

im Flußniveau der Gail anzusehen, die im Staubereich der schwindenden Eismassen zur Ablagerung kamen. In den vergletscherten Nebentälern kamen dann im Spätglazial manche lokalen Moränen (Valentintal) und die noch vom Eis transportierten grobblockigen Bergsturzablagerungen (Kreuztratten) zur Ablagerung.

Literatur

- DRAXLER, I. & VAN HUSEN, D.: Zur Ausbildung und Stellung der würmzeitlichen Sedimente im unteren Gailtal. – Z. Gletscherkunde u. Glaz. Geol., **16**, 85–97, Innsbruck 1982.
- FRITZ, A.: Die pleistozäne Pflanzenwelt Kärntens. – Carinthia II, **29**, SH., 63 S., Klagenfurt 1970.
- FRITZ, A.: Beitrag zur würmzeitlichen Vegetation Kärntens. – Carinthia II, 197–222, Klagenfurt 1975.
- HUSEN, D. VAN: Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – Mitt. ÖGG, **74/75**, 197–230, Wien 1981.
- HUSEN, D. VAN: A model of valley bottom sedimentation during climatic changes in a humid alpine environment. – In: EVENSON, SCHLÜCHTER & RABASSE (ed.): Tills and Related Deposits, 342–344, Rotterdam (A. A. Balkema) 1983.
- HUSEN, D. VAN: General sediment development in relation to the climatic changes during Würm in the eastern Alps. – In: EVENSON, SCHLÜCHTER & RABASSA (ed.): Tills and Related Deposits, 345–349, Rotterdam (A. A. Balkema) 1983.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. – **3**, 1062–1118, Leipzig 1909.
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Nordseite des karnischen Kammes. – VI. SH. Carinthia II, Klagenfurt 1936.
- UCIK, H. F.: Der ehemalige Schieferkohlenbergbau Nieselach bei St. Stefan im Gailtal/Kärnten. – Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, **14**, 3–13, Leoben 1973.

Die Trias des Drauzuges

(Abb. 7)

Von ADOLF WARCH

Werfen-Formation – Skyth (37)

Trotz Zugehörigkeit dieser Schichten zur Trias wurden diese wegen der lithologischen und petrographischen Parallelen mit dem liegenden Perm gemeinsam mit diesem von G. NIEDERMAYR behandelt.

Alpiner Muschelkalk – Anls (32–36)

Die Dreiteilung dieser Formation lautet:

- Liegende Kalk-Dolomitfolge (36)
- Mittlere Wurst-, Knollen- und Bankkalke mit Silt- bis Sandsteinlagen (34, 35).
- Dolomitische Zwischenniveau, kurz Zwischendolomit (32)

Ein bemerkenswerter Unterschied zu den bisherigen Aufnahmen in den Gailtaler Alpen ergab sich bei der Einschuppung von Muschelkalk ab dem Rötenskapf über den Pittersberg bis Dellach/Gail, sowie bei der N davon liegenden Hauptmasse der Permotrias des Laaer- und Trutschwaldes dadurch, daß sich die Basis des Alpiner Muschelkalkes brekziös bis konglomeratisch erweist. Die Komponenten der Brekzie nehmen von W nach E sowohl in Zahl wie auch Größe zu und ihre Kantigkeit geht allmählich verloren, so daß dieses Gestein beispielsweise in den Aufschlüssen am Forstweg von Buchach zur Ploner Alm zwischen 1100 und 1200 m sogar ein weitgehend konglomeratisches Aussehen annimmt. Die besondere Bedeutung dieser Brekzie bis Konglomerat liegt aber vor allem darin, daß sie eine genetische Beziehung über das Gailtal hinweg zum südalpiner Muschelkalk des Gartnerkofelgebietes (KAHLER & PREY, 1963) und zum sogenannten Richtigthofen-Konglomerat in den Südtiroler Dolomiten herstellt. Der genauere lithologische Vergleich der Gesteinsproben von den genannten Stellen zeigt aber, daß die Vorgänge, welche zur Brekzien- bzw. Konglomeratbildung führten, in den Gailtaler Alpen nur mehr abgeschwächt wirksam waren.

Daß die unteranisische Einstufung des brekziösen bis konglomeratischen Horizontes vom Rötenskapf über den

Pittersberg hinaus bis annähernd zum E-Ende des Kartenblattes trotz Fehlens von Fossilbelegen und entgegen den bisherigen Deutungen von G. GEYER (1901 c, S. 59; 1901 d), R. W. v. BEMMELEN (1957, S. 199, Tafel 17) und W. SCHLAGER (1963, S. 97) wohl keinem Zweifel mehr unterliegt, geht aus folgenden Kartierungsergebnissen hervor:

- Der genannte Horizont schließt entlang der gesamten Einschuppung unmittelbar hangend an das Permoskyth an, sodaß der stratigraphische Verband gesichert erscheint.
- Ab dem Gehöft Lanz N von Kötschach treten zum Alpiner Muschelkalk mit dem brekziös-konglomeratischen Horizont hangend und in östlicher Richtung auch noch tektonische Reste von Partnach-Plattenschiefer, Wettersteinkalk und -dolomit hinzu, wodurch vom Permoskyth bis einschließlich Wettersteindolomit eine durchgehende und ungestört aufsteigende, triadische Schichtabfolge gegeben ist.
- Der brekziös-konglomeratische Horizont des Alpiner Muschelkalkes konnte nicht nur bei der Einschuppung vom Rötenskapf bis über den Pittersberg hinaus festgestellt werden, sondern in gleicher stratigraphischen Position beim nahen Hauptgebirgszug der westlichen Gailtaler Alpen, im sog. Laaser Wald.
- Die Komponenten des brekziös-konglomeratischen Horizontes vom Alpiner Muschelkalk sind sowohl dolomitisch wie auch kalkig, wogegen die norische Hauptdolomitbrekzie immer nur dolomitische Komponenten aufweist.

Die Horizonte der Dreiteilung des Alpiner Muschelkalkes mit ihren lithologischen Merkmalen sind auf diesem Kartenblatt nur zweimal im größeren Ausmaß anzutreffen und zwar am N-Hang der Jauken zwischen der Ortschaft Raßnig bei Stein/Drau bzw. Dellach/Drau und der Steiner Alm in den westlichen Gailtaler Alpen sowie auf der Mussen (2038) in den östlichen Lienzer Dolomiten. Trotzdem fehlt aus tektonischen Gründen auch da wie dort weitgehend – bis auf kleine Reste –

die liegende Kalk-Dolomitserie mit dem Wechsel von meist gut, aber unregelmäßig gebankten bis geschichteten, dunkelgrauen Kalk und auch gut gebankten, teils hell gebänderten und grob kristallinen, grauen bis graubraunen Dolomit. Der Kalk kann auch hier schon von dünnen Wurstkalklagen zunehmen und mit dem Knollenkalk gemeinsam geradezu zum Hauptmerkmal der zweiten Schichtserie des Alpenen Muschelkalks werden. Die lagenweise Anhäufung von Wurstln bzw. Knollen mit Beimengung von Mergel, Ton und auch Sand in den Zwischenräumen ergeben bei Anwitterungen ein charakteristisches Aussehen von netzartiger Faserung.

Der typische, dunkel bläulichgraue, meist gut kristalline, grob gebankte sog. Bankkalk als höchstes Glied dieser mittelanischen Schichtfolge liegt auf Blatt 197 überzeugend nur einmal vor und zwar unmittelbar anschließend an den vorgenannten Wurstl-Knollenkalk am Forstweg von Raßnig zur Steiner Alm in der letzten Kehre zum Bärenboden (1391).

