

zweier Störungen, an denen der mittelalterliche Bergbau der „Bucherlöcher“ betrieben wurde, konnten Bleiglanzkrystalle gefunden werden. Ebenfalls nördlich des Haupttales, in über 1550 m Seehöhe, beobachtet man im Westen meines Gebietes (Richtung Lercher Wald) muskowitzreiche, hellgraue, phyllitische Glimmerschiefer. Besonders in der Talgegend der Schwarzach kommt es in den Glimmerschiefern manchmal zu Umwandlungen von Granat in Turmalin. Auch idiomorphe, nach der Fältelung gesprossene Turmaline können in den Glimmerschiefern beobachtet werden. Die unregelmäßigen Steich- und Fallwerte entlang des Tonalitplutons sind auf dessen Intrusion und die plastische Verformung des Nebengesteines zurückzuführen. Der Tonalit streicht West–Ost und keilt gegen Osten am Kamm der Grünalm aus, nachdem er sich randlich zu Pegmatit wandelt. Der Tonalit ist kein einheitlicher Intrusivkörper, sondern gliedert sich in 2, bzw. im Tal des Zwenewaldbaches in 3 gesonderte diskordante Gänge auf, dessen breitester auf eine Länge von 300 m aufgeschlossen ist (südlich der Gagenalm). Dabei ist der Tonalitkomplex an einen Mylonithorizont gebunden, den die Intrusiva bevorzugt durchdrangen (Straßenaußschluß unter dem Zeigerle). Der südlich angrenzende Glimmerschiefer besitzt ein s von 210/20. Im Tonalit nähergelegenen (nördlichen) Teil findet man kaum Lineationen vor, nur eine leichte Einregelung der Glimmer ist feststellbar. Ab dem Wechseln des Einfallens, hervorgerufen durch eine leicht nach Norden überkippte Falte, kann im Glimmerschiefer eine Fältelung von $l = 150/10$ festgestellt werden. Im Kern dieser Falte kommt es zur makroskopisch sichtbaren Granatbildung. Südlich der Gaggenhöhe bzw. des Blitzkofels ist das s etwa 200/30, die Fältelung streicht mit etwa 165 Grad. Im auf den ersten Blick monoton aussehenden Gebiet südlich des Tonalits sind etliche Pegmatitgänge und einige wenige Amphibolite aufgeschlossen (auf den östlichen Hängen unter Gaggenhöhe und Zeigerle). Im südlichsten Teil meines Gebietes kommt es zu einem verstärkten Paragneisaufreten. Auch die oftmalige makroskopische Beobachtung von Schörl in den Paragneisen und Glimmerschiefern soll hier erwähnt werden.

Für eine lagerstättenkundliche Betrachtung ist es sinnvoll, die geochemischen und geophysikalischen Untersuchungsergebnisse abzuwarten.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklarn, 198 Weißbriach und 199 Hermagor

Von ADOLF WARCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Blatt 179 Lienz

Die schon im letzten Aufnahmebericht (1984) behandelten Vorkommen von Rhät- und Jurakarbonaten auf der Stadelweise NW des Hochstadelhauses (1870) der östlichen Lienzer Dolomiten wurden diesmal eingehender, als es bisher möglich war, untersucht. Dies war umso notwendiger, als sowohl W. SCHLAGER (1963) als auch R. W. VAN BEMMELEN & E. MEULENKAMP (1965) zwar die beiden genannten Formationen erwähnen, aber in ihren den Arbeiten beigelegten geologischen Karten im besagten Gebiet nur die Kössener Schichten

des Rhät eingezeichnet sind. Beide Autoren nahmen offenbar eine so starke Vorherrschaft der rhätischen Formation an, daß sie glaubten, die des Jura vollkommen vernachlässigen zu dürfen.

