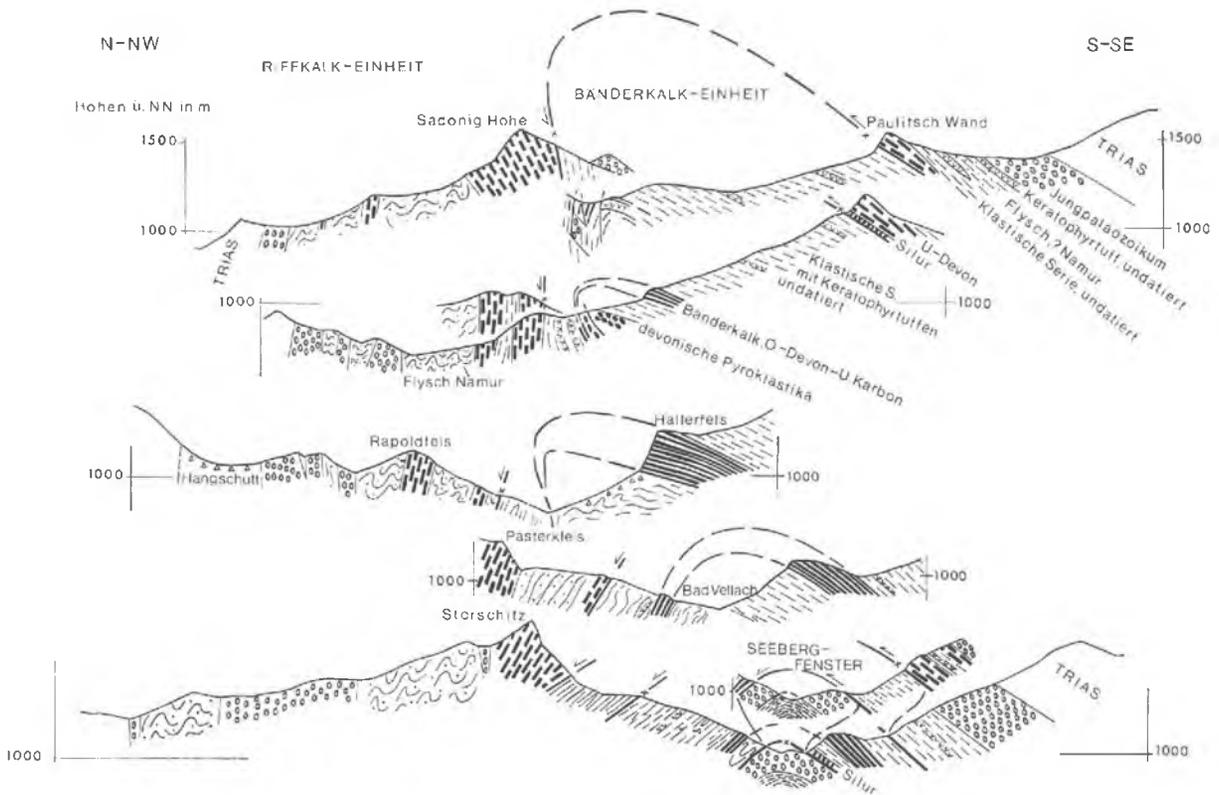


Abb. 129. Querprofile durch das Paläozoikum im Seeberggebiet südlich Eisenkappel (Ausschnitt aus J. ROLSER & F. TESSEN-SOHN, 1974)

tes ergeben. Dazu gehören 1. Ost-West streichende Dislokationsflächen, die teilweise Lateralverschiebungen widerspiegeln; 2. Aufschiebungen über das Vorland an den Außenrändern des Gebirges; 3. NW-SE gerichtete Flächen, die auf Vertikal- und Horizontalbewegungen mit dextralen Verschiebungskomponenten zurückgehen sowie 4. Nord-Süd-Querstörungen.