Auf demselben Forstweg, aber schon bei 870 m stößt man auf einen der mehrfachen Sandsteinaufschlüsse des mittleren Alpenen Muschelkalks am N-Hang der Jaukenhöhe (2234) und zwar knapp 100 m nach der Wegschränke bei 850 m. Dieser eignet sich wegen des frischen Anbruchs vorzüglich für nähere Untersuchungen.

Das höchste Glied des Alpenen Muschelkalks, der sog. Zwischendolomit, ist durchwegs gut geschichtet bis gebankt, ziemlich hellgrau verwitternd und stellenweise senkrecht zu den Schichtflächen weiß geädert. Im dunkel braungrauen, bituminösen, feingeschichteten Grenzbereich zum hangenden Partnach-Plattenkalk enthält er allgemein ockerig verwitternde, cm- bis dm-mächtige Tuff-Tuffitlagen.

Partnach-Formation – Ladin (29–31)

Diese Formation besteht zum Großteil aus gut geschichteten (10–20 cm), ebenflächigen, dunklen Kalcken, die beim Bruch zur Bildung von größeren Platten neigen und daher Partnach-Plattenkalke genannt werden. An den Schichtflächen befinden sich häufig entweder dunkelgraue, nur mm-dünne kohlige oder ebenso dünne, dunkel-braungraue, stark bituminöse Überkrustungen. Das Bitumen ist nicht selten auch im Kalk selbst enthalten. Die kohligen Überkrustungen haben immer einen harnischartigen Glanz und sind damit deutliche Zeugen für Gleitungen. Daß diese vielfach stattgefunden haben, beweisen die zahlreichen, teils sogar annähernd isoklinalen Falten in jeder Größenordnung. Zur Begünstigung dieser intensiven Tektonik dienen neben der Feinschichtung auch die häufigen mm- bis cm-Mergelzwischenlagen der einzelnen Schichten. Wittern diese heraus, so bleiben verhältnismäßig große Schichtfugen zurück, was zusätzlich diesem Gestein ein besonderes Gepräge gibt. Die Reichhaltigkeit an Eisensulfid, das neben Bitumen und Ton die dunkle Farbe des Gesteins verursacht, wirkt sich mancherorts in der Weise aus, daß die Schichtflächen der angewitterten Plattenkalke schlierenartige Rostflecken aufweisen.

Nicht selten sind die Kalkplatten auch noch in sich feingeschichtet (Laminierung!), vereinzelt auch feinst gradiert und führen Kieselknuern oder gestreckte Hornsteinlinsen bzw. -bänder. Innerhalb mächtigerer Kalkplatten sind auch Gleiterscheinungen (slumpings) zu beobachten. Neben diesem typischen Partnach-Plattenkalk gibt es aber auch mächtige Bänke von dichtem

Kalk, die dann als Geländerippen und Wandstufen auffallen.

Der Vulkanismus hinterließ in dieser Formation entschieden deutlichere Spuren als im oberanischen Zwischendolomit. Dies wirkte sich in der Weise aus, daß er sich im Partnach-Plattenkalk nicht nur auf die cm- bis dm-mächtigen und mehr oder weniger mürben Tuff-Tuffitlagen beschränkt, die es ja auch schon im oberanischen Zwischendolomit, wenn auch in geringerer Zahl gibt, sondern hier kommt auch noch der verfestigte Dazit hinzu, der auf dem vorliegenden Blatt m-Mächtigkeit erreicht. Er fällt zwar bei ungestörter Lagerung im Gelände wegen seiner neutralen steingrauen Farbe kaum auf, doch nimmt seine Mächtigkeit mit 30 cm auf der Pöllaner Höhe (994 m) im E der Gailtaler Alpen (Blatt 199) nach W hin kontinuierlich zu, so daß er auf der Mussen in den östlichen Lienzer Dolomiten schon 2–3 m mißt. Außerdem verdoppelt er sich wahrscheinlich ungefähr ab dem Göseringgraben bei Weißbriach auf Blatt 198, was vermutlich auch zur Anhäufung von Dazit in einem stark gestörten Bereich auf dem neuen Forstweg NW vom Mittagskogel (1627), WNW von der Jaukenhöhe (2234), geführt hat. Hier wie auch rund 300 m NW tiefer im Graben an einem neuen Forstweg sind wegen der frischen Erschließung auch eine Reihe von hockerigen cm-Lagen von Tuff-Tuffit zunächst auch noch deutlich zu sehen.

Die Bedeutung des zweiten größeren Dazitvorkommens dieses Blattes und zwar am S-Hang der Mussen (2038) zwischen 1840 und 1890 m mit 2–3 m und bei 1730 m mit ungefähr 1 m am Güterweg nach St. Jakob im Lesachtal liegt neben der beträchtlichen Mächtigkeit auch noch darin, daß die beiden Lagen aufgrund ihrer ungestörten Einlagerung stratigraphisch sicher verschieden zu beurteilen sind, was man aber von den östlich gelegenen Dazitvorkommen nicht mit gleicher Gewißheit sagen kann.

Hier gibt es auch noch, zum Unterschied vom Vorkommen am Mittagskogel, am Steig Nr. 227 von Röttenpaß zur Mussen bei 1740 und 1770 m noch zwei Tuff- bis Tuffitlagen mit der ungewöhnlichen Mächtigkeit von 20–30 cm, die im Gegensatz zu den verfestigten Dazitbänken infolge starker Verwitterung mürbe, teilweise auch schon kaolinisiert sind. Die weitere Verfolgung der vulkanogenen Einlagerungen nach W scheiterte aber daran, daß der Partnachhorizont in Richtung Podlaniggraben fast zur Gänze tektonisch auskeilt.

Wetterstein-Formation – Cordevol–Unterkarn (26–28)

Diese Formation bildet zusammen mit dem liegenden Partnach-Plattenkalk, dem nachfolgenden Wettersteinkalk und dem hangenden Wettersteindolomit die sog. Nordfazies der Gailtaler Alpen.

Der Wettersteinkalk unterscheidet sich vom liegenden Partnach-Plattenkalk dadurch, daß er wohl auch gut, aber unregelmäßig geschichtet bis gebankt, weniger dunkel und vor allem nicht mehr ebenflächig ist, daher auch nicht mehr in Platten bricht. Er weist teilweise auch Wühlgefüge nach Art des mittelanischen Wurstkalkes auf. Dies sind alle Merkmale des Übergangs von der Partnach-Beckenfazies hin zur Lagunenfazies des nachfolgenden Wettersteindolomits. Letzterer schließt die Nordfazies ab und wird von E nach W auf Kosten des liegenden Wettersteinkalks immer mächtiger. Er ist gut und überwiegend regelmäßig geschichtet bis gebankt, verwittert meist hellgrau und wird nur von

einzelnen dunkel-graubraunen, bituminösen Lagen unterbrochen.

Ist der Wettersteindolomit an seiner Basis massig, wie beispielsweise im oberen Pirkner Graben in den östlichen Lienzer Dolomiten, so bekommt er nach W. SCHLAGER (1963) wegen des Algenreichtums noch die nähere Bezeichnung „Diploporendolomit“.

Die Mächtigkeitsabnahme des Wettersteinkalks zu Gunsten des Wettersteindolomits von E nach W wirkt sich solcherart aus, daß der Wettersteinkalk im E des Blattes, im Gebiet der Jaukengruppe (da allerdings auch wesentlich begünstigt durch tektonische Verschiebung) noch verhältnismäßig stark vertreten ist, im W auf der Mussen aber nur mehr einen schmalen Horizont bildet, hier offensichtlich auch tektonisch vermindert.