Diese Unterlassung der gegenseitigen Abgrenzung der beiden Formationen wurde auf der Karte von W. SCHLAGER (1963: 93) vermutlich im wesentlichen aus lithologischen, von R. W. VAN BEMMELEN & E. MEULENKAMP (1965: 232) aber aus tektonischen Gründen bestimmt. Die Alleinbenützung der Signatur für Rhät auf der Karte von W. SCHLAGER hatte zwangsläufig auch noch die widersprüchliche Eintragung des von ihm (1963: 93) angeführten und dem Jura zugewiesenen Ammonitenfund am oberen Rand der Stadelwiese, nahe der Kote 2073, zur Folge. Die zweite, auf derselben Karte rund 750 m im SSE der vorgenannten Fundstellen entfernte, nämlich am unteren Rand der Stadelwiese, gilt aber für die schon von G. GEYER (1897: 311) angeführten Rhätfossilien.

Zur Klärung des Verhältnisses der beiden Foramtionen auf der Stadelwiese zueinander wurde diesmal der jähe Absturz von der oberen Stadelwiese (2073) zur Zabratalse begangen. Hier wurden nämlich die von der Stadelweise her annähernd E–W-streichenden Karbonate durch eine Querstörung, womit zugleich eine Absenkung des W-Teiles der Stadelwiese verbunden war, bis in die Tiefe von etwa 150 m freigelegt. Neben der nun bloßliegenden Tektonik gewähren die dabei entstandenen Schutthalden, im Gegensatz zur fast durchwegs vegetationsbedeckten Stadelwiese, vor allem umfassenden lithologischen Einblick in dieses Gestein.

Weitaus am meisten liegt gut geschichteter, plattig zerfallender, reichlich von grauem Hornstein durchsetzter und mehr oder weniger muschelartig brechender Mergelkalk vor, den W. SCHLAGER (1963: 93), wohl in Anlehnung an den unter- bis mittelliasischen Fleckenmergel der Hallstätter Fazies, auch hier Liasfleckenmergel genannt hat. Der kleinräumig stark wechselnde Mergelgehalt des Kalkes der Stadelwiese bewirkt auf angewitterten Oberflächen auch tatsächlich ein in Grautönen abgestuftes und damit einigermaßen fleckiges Aussehen.

Der Schuttbildung ist zu verdanken, daß hier neben einzelnen Kieselkorallen verhältnismäßig viele Ammoniten-Fossilien zu finden sind. Ihre Bedeutung liegt vor allem darin, daß sie wesentlich zur sicheren Identifikation dieser, vom übrigen liegenden Jura des Drauzuges doch merklich abweichenden lithologischen Ausbildung beitragen.

Am ehesten entspricht dieses Gestein am Steilhang von der Stadelwiese zur Zabartalpe (mit der ungefähren Breite von 500 m) nach der schon seit G. GEYER (1903: 180) und M. CORNELIUS-FURLANI (1953: 286) noch im wesentlichen gültigen Stratigraphie des Jura in den Lienzer Dolomiten dem „grauen Fleckenmergel“ des unteren Lias. Nur die Begrenzungen des Hanges im S und vor allem im N weisen mehr oder weniger grob gebankte, dunkelgraue Kalke mit überwiegend kalkigen Gerölleinstreuungen, wie sie für die Basis der Kössener Schichten kennzeichnend sind, auf Rhät hin. Daraus kann tektonisch eine Synklinalbildung des stark erodierten Rhät gefolgert werden, zumal sich die beiden Geröllhorizonte der Hangbegrenzung nach E hin, über die Stadelweise hinunter, fortsetzen, dabei immer mächtiger werden und sich am unteren Rande der Sta-

delwiese zur Umrahmung des Mergelkalkes zusammenschließen.

Tektonisch beurteilt nimmt hier eine der ausgeprägten Längsstörungen der Lienzer Dolomiten ihren Anfang, die nach der verhältnismäßig kräftigen Querstörung und Absenkung zwischen der Stadelwiese und Zabratalse ihre Fortsetzung, allerdings in beträchtlich tieferer Lage, auf der W-Seite des Lavantgrabens wiederfindet und dann über Lavant, Amlacher Wiese und am N-Rand der zentralen Lienzer Dolomiten bei Mittelwald in das Pustertal ausstreicht. Daß der Sog dieser Längsstörung auch schon im Bereich der Stadelwiese sehr wirksam war, wird durch das annähernd senkrechte Einfallen der Mergelkalke im Steilhang der Stadelwiese zur Zabratalse zum Ausdruck gebracht.