In der Frage nach dem Motor der Tektogenese in den Ostkarawanken und den benachbarten Räumen wurde von J. ROLSER & F. TESSEN-SOHN (1974) der zeitliche und räumliche Zusammenhang der genannten tektonischen Strukturen untersucht. Dabei zeigte sich in Übereinstimmung mit Ergebnissen aus dem Gailtal, daß das Periadriatische Lineament im betrachteten Raum durch eine in alpidischer Zeit aktive Rechtsseitenverschiebung entstanden ist. Der Großfaltenbau und die symmetriekonstante Spezialfaltung lassen sich als davon abhängige, SSW-NNE-gerichtete Strukturen deuten, denen zwei entsprechende Scherflächensysteme mit dextralen, etwa NW-SE streichenden und sinistralen, etwa N-S streichenden Horizontalver-

schiebungskomponenten zugeordnet werden können.

Die Hauptprägung der Ostkarawanken sei demnach – anders als in den Karnischen Alpen, wo variszische Reliktstrukturen weit häufiger als im Seeberger Paläozoikum erhalten sind – in erster Linie in alpidischer Zeit erfolgt. Sie erfolgte durch dextrale Seitenverschiebung (WNW-ESE), verbunden mit einer Nord-Süd Einengung.

Literatur: AUFFERBAUER H. 1971; BANDEL K. 1972, 1974; BUGGISCH W.; FLÜGEL E. et al. 1976; CANTELLI C., MANZONI M. & VAI G. B. 1965; CARLONI G. C. 1971; FENNINGER A., FLÜGEL E. et al. 1974, 1976; FENNINGER A., FLÜGEL H. W. et al. 1971; FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FENNINGER A. & STATTEGGER K. 1977; FLÜGEL H. W. et al. 1977; FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FRANCAVILLA F. 1966, 1974; FRECH F. 1894; GAERTNER H. R. von 1931; GAURI K. L. 1965; GEYER G. 1894, 1901; GORTANI M. 1921a, b. 1922, 1924, 1926, 1957; HERITSCH F. 1936b; HERITSCH F. et al. 1934; JAEGER H. 1968, 1975, 1976; JAEGER H. & SCHÖNLAUB H. P. 1970, 1977; KAHLER F. 1955; KAHLER F. & METZ K. 1955; KAHLER F. & PREY S. 1963; KRAUSE P. G. 1906; KUPSCH F. et al. 1971; LEDITZKY H. P. 1974; LOESCHKE J. & ROLSER J. 1971; PELLIZZER R. & TOMADIN L. 1962; PÖLSLER P. 1967; 1969a, b; REMY W. 1969; ROLSER J. 1968; ROLSER J. &