Der Wettersteinkalk im Bereich der Jaukenhöhe (2234 m) verdient aber noch deshalb eine besondere Erwähnung, weil er der Träger von einst abbauwürdigen Pb-Zn-Erzen ist (O. SUSSMANN, 1901; A. WARCH, 1979).

„Grüne Schichten“ im Wettersteindolomit (27)

Diese Schichten im oberen Pirkner Graben am Rauchbichel (2019 m) bestehen aus einer Wechselfolge von Rauhwacke, Bänderdolomit, Dolomitmergel und Tonschiefer mit einer Mächtigkeit um 100 m, die W. SCHLAGER (1963) „Grüne Schichten“ nannte. Die im Namen ausgedrückte Farbe ist eher als ein schmutziges graugrün zu verstehen. Sie ist außerdem allein an den Schieferanteil, und auch nur im trockenen Zustand, gebunden.

Cardita-Formation – Karn (24, 25)

Die Cardita-Formation erfüllt mit ihren drei charakteristischen Schiefer- und Sandsteinlagen auch hier, wie im gesamten ostalpinen Raum, als Leithorizont bei der Gliederung der nordalpinen Trias eine wichtige Aufgabe. Sie ist allerdings auf dem vorliegenden Blatt nur mehr im E des Gailbergsattels, also im Bereich der Jaukenhöhe (2234 m) zu finden, denn auf der W-Seite des Blattes ist sie zur Gänze der Tektonik zum Opfer gefallen.

Auch der lithologische Aufbau entspricht hier noch weitgehend der Cardita-Formation in den übrigen Gailtaler Alpen, die vom Liegenden zum Hangenden grob folgendermaßen beschrieben werden kann:

Der 1. Carditaschiefer ist fast zur Gänze dunkelgrau bis schwarz und tonig. Die für den Bleiberger Raum typische, rund 60 cm mächtige Kiesoolithbank im Liegenden, welche von O. KRAUS (1969) nach N und W im Drauzug auf weniger als 15 cm ausdünnen sollte, war allerdings hier nicht anzutreffen. Stellenweise schlierige Rostflecken an Schichtflächen deuten allerdings einen Fe-Gehalt an, und sie sind hier, wie auch schon anderenorts, eine wichtige Erkennungshilfe für den 1. Carditaschiefer. Ein weiteres und wesentliches Erkennungsmerkmal ist auch noch eine Sandsteinlage als hangender Abschluß dieses Schieferhorizontes.

Die darauf folgende 1. Karbonatfolge ist hier durchwegs dolomitisch und vor allem liegend durch tonige Beimengungen schmutzig-grau, bei Bitumengehalt auch graubraun verfärbt und im angewitterten Zustand auch mehr oder weniger rauhwackig bis mürbe, sodaß es zu einer Verwechslung mit dem stratigraphisch nahen, hellen und gut gebankten bis geschichteten Wettersteindolomit kaum kommen kann.

Der 2. Carditaschiefer unterscheidet sich von den beiden anderen Schieferhorizonten durch beträchtlichen Mergelgehalt, wodurch er schon im Gelände durch seine verhältnismäßig hell-schmutzig-graubraune Farbe auffällt. Er ist auch mehr oder weniger von Sand und Onkolithen durchsetzt, wobei sich letztere im Liegenden anhäufen können. Auch Einstreuungen von Bivalvenresten wurden beobachtet.

Die 2. Karbonatfolge beginnt meist mit einem mehr oder weniger grob gebankten, dunkelgrauen Kalk und geht dann in einen Dolomit über, der mit seiner graubraunen Farbe und beträchtlichem Bitumengehalt dem norischen Hauptdolomit sehr ähnlich sehen kann.

Der 3. Carditaschiefer unterscheidet sich von den beiden anderen vor allem durch zwei charakteristische Lagen, nämlich durch die liegende sog. „Grooolithbank“ und den hangenden Sandstein, der mit mehreren Metern entschieden mächtiger und i. a. auch verfestigter ist als der Hangendsandstein des 1. Carditaschiefers (knapp 1 m). Der Grooolith, nach seinem äußeren Aussehen schon von G. GEYER so benannt und von O. KRAUS (1969) nach der Entstehung und dem inneren Aufbau in Onkolith umbenannt, gilt wegen seiner ungewöhnlichen Auffälligkeit als das Hauptmerkmal schlechthin für die Cardita-Formation in den Gailtaler Alpen.

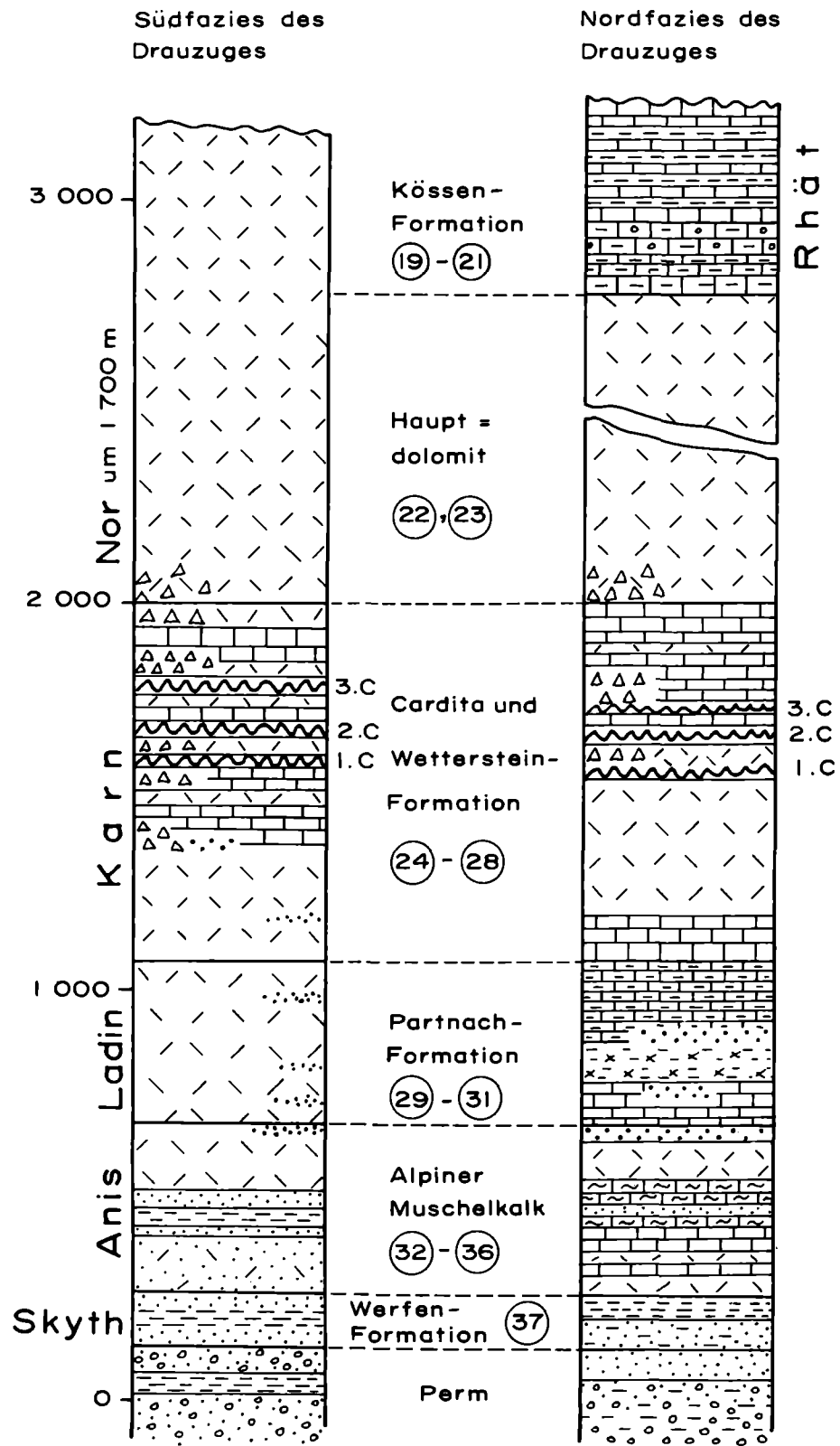
Der dunkelgraue bis schwarze Tonschieferanteil ist weiters bei ungestörter Lagerung des 3. Cardita-Horizontes deutlich geringer als beim 1. Cardita-Schiefer. Außerdem wird er hin und wieder durch Fossilenschutt und dünne Mergellagen unterbrochen. Der 3. Carditaschiefer wird schließlich auch hier, wie es fast immer in den übrigen Gailtaler Alpen zu beobachten ist, von einem sandig und mergelig durchsetzten Kalk mit mehreren Metern Mächtigkeit überlagert, der durch Pyritverwitterung an der Oberfläche hellgrau bis ocker verfärbt ist, im frischen Bruch aber eine schmutzig dunkelgraue Farbe aufweist.