Aus der Steilstellung der Mergelkalke, die fast die ganze Breite des Steilhangs einnehmen und nach E in die Stadelwiese streichen, kann geschlossen werden, daß der Untergrund der Stadelwiese zum weitaus größten Teil aus liegendem Lias und nicht Rhät bzw. Rhät allein besteht, wie es aus den geologischen Karten von W. SCHLAGER (1963) und R. W. VAN BEMMELEN & E. MEULENKAMP zu entnehmen ist.

Übrigens nehmen mit Verstärkung der Absenkung entlang der Störung nach W hin die beiden Formationen umfangmäßig bis zur Amlacher Wiese im Profil „Laserzwand (2614) – Rauchkofel (1901)“ beträchtlich zu. Das Rhät erweitert sich um seine typischen, schieferreichen Kössener Schichten, der Lias wiederum um meist grob gebankte bis massige, im frischen Bruch bräunlichgraue bis blaßrötliche, teils von unregelmäßig verlaufenden, dunkelbraunen, filmartigen Ablösungsflächen, aber auch von dickeren und weißen Kalzitadern durchzogene Kalke, die meist muschelartig brechen, auffällig hell verwittern und häufig Hornstein enthalten. Im Hangenden dieser Kalke treten mit wechselnder, insgesamt aber geringerer Mächtigkeit sowohl gut geflasierter Kalk mit dunkelgrauem, tonigem Zwischenmittel als auch ziegelroter Flaserkalk auf. Letzteren verglich schon G. GEYER (1903: 180) mit dem mittelliassischen, ammonitenreichen Adnether Kalk der Nordalpen, der sich auch in den Lienzer Dolomiten als der fossilergiebigste von den Liaskalken erwies. Besonders instruktive Aufschlüsse dafür findet man von Lavant über den Kinbichl (1098) bis in die Nähe des Tristacher Sees, weiters im Bereich der Galitzenklamm und im oberen Gamsgraben um 1300 m, unmittelbar im Anschluß an den Hauptdolomit. Ab dem Auerlinggraben, W von Lavant, bis über den Galitzenbach im Pustertal tritt auch noch Unterkreide (Neokom) in Form von dunkel schmutzgrauem, gut gebanktem bis feingeschichtetem Sandstein mit mehr oder weniger karbonatischem und/oder tonigem Bindemittel hinzu.

Dieser nördliche Rhät-Jurazug der Lienzer Dolomiten streicht nur einmal, und zwar im Gebiet des Mordbichls (954), auf die N-Seite der Drau, allerdings entschieden mehr, als aufgrund der letzten und umfassenden Aufnahmen der Lienzer Dolomiten von R. W. VAN BEMMELEN & E. MEULENKAMP (1965) bisher bekannt war. Nach der geologischen Karte der beiden Autoren sollte sich dieses Vorkommen nur auf den Mordbichl beschränken. Seit dem Ausbau der Bundesstraße zwischen dem Mordbichl und der Lienzer Klause ragen aber derzeit im Anschluß an den Mordbichl auf einer Strecke von rund 500 m nach E noch mehrere blockartige Aufschlüsse des im frischen Bruch hell bräunlichgrauen Liaskalkes aus der Böschung zwischen der Straße und des Eisen-

bahndammes heraus und zwar, wie ich es von der Straßenverwaltung erfahren konnte, zur Auflockerung dieser sonst zu streng geometrisch wirkenden Anlage. Bei dieser Gelegenheit sei auch noch auf eine den Mordbichl betreffende Diskrepanz zwischen der geologischen Karte der genannten Autoren und dem dazugehörigen Text in der Behandlung der Lienzer Dolomiten (1965: 235) hingewiesen. Das Rhät-Juravorkommen am Mordbichl auf der geologischen Karte wurde nämlich im Text als Jura-Unterkreide (Neokom) beschrieben.