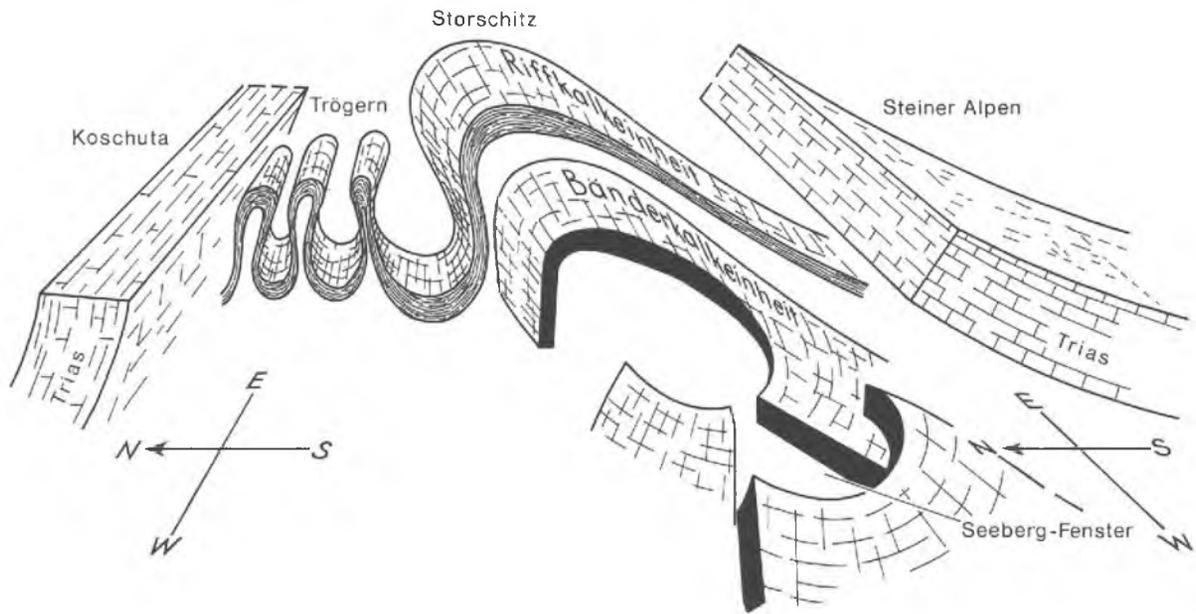


Abb. 130. Schematisches Blockbild mit den tektonischen Hauptelementen im Seeberggebiet: Triasrahmen der Südkarawanken, Riffkalk-Decke, Bänderkalk-Decke und Basis-Einheit im Seeberg-Fenster (aus J. ROLSER & F. TESSEN SOHN, 1974)

TESSEN SOHN F. 1974; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1973; SCHMIDT H. 1930; SCHNABEL W. 1976; SCHÖNLAUB H. P. 1969 a, b, 1970 a, b, 1971 b, c, d, e, f, 1973 c, d, 1975, 1977 a; SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A. 1977; SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G. 1975 a; SCHULZE R. 1968; SELLI R. 1963;

SKALA W. 1969; STACHE G. 1874; STUR D. 1856; SUSS E. 1868; SWEET W. C. & SCHÖNLAUB H. P. 1975; TESSEN SOHN F. 1968, 1969, 1971, 1974, 1975; TIETZ G. F. 1975, 1976; VINASSA DE REGNY P. 1913; ZANFERRARI A. 1976.

3.11.3. Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken

VON FRANZ KARL BAUER

(vgl. Abb. 118)

3.11.3.1. Die triassische Schichtfolge in den Karnischen Alpen

In den Karnischen Alpen liegen im Gebiet des Gartnerkofels (siehe Abb. 126) Werfener Schichten in Seiser- und Campiler Entwicklung über dem Bellerophondolomit des berühmten Reppwandprofils. Die Mitteltrias besteht aus einem bunten Konglomerat mit Geröllen vorwiegend aus den Werfener Schichten, aber auch aus älteren Schichtgliedern (Muschelkalk-Konglomerat, Uggowitzer Brekzie), das am Kühweger Köpfl etwa 30 m mächtig ist und durch eine Tufflage zweigeteilt wird. Darüber folgen dunkelgraue Bankkalken und Knollenkalken mit Tufflagen.

Der bis 700 m mächtige massive Schlerndolomit zeigt am Gartnerkofel eine gutgebankte,

kalkige Einschaltung mit Diploporen. Jüngere Trias-, Jura- und Kreidesteine kommen im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen nicht vor; Raibler Schichten und *Hauptdolomit* würden zunächst anschließen.

3.11.3.2. Die triassische Schichtfolge in den Südkarawanken

Die südalpinen *Werfener Schichten* bestehen im unteren Teil aus Flachwasserkarbonaten mit Oolithlagen (*Seiser Schichten*) und im oberen Teil aus meist roten Schiefen mit Karbonatlagen (*Campiler Schichten*). Zwischen den einzelnen Profilen gibt es fazielle Unterschiede.

Die *anisische Schichtfolge* beginnt mit meist geringmächtigen Bankkalken, die in geschichtete,

bis 150 m mächtige Dolomite übergehen. Im Obojnik Graben liegen über geringmächtigen Dolomiten sparitische Algenkalke mit *Diplopora hexaster* (PIA), *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) und *Tubiphytes obscurus* MASLOV (I. CERNY, 1977).

Im Profil Maier Graben wurde in diesem Kalk, der hier von graublauen, dünnbankigen Kalken mit Schieferlagen unterlagert wird, der riffbildende Kalkschwamm *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER gefunden, welcher in oberansischen Riffknospen der Olinger Dolomiten (T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970) und in den Lienzer Dolomiten (R. BRANDNER, 1970) vorkommt.