Die 3. Karbonatfolge als hangender Abschluß der Cardita-Formation ist fast ausschließlich von grob gebanktem, dunkelgrauem Kalk zusammengesetzt, wie er schon bei der 2. Karbonatfolge beschrieben wurde. Ein besonders instruktiver Aufschluß befindet sich am N-Grat des Hosakopfs (A. WARCH, 1979), denn hier gibt es auf den Schichtflächen auch zahlreiche Fossilien, die sich bei näherer Untersuchung vielleicht als biostratigraphisch brauchbar erweisen könnten.

Ein positives Ergebnis wäre aber insofern bedeutsam, als die 3. Karbonatfolge allgemein als sehr fossilarm gilt und daher ihre chronostratigraphische Stellung noch nicht gesichert ist. – Eine teils brekziöse bis rauhwackige Ausbildung innerhalb der 3. Karbonatfolge, wie sie im größeren Umfang am Rücken NW des Weißensees (Blatt 198, WARCH, 1979) vorkommt, ist aber hier S vom Hosakopf nur angedeutet.

Hauptdolomit-Formation – Nor (22, 23)

Dieser Dolomit neigt innerhalb der Gailtaler Alpen allgemein von E nach W zur Aufhellung, was sich auch bei weiterer Fortsetzung in die Lienzer Dolomiten bestätigt. Dies bewirkt bei der Kartierung den Nachteil, daß eine sichere Unterscheidung zwischen dem Wettersteindolomit und Hauptdolomit mancherorts dann schwierig wird, wenn beim tektonischen Ausfall der Cardita-Formation die beiden stratigraphisch nahen Dolomite nebeneinander zu liegen kommen. In diesem Fall muß man auf die im allgemeinen gröbere Schichtung



Gering abgeändertes, schematisches Säulenprofil von Bleiberg nach O. SCHULZ u. E. SCHROLL 1977

Schematisches Säulenprofil von den westlichen Gailtaler Alpen nach A. WARCH 1985

bzw. Bankung des Hauptdolomites achten, und wenn dieser noch seine typische graubraune Farbe aufweist, dann ist auch immer ein mehr oder weniger starker Bitumengehalt festzustellen.

Der gegenüber den östlichen Gailtaler Alpen insgesamt geringere Bitumengehalt hat zur Folge, daß hier die grobe lithologische Gliederung dieses mächtigsten triadischen Gesteins im Drauzug – im Bleiberger Raum nach H. HOLLER (1951) rund 1700 m – in einen dunklen, daher bitumenreichen, mehr oder minder gut gebankten, teils aber auch massigen sog. Liegend-Hauptdolomit und in den weniger gut gebankten, verhältnismäßig hellen, daher bitumenarmen bis -freien sog. Hangend-Hauptdolomit kaum noch möglich ist. Daher wurde hier auf sie verzichtet, wodurch die schon bisher in den übrigen Gailtaler Alpen auch von anderen Bearbeitern des Drauzuges bedauerte lithologische Monotonie noch unterstrichen wird. Der verhältnismäßig dunkel graubraune sog. Liegend-Hauptdolomit in den östlichen Gailtaler Alpen wird regional noch durch feingeschichteten bis geschieferten, stark bituminösen, dunkel braungrauen bis schwarzen sog. Öl- oder Asphalt-schiefer abgeschlossen. Dieser war erwartungsgemäß wegen der schon erwähnten Aufhellung des Hauptdolomites von E nach W innerhalb der Gailtaler Alpen hier in typischer Ausbildung nicht zu finden, wenn auch der Hauptdolomit im oberen Pirker Graben ab der Höhe 1350 m und am Forstweg zur Klause (1410 m) am Pirker Bach sowie entlang der Abzweigung zur Schartner Alm (1523 m) dem typischen graubraunen, bitumenreichen Hauptdolomit weitgehend gleicht. Im allgemeinen ist aber der Hauptdolomit in den östlichen Lienzer Dolomiten eher ziemlich hell graubraun, daher enthält er nur wenig oder überhaupt kein Bitumen mehr. Er ist stellenweise deutlich laminiert, was auch für die teils sehr verschiedenen großen Komponenten der Hauptdolomitbrekzie gilt.

Die Spatisationsbrekzie, welche vom Schatzbichl (2090 m) über den Schartenkopf (2025 m) und die Schartner Alm (1523) nach W streicht, ist aber deshalb noch besonders erwähnenswert, weil sie beträchtlich über der Basis des Hauptdolomites zu liegen scheint.

Eine biostratigraphische Gliederung dieser mächtigsten triadischen Vertretung ist bisher an der ungewöhnlichen Fossilarmut, vor allem am Fehlen von Leitformen gescheitert. Dies ist auch der Grund dafür, daß es bis heute noch keine klare Abgrenzung dieser Stufe zum

Karn nach unten und zum Rhät nach oben gibt. Die Grenze zwischen dem Karn bzw. der Cardita-Formation und dem Hauptdolomit bildet daher nach wie vor, rein lithologisch, die sog. Basisbrekzie des Hauptdolomites, sofern sie überhaupt vorhanden ist. Um eine Verwechslung mit der auch nur regional vorkommenden und unterlagernden Brekzie bis Rauhwacke der 3. Karbonatfolge zu vermeiden, muß auf die stofflichen Unterschiede der Komponenten geachtet werden. Diese sind bei der Hauptdolomitbrekzie ausnahmslos dolomitisch, bei der 3. Karbonatfolge aber kalkig. Fehlen die Brekzien, dann stellt nur der weniger auffällige lithologische Übergang der dritten, überwiegend kalkigen Karbonatfolge der Cardita-Formation zum graubraunen, bituminösen Dolomit des Hauptdolomites die Grenze zwischen Karn und Nor dar. Die Hangendgrenze, zunächst eben auch nur lithologisch festgelegt, fällt mit dem Auslaufen des typischen Hauptdolomites zusammen.