Die Untersuchung erstreckte sich diesmal vergleichsweise auch auf den zweiten Rhät-Jurazug (hier ohne Neokom!) der Lienzer Dolomiten, der im SE dieses Gebirgszuges beginnt und ihn mit mehreren Aufschlüssen stark wechselnder Mächtigkeiten sowie geringfügiger Unterbrechungen schräg nach WNW durchstreicht. Auch hier ist eine Reihe von Berichtigungen an der geologischen Karte von R. W. VAN BEMMELEN & E. MEULENKAMP erforderlich. So wird die Rhät-Jura-Einlagerung am Kosterberg (2017), die vom Sturzelgraben her streicht, nicht nur von N durch Jura begrenzt, wie es aus der Karte von R. W. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP hervorgeht, sondern auch von S. Die S-Abgrenzung ist vom Sattel zwischen Kosterberg und Breitenstein (2304) mit der Kote 1933 in Richtung Mahrwieser-Alm in mehreren, kleineren Aufschlüssen von im frischen Bruch bräunlichgrauem, teils auch geflasertem Liaskalk bis rund 100 m N von der Jagdhütte (1634) bei einer Quelle, die zugleich die Grenze Rhät-Jura darstellt, zu verfolgen.

Dieses Rhät-Jura-Vorkommen keilt im W in den Hauptdolomit des N-Hangens vom Kosterberg aus und zwar in der westlichsten Seitenrinne des Grabens N der Kote 2054 in der Höhe von 1570 m. Nach E hin überquert es aber zwischen 1260 m und 1400 m den Sturzelgraben und streicht dann, vor allem wegen des Aussetzens der Kössener Schichten, mit verminderter Mächtigkeit über den Sattel 1827 (Sattelle Sand) zwischen dem Feuerbichl (2001) und der Gedendl-Spitz (2321) hinunter in den Gamsgraben. Von dort steigt es – hier wieder mit Kössener Schichten! – zum S-Hang des Kaser-Kofels (2016) an und streicht dann rund 50 m über den Sattel zwischen der Höhe 2235 und dem Frauentaleck (2263) hinunter aus. Nach der Karte von R. W. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP wäre aber das Rhät-Juravorkommen auf beiden Seiten des Sattels bei 1827 unterbrochen, obwohl beispielsweise auf der E-Seite des Sattels um 1600 m sogar ein größerer Aufschluß von tiefrotem Flaserkalk des typischen Jura auftritt. Neben dem roten Flaserkalk sind hier aber auch noch die beiden anderen typischen Ausbildungen des Jura in den Lienzer Dolomiten, nämlich der durch das mergelige bis tonige Zwischenmittel überwiegend dunkelgrau aussehende Flaserkalk und der im frischen Bruch bräunlichgraue, weiß kalzitisch geaderte, mehr oder weniger grob gebankte Liaskalk, teils auch mit Hornsteineinschlüssen, zu sehen. Vom ersteren im feingeflaserten Zustand gibt es unmittelbar über dem Gamsbach auf der E-Seite einen auffälligen Aufschluß, der grob gebankte Liaskalk wiederum bildet am S-Hang des Kaser-Kofels (2016) um 1800 m die wegen der Steilheit des Geländes weithin sichtbaren hellen Felsen. Auch treten da wieder die Kössener Schichten hinzu, aber nicht sie allein sind hier vertreten, wie es die geologische Karte von R. W. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP zeigt.