Westlich des Loibtales bilden diese Kalke über oft etwas rauhwackigen Anisdolomiten die Felswände der Heiligen Wand und der Kosmatica. Diese von S. PREY (1960) als Riffkalk angesprochenen Kalke führen stellenweise riffbildende Organismen und Kalkalgen. Gegen Süden gehen die Kalke der Kosmatica in graue Kalke, die sich mit dunklen Bankkalken verzahnen, also in die Beckenfazies, über. Darüber folgen Tuffe, Agglomerate und Laven.

Über den Kalken der Heiligen Wand liegen Vulkanite und Rotkalke. Auch im Profil Maier Graben liegen über dem Riffkalk Buntkalke, die Linsen und Krusten von Mangan und Hämatit enthalten (Abb. 115). Etwas östlich wird der Prapotnik von etwa 40 m mächtigen, Ammoniten und Crinoiden führenden Buntkalken mit Tufflagen aufgebaut.

Diese Buntkalke bilden einen markanten Horizont in den Südkarawanken. Von besonderem Interesse sind die Rotkalkvorkommen im Bereich der Zelenica Forststraße im Rjauca-Graben, wo eine Ammonitenfauna gefunden wurde, die nach F. TATZREITER (mündl. Mitt.) eine Einstufung ins Unterladin ermöglichte. Die Rotkalke sind nach S. PREY (1975) mit dem nordalpinen Schreyeralmkalk zu vergleichen, mit dem auch die Buntkalke vom Dobratsch (T. BECHSTÄDT et al. 1976) verglichen wurden.

Eine etwas andere Abfolge zeigt das Profil im Kraßnig Graben, wo über geschichteten und plattigen Anisdolomiten Kalke und 200–300 m mächtige, rote oder graue, feinsandige, tuffitische Mergel und Sandsteine mit Einschaltungen von Laven und bunten vulkanisch beeinflussten Konglomeraten, ferner vermutlich eingeglittenen Linsen aus dunklen Bankkalken und/oder Grau-Rotkalken liegen. Die Platznahme durch Eingleitung erkennt man daran, daß die von Körpern der massigeren Grau-Rotkalke durchsetzten gebankten Kalke oft stark gefaltet sind, obwohl sie in ruhig gelagerte Schichten eingebettet liegen.

Die Konglomerate sind in den Südkarawanken weit verbreitet und liegen über der unteren anisischen Dolomit-Kalk-Folge. Aufgearbeitet wurden ältere und fast gleichalte Gesteine, wie die dunklen Bankkalke und die Grau-Rotkalke. Da Vulkanite an der Basis und auch als Gerölle auftreten und Tuffmaterial im Bindemittel enthalten ist, kann eine Entstehung unter vulkanischem Einfluß angenommen werden.

Wahrscheinlich gleichzeitig wie im Drauzug (ab Pelson/Illyr) beginnt auch in den Südkarawanken die tektonische Umgestaltung des Ablagerungsraumes und das unterschiedliche Absinken des Meeresbodens. Die Folge ist eine eng-räumige Faziesdifferenzierung, die Entwicklung von Becken- und Riffbereichen und die Förderung von Laven, Tuffen und Tuffiten. Die vulkanisch beeinflussten Beckensedimente, die häufig über dem Muschelkalk-Konglomerat liegen, sind den *Buchensteiner-* und *Wengener Schichten* gleichzusetzen (Alter Oberanis-Ladin). Sie sind im Profil im Obojnik Graben aufgeschlossen (Abb. 115) und bestehen aus Mergeln mit Knollenkalkbänken, Bankkalken und Tufflagen. Über eisenschüssigen, dunkelbraun anwitternden Kalken folgen östlich des Obojnik Grabens noch dunkle Mergel und Bankkalke.

Auf der Südseite des Grintoutz liegt ein etwa 90 m mächtiges Profil mit einigen Meter mächtigen roten Schiefen im Liegenden, einer grauen Mergelfolge und Tuffe führenden Hornsteinknollenkalken, die in den *Schlerndolomit* übergehen. Dieses Profil ist vergleichbar mit jenem nördlich der Bielschitza oder jenem nördlich der Baba der Vellacher Kotschna, wo allerdings Bankkalke den Übergang in den Schlerndolomit bilden.