Kössen-Formation – Rhät (19–21)

Trotz teilweisen Fossilreichtums liegt in dieser Formation keine sichere biostratigraphische Abgrenzung gegenüber dem liegenden Hauptdolomit wie auch nach oben vor.

Die Festsetzung der Liegendgrenze zum Hauptdolomit stößt gegenwärtig deshalb auf Schwierigkeiten, weil der Übergang vom Hauptdolomit zu der typischen schiefer- und fossilreichen Kössen-Formation von einem fossilarmen Kalk hergestellt wird, der noch keine sicheren, feinstratigraphisch brauchbaren Leitformen geliefert hat. Er ist zuerst grobbankig und teils noch dolomitisch, wird aber allmählich plattig und rein kalkig. Da ihm auch die für die Kössen-Formation kennzeichnenden Schieferlagen fehlen, dafür aber lagenweise Einstreuungen von cm- und dm-großen, überwiegend kalkigen, seltener dolomitischen, in der Farbtonung verschiedenen Geröllen in stark wechselnder Dichte aufweist, besteht bei einigen Autoren die Neigung, diesem Horizont eine stratigraphische Eigenständigkeit zuzuerkennen. So wurde er beispielsweise von W. SCHLAGER (1963) als „Plattenkalk des Nor-Rhät“, von K. CZURDA (1973) als „Oberrnorisches Plattenkalk-Niveau“ bezeichnet. Nach M. KÖHLER (1973) müßte er aber tiefer, nämlich im unteren oder höchstens im mittleren Nor eingestuft werden, denn nach seinen mikrofaunistischen Untersuchungen erwies sich sogar noch die hangende, schieferreiche Kössen-Formation als „Mittel-Oberrnor“.

Abb. 7



Dieser biostratigraphischen Beurteilung schloß sich Th. BECHSTÄDT (1978) an.

Die neuerliche biostratigraphische Verunsicherung der hangenden, schieferreichen Kössen-Formation i. e. S. durch die mikrofaunistischen Untersuchungsergebnisse von M. KÖHLER (1973) überrascht aber insofern, als aus diesem Schichtbereich schon eine Reihe von bisher aufgefundenen und beschriebenen Makrofossilien des Rhät bekannt ist (E. SUSS & E. v. MOJSISOVICS, 1868; G. GEYER, 1897 a, 1901 a, c, 1903; R. W. v. BEMMELEN, 1957, 1961; W. SCHLAGER, 1963; R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965; A. WARCH, 1979). Hier scheint also eine beachtliche Unstimmigkeit zwischen den Altersbestimmungen der Makro- und Mikrofossilien vorzuliegen.

Da der Plattenkalk über dem Hauptdolomit lithologisch dem Kalk der Kössen-Formation viel näher steht als dem Hauptdolomit, wird er hier mit der schieferreichen, eigentlichen Kössen-Formation zu Kössen-Formation im weiteren Sinne zusammengefaßt und zunächst näher noch als Basis-Plattenkalk der Kössen-Formation bezeichnet.

Die Kössen-Formation i. e. S. ist gekennzeichnet durch mehrere, von einigen Metern bis Zehnermetern mächtige Ton-, seltener Mergelschiefern innerhalb dunkelgrauer Kalke. Letztere weisen häufig so gute Schichtung auf wie zum Großteil der Partnach-Plattenkalk, doch unterscheiden sie sich durch den Mangel an ausgeprägter Ebenflächigkeit. Einzelne geringmächtige Kalklagen innerhalb der Schieferhorizonte verwittern helleckerig, sind aber im frischen Bruch infolge reichen Eisensulfidgehaltes dunkelgrau, bei Bitumenreichtum auch dunkel braungrau. Herrscht bereichsweise Kalk vor, so ist er meist grob und unregelmäßig gebankt, und an den Schichtflächen so sehr uneben, daß er teils auffällig grobknötig bis wulstig aussieht. Diese Erscheinungen sind zusammen mit Andeutungen von Fließfallen (slumpings) die Folge von Gleitungen.

Die ersten Aufschlüsse der Äquivalente dieser auf Blatt 197 reichlich vertretenen Stufe befinden sich entlang der Bundesstraße auf der N-Seite des Gailbergsattels (981 m) auf einer Strecke von 3½ km, wo die ungewöhnlich große Mächtigkeit durch eine Verschuppung und nicht, wie von R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP (1964) dargestellt, durch eine Antiklinalbildung innerhalb des Gailbergbaches verursacht wurde.

Auf die ersten Gerölle auf dem Weg N des Gailbergsattels nach unten, in Richtung des Drautales, stößt man nach ungefähr 300 m ab der Grenze Hauptdolomit/Basis-Plattenkalk. Sie verteilen sich dann überwiegend vereinzelt, also allgemein in geringer Dichte, auf eine Strecke von rund 380 m. Es fällt auch auf, daß sie hier, im Vergleich zu anderen mir bekannten Geröllhorizonten des Drauzuges, weitaus überwiegend nur cm-groß und fast durchwegs dunkler als die Matrix sind. Diese Beobachtung widerspricht somit vor allem bezüglich der Mächtigkeit des Geröllhorizontes beträchtlich der Darstellung von M. KÖHLER (1973) im Profil „Gailbergsattel“, wofür nur 10 m angegeben sind. KÖHLER (1973) vermutete auch am weiteren Verlauf der Gailberger Bundesstraße nach unten, bis unmittelbar vor Oberdrauburg, ein durchgehendes Profil von Kössen-Formation, sodaß dadurch die Verschuppung von ihm unberücksichtigt geblieben ist. Diese beginnt rund 280 m nach der ersten Doppelkehre mit mehr oder weniger stark mylonitisierendem, ungefähr 80 m mächtigem Hauptdolomit bei 860 m Höhe. Unmittelbar nach dem Haupt-

dolomit folgt die liegende Schuppe der Kössen-Formation gleich mit dem Geröllhorizont, der entlang der Straße auch hier noch ungefähr 100 m anhält. Dieser Schuppe fehlt also der grobblockige Anteil des Basis-Plattenkalks.

Zu der von R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP (1965) neu eingeführten stratigraphischen Einheit „Tscheltcher Folge“ sei noch bemerkt, daß Überprüfungen dafür keine lithologischen Voraussetzungen ergeben haben. Es wird nämlich fast der ganze Rücken der Tscheltcher Alpe (2154 m) von der gerölldurchsetzten Basis der Kössen-Formation eingenommen und auch die begleitenden Gesteine entsprechen dem Aussehen der Kössen-Formation. Damit erübrigt sich dieser neue stratigraphische Begriff.

Auf zwei besonders ergiebige Fundstellen soll wegen des auffällig unterschiedlichen Fossilinhaltes hingewiesen werden. So enthalten am Weg vom Podlaniggraben zur Mukulin-Alm (1487 m) um 1250 m geringmächtige Lagen von Mergelkalk innerhalb von Schieferhorizonten massenhaft Reste (Lumachelle) von ausschließlich Brachiopoden und Bivalven. Das zweite, sehr ausgedehnte Vorkommen, bestehend aus mehreren frischen Aufschlüssen im dunkelgrauen Kalk, befindet sich zwischen 1230 und 1400 m an den beiden Forstwegen am W-Hang des Pirker Grabens (die in der Nähe der Klause 1410 m im Pirker Graben zusammenmünden) und makroskopisch nur aus Korallen, vermutlich *Thecosmillia* sp., zu bestehen scheint.