Bei weiterer Verfolgung dieses, am Frauentaleck (2263) auskeilenden Rhät-Jurazuges auf die E-Seite des Eggentales stößt man auf dem auch in den Kartenblättern 179 und 196 eingezeichneten Jägersteig schon bei 1920 m auf Liaskalk, der dann annähernd entlang der W-E gerichteten Rinne zwischen Sandeck (2336) und der südlich davon liegenden Höhe 2124 streicht und bald nach dem Grat der beiden genannten Höhen wieder auskeilt. Erst auf der E-Seite der den Höhen 2336 – 2124 – 1992 parallel verlaufenden Rinne setzt der gleiche Liaskalk bei 2010 m mit rund 40 m Mächtigkeit wieder ein, um neuerdings nach ungefähr 400 m im Streichen an der von der Birnbacher Alm (1750 m) nach NE oben ziehenden Störung zu enden.

Nach weiteren rund 700 m im E und etwas nach S verworfen setzt dunkelgrauer und roter Flaserkalk mit rund 20 m Mächtigkeit unmittelbar vor der Einsattelung zwischen dem Eisenschuß (2615) und Oberalpl (2235) wieder ein und reicht, auch hier im Gegensatz zur Karte von R. W. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, nur einige Zehnermeter über den Sattel in Richtung Tränkgraben hinunter. Die Fortsetzung ist, rund 700 m nach S versetzt, erst auf der E-Seite des Grabens zu beobachten, hier allerdings von grob gebanktem, hellem Liaskalk und mit reichlicher Beteiligung von rhätischen Kössener Schichten. Letztere treten am sog. Alpl zwischen der Höhe 2106 und dem Hochstein (1712), besonders deutlich aber im östlich anschließenden Beilsandgraben in Erscheinung.

Nach der Quartärbedeckung um das St. Lorenzer Tuffbad vermehren sich die Kössener Schichten noch immer beträchtlich, dagegen keilt der Liaskalk, hier wieder mit Anteilen von rotem Flaserkalk, S vom Riebenkofel, (2383) endgültig aus.

Blatt 180 Winklarn

Auf Blatt 180 (Winklarn) ging ich diesmal den schon im Aufnahmebericht 1984 erstmals erwähnten Hinweisen auf Cardita-Schichten im Bereich des Rabantberges (1303) noch näher nach. Zu den schon im vergangenen Jahr aufgefundenen Cardita-Sandsteinen in der sog. Teichmüller Rinne im W von Oberdrauburg konnte ich heuer mehrere Aufschlüsse dieses Sandsteines ausfindig machen. Zu ihnen gelangt man am Forstweg von Oberdrauburg über Hohenburg (735) und Schrottenberg (998) zum Rabantberg bei 1210 m. Hier befindet sich auf der nordseitigen Böschung ein knapp 1 m mächtiger Sandsteinaufschluß, übrigens im östlichen auslaufenden Ast der Teichmüller Rinne. Unmittelbar unter dem Forstweg, wo die Rinne schon gleich weitgehend ausgeprägt ist, nimmt auch die Mächtigkeit des Sandsteines beträchtlich zu und bleibt entlang der Rinne bis zu einem SW-Knick, ungefähr 50 m tiefer, gut aufgeschlossen. Er weist die üblichen Begleiter des 3. Cardita-Horizontes auf, wodurch wenigstens eine ungefähre Grenze zum Hauptdolomit im W gegeben ist. Die 3. Karbonatfolge der Cardita-Schichten, die als eigentlicher Grenzbereich noch zwischen dem 3. Cardita-Horizont und dem Hauptdolomit liegen sollte, war hier, ob aus lithologischen oder tektonischen Gründen, nicht zu erkennen. An den 3. Cardita-Horizont schließt nämlich ein Dolomit an, der durchaus mit dem Hauptdolomit vergleichbar ist, und nicht etwa ein bestimmt aussehender Kalk, wie er sonst im größeren Teil der Gailtaler Alpen in dieser stratigraphischen Position vorliegt. Nun konnte ich schon bisher in den westlichen Gailtaler Alpen und besonders in den Lienzer Dolomiten beobach-

ten, daß bereits ab dem hangenden Wettersteindolomit der Nordfazies bis hinauf zum Hauptdolomit nur mehr Dolomite vorkommen, die kaum noch differenzierbar sind. Dies könnte also auch für den an den 3. Cardita-Horizont anschließenden Dolomit gelten.