Östlich der Koschuta liegen im Potok Graben Buchensteiner und Wengener Schichten mit dunklen Bankkalken, Mergeln und hangenden, *Posidonia wengensis* WISSMANN und andere Bivalven führenden Kalken. In den Westkarawanken stellte N. ANDERLE (1970) eine tonig-sandige und Hornstein-führende Schichtfolge zu den Buchensteiner- und Wengener Schichten.

Im Ladin baut sich analog dem Wettersteinkalk im Norden die Karbonatplattform des Schlerndolomites auf, der sich mit den Beckensedimenten verzahnt. Faziiell ist zwischen der Riff-Fazies mit Schwämmen, Korallen und *Tubiphytes obscurus* MASLOV (z. B. Cimpaser, Baba westlich der Koschuta, Rjauca, Bielschitza) und der gebankten Lagunenfazies mit Stromatolithen, die z. B. im Gebiet Trögner Klamm, nördlich der Koschuta, am Grintoutz und am Geißberg vorkommt, zu unterscheiden. In den Riffbereichen kommen auch Kalke vor.

Ein deutlicher Fazieswechsel vollzieht sich mit

dem Einsetzen der *Raibler Schichten*, die teilweise aus tektonischen Gründen fehlen. Sie kommen in den Westkarawanken im Gebiet Kl. Mittagkogel – Golica (N. ANDERLE, 1970) vor. Sie bestehen aus 400–500 m mächtigen Hornsteinkalken, die in ähnlicher Ausbildung auch in den Steiner Alpen vorkommen, wo sie fossilbelegt sind (S. BUSER, 1974).

Neu belegt konnte Karn in den Ostkarawanken werden. Im Vellachtal liegen nordöstlich Kristan über dem Schlerndolomit dunkle gebankte Dolomite (*Cassianer Dolomit*), welche eine mehrteilige Schalenlumachelle mit mittelgroßen Megalodonten und anderen Bivalven führen. Die Megalodonten, u. a. *Neomegalodon carinthiacus* (HAUER) ergaben eine Einstufung in das Jul bzw. Cordevol (R. SIEBER).

S. PREY (1976) vermutete in den Dolomiten westlich des Loiblpasses einen karnischen Anteil und nahm einen Übergang von den ladinischen Riffkalken vom Typus Bielschitza, welche über Tufflagen führenden Bankkalken liegen, in karnische Dolomite, *Dachsteindolomit* und schließlich in *Dachsteinkalk* an. Nach den Beobachtungen von S. PREY waren in dem ausgedehnten Dolomitgebiet weder Spuren von Raibler Schichten noch Störungen zu finden, die hier für eine tektonische Unterdrückung der Raibler Schichten in Betracht gekommen wären.

Im Nor baut sich mit dem 600–1000 m mächtigen Dachsteinkalk wieder eine große Karbonatplattform auf. Die Kalke der Steiner Alpen, der Vellacher Kotschna, der Koschuta, des Hochstuhl oder des Großen Mittagkogels bilden durchwegs eine gebankte Lagunefazies. Diese zeigt besonders deutlich in der Koschuta ähnliche Zykloteme, wie sie A. G. FISCHER (1964) von den Loferer Steinbergen beschrieben hat. Sie bestehen aus Megalodontenkalk mit roten Mergelkrusten, die auf dessen verkarsteten Schichtflächen liegen, und Stromatolithen, mit denen Onkolithlagen in Wechsellagerung auftreten.

Im jugoslawischen Anteil der Karawanken gibt es südlich des Hochstuhl und auf der Begunjšica 200 m mächtige Riffkalke mit Korallen, Hydrozoen und Spongien (E. FLÜGEL & A. RAMOVŠ, 1961). In den westlichen Karawanken sind die Kalke teilweise durch Dolomit ersetzt.

Jura- und Kreidesteine fehlen in den österreichischen Südkarawanken.

3.11.3.3. Faziesbeziehungen zwischen Drauzug und Südalpen während der Triaszeit

Zwischen Drauzug und Südalpen wurden vielfach Faziesgegensätze in der Trias betont und

das Periadriatische Lineament als bedeutende Faziesgrenze angesehen.

Vergleiche zeigen, daß im Skyth den klastischen Serien des Permoskyth im Norden die Flachwasserkarbonate im Süden gegenüberstehen.