Die Trias N der Drau

Die weitgehende lithologische Ausgeglichenheit bei den dolomitisch dominierten Triasstufen wirkt sich hier wegen der wenigen und kleinräumigen Aufschlüsse sowie infolge der starken Vegetationsbedeckung besonders nachteilig aus. Auch gehen ab den östlichen Gailtaler Alpen beim norischen Hauptdolomit der Bitumengehalt und damit auch die dunkle, graubraune Farbe als Hauptmerkmal dieses Gesteins immer mehr verloren, weswegen der schon im Anis reichlich vertretene Dolomit und der Wettersteindolomit dem Hauptdolomit im Gelände ziemlich ähnlich sehen. Dieser Umstand und das zunächst noch völlige Fehlen von fossilen Leitformen bei der Trias N der Drau führte dazu, daß die nur mehr geringen tektonischen Reste in diesem Gebiet von den bisherigen Bearbeitern (G. GEYER, 1897, 1901 c, d; O. SUSSMANN, 1901; H. MOHR, 1925; H. BECK 1930, 1939; R. W. v. BEMMELEN 1957) vor allem stratigraphisch verschieden beurteilt wurden. So deutete v. BEMMELEN den Dolomit bei den triadischen Aufschlüssen von Dellach/Drau bis Simmerlach ausschließlich als norischen Hauptdolomit. Aus der geologischen Karte von GEYER Blatt Mauthen-Oberdrauburg ist wiederum zu entnehmen, daß die gesamte Trias im gleichen Gebiet aus dem sog. Unteren Muschelkalk bestehen sollte. (Der „Untere Muschelkalk“ von GEYER umfaßt die Schichtfolge zwischen der skythischen Werfen-Formation und der ladinischen Partnach-Formation).

Die montangeologischen Untersuchungen von O. SUSSMANN (1901) in den um die Jahrhundertwende noch teilweise befahrbaren oder wieder erschlossenen Stellen des S-Hanges vom Dellacher Kolm (966 m) erbrachten für die Stratigraphie insofern wertvolle Hinweise, als zusätzliche lithologische Merkmale bekannt wurden, die obertags nicht im gleichen Ausmaß vorliegen können.

Die unterschiedliche Auffassung zur Stratigraphie aufgrund der Tafel IX von SUSSMANN und meinen Beobachtungen vornehmlich im Bereich des Dellacher Kolms besteht darin, daß nach der Tafel IX der Vorriegel, unmittelbar W von Dellach, Muschelkalk statt Hauptdolomit aufweist und weiter nach WNW überwiegend Wettersteinkalk an Stelle von Muschelkalk tritt. Dabei fällt auch auf, daß die in der Tafel IX angebrachten Bergbauzeichen sich am Kolm ausschließlich im Bereich des Wettersteinkalks befinden, die Vererzung selbst aber von SUSSMANN (1901) dem Muschelkalk zugeordnet wird. Nach meiner Aufnahme müßte beides dem Alpinen Muschelkalk zugezählt werden.

Die Aufnahmergebnisse von H. MOHR (1925) kommen meinen noch am nächsten, allerdings beschränken sie sich nur auf den Dellacher Kolm.

H. BECK (1930, 1939) begnügte sich, ohne nähere stratigraphische Differenzierungen, auf die Feststellung von Triasschollen ab Dellach/Drau bis Nörsach in Osttirol. Nur am S-Rand des Waldrückens zwischen Potzschling und Rittersdorf glaubte er Elemente des Alpinen Muschelkalks erkannt zu haben.

Meine Aufnahme ergab von Dellach im E bis Simmerlach im W, daß der Dolomit des rund 40 m steilen Hanges am westlichsten Ortsende von Dellach, ab der Bushaltestelle nach N, ziemlich eindeutig Merkmale des norischen Hauptdolomits (\pm graubraun, \pm bituminös, \pm massig) aufweist. Auf der anschließenden Wiese bis zum Gehöft Nörenach Nr. 7 – dieser Rücken ist ein Vorriegel – gibt es vereinzelt kleinere Aufschlüsse von gut geschichtetem bis gebanktem grauem Dolomit und Kalk, wobei der kalkige Anteil nach N zunimmt, wie es für die Wettersteinfole der nordfaziellen Gailtaler Alpen kennzeichnend ist. Im Umkreis der Stallung des Gehöftes Nörenach Nr. 7 trifft man aber sogar auf größere Aufschlüsse von Wettersteinkalk. Nur wenig weiter beim Haus Nörenach Nr. 8 wurde erst in letzter Zeit für einen Garagenbau ein mit Mergel und Glimmer durchsetzter, schmutzig dunkelgrauer und gut geschichteter Dolomit aufgeschlossen, der den Übergang vom Alpinen Muschelkalk zur den Werfen-Formation anzeigt. Damit bleibt am Vorriegel die triadische Schichtfolge zwar einigermaßen gewahrt, wenn auch mit stark tektonisch verminderter Mächtigkeit und ohne Hinweis auf den bei ungestörter Lagerung mächtigen Partnach-Plattenkalk. Er fiel also hier offenbar der kräftigen Störung entlang der Mulde von Nörenach zur Gänze zum Opfer.

Ungefähr am W-Ende des Vorriegels, rund 1 km W vom Draschitzbach, steht nahe der Bundesstraße und unmittelbar E vom Haus „Holztratten Nr. 24“ in einem derzeit schon stark verwachsenen Steinbruch ein einigermaßen typischer Partnach-Plattenkalk an. Mit seiner Hilfe als ladinische Bildung, wurde die stratigraphische Einstufung des in Richtung Kolm anschließenden oberanischen Zwischendolomits wesentlich erleichtert. Daß sich der Alpine Muschelkalk am S-Hang des Kolms auch noch über den Zwischendolomit hinaus fortsetzt, dies bestätigt der in der Österreichischen Karte 1 : 50.000 eingezeichnete Aufschluß zwischen 800 und 900 m, bestehend aus typischem mittelanischen Wurstkalk.

Der in der vorliegenden geologischen Karte im SW des Kolms zwischen den Ortschaften Holztratten und Glanz unmittelbar an den Zwischendolomit tektonisch gelangte dolomitische Wettersteinkalk ist die Folge des Zusammenwirkens der Längsstörung entlang der Nörenacher Mulde und der NNE verlaufenden Querwer-

fung. Letztere stellt zugleich den Vererzungsbereich des Kolms dar und wurde von O. SUSSMANN (1901) ausführlich behandelt. Dieses Vorkommen von dolomitischem Kalk unterscheidet sich vergleichsweise von der Wettersteinfole des Vorriegels, abgesehen von der Mächtigkeit, auch noch durch das Vorherrschen von hellgrauem, meist massigem oder nur schwach grobgebanktem Dolomit. Dieser wird in den Lienzer Dolomiten von W. SCHLAGER (1963) Diploporendolomit genannt. Er hebt sich im Aussehen deutlich vom im N anschließenden oberanischen Zwischendolomit des Dellacher Kolms ab, der mehr oder weniger dunkelgrau, meist gut und gleichmäßig geschichtet, häufig senkrecht zu den Schichtflächen weiß geädert und scharfkantig brechend ist.