Der 3. Cardita-Horizont im Streichen nach oben verfolgt, macht sich trotz des mehr oder weniger tiefen Waldbodens noch einmal bei 1260 m in Form eines kleinen Sandsteinaufschlusses bemerkbar, sodaß auf diese Weise seine Lagerung E von der Linie der Koten 972 und 1303 gegeben ist.

Am gleichen Forstweg, nämlich von Oberdrauburg zum Rabantberg, aber schon bei 1190 m und rund 200 m vor dem 3. Cardita-Horizont zieht eine flache und verwachsene Rinne nach oben, die einen weiteren Cardita-Horizont andeutet und der sich 340 m höher durch Sandstein- und Tonschieferstücke in einer Pinge auch tatsächlich bestätigt. Die Entfernung vom 3. Cardita-Horizont, aber auch das gemeinsame und alleinige Auftreten von Sandstein und Tonschiefer weisen auf den 1. Cardita-Horizont hin.

Aber auch die Pinge hat hier einen diesbezüglichen Aussagewert, denn sie stammt vermutlich, wie viele andere im Drauzug, von der Zeit (vom 19. bis tief in das 20. Jht.), als man die Entstehung der Pb- und Zn-Lagerstätten ausschließlich mit der stauenden Wirkung des Schiefers vom 1. Cardita-Horizont für die aufsteigenden Erzlösungen gedeutet hat. Diese Annahme wird durch eine weitere nahe Pinge mit gleicher stratigraphischer Lage gestützt. Zu ihr gelangt man bei 1120 m auf einem alten Forstweg, welcher von der ab Schrottenberg ersten Rechtskehre am neuen Forstweg bei 1090 m nach NW abzweigt.

Daß die genannten Pingens nur mehr Reste von Versuchsschürfungen darstellen, kann man aus den, in ihrer nächsten Umgebung herrschenden Verhältnissen (beispielsweise keine deutlich erkennbare Halde!) ableiten. Auch in der Geschichte des Kärntner Bergbaues von H. WIESSNER (1951: 82) gibt es nur einmal eine kurze Erwähnung von Gruben um Oberdrauburg.

Die Betonung der Cardita-Schichten ist aber schon deshalb von besonderem Belang, weil noch in der letzten, eingehenden geologischen Bearbeitung dieses Gebietes von L. HAHN (1966: 7) diese Formation geleugnet wurde.

Bezüglich der im Bericht 1984 vom Blatt 180 angeführten „rätselhaften“ Liasblöcke zwischen Zwickenberg und Sittnitz muß noch berichtet werden, daß es sich dabei nur um eine besondere Ausbildung von Alpinem Muschelkalk handelt, wie es sich mittlerweile herausgestellt hat.

Blatt 198 Weißbriach

Auf Blatt 198 Weißbriach wurden die bisher zuwenig beachteten Cardita-Schichten im schlecht begehbaren Bistritz-Graben unmittelbar N von St. Lorenzen im Gitschtal näher untersucht. Diese Formation ist im W dieses Kartenblattes nicht gerade selten vertreten, doch nirgends auch nur annähernd im vollständigen stratigraphischen Umfang. Vor allem die drei charakteristischen Cardita-Horizonte mit ihren plastischen Schieferanteilen fallen häufig zur Gänze der Tektonik zum Opfer, was aber hier nicht zutrifft. Hier verursachten sie, infolge Gleitungen zwischen den kompetenten Karbonatfolgen der Cardita-Schichten, Geländestufen, die schließlich zur Ausbildung des sog. Mühlenschuß-Wasserfalls geführt haben. Dieser ist immerhin so eindrucksvoll,

voll, daß er von amtswegen zum Naturdenkmal erklärt wurde.