In der Mitteltrias wurden von T. BECHSTÄDT et al. (1978) aufgrund detaillierter Faziesstudien ähnliche Faziesentwicklungen in Nord- und Südalpen festgestellt. Nach der Sedimentation von Flachwasserkarbonaten setzt ab Pelson/Illyr eine synsedimentäre Tektonik ein, die zur Bildung von Becken- und Riffbereichen führte.

Die Beckensedimente mit Knollenkalken, Bankkalken, Rotkalken („Schreyeralkalk“), Mergeln und Vulkaniten des Dobratsch und jene der Südkarawanken sind gut vergleichbar. Unterschiede in der Mitteltrias, die es auch innerhalb von Südalpen und Drauzug gibt, kann man auch auf engräumige Faziesdifferenzierungen zurückführen.

F. K. BAUER (1973) überlegte eine Beziehung der ladinischen Riffplattformen von Nord- und Südkarawanken und Steiner Alpen auf gemeinsame Becken, woraus auf paläogeographische Zusammenhänge, die durch die sicher beträchtliche Einengung bei der alpidischen Tektonik verloren gingen, geschlossen wurde.

In der Obertrias gibt es bei den Raibler- bzw. Carditaschichten zwischen Südalpen und Drauzug größere Faziesunterschiede. Im Nor/Rhät stehen sich Hauptdolomit und Kössener Schichten im Norden und Dachsteinkalk im Süden gegenüber.

Weil die faziellen Beziehungen des Drauzuges zu seiner Umgebung für die paläogeographische Situation sowie für die tektonischen Konzepte von großer Wichtigkeit sind, soll noch auf die deutlichen Faziesähnlichkeiten mit den Nordtiroler Kalkalpen hingewiesen werden.

3.11.3.4. Der geologische Bau des Gartnerkofelmassivs (Trias) in den Karnischen Alpen

Der Bau des Gartnerkofels und seiner östlichen Fortsetzung im Zielkofel, die nach kurzer Strecke auf italienisches Gebiet hinüberzieht, ist ausschließlich von alpidischer Bruchtektonik unter schwach nordgerichtetem Druck bestimmt; ein Deckenbau ist nicht vorhanden (F. KAHLER & S. PREY, 1963). Eine flach südfallende Platte, aufgebaut aus Schichten vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias, ist tektonisch zerstückelt und am Südrand an der etwa Ost-West bis Westnordwest verlaufenden Südrandstörung, mit einer Sprunghöhe von schätzungsweise 1800 m, tief eingesunken. Sie setzt ebenfalls nach Italien fort. Er-

wähnenswert sind ferner die über das Kühweger Törl kommenden und nach Ostnordosten, teilweise auch nach Ost gerichteten Störungen am Nordrand, die – ebenso wie die Störung mitten im Gartnerkofelmassiv – an der gegen Westnordwest gerichteten Schwarzwipfelstörung enden. Diese Störung weist überhaupt die größte Sprunghöhe in diesem Gebiet auf. Ein hauptsächlich zwischen Nordnordost und Nordnordwest pendelndes Netz von Klüften und kleinen Störungen verursacht die Modellierung der Spitzen und Türme des Garnterkofels (Abb. 126).

3.11.3.5. Der geologische Bau der Südkarawanken

Der aus Trias aufgebaute südalpine Teil der Karawanken greift östlich der Gailitz auf österreichisches Gebiet über und erstreckt sich von hier über den Großen Mittagkogel, den Hochstuhl und die Koschuta bis zur Uschowa.

Die unter- und mitteltriadischen Schichten bilden meist eine aufrechte, flach bis mittelsteil nach Süden fallende Abfolge über dem Jungpaläozoikum. Häufig durchziehen Störungen die Schichtverbände und bewirken Verminderungen von Mächtigkeiten, den Ausfall oder die Verstellung von Schichtgliedern.

Die Unterschiede in der Festigkeit der Sedimente nehmen Einfluß auf das tektonische Bild. Während Werfener Schichten, Alpiner Muschelkalk und Buchensteiner Schichten aus leicht verformbaren Sedimenten bestehen und teilweise stark verfaltet sind, bilden die Hauptfelsbildner Schlerndolomit und Dachsteinkalk starre Blöcke, die von Brüchen begrenzt sind.