Auf die anisische Vererzung am Dellacher Kolm zurückgreifend, soll noch daran erinnert werden, daß die Vererzung unmittelbar S gegenüber im Bereich der Jaukenhöhe (2234 m), an Wettersteinkalk gebunden ist. Aber auch paragenetisch sind die beiden Erzlagerstätten trotz ihrer Nähe anscheinend verschieden zu beurteilen, denn nach den im Archiv der Berghauptmannschaft in Klagenfurt vorliegenden Amtsberichten wurde auf der Jauken immer nur Pb-Zn-Erz im ungefähren Verhältnis $\frac{1}{5}$ Pb und $\frac{4}{5}$ Galmei abgebaut, dagegen kann man bei O. SUSSMANN (1901) über den Kolm/Dellach lesen, daß „in früheren Zeiten die Tätigkeit des Bergmanns nur auf die Gewinnung der leicht verschmelzbaren, im Ausgehenden der Lagerstätte massenhaft auftretenden Brauneisenstein beschränkt war, und erst im Jahre 1760 ist von einem Pb-Erzbergbau die Rede.“

Tektonik

Die Tektonik der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten wird insofern uneinheitlich beurteilt als beispielsweise G. GEYER (1897, 1901 a, 1903), R. W. v. BEMMELEN (1957, 1961, 1965) und W. SCHLAGER (1963) überwiegend einen Faltenbau sehen, dagegen L. KOBER (1955) und F. HERITSCH (1951) nur den Schuppenbau gelten lassen. Der Grund dafür liegt wohl darin, daß der Faltenbau hier nicht großräumig im Gelände zu erkennen ist. Man stößt zwar nicht gerade selten auf Internfaltungen von einzelnen, gut teilbeweglichen Gesteinshorizonten wie bei feingeschichteten Bereichen des Partnach-Plattenkalkes sowie bei der schieferreichen Kössen-Formation. Als ein besonders einprägsames Beispiel dafür können die verhältnismäßig großen Falten innerhalb der Kössen-Formation der N-Wand des Lumkofels (2287) in den Lienzer Dolomiten angeführt werden. Hier fällt aber auch noch auf, daß die Faltenachsen nicht im generellen Streichen der Schichten liegen, sondern mehr oder weniger normal dazu, also eine Querstauchung zum Ausdruck bringen. Dabei wird man an die schon von J. STINI (1938) vom Ostende des Drauzuges geschilderten Beobachtungen eines allgemeinen E-W-Schubes bzw. von „Querverschuppungen“, im besonderen auch noch von einem „gewaltigen Rutschelstreifen in E–W-Richtung des Wildensteiner Grabens“ am N-Fuß des Hochobirs (2139 m) erinnert. Daß aber die Kössen-Formation auch zu Verschuppungen befähigt ist, das wurde schon oben am Aufschluß entlang der Gailbergstraße N des Gailbergsattels beschrieben. Die gleiche Beobachtung bezüglich Verschuppungen bei Rhätbildungen konnte auch M. CORNELIUS-FURLANI (1953) in den Lienzer Dolomiten machen.

Die Verschuppung an der Gailbergstraße wurde nicht nur von R. W. v. BEMMELEN (1957) als Antiklinale gedeutet, sondern auch G. GEYER (1897) vertrat diese Ansicht und beide hielten die Permotrias N der Drau für die Fortsetzung dieser Faltung. Dieser Vorstellung muß aber widersprochen werden:

- 1) Aus stratigraphischen Gründen, weil die neu kartierte permotriadische Schichtabfolge N der Drau nicht mit dieser der südliche Gegenseite entlang der Gailbergstraße weder nach der geologischen Karte von GEYER noch nach der von R. W. v. BEMMELEN in Einklang gebracht werden kann.
- 2) Aus tektonischen Gründen, weil ab Rittersdorf im N der Drau die stratigraphische Abfolge der Permotrias umdreht, d. h. von Dellach/Drau im E bis Glanz im W verläuft sie aufsteigend von N nach S und ab Rittersdorf weiter nach W von S nach N, wie aus der vorliegenden geologischen Karte zu ersehen ist. Diese beiden Schuppen können daher nicht einer einzigen tektonischen Einheit angehören, also nicht dem Antiklinalschenkel nach der Karte von GEYER (1901 d) oder der Synklinale nach dem Profil IB (Gailbergsattel Ostseite) von v. BEMMELEN (1957) entsprechen.
- 3) In der 2½ km in WNW-Richtung von Rittersdorf entfernten und schon außerhalb des Blattes 197 liegenden Simmerlacher oder Dobler Klamm tritt infolge der guten Aufschlüsse noch einmal in überzeugender Weise die Schichtabfolge von Rittersdorf auf, hier allerdings nicht nur im N vom Kristallin begrenzt, sondern auch im S. Damit ist erwiesen, daß die Permotrias N der Drau wenigstens im Bereich von Simmerlach – der übrige Raum zwischen der N-Permotrias und der des Hauptgebirgszuges ist durch Quartär bedeckt – keine unmittelbare Verbindung unter dem quartärbedeckten Drautal zum ungefähr 1½ km entfernten Hauptzug der Gailtaler Alpen besitzt. Daraus ergibt sich wiederum, daß es sich bei einem Großteil, wenn nicht überhaupt bei der gesamten Permotrias N der Drau um eine Einschuppung dieses Schichtpaketes größeren Stiles im kristallinen Grundgebirge handelt.

Am S-Rand der Gailtaler Alpen beginnt ungefähr in der Mitte des Kartenblattes beim sog. Rötenskapf eine Abspaltung zunächst von Permoskyth mit etwas brekziöser Basis des Alpenen Muschelkalks vom Hauptgebirge. Dann treten noch Reste von Partnach-Plattenkalk, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit hinzu und das Ganze verschuppt sich ab Dobra über Kötschach in komplizierter Weise bis zum östlichen Kartenrand mit dem Gailtaler Kristallin.

Bei den soeben geschilderten tektonischen Gegebenheiten in den Randzonen, aber auch aufgrund des ständigen und kleinräumigen Wechsels der flächigen Gefügedaten auch innerhalb des Gebirges kann wohl kaum ein genereller Faltenbau auf Blatt 197 erkannt werden. Gerade die weithin sichtbaren Diskordanzen innerhalb des Wettersteinkalkes der N-Wände bei der Jaukengruppe, wo ein Stapel von rund 500 m Wettersteinkalk vorliegt, kann als überzeugendes Beispiel für die hier herrschende Tektonik dienen.

Wie verhält es sich aber beispielsweise beim Profil über den Gailbergsattel bezüglich der weiteren Bemerkung von W. SCHLAGER (1963), daß „der Hauptstrang des mittleren Drauzuges als eine enggefaltete Folge gedeutet werden kann.“? Wenn man die nun erwiesene

Verschuppung der Kössen-Formation auf der N-Seite des Gailbergsattels und die tektonische Wiederholung des Permoskyth mit Teilen der liegenden Trias ab Rötenskapf bzw. Pittersberg im S von der Gesamtlänge des Profils abzieht, so bleibt nur mehr eine Strecke von knapp 4 km für die von W. SCHLAGER postulierte Faltung übrig, wo sich die geringen tektonischen Reste der ganzen übrigen Trias zusammendrängen sollten. Daß sich bei derartigen tektonischen Verhältnissen kaum Gefügedaten finden lassen, die auf symmetrologisch beweisbare Falten hinweisen könnten, liegt auf der Hand. In diesem Zusammenhang sei auch noch einmal an den nicht allzu weit entfernten Stapel von Wettersteinkalk in der Jaukengruppe, also im „Hauptstrang des mittleren Drauzuges“ erinnert, der eindeutig gegen die obige Feststellung von W. SCHLAGER spricht.