Am Fuß des Wasserfalles und zwar auf der E-Seite steht der 3. Cardita-Horizont mit seiner charakteristischen Onkolithbank (Grooolith nach HOLLER) in üblicher Mächtigkeit an. Letzterer muß aber schon deshalb hervorgehoben werden, weil nach Annahme von O. KRAUS (1969: 93) diese Lage von Bleiberg bis zum Weißensee, also bis zum Meridian des Bistritzgrabens, vollkommen auslaufen sollte. Hier beginnt auch ein Stollen, der nach Auskunft von Einheimischen (u. a. Walter Kucher, Siegfried Strömpfl) ungefähr 300 m nach E bis zum Haus Nr. 58 (vgl. WALKER) hätte reichen sollen. Über sein Alter und Ergiebigkeit konnten sie aber keine Angaben machen. Auch in der Geschichte des Kärntner Bergbaues (H. WIESSNER, 1951: 168) kann man nur von einem verfallenen Stollen im St. Lorenzer Berg im Gitschtal lesen.

Der Wasserfall selbst wird durch grob gebankten, dolomitischen Kalk bis Dolomit der 2. Karbonatfolge der Cardita-Schichten gebildet. In seiner oberen Kante ist der zweite, tektonisch stark verminderte Cardita-Horizont eingelagert. Daran schließen nach oben gut gebankter, ziemlich dunkelgrauer Kalk an, worauf bis zum 1. Cardita-Horizont schmutzig dunkel graubrauner, bituminöser und teils grusig zerrütteter Dolomit folgt, wie auch sonst meist in dieser stratigraphischen Lage innerhalb der Gailtaler Alpen.

Der erste Cardita-Horizont scheint noch am ehesten mit seiner ursprünglichen Mächtigkeit vorzuliegen, denn an ihm kann man, neben hangendem Sandstein und dem Tonschiefer in mittlerer Lage, auch noch die liegende Kiesoolithbank (nach HOLLER, 1951: 70) bzw. Grenzbank (nach O. SCHULZ, 1960: 9) mit überraschender Mächtigkeit beobachten. Sie wurde näher schon von H. HÖLLER und O. SCHULZ für den Raum Bleiberg mit der Mächtigkeit bis zu 60 cm beschrieben, die laut O. KRAUS (1969: 91) nach W und N bis auf weniger als 15 cm ausdünnen sollte, allerdings ohne sonstige nähere Angaben, wie beispielsweise über die Gesamtausdehnung dieser Lage. Ich konnte bisher bei meinen Kartierungen in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten bestenfalls nur Rostflecken im Liegenden des 1. Cardita-Horizontes als Hinweise für mehr oder weniger Fe-Gehalt feststellen. Eine vom hangenden Tonschiefer klar abgegrenzte Kiesbank war mir aber bisher nur hier und noch einmal im 3 km WNW entfernten Nappitsch-Graben (im Katasterblatt des Forstbezirkamtes von Weißbriach so bezeichnet und unmittelbar W vom Stoffbauer) aufgefallen.

Der Nappitsch-Graben findet auch bei G. GEYER (1901: 67) im Zusammenhang mit der Behandlung des sog. erzführenden Wettersteinkalkes in den Gailtaler Alpen Erwähnung. Nur scheint in diesem Graben der geringe Erzgehalt im unmittelbar liegenden Karbonat des 1. Cardita-Horizontes durch Mobilisation aus der hier besonders reichhaltigen Kieslage dorthin gelangt zu sein. Auch trifft für diesen Bereich nicht die Bezeichnung Wettersteinkalk zu, denn im Nappitsch-Graben, wie auch im nahen Bistritz-Graben, liegt die N-Fazies vor, wonach im Liegenden des 1. Cardita-Horizontes Wettersteindolomit folgt. Das besonders Bemerkenswerte an den geschilderten Verhältnissen ist aber noch, daß sich die Cardita-Schichten einschließlich der Kieslage von Bleiberg bis hierher allem Anschein nach nicht ändern, obwohl der Anteil der Trias zwischen den Cardita-Schichten und dem Alpinen Muschelkalk einen ver-

hältnismäßig starken lithologischen Wandel mitmacht und zwar von der S- zur N-Fazies.