Die bedeutendste Bruchlinie liegt zwischen Schlerndolomit und Dachsteinkalk, an der Raibler Schichten fehlen. Sie zieht zwischen Großem Mittagkogel und Ferlacher Spitze durch und erstreckt sich bis zum Hochstuhl, wo sie über den Bielschitza Sattel und etwas östlicher zwischen Rjauca und Zelenica verläuft. Sie setzt sich nicht weiter nach Osten fort.

Ein Bruch gleicher Art streicht von Südwesten her über den Hainschattel und zieht am Fuß der Koschutawände entlang. Ebenso wichtig scheint die hier zuscharende Störung südlich vom Grenzkamm zu sein. Die Störungsfläche ist durch große Harnische und mächtige Mylonitzonen gekennzeichnet.

Östlich des Gailitzdurchbruches, der Westgrenze der Karawanken, liegen im Gebiet Tschabin und Blekova Werfener Schichten und Alpiner Muschelkalk über der jungpaläozoischen Schichtfolge. Vom Techantinger- und Mallestiger Mittagkogel bis zum Schwarzkogel wird der Grenzkamm aus Schlerndolomit aufgebaut. Über

diesem folgen östlich Hornsteinkalke des Karn und Dachsteinkalk und -dolomit des Großen Mittagkogels. Im obersten Bärengraben sind bis 500 m mächtige Raibler Schichten in der Fazies der Hornsteinplattenkalke verbreitet.

An der Basis der Obertrias liegt zwischen Großem Mittagkogel und Ferlacher Spitze eine NW-SE verlaufende Störung. Sie begrenzt im Süden einen Mitteltriaszug mit dem Schlerndolomit Gratschützen – Ferlacher Spitze. Der Schlerndolomit keilt östlich des Bärengrabens aus und setzt im Kapellenberg wieder ein.

An der nördlichen Basis des Gratschützenkamms liegen Alpiner Muschelkalk und Buchensteiner Schichten mit Tufflagen unter dem Schlerndolomit. Südlich davon kommen im Bären- und Ardeschitza Graben antiklinal Werfener Schichten und Alpiner Muschelkalk hervor.

Die von F. TELLER (1910) südlich Rosenbach angenommene komplizierte Verfaltung von Aniskalken ist nicht nachweisbar. Vielmehr liegt eine verhältnismäßig einfach gebaute, aufrechte Schichtfolge mit Grödener Schichten, Bellerophondolomit, Werfener Kalken und Werfener Schiefer vor (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1979).

Im Norden sind die Südkarawanken zwischen Rosenbach und Finkenstein auf die Rosenbacher Kohlschichten aufgeschoben. Nach N. ANDERLE (1970) sind Schlerndolomit und jungpaläozoische Gesteine mit den miozänen Schichten verschuppt.

Im Gebiet des Boden- und Loibltales wird der nördliche Streifen aus permisch-untertriadischen Schichten aufgebaut.

Geringmächtiger Grödener Sandstein, mächtigere Bellerophondolomite, Werfener Kalke und bunte Werfener Schichten liegen entweder auf Hochwipfelschichten (Loibltal – Eselsattel) oder auf Auernigschichten (nördlich Ogris, südöstlich Gasthof Sereinig, Eselsattel).

Die Südgrenze dieses Abschnittes springt im Loibltal an einer Querstörung fast bis zum Grenzkamm nach Süden vor, sodaß der Nordteil des Loibltunnels in Bellerophondolomiten und Werfener Schichten zu liegen kommt. Diese Gesteinsschichten streichen gegen Ostnordost weiter.

Westlich dieser Querstörung folgt im Gebiet Kosmatica – Heilige Wand über den Werfener Schichten die Mitteltrias mit Dolomiten, Graurotkalken und Bankkalken, darüber liegt der Schlerndolomit von Geißberg, Bielschitza und Rjauca. Die Bielschitza ist im Süden durch eine Störung vom Dachsteinkalk des Hochstuhl getrennt (siehe Abb. 116).

Die Störungssysteme, die den Bau in unübersichtlicher Weise zerstückeln, haben Richtungen um E-W, NW, NNE und ENE.