Die vor allem von G. GEYER immerfort betonten enggepreßten Falten in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten, die dann noch hätten zergleiten und schließlich übereinander geschoben werden sollen, lassen hier auch nicht die gelegentlich angewandte Methode zu, flächige Gefügedaten soweit in die Ferne zu projizieren, bis doch noch eine Großfalte konstruiert werden kann. Auch müßte selbst bei enggepreßten und nachfolgend zerscherten Falten beim jeweils liegenden Faltschenkel eine verkehrte Schichtabfolge vorliegen, was aber noch nirgends festgestellt werden konnte. Daher bietet sich zwangsläufig die Vorstellung an, daß bei den hier erwiesenen stark einengenden tektonischen Kräften die weniger zur Faltung geeigneten Gesteinsbereiche, welche aber in den Gailtaler Alpen und besonders in den Lienzer Dolomiten weitaus überwiegen, es nicht nur zu Zerschörungen bzw. Zergleitungen und nachfolgenden Verschuppungen gekommen ist, sondern mit der Zergleitung waren fast immer mehr oder weniger schichtvermindernde Abscherungen verbunden. Das führte dazu, daß je nach der lokalen Intensität der tektonischen Kräfte sowohl längs wie auch quer nur mehr engbegrenzte, verhältnismäßig geringmächtige Schuppen übrigbleiben. So bildet beispielsweise der Hauptdolomit, der nach H. HOLLER im Raume Bleiberg-Kreuth rund 1700 m mißt, und im N der Lienzer Dolomiten wieder sehr deutlich in Erscheinung tritt, auf Blatt 197 nur mehr verhältnismäßig kleine und unregelmäßig verteilte tektonische Inseln. Daß bei derartigen Verhältnissen auch keine generelle Vergenz herrschen kann, wie schon W. SCHLAGER (1963) feststellt, überrascht nicht.

Literatur

- ANGER, H.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. – Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 1964.
- BECK, H.: Aufnahmsberichte über Blatt Mölltal. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1930, 1939.
- BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., 121, Wien 1978.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen. – Schriftenreihe d. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, Wien 1974 b.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdsch., 65, 616–648, Stuttgart 1976.
- BEMMELEN, R. W. v.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Erster Teil). – Jb. Geol. B.-A., 100, Wien 1957.

- BEMMELEN R. W. v.: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 104, Wien 1961.
- BEMMELEN, R. W. v. & MEULENKAMP, J. E.: Beitrag zur Geologie des Drauzuges (Dritter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 108, Wien 1965.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien 1953.
- CZURDA, K.: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1973.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen. – Verh. k. k. Geol. R.-A., Wien 1897.
- GEYER, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. – Jb. k. k. Geol. R.-A., Wien 1898.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahme im Weißenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette. – Verh. k. k. Geol. R.-A., Wien 1901 a.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 75.000, Oberdrauburg-Mauthen. – Wien (k. k. Geol. R.-A.) 1901 c.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der österr. ungar. Monarchie, 1 : 75.000, Blatt Oberdrauburg-Mauthen, Nr. 5350, Zone 19, col VIII. – Wien (k. k. Geol. R.-A.) 1901 d.
- GEYER, G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. – Verh. k. k. Geol. R.-A., Wien 1903.
- HAUSER, Ch.: Erläuterungen zu Blatt 200 (Arnoldstein). – Wien (Geol. B.-A.) Wien 1982.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. – In: SCHAFFER, F. X.: Geologie Österreichs. Zweite Auflage, Wien (Deuticke) 1951.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. – Berg- u. Hüttenm. Mitt., 96, Wien 1951.
- HOLLER, H.: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia II, 150/70, Klagenfurt 1960.
- KOBER, L.: Bau und Entwicklung der Alpen. – Zweite Auflage, Wien (Deuticke) 1955.
- KÖHLER, M.: Mikrofazielle, geochemische und paläogeographische Untersuchungen des Plattenkalkes und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen. – Festschrift HEISEL, Univ. Innsbruck, 1973.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges. – Jb. Geol. B.-A., Wien 1969.
- MOHR, H.: Ein Profil durch den Kolm im Drautal. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1925.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Wien 1963.
- SCHULZ, O.: Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). – Carinthia II, 22. Sh. Klagenfurt 1960.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1970.
- STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklaushof. – Carinthia II, 48, Klagenfurt 1938.
- WARCH, A.: Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia II, 35. Sh., Klagenfurt 1979.

Die postvariszische Transgressionsfolge des Drauzuges

(Abb. 8, 9)

Von GERHARD NIEDERMAYR

Die postvariszische Sedimentation findet im westlichen Drauzug ein variszisch geprägtes, retrograd metamorphes Kristallin (Gailtalkristallin, HERITSCH & PAULITSCH, 1958) vor. Die Transgression – soweit von einer Transgression i. e. S. gesprochen werden kann – erfaßt den Ablagerungsraum sehr unterschiedlich. Mit Einsetzen der Quarzporphyrgerölle führenden Konglomeratfolge (Gröden-Formation) scheint der Südteil des Gebietes bereits zur Gänze im Sedimentationsbereich zu liegen. Im Norden (Drauzug-Nordseite und Triaschollen nördlich der Drau) setzen die Ablagerungen scheinbar erst mit dem Alpinen Buntsandstein ein. Es muß in diesem Zusammenhang aber darauf hingewiesen werden, daß die Grenze Kristallin zu permischen bzw. skythischen Sedimenten nahezu immer mehr oder weniger tektonisch überprägt ist. Ein eindeutiger Transgressionsverband kann nur an wenigen Stellen als solcher interpretiert werden (z. B. FRITSCH, 1961; SCHLAGER, 1963; NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1982). Komponenten des Gailtalkristallins als Gerölle, besonders an der Basis der Folge häufig, machen aber eine transgressive Auflagerung sehr wahrscheinlich.

Darüber hinaus sei hier auch noch darauf hingewiesen, daß aufgrund von Untersuchungen der Illit-Kristallinität eine anchizonale Metamorphose der postvariszischen Sedimente belegt werden konnte. Diese Prägung ist im Nordteil des Drauzuges signifikant intensiver erfolgt als im Südteil dieses Bereiches und kann bis in die Cardita-Formation nachgewiesen werden. Der

Grund für dieses Verteilungsmuster ist derzeit nicht klar ersichtlich, die unterschiedliche Intensität dieser metamorphen Prägung könnte aber auch nur tektonisch bedingt und auf die intensive Schuppung in diesem Bereich zurückzuführen sein (NIEDERMAYR et al., 1984).

Laas-Formation (40)

Zwischen Gailbergsattel im Westen und Mayengraben bei St. Daniel im Gailtal im Osten liegt eine von überwiegend dunkelrotbraunen Sand- und Siltsteinen mit zwischengeschalteten Konglomerat- und Brekzienlagen aufgebaute Folge. Sie wurde von NIEDERMAYR und SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) als Laaser Schichten bezeichnet. Der hangendste Anteil ist durch Produkte eines sauren Vulkanismus ausgezeichnet. Neben Anlieferung von Quarzporphyrdetritus (Porphyrzirkone) kommt es bereichsweise zu Porphyrgüssen. Die Abfolge von stark verschweißtem Porphyry, violettem, ignimbrischen Quarzporphyry und rotbraunem Quarzporphyry-Tuff und Porphyryersatz weist auf sich bereichsweise z. T. mehrfach wiederholende Porphyrgüsse mit nachfolgender Tuffförderung und subsequenter Verwitterung hin (Abb. 8).

Chronostratigraphisch brauchbare Fossilreste finden sich nur an der Basis dieser Folge, und zwar meist an Toneisensteinen gebundene Pflanzenreste. Aufgrund der bestimmten Flora wird ein Unterrotliegend-Alter angegeben (AMEROM et al., 1967a). Wenig darüber konnte eine Tetrapodenfährte, und zwar von *Ichniotherium cottaie*