Blatt 199 Hermagor

Von den auf Blatt 199 Hermagor im Bau befindlichen Forstwegen hat sich diesmal mein Augenmerk besonders auf die nun fertiggestellte Verbindungsstrecke vom Tschekeltal über den Kesselgraben in Richtung des Klausenbaches, NW vom Tschekelnock (1892), gerichtet. Diese sollte nämlich einen weiteren Hinweis auf den von H. HOLLER (1977, Abb. 5) postulierten und von O. SCHULZ (1984) in Abrede gestellten Deckenbau in den östlichen Gailtaler Alpen geben. Daß im genannten Gebiet und zwar im Grenzbereich der Kartenblätter 199 und 200 drei, durch mittlerweile schon erwiesene Störungen, getrennte tektonische Einheiten vorliegen, steht nach meinen Ausführungen im letzten Aufnahmebericht 1984 wohl außer Zweifel. Offen blieben nur noch die zutreffenden Benennungen dieser, die zunächst von mir Abscherungs- bzw. Teildecken bezeichnet wurden, und ihre kartierbare Ausdehnung nach E und W.

Im vergangenen Jahr konnte ich mit Hilfe eines neuen Cardita-Schieferaufschlusses am östlichen Kartenrand des Blattes 199 die Grenze zwischen der Kak- und Erzbergdecke (nach HOLLER) sicher stellen. Ihre weitere Verfolgung nach W wird nun durch mehrere neue Aufschlüsse vom 1. und 2. Cardita-Horizont mit gleicher stratigraphischer Position, wie am östlichen Kartenrand, im Kesselgraben wesentlich gestützt. Schließlich konnte auch festgestellt werden, daß tektonische Reste derselben Cardita-Schichten sich bis zum westlichen Kartenblatt fortsetzten und NW von Hermagor in das untere Gitschtal auslaufen. Damit ist aber die S-Abgrenzung der Kak-Abscherungsdecke gegenüber der Erzberg-Abscherungsdecke endgültig gesichert.

Einen wesentlichen Beitrag zu dieser sicheren Aussage leisten aber auch noch mehrfache Aufschleppungen bzw. Durchspießungen von Permoskyth durch die gesamte Trias entlang dieser Störungslinie im Gebiet der St. Stefaner Alm (1546) sowie des Kok (1886, neue Bezeichnung für Kak) und stellen damit wohl die größtmögliche tektonische Trennung zwischen der Kak- und der südlich vorgelagerten Erzberg-Abscherungsdecke dar. Nun treten Permoskyth-Einschuppungen mit Teilen eines weiteren Cardita-Zuges auch auf der N-Seite der Kak-Abscherungsdecke auf, sodaß auch gegenüber der nördlichen und damit dritten tektonischen Einheit, der sog. Mitterbergdecke nach HOLLER eine ähnlich klare tektonische Abgrenzung, wie vorhin gegenüber der Erzbergdecke im S, besteht. Übrigens wird auch die Erzberg-Abscherungsdecke im S von einem weiteren, also insgesamt dritten selbständigen Zug von Cardita-Schichten abgeschlossen, hier allerdings ohne Permoskyth-Einschuppungen. Damit wird aber die Dreiteilung der Permotrias in N-S-Richtung innerhalb des Kartenblattes 199 noch wesentlich unterstrichen.

Diese geschilderten Verhältnisse, durch jene ergänzt, die schon im vorjährigen Aufnahmebericht 1984 vom Profil „Zesargrab en – Sparberneck (1555) – Höhe 1697 – Wertschacher Alm (1612)“ dargelegt wurden, lassen wohl keine Folgerung auf eine Großfaltung der östlichen Gailtaler Alpen im Sinne von O. SCHULZ (1984) zu, denn die Selbständigkeit der drei tektonischen Einheiten ist eindeutig und koordinierbare Faltelemente zwischen ihnen sind daher auszuschließen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: [129](#)

Autor(en)/Author(s): Warch Adolf

Artikel/Article: [Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern, 198 Weissbriach und 199 Hermagor 446](#)