Im Gebiet Zell Winkel (Maier Graben, Scheriau-Graben) zeigen auf Grödener Sandstein liegender Bellerophonolomit und Werfener Schichten eine flachwellige Verfaltung um eine gemeinsame Achse. Über flach nach Süden einfallenden Werfener Schichten folgt die anisich-unterladinische Schichtfolge, überlagert vom gebankten Schlerndolomit des Grintoutz. Die südlich gelegene Baba besteht aus Schlerndolomit in Riff-Fazies und ist durch eine Störung vom Grintoutz getrennt.

Ähnlichen Bau zeigt das Profil Zell Pfarre – Koschuta, wo über dem Grödener Sandstein flach südfallende Werfener Schichten liegen, die im Gebiet Breiter Gupf, Tscheuz und Grünberg weite Verbreitung haben. Darüber liegen im Profil Mejnik anisische Dolomite und Beckensedimente mit dunklen Bankkalken, Vulkaniten und Tuffen, Rotkalken, roten und grauen Mergeln.

Die Grenze zum Schlerndolomit, der ganz flach Süd fällt und eine verminderte Mächtigkeit von 250 m hat, ist stark gestört. Die große Störung zu dem ähnlich flach südfallenden Dachsteinkalk ist am Steig nördlich der Gabelspitze aufgeschlossen. Das Gestein ist beiderseits der Störung mylonitisiert, und große Harnische fallen steil Süd.

Von der Koschuta bis zur Uschowa fehlt der Dachsteinkalk. Das Hauptgestein ist der Schlerndolomit, der im Vellachtal gegen Süden vom Cassianer Dolomit überlagert wird. Die Trias grenzt an einer steilen Störung an das Seeberg-Paläozoikum. Im Potok-Graben sind unter Schlerndolomit liegende Buchensteiner Schichten intensiv verformt und teilweise steilachsig verfalltet.

Im Norden wird der Schlerndolomit beiderseits der Trögern Klamm, die den Schlerndolo-

mit durchschneidet, vom Alpinen Muschelkalk unterlagert; Werfener Schichten fehlen. Diese liegen im Profil Vellachtal an der Basis des Schlerndolomites; hier fehlt der Alpine Muschelkalk. Die Schichten sind an der großen Störung zum Eisenkappeler Paläozoikum abgeschnitten.

Im Osten grenzt die durch eine NE-SW-Störung abgetrennte Dachsteinkalkscholle der Uschowa an Schlerndolomit bzw. an Werfener Schichten. Die Trias der Uschowa ist nach Norden auf den Tonalitgneis des Remschenig-Grabens aufgeschoben.

In der Vellacher Kotschna gehört ein kleiner Teil der Steiner Alpen zum österreichischen Staatsgebiet. Die südfallende Schichtfolge mit anisichem Dolomit, Buchensteiner Schichten, Schlerndolomit und Dachsteinkalk liegt auf dem Seeberg-Paläozoikum.

Die Steiner Alpen gehören nach S. BUSER (1969) geologisch zu den Karawanken und werden im Bau durch größere Synklinalen und Antiklinalen, die teilweise südvergent sind, bestimmt. Nach Ablagerung des Mitteloligozäns und Miozäns kam es zur umfangreichen Faltung und Südaufschubung auf diese Ablagerungen. Innerhalb der Steiner Alpen wurde die Hauptmasse des Dachsteinkalkes südwärts auf Paläozoikum und tiefere Trias aufgeschoben. Im Pliozän entstanden in dinarischer Richtung verlaufende Verwerfungen von großer Längserstreckung.

Literatur: ANDERLE N. 1970; BAUER F. K. 1973, 1977; BECHSTÄDT T. 1978; BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. 1970; BECHSTÄDT T. et al. 1978; BRANDNER R. 1972; BUSER S. 1969, 1974; CERNY I. 1977; FISCHER A. G. 1964; FLÜGEL E. & RAMOVŠ A. 1961; HERITSCH F. & KÜHN O. 1951; KAHLER F. 1953; KAHLER F. & PREY, S. 1963; PREY S. 1963, 1975 a, 1977 a; PREY S. & KAHLER F. 1958; RIEHL-HERWIRSCH G. 1979; SCHULZ O. 1970; SIEWERT W. 1